



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**FELIPE SEIBERT MOREIRA**

**FLUXOS GRAVITACIONAIS LACUSTRES NA BACIA DO  
RECÔNCAVO – UM ESTUDO NO ÂMBITO DA  
ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS DE BACIAS RIFTE**

Salvador  
2015

**FELIPE SEIBERT MOREIRA**

**FLUXOS GRAVITACIONAIS LACUSTRES NA BACIA DO  
RECÔNCAVO – UM ESTUDO NO ÂMBITO DA  
ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS DE BACIAS RIFTE**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre.

Orientador: Prof. MICHAEL HOLZ

Salvador  
2015

TERMO DE APROVAÇÃO

FELIPE SEIBERT MOREIRA

FLUXOS GRAVITACIONAIS LACUSTRES NA BACIA DO  
RECÔNCAVO – UM ESTUDO NO ÂMBITO DA  
ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS DE BACIAS RIFTE

Dissertação aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Geologia, Universidade Federal da Bahia, pela seguinte banca examinadora:

MICHAEL HOLZ - Orientador  
Doutor em Geologia Sedimentar pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul  
Universidade Federal da Bahia

Antonio Jorge Vasconcellos Garcia  
Doutor em Geociências pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul  
Universidade Federal de Sergipe

Carlson de Matos Maia Leite  
Doutor em Geologia pela Universidade Federal da Bahia  
Universidade Federal da Bahia

Salvador, 08 de julho de 2015

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço primeiramente ao Pai criador e a Mãe terrena pela oportunidade de estudar uma ciência tão maravilhosa que é a Geologia. A minha esposa Laila Milani pela paciência e apoio durante todos esses anos de dedicação e a qual carrega o meu filho Zion em sua barriga. Aos meus pais Marivaldo e Vera e minha irmã Milena por sempre acreditarem e apoiarem a minha dedicação à vida acadêmica. Em especial agradeço o meu orientador Dr. Michael Holz por todo o conhecimento compartilhado nesse período, com ensinamentos acadêmicos geológicos e de vida. Toda a equipe do GETA que participou e apoiou o desenvolvimento deste projeto, em especial Breno, Uilli, Édric, Taíla, Marcela e Vinícius). Aos geólogos Cícero da Paixão, Luis Huerga e Greg Soule pelos momentos de discussões geológicas e conselhos a um geólogo em formação.

Obrigado a todos!

## RESUMO

A Bacia do Recôncavo consiste em um rifte intracontinental com forma de meio-gráben, composto por uma fase pré-rifte, rifte e pós-rifte. Os conceitos de estratigrafia de sequências aplicada às bacias do tipo rifte foi utilizado na análise da fase rifte, onde foram identificados três tratos tectônicos, sendo eles o “trato tectônico de início de rifte”, “desenvolvimento de rifte” e “final de rifte”. Os depósitos lacustres desta bacia encontram-se predominantemente no “trato tectônico de desenvolvimento de rifte” e são compostos por lamitos lacustres e fluxos gravitacionais, focos deste estudo. Através de descrição de afloramentos foram identificadas 13 fácies sedimentares, provenientes de processos de correntes de turbidez, fluxos laminares coesivos e não coesivos e decantação. Essas fácies foram organizadas em quatro Associações de Fácies, sendo elas: (I) *Slides* – corpos pouco deformados por deslizamento de frentes deltaicas e depósitos *foreshore/shoreface*; (II) Debritos Arenosos – corpos altamente deformados por escorregamentos e descargas deltaicas com concentrações de sedimento maior que 20% do volume; (III) Turbiditos – correntes de turbidez provenientes da diminuição da concentração dos debritos arenosos ou por turbiditos do tipo “*quasy-steady*” e; (IV) *Background* Lacustre – sedimentação lacustre por decantação ou por correntes de turbidez dos tipos “*surge*” e “*surge-like*”. Os padrões observados nos perfis de raios gama dos afloramentos foram correlacionados com os perfis de 31 poços, originando mapas estratigráficos de distribuição das Associações de Fácies através de três subfases do “trato tectônico de desenvolvimento de rifte” e da parte basal do “trato tectônico de final de rifte”. A identificação da “superfície de início de desenvolvimento de rifte” e a “superfície de máximo rifteamento”, que limitam o trato de desenvolvimento na base e no topo, respectivamente, indicou que a espessura deste trato aumenta no sentido SE e NE da área de estudo. O comportamento das estruturas, superfícies e espessuras identificadas nos poços foram corroborados através dos mapas provenientes das interpretações sísmicas, que se mostraram complementares nas interpretações devido a regiões sem dados de poços ou sem linhas sísmicas. A partir dos mapas estratigráficos foi identificada uma fase inicial com um lago restrito à região leste da área estudada e onde ocorreram as maiores taxas de subsidência durante o início do desenvolvimento do rifte. Em seguida ocorre a expansão do lago, com a maior distribuição e espessuras dos fluxos gravitacionais de sedimentos e padrão retrogradacional dos lamitos lacustres. Já na fase final ocorre a diminuição do volume dos fluxos gravitacionais devido ao distanciamento das áreas fontes e o máximo de expansão do sistema lacustre, o qual é preenchido posteriormente pelos depósitos do “trato de final de rifte”. O aporte sedimentar tem fonte a norte-noroeste, nordeste e secundariamente leste, tendo a atividade tectônica, o excesso de sedimentos das frentes deltaicas e descargas fluviais de tempestades como principal “gatilho” para os fluxos. Os depósitos turbidíticos ocorreram constantemente durante todos os estágios lacustres, evidenciando que esses não estão relacionados somente a depósitos distais, podendo ocorrer em regiões proximais onde a concentração de sedimento por volume é baixa o suficiente para gerar turbulência no fluxo, menor que 20%.

**Palavras-chave:** BACIA DO RECÔNCAVO; FLUXOS GRAVITACIONAIS; ELETROFÁCIES.

## ABSTRACT

The Reconcavo Basin consists of an intracontinental rift shaped as a half-graben, consisting of a pre-rift, rift and post-rift stages. The concepts of sequence stratigraphy applied to rift basins was used in the analysis of the rift phase, where three tectonic tracts were identified, the "tectonic tract of rift initiation", "rift development" and "rift final". The lacustrine deposits of this basin are predominantly at the "tectonic tract of rift development" and consist of lacustrine mudstones and sediment gravitational flows, focuses of this study. Through outcrops Description 13 sedimentary facies were identified, from turbidity current processes, cohesive and non-cohesive laminar flow and suspension fallout. These facies were organized into four facies associations, namely: (I) Slides - bodies low grade deformed by sliding of deltaic front deposits and foreshore / shoreface; (II) Sandy Debrites - highly deformed by slip bodies and deltaic sediment discharges with concentrations greater than 20% by volume; (III) turbidites - turbidity currents from decreased concentration of sandy debrites or turbidites of type "quasi-steady" and; (IV) Lacustrine Background - lacustrine sediment by suspension fallout or by "surge" and "surge-like" turbidity currents. The patterns observed in the gamma ray logs from the outcrops were correlated to 31 well logs, resulting in stratigraphic maps of distribution of facies associations through three sub-phases of the "tectonic tract of rift development" and the basal part of the "tectonic tract end of the rift". The identification of the "surface of rift initiation development" and "surface maximum rifting" that limit the development tectonic tract at the base and top, respectively, indicated that the thickness of this tract increases to SE and NE direction at the study area. The behavior of structures, surfaces and thicknesses identified in the wells were corroborated by the maps from seismic interpretations, which proved complementary interpretations due to regions without well data or without seismic lines. From the stratigraphic maps an initial phase was identified with a small lake in the eastern region of the study area occurred and where the highest rates of subsidence during the early development of the rift. Then the lake expansion occurs, with the larger distribution and thicknesses of gravitational flows retrogradational pattern of lake sediments and mudstone. In the final stage is decreasing volume flow due to the gravitational distance of the source areas and the maximum expansion of the lake system, which is filled by deposits of the "tectonic tract of rift final." The sand supply source has the north-northwest, northeast and east secondarily, with the tectonic activity, excess sediments of deltaic fronts and river discharge storms as the main "trigger" for the flows. The turbidite deposits occurred continuously during all stages lake, showing that these are not only related to distal deposits can occur in proximal regions where the volume of sediment concentration is low enough to generate turbulence in the flow, less than 20%.

**Keywords:** RECONCAVO BASIN; SEDIMENT GRAVITY FLOW; ELETROFACIES.

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1:</b> Mapa de localização do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, NE do Brasil...	24
<b>Figura 2:</b> Localização, limites e arcabouço estrutural da Bacia do Recôncavo, mapeado ao nível da seção pré-rift (Milhomem <i>et al.</i> , 2003). .....	25
<b>Figura 3:</b> Seção geológica esquemática do compartimento sul da Bacia do Recôncavo (Milhomem <i>et al.</i> , 2003).....	27
<b>Figura 4:</b> Domínios estruturais no embasamento em torno do rifte do Recôncavo. Adaptado de Magnavita (1992). .....	28
<b>Figura 5:</b> Carta Estratigráfica da Bacia do Recôncavo. Silva <i>et al.</i> , (2007).....	32
<b>Figura 6:</b> Tipos de fluxos de densidade. $\rho_f$ – densidade do fluido; $\rho_a$ – densidade da água do ambiente; $\rho_{a1}$ e $\rho_{a2}$ – densidade da água do ambiente em corpo estratificado. Modificado de (Bates, 1953; Mulder <i>at. al.</i> , 2007; Mulder, & Alexander, 2001). .....	37
<b>Figura 7:</b> Comparação dos dois esquemas de classificação mais populares, mostrando a diferença na utilização da nomenclatura relacionada ao processo de transporte de massas. (A) Classificação de Dott (1963) baseada no comportamento mecânico, onde o processo de massa não inclui as correntes de turbidez. (B) Classificação feita por Middleton & Hampton (1973) com base no mecanismo de suporte entre os grãos, onde o fluxo de massa inclui as correntes de turbidez. Observe que essa classificação não considera a avalanche (rockfall), deslizamento (slide) e escorregamentos (slumps) de Dott (1963) (Modificado de Shanmugan, 2012). .....	38
<b>Figura 8:</b> Descrição esquemática do complexo de slide e slump em Israel, observar as zonas de depleção (proximais) e acumulação (distais), e as estruturas que podem ser formadas associadas com a movimentação de slumps (modificado de Martinez et al., 2005). .....	41
<b>Figura 9:</b> A sequência de Bouma e os mecanismos de deposição inferidos para os intervalos Ta a Te para uma corrente de turbidez de baixa densidade desacelerante (Bouma (1962), incorporando conceitos de Lowe (1982), Mutti (1992), d’Ávila et al. (2008) e Shanmungan (2000)). .....	42
<b>Figura 10:</b> Terminologia e utilização da nomenclatura utilizada para os tipos de fluxo de acordo com a concentração de sedimento em porcentagem do volume. Em alguns casos, a concentração sedimentar apenas não pode ser definido como condição limitante, pois o limiar da porcentagem do volume depende de outros fatores como o conteúdo argila. Os ranges de condições possíveis para os limites são representados por linhas tracejadas. (Modificado de Mulder e Alexander, 2000) .....	43
<b>Figura 11:</b> A) Nível de base para áreas próximas ao mar. B) Nível de base representado pelo perfil de equilíbrio fluvial com a existência de um sistema lacustre. Modificado de Catuneanu (2006). .....	48
<b>Figura 12:</b> Conceitos de transgressão, regressão forçada (RF) e regressão normal (RN) definidos pela interação entre taxa de variação do nível de base e aporte sedimentar. A parte superior da figura mostra a variação da magnitude do nível de base ao longo do tempo. A parte inferior da figura mostra a taxa de variação da magnitude do nível de base ao longo do tempo e a sua relação com o aporte sedimentar, considerado aproximadamente constante. Fonte: Adaptado de Catuneanu (2006). .....	49

<b>Figura 13:</b> Padrões de empilhamento de parassequências; expressão de perfil de poço em perfil. (a) Conjunto de parassequências com padrão progradacional, (b) conjunto de parassequências com padrão retrogradacional e (c) conjunto de parassequências com agradacional (Modificado de Van Wagoner et. al., 1987).	49
<b>Figura 14:</b> Geometria típica de um rifte intracontinental formando uma série de meio-grábens, contendo footwalls e hangingwalls. Modificado de Kuchle et. al. 2005	51
<b>Figura 15:</b> Estágios de preenchimento de bacias Rifte de acordo com o modelo de Prosser (1993), compreendendo um estágio de início do rifte, seguido por uma fase de clímax do rifte, pós-rifte imediato e pós-rifte tardio. A direita a coluna estratigráfica idealizada para o modelo. Modificado de Prosser (1993).	55
<b>Figura 16:</b> Modelo geométrico básico de Bosence (1998) com critérios estratigráficos para separar a seção sin-rifte das seções pré e pós-rifte, e suas respectivas discordâncias. Modificado de Bosence (1998).	56
<b>Figura 17:</b> Modelo tectono-sedimentar conforme Bosence (1998). (a) estágio sin-rifte inicial, apresentando a criação inicial das estruturas controladoras dos meio-grábens e aumento da atividade tectônica; (b) estágio sin-rifte médio, onde o rifte atinge a máxima atividade tectônica, com pouco arranjo da rede de drenagem e geração de grandes escarpas nos footwalls e; (c) estágio sin-rifte tardio, onde ocorre a diminuição da atividade tectônica, erosão das escarpas e estabilização das drenagens, dominando a entrada de aporte sedimentar nos meio-grábens. Modificado de Bosence (1998).	57
<b>Figura 18:</b> Modelo de evolução do rifte proposto por Gawthorpe & Leeder (2000). (a) fase de início do rifte, ocorrendo pequenas bacias isoladas e baixo relevo; (b) fase de interação e conexão, onde ocorre o desenvolvimento dos meio-grábens, ganhando extensão lateral e desenvolvimento de lagos; (c) fase de estabelecimento de meio-gráben, ocorrendo a diminuição da atividade tectônica, possibilitando a fixação das drenagens e aumentando o transporte de sedimento para os meio-grábens e; (d) fase de morte do rifte, onde a atividade tectônica cessa, ocorre a erosão das escarpas das falhas e o preenchimento dos sistemas lacustres. (Gawthorpe & Leeder, 2000).	59
<b>Figura 19:</b> Seção esquemática do modelo evolutivo. (a) Início do Rifte; (b) Meio-gráben inicial; (c) Meio-gráben maduro e; (d) Final do meio-gráben. Morley (2002).	60
<b>Figura 20:</b> Arquitetura interna de uma sequência rifte, mostrando o padrão de granocrescência ascendente vertical, a mudança de bacia faminta (underfilled) para preenchida (filled) e, atingindo a condição de super preenchimento (overfilled) (Martins-Neto & Catuneanu, 2010).	61
<b>Figura 21:</b> Modelo estratigráfico idealizado de uma bacia rifte, ilustrando os tratos de sistemas tectônicos, suas superfícies limítrofes, o arranjo dos sistemas deposicionais e os padrões de empilhamento. (Kuchle et al., 2010)	64
<b>Figura 22:</b> Comparação entre o posicionamento das superfícies estratigráficas entre o modelo proposto neste trabalho e os modelos propostos por diferentes autores. DB - discordância basal; DSR – discordância sin-rifte; SIDR – superfície de início de desenvolvimento de rifte; SMR – superfície de máximo rifteamento; STF – superfície de tendência de fácies e; DPR – discordância pós-rifte.	68
<b>Figura 23:</b> Curva de subsidência esquemática para uma bacia do tipo rifte.	69
<b>Figura 24:</b> Perfil de poço identificando o embasamento cristalino da bacia, a discordância basal (DB) e os depósitos da fase pré-rifte. Em cor azul o perfil de raios gama	71
<b>Figura 25:</b> Perfil de poço identificando os depósitos da fase pré-rifte, a discordância sin-rifte (DSR), o trato tectônico de início de rifte (TTIR), a superfície de início de	



desenvolvimento de rifte (SIDR) e os depósitos basais do trato tectônico de desenvolvimento de rifte (TTDR). Em cor azul o perfil de raios gama. ....	71
<b>Figura 26:</b> Perfil de poço identificando o trato tectônico de desenvolvimento de rifte (TTDR), a superfícies de máximo rifteamento (SMR) e os depósitos basais do trato tectônico de final de rifte (TTFR). Em cor azul o perfil de raios gama. ....	74
<b>Figura 27:</b> (a) Mapa de localização dos afloramentos estudados na parte sudoeste da Ilha de Maré IM-01 e IM-02, sendo o primeiro voltado para oeste, o segundo para sul e o terceiro, de Bom Despacho, localizado na face leste da Ilha de Itaparica (imagem extraída do Google Earth). (b) Mapa de situação com a identificação da área da imagem na Bacia do Recôncavo. ....	78
<b>Figura 28:</b> Perfil estratigráfico do afloramento IM-01 localizado na Ilha de Maré, com total de 13,2m, indicando as fácies sedimentares encontradas, suas associações de fácies e o perfil de raios gama. ....	79
<b>Figura 29:</b> Perfil estratigráfico do afloramento IM-02 localizado na Ilha de Maré, com total de 37,4m, indicando as fácies sedimentares encontradas, suas associações de fácies e o perfil de raios gama. ....	80
<b>Figura 30:</b> Perfil estratigráfico do afloramento BD-01 localizado na Ilha de Itaparica, com total de 13,2m, indicando as fácies sedimentares encontradas, suas associações de fácies e o perfil de raios gama. ....	81
<b>Figura 31:</b> Visão geral da AF-I – <i>Slides</i> , localizada no afloramento IM-01, mostrando camadas intercaladas de arenitos finos com argilitos, aumento das fácies arenosas para o topo e o bloco levemente rotacionado. Visada para leste. ....	84
<b>Figura 32:</b> Camadas de argilitos siltosos em meio a arenitos maciços e com leve estratificação plano-paralelas. Afloramento IM-02. ....	84
<b>Figura 33:</b> (a) Perfil de raios gama de afloramentos da AF-I – <i>Slides</i> , compilado a partir de intervalos referentes a essa mesma associação de fácies em diferentes afloramentos, apresentando variação de 55 a 105 GAPI e padrão em funil. Escala vertical de 1m por quadrado. (b) Perfil de raios gama em dado de poço, análogo aos <i>slides</i> identificados nos afloramentos, apresentando padrão em funil e com valores de variando entre 120 e 45 GAPI. Escala vertical de 5m a cada quadrado. ....	84
<b>Figura 34:</b> Visão geral da AF-II – Debritos Arenosos, localizada no afloramento IM-02, mostrando um grande volume de arenitos finos, siltosos, maciços e com estruturas de fluidização. Visada para nordeste. ....	86
<b>Figura 35:</b> Suaves estratificações plano-paralelas e estruturas em “chamas” provenientes de processos de liquefação em zonas de transição de argilitos siltosos para arenitos finos. ....	86
<b>Figura 36:</b> (a) Perfil de raios gama de afloramentos da AF-II – Debritos Arenosos, adquirido no afloramento IM-02, apresentando padrão em caixa, com pouca variação de 30 a 45 GAPI, a depender do teor de concentração de argila. Escala vertical de 1m por quadrado. (b) Perfil de raios gama em dado de poço, análogo aos debritos arenosos identificados nos afloramentos, apresentando padrão em funil e com valores variando entre 20 e 50 GAPI nos arenitos, podendo chegar a 100 GAIP nos lamitos que encontram-se intercalados. Escala vertical de 5m a cada quadrado. ....	86
<b>Figura 37:</b> Visão geral da AF-III – Turbiditos, localizada no afloramento BD-01, apresentando intercalações entre camadas argilo-siltosas e camadas arenosas, que não ultrapassam mais de 2 metros de espessura. Visada para oeste. ....	88
<b>Figura 38:</b> Arenitos médios a finos, com gradação normal, maciço na base e com <i>ripples</i> no topo, intercalados com camadas de argilito físsil e/ou maciço e siltitos plano-paralelos e com <i>ripples</i> . ....	88

<b>Figura 39:</b> (a) Perfil de raios gama de afloramentos da AF-III – Turbiditos, medidos no afloramento BD-01, apresentando padrão irregular, com grande variação de valores em um intervalo de poucos metros, variando de 45 a 95 GAPI. Escala vertical de 1m por quadrado. (b) Perfil de raios gama em dado de poço, análogo aos turbiditos identificados em afloramento, apresentando padrão irregular com grande variação de valores entre 15 e 100 GAPI. Escala vertical de 5m a cada quadrado. .88	
<b>Figura 40:</b> AF-IV – <i>Background</i> lacustre, localizada no afloramento BD-01, representado por argilitos e argilitos siltosos maciços ou físsil e siltitos maciços, plano-paralelos e <i>ripples</i> .....	90
<b>Figura 41:</b> Siltitos argilosos com areia fina e apresentando <i>ripples</i> .....	90
<b>Figura 42:</b> (a) Perfil de raios gama de afloramentos da AF-IV – <i>Background</i> Lacustre, medidos no afloramento BD-01, com padrão regular, sem muitas variações nos valões de raios gama que se mantém entre 70 e 100 GAPI. Escala vertical de 1m por quadrado. (b) Perfil de raios gama em dado de poço, análogo aos lamitos lacustres identificados em afloramento, apresentando padrão regular agradacional e com tendência de aumento da argilosidade em direção a SMR e com valores geralmente entre 75 e 90 GAPI, podendo chegar a 120 GAIP próximo a SMR. Escala vertical de 5m a cada quadrado. ....	90
<b>Figura 43:</b> Localização dos 31 poços (nomeados de P-01 a P-31) e dos 466km de linhas sísmicas 2D disponibilizados para esse trabalho, em uma área total de 1156km <sup>2</sup> no compartimento central da Bacia do Recôncavo. As falhas indicadas no mapa são modificadas de Destro <i>et. al.</i> (2003) e adaptadas de Aragão (1994) .....	91
<b>Figura 44:</b> Linhas sísmicas 2D interpretadas com a superfície de rifteamento máximo (SMR), superfície de início de desenvolvimento de rifte (SIDR), a discordância basal (DB), as falhas e os diápiros. (a) Linha <i>strike</i> localizada na região oeste da área de trabalho. (b) Linha <i>dip</i> localizada na área oeste da área de trabalho. Linha <i>dip</i> localizada na região central da área de trabalho. ....	93
<b>Figura 45:</b> Mapas sísmicos de tempo estrutural a partir da interpretação de sísmicas 2D. Escala da barra de cores em segundos. (a) Mapa de tempo estrutural do horizonte referente à superfície de início de desenvolvimento de rifte (SIDR). (b) Mapa de tempo estrutural do horizonte referente à superfície de máximo rifteamento (SMR). ....	96
<b>Figura 46:</b> Mapas estratigráficos de topo estrutural a partir da interpretação de perfis de poços. Escala da barra de cores em metros. (a) Mapa de topo estrutural da superfície de início de desenvolvimento de rifte (SIDR). (b) Mapa de topo estrutural da superfície de máximo rifteamento (SMR). ....	97
<b>Figura 47:</b> Mapas de espessuras do Trato Tectônico de Desenvolvimento de Rifte (TTDR). (a) Mapa de espessura em tempo, proveniente da interpretação de sísmicas 2D e com escala de cores indicada em segundos. (b) Mapa de espessura calculado em profundidade, a partir da interpretação de perfis de poço, com escala de cores indicada em metros. ....	98
<b>Figura 48:</b> Seção esquemática D1 com orientação <i>dip</i> NW-SE, indicando espessamento do TTDR para SE. Em azul estão inseridas as curvas de raios gama e a ausência em alguns poços é devida a falta dos perfis em formato digital. (a) Seção geológica com datum na superfície e falhas em com preta. (b) Seção estratigráfica com datum na superfície de máximo rifteamento (SMR). ....	99
<b>Figura 49:</b> Seção esquemática D2 com orientação <i>dip</i> NW-SE, indicando espessamento do TTDR para SE. Em azul estão inseridas as curvas de raios gama e a ausência em alguns poços é devida a falta dos perfis em formato digital. (a)	

Seção geológica com datum na superfície e falhas em com preta. (b) Seção estratigráfica com datum na superfície de máximo rifteamento (SMR). ..... 100

**Figura 50:** Seção esquemática S1 com orientação *strike* SW-NE, indicando espessamento do TTDR para NE. Em azul estão inseridas as curvas de raios gama e a ausência em alguns poços é devida a falta dos perfis em formato digital. (a)

Seção geológica com datum na superfície e falhas em com preta. (b) Seção estratigráfica com datum na superfície de máximo rifteamento (SMR). ..... 101

**Figura 51:** Mapa de distribuição dos depósitos arenosos no TTDR (A5), com setas em cor laranja indicando a direção de chegada do aporte sedimentar. .... 104

## LISTA DE TABELAS

- Tabela 1:** Comparação entre os debritos arenosos e correntes de turbidez (Zou et. al., 2012) e os fluxos concentrados, hiperconcentrados e correntes de turbidez (Mulder & Alexander, 2000) em termos de processos e produtos.....46
- Tabela 2:** Tabela de fácies com descrições de texturas, estruturas e processos formadores, contendo no total 13 fácies sedimentares identificadas nos afloramentos descritos. As fácies encontram-se organizadas por ordem de granulometria, das mais finas para as mais grossas. ....82

## LISTA DE ANEXOS

**Anexo 1:** Tabela de associações de fácies contendo as descrições, processos formadores, ilustrações de afloramentos, perfis de raios gama e interpretação. ....113

**Anexo 2:** Mapas estratigráficos da distribuição das associações de fácies através do Trato Tectônico de Desenvolvimento de Rifte (TTDR). A coluna 1 é referente ao 1/3 basal da espessura total do TTDR, a coluna 2 ao 1/3 intermediário e a coluna 3 ao 1/3 do topo. A coluna 4 é referente aos depósitos lacustres na base do Trato Tectônico de Final de Rifte (TTFR) e a coluna 5 é a soma total das espessuras das colunas 1 a 4. A linha "A" consiste na soma total das associações de fácies AF-I (*Slides*), AF-II (Debritos Arenosos) e AF-III (Turbiditos). As linhas "D", "T", "S" e "B" são referentes aos Debritos Arenosos, Turbiditos, *Slides* e ao *Background* Lacustre, respectivamente. ....114

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>17</b>
1.1	JUSTIFICATIVA	19
1.2	OBJETIVOS	20
1.3	MATERIAIS E MÉTODOS	21
<b>2</b>	<b>GEOLOGIA REGIONAL</b>	<b>23</b>
2.1	O RIFTE RECÔNCAVO-TUCANO-JATOBÁ	23
2.2	A BACIA DO RECÔNCAVO	24
2.2.1	Arcabouço Estrutural	24
2.2.2	O Embasamento da Bacia	27
2.2.3	Evolução Tectôno-Sedimentar	28
<b>3</b>	<b>REVISÃO TEÓRICA</b>	<b>35</b>
3.1	FLUXOS GRAVITACIONAIS DE SEDIMENTOS	35
3.2	ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS	47
3.3	ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS APLICADA À BACIAS RIFTE	50
3.3.1	Agentes Controladores da Sedimentação	51
3.3.2	Modelos de Evolução Tectono-estratigráficos	53
<b>4</b>	<b>MODELO PROPOSTO PARA BACIA DO RECÔNCAVO</b>	<b>66</b>
4.1	AS SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS	69
4.2	PRÉ-RIFTE	70
4.3	TRATO DE SISTEMAS TECTONICO DE INICIO DE RIFTE	72
4.4	TRATO DE SISTEMAS TECTÔNICO DE DESENVOLVIMENTO DE RIFTE	73
4.5	TRATO SISTEMAS TECTÔNICO DE FINAL DE RIFTE	74
4.6	PÓS-RIFTE	75
<b>5</b>	<b>DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS</b>	<b>77</b>
5.1	FÁCIES SEDIMENTARES	77
5.2	ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES E ELETROFÁCIES	83

<b>5.2.1</b>	<b>AF-I: Slides .....</b>	<b>83</b>
<b>5.2.2</b>	<b>AF-II: Debritos Arenosos .....</b>	<b>85</b>
<b>5.2.3</b>	<b>AF-III: Turbiditos .....</b>	<b>87</b>
<b>5.2.4</b>	<b>AF-IV: <i>Background</i> Lacustre.....</b>	<b>89</b>
<b>5.3</b>	<b>INTERPRETAÇÃO EM PERFIS DE POÇOS .....</b>	<b>91</b>
<b>5.4</b>	<b>INTERPRETAÇÃO SÍSMICA.....</b>	<b>92</b>
<b>6</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÕES.....</b>	<b>94</b>
<b>7</b>	<b>CONCLUSÕES.....</b>	<b>105</b>
<b>8</b>	<b>BIBLIOGRAFIA .....</b>	<b>108</b>





## 1 INTRODUÇÃO

As rochas que resultaram da deposição sedimentar da fase lacustre da Bacia do Recôncavo, foco deste estudo, fazem parte do pacote sedimentar que preencheu o rifte intracontinental Recôncavo-Tucano-Jatobá e resultou na formação de três bacias sedimentares, sendo elas as Bacias do Recôncavo, localizada na parte sul do rifte, Bacia do Tucano, na parte central e Bacia do Jatobá, mais ao norte. O rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá tem sua origem relacionada aos estágios precoces de abertura do Atlântico Sul e da ruptura do continente Gondwana, entre os períodos Mesojurássico (175 Ma) e Eocretáceo (145 Ma) (Abrahão & Warme, 1990 *apud* Silva *et. al.*, 2007; Milhomem *et. al.*, 2003).

Para Silva *et. al.* (2007), o preenchimento sedimentar da Bacia do Recôncavo é dividido em quatro fases principais: sinéclise, pré-rifte, rifte e pós-rifte. Os depósitos lacustres estudados neste trabalho fazem parte somente da fase rifte e, segundo este mesmo autor, compreendem as Formações Candeias (Membros Tauá e Gomo) e Maracangalha (Mb. Caruaçu e Pitanga), respectivamente, da base para o topo. A Fm. Candeias é descrita como uma sequência de folhelhos lacustres - considerados os principais geradores de hidrocarbonetos desta Bacia - intercalados com fluxos turbidíticos arenosos e algumas delgadas camadas de carbonatos. Já a Fm Maracangalha consiste em depósitos de fluxos gravitacionais de massa, que foram remobilizadas das bordas para o interior do sistema lacustre, e são constituídos basicamente de siltitos e arenitos, intercalados com lamitos lacustres. Os estudos realizados por Silva *et. al.* (2007) e por muitos outros autores que trabalharam com esta Bacia, como por exemplo Viana *et. al.* (1971) e Caixeta *et.al.* (1994), foram realizados com a utilização de critérios litoestratigráficos, tendo como resultados as cartas estratigráficas existentes para a Bacia do Recôncavo.

A aplicação da estratigrafia de sequências em bacias do tipo rifte ocorre de forma diferenciada com relação ao modelo da estratigrafia de sequências clássica, desenvolvido para as bacias de margem passiva. Prosser (1993) foi a primeira a utilizar o novo modelo de estratigrafias de sequências apropriado às bacias do tipo rifte, aplicando-o através de interpretações sísmicas em Bacias do Mar do Norte. Enquanto na estratigrafia de sequências clássica o principal agente controlador da deposição é a eustasia, dando origem aos Trato de Sistemas Geométricos, na estratigrafia de sequências aplicada às bacias do tipo rifte, o principal agente controlador é a tectônica, originando os Trato de Sistemas Tectônicos. Após a publicação de Prosser (1993), o modelo de estratigrafia de sequências em bacias do tipo rifte passou por diversos estágios evolutivos, com trabalhos realizados por Bosence (1998), Gawthorpe & Leeder (2000), Morley (2000), Martins-Neto & Catuneanu (2010), Kuchle *et. al.* (2010) e Holz *et. al.* (2014), entre outros.

Martins-Neto & Catuneanu (2010) não adotaram o modelo inicialmente sugerido por Prosser (1993), e consideraram o Trato de Sistema Geométrico utilizado na estratigrafia de sequências clássica, dividindo-o em um espesso “Trato de Sistemas Transgressivo” na base, seguido de em um “Trato de Sistemas de Nível de Alto” no topo.

Já Kuchle *et al.* (2010), aplicou os conceitos da estratigrafia de sequências para bacias do tipo rifte na Bacia do Recôncavo. Os autores mantiveram os princípios básicos propostos por Bosence (1998), onde são separados por discordâncias os pacotes pré-rifte na base, sobrepostos pelos sedimentos da fase rifte e seguidos pelos depósitos pós-rifte. A seção rift foi por eles subdividida em quatro Tratos de Sistemas Tectônico distintos, que, na ordem da base para o topo são nomeados de: Trato de Sistemas Tectônico de Início de Rifte, Trato de Sistemas Tectônico de Desenvolvimento de Meio Grábem, Trato de Sistemas Tectônico de Clímax de Rifte e Trato de Sistemas Tectônico de Final de Rifte.

Também utilizando a Bacia do Recôncavo como exemplo, Holz *et. al.* (2014) levantaram algumas discussões e chamaram a atenção para os diferentes critérios utilizados por alguns autores para definir o início do processo de rifteamento da bacia.

No presente trabalho, são aplicados os conceitos básicos da estratigrafia de sequências em bacias do tipo rifte e são discutidos os modelos tectono-estratigráficos adotados pelos autores citados acima, a fim de refinar e melhorar

as interpretações e nomenclaturas que foram utilizadas por eles e identificar o melhor modelo a ser aplicado na Bacia do Recôncavo.

Os depósitos lacustres estudados nesta dissertação são compostos principalmente por lamitos lacustres de background e por fluxos gravitacionais de sedimentos, que podem ocorrer desde depósitos proximais menos deformados a depósitos de correntes de turbidez, geralmente em zonas mais distais. Esses fluxos podem ser classificados de acordo com diferentes características, tais como, a sua concentração de sedimento, o mecanismo de suporte dos grãos, a reologia, entre outros. O melhor entendimento da sua distribuição espacial na Bacia é de fundamental importância para a compreensão do modelo tectono-estratigráfico que o originou.

## 1.1 JUSTIFICATIVA

A Bacia do Recôncavo (BR), consiste em uma bacia do tipo rifte que possui um dos mais importantes sistemas petrolíferos do país, sendo uma das cinco principais bacias produtoras de gás natural em território nacional (Magnavita et al., 2005). Esta bacia representa também o marco da exploração de petróleo no Brasil e vem sendo exaustivamente estudada desde a década de 1950 (Cupertino & Bueno, 2005).

Desde a descoberta pioneira de óleo em Lobato, em 1939, mais de 6 000 poços foram perfurados na bacia, resultando na descoberta de mais de 80 campos de óleo e gás. Este intenso processo exploratório resultou em uma grande quantidade de dados, o que tornou a Bacia do Recôncavo uma verdadeira bacia-escola (Magnavita et al., 2005). Essa bacia, foi exaustivamente estudada até a década de 80, quando foram descobertos os campos de petróleo *offshore* no Brasil, fazendo com que as atenções científicas e exploratórias se voltassem para esta região. Durante esse período, o conhecimento científico mundial na área da estratigrafia, principalmente da estratigrafia de sequências, evoluiu intensamente, mas tais conhecimentos ainda não foram aplicados aos estudos da Bacia do Recôncavo. A grande maioria dos estudos realizados na Bacia do Recôncavo desde a década de 50 teve como metodologia a análise litoestratigráfica, que hoje em dia já se mostrou ineficiente em diversos casos.

Com a evolução tecnológica científica das últimas décadas, novas ferramentas como computadores e *softwares*, juntamente com novos métodos de interpretações da estratigrafia de sequências deposicionais puderam ser aplicados na busca de novas interpretações para os eventos ocorridos na Bacia do Recôncavo. Esta bacia está em avançado estágio exploratório, sendo considerada madura, possuindo prospectos dos tipos estruturais praticamente esgotados. No entanto, nos últimos anos, foi possível definir importantes prospectos estratigráficos em partes mais profundas, onde a atividade exploratória ainda era relativamente pequena, o que resultou na descoberta de novas acumulações.

Novas técnicas exploratórias, como a prospecção de reservatórios não convencionais, conhecidos como *shale gas*, *shale oil* e *tight rock* (reservatórios com baixa permeabilidade) tem sido desenvolvidas e bem sucedidas em países como Estados Unidos e Canadá, chegando recentemente ao Brasil. A Agência Nacional do Petróleo - ANP realizou em novembro de 2013 a 12<sup>a</sup> rodada de licitações de blocos exploratórios, com foco na prospecção de reservatórios não convencionais em diversas bacias terrestres brasileiras, dentre elas está a Bacia do Recôncavo. Para esta bacia, esses tipos de reservatórios não convencionais possuem maior potencialidade nos depósitos lacustres, onde encontram-se os maiores volumes de rocha geradora.

Estudos detalhados dos aspectos sedimentológicos e estratigráficos das rochas da fase lacustre da BR, bem como, a sua distribuição no espaço e tempo, se fazem necessário para o melhor entendimento dos eventos deposicionais ocorridos nesta bacia. Dessa forma novos prospectos podem ser identificados e estudados com maior detalhe, tendo grande importância para a exploração de hidrocarbonetos, além de contribuir com o acervo bibliográfico e o conhecimento científico sobre este tema e sobre esta bacia.

## 1.2 OBJETIVOS

### Objetivos Gerais:

O objetivo principal desta dissertação é compreender os eventos tectono-estratigráficos que ocorreram durante o preenchimento sedimentar da Bacia do Recôncavo com foco nos depósitos lacustres desta bacia, utilizando a metodologia

de trabalho baseada na estratigrafia de sequências aplicada a uma bacia do tipo rifte continental.

Objetivos específicos:

- Realizar aquisição de perfis de Raios Gama em afloramentos, identificando os principais padrões para as fácies sedimentar encontradas;
- Interpretar os dados de poços, delimitando as principais superfícies estratigráficas através de critérios específicos, e identificar as principais eletrofácies dos fluxos gravitacionais presente nos poços;
- Elaborar seções de correlações estratigráficas e geológicas através da interpretação de perfis geofísicos de poços petrolíferos;
- Definir os principais depocentros da área estudada e as áreas fontes dos sedimentos arenosos existentes no trato tectônico de desenvolvimento de rifte (TTDR);
- Elaborar mapas estratigráficos de isópacas, topos estruturais e mapa de fácies sedimentares, baseados na correlação das eletrofácies encontradas nos poços e nos afloramentos;
- Analisar os padrões de empilhamento dos depósitos arenosos do TTDR para interpretar se o seu comportamento ocorre de forma retrogradacional, agradacional ou progradacional;
- Corroborar e correlacionar os produtos acima com as interpretações baseadas em linhas sísmicas 2D.

### 1.3 MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia de trabalho utilizada compreendeu a revisão bibliográfica, o recebimento e a organização dos dados, a análise e a interpretação destes dados, a definição das problemáticas a serem abordadas e, por fim, a elaboração da dissertação de mestrado.

Durante a fase inicial de revisão bibliográfica, foram selecionados os principais trabalhos realizados na área da evolução tectono-estrutural e estratigrafia de sequências aplicadas às bacias do tipo rifte, bem como, os trabalhos publicados sobre a Bacia do Recôncavo. Foram estudados também os

processos sedimentares e os principais controles deposicionais referente aos fluxos gravitacionais de massa.

Foram utilizados dados de 31 poços petrolíferos, o que inclui perfis compostos, pastas de poço e arquivos digitais, perfurados principalmente entre as décadas de sessenta e oitenta, estando localizados no compartimento central da bacia, bem como 644 Km de linhas sísmicas 2D pós-stack. Os dados recebidos foram organizados e carregados na base de dados do software *IHS Kingdom*®, onde foram interpretados. Tanto o software quanto os dados foram adquiridos através de uma parceria entre a Universidade Federal da Bahia e uma empresa privada.

Dando continuidade ao trabalho foram elaboradas seções de correlação estratigráficas e geológicas e mapas estratigráficos, bem como foi realizada uma análise detalhada das fácies sedimentares encontradas durante a fase de deposição lacustre da bacia, correlacionando e integrando os conhecimentos adquiridos com as interpretações das linhas sísmicas 2D. As seções de correlações estratigráficas e geológicas, os mapas estratigráficos, assim como, as interpretações sísmicas e as amarrações com os poços, foram geradas a partir da base de dados principal no software *IHS Kingdom*®. Para auxiliar o processo de elaboração das figuras e mapas foram utilizados o *ArcGis 9.3*®, *Adobe Illustrator 10*® e o *Surfer 9.0*®.

As etapas de campo foram realizadas para a descrição sedimentológica e a aquisição de perfis de Raios Gama Espectral em afloramentos, adquiridos com o equipamento *Gamma Surveyor II*. Tais perfis foram utilizados para comparar os padrões das curvas encontrados nos afloramentos descritos com os padrões identificados nos poços analisados.

## 2 GEOLOGIA REGIONAL

### 2.1 O RIFTE RECÔNCAVO-TUCANO-JATOBÁ

O rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ), encontra-se localizado na região NE do Brasil (figura 1), aflora nos estados da Bahia, Sergipe e Pernambuco, e cobre uma área de cerca 46.500Km<sup>2</sup> (Magnavita & Cupertino, 1987). As bacias associadas à este rifte, conhecidas como Jatobá, Tucano Norte, Tucano Central, Tucano Sul e Recôncavo, respectivamente de norte para sul, possuem seus limites geológicos coincidindo com os limites geográficos, posicionados ao longo dos rios principais que cortam essa região. Esse rifte é interpretado como um ramo de um rifte abortado na margem leste do Brasil, formado nos estágios iniciais da abertura do Oceano Atlântico Sul durante o Eocretáceo (Magnavita *et al.*, 2005). Os esforços relacionados à sua formação tiveram origem relacionada ao processo de estiramento crustal, que resultou na fragmentação do megacontinente Gondwana (Mesojurássico - Eocretáceo), separando a placa africana da placa sul-americana (Milhomem *et al.*, 2003).

O sistema RTJ apresenta-se estruturado segundo um arranjo de sucessivos grábens assimétricos, prolongando-se através de falhas de borda desalinhas que se alternam entre oeste e leste, apresentando, na porção sul (Bacia do Recôncavo) e central (Bacia do Tucano), orientação preferencial N-S, sofrendo forte inflexão para ENE-WSW na sua terminação norte (Bacia do Jatobá) (Magnavita, 1992). Essas

bacias encontram-se alinhadas segundo as discontinuidades litoestruturais e geotectônicas pré-brasílicas do Cráton do São Francisco (Sapucaia *et al.*, 2003).

Segundo Ghignone (1979 *apud* Magnavita, 1992), esse sistema de bacias foi interpretado como uma série de fossas conectadas estruturalmente, sendo preenchidas por uma sedimentação flúvio-deltaica, que progradou, de norte para sul, sobre sedimentos lacustres concentrados na região do Recôncavo.

**Figura 1:** Mapa de localização do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, NE do Brasil.



## 2.2 A BACIA DO RECÔNCAVO

### 2.2.1 Arcabouço Estrutural

Localizada na porção sul do sistema de Rifte RTJ, no Estado da Bahia, a Bacia do Recôncavo possui uma área de cerca de 11.500 Km<sup>2</sup>, sendo delimitada a norte e noroeste pelo Alto de Aporá, a sul pelo sistema de falhas da Barra, a oeste pela falha de Maragogipe e a leste pelo sistema de falhas de Salvador (Silva *et al.*, 2007; Milhomem *et al.*, 2003) (Figura 2). Esta bacia possui uma geometria em meio-gráben,



com mergulho regional das camadas para SE, sendo caracterizada por um sistema de falhas normais, sintéticas e antitéticas orientadas N30° a N40° (Magnavita *et al.*, 2005) (Figura 3). A maior parte da assimetria é resultado do grande rejeito da falha de borda principal, representado pelo sistema de falhas de Salvador. A margem flexural do meio-gráben é limitada por monoclinais falhados ou por rampas discordantes sobre o embasamento (Magnavita *et al.*, 2005).

**Figura 2:** Localização, limites e arcabouço estrutural da Bacia do Recôncavo, mapeado ao nível da seção pré-rift (Milhomem *et al.*, 2003).



A Bacia do Recôncavo é cortada por duas falhas de transferências NW-SE, que funcionam como zonas de acomodação, denominadas por Mata-Catu e Itanagra-Araçás, as quais compartimentam a bacia em três setores: Nordeste, Central e Sul (Milani, 1987; Magnavita *et al.* 2005; Cupertino & Bueno, 2005) (figura 2). Outras estruturas que podem ser citadas na Bacia do Recôncavo são as falhas do Tombador,

Inhambupe e Paranaguá distribuídas nas bordas leste da bacia (Magnavita, 1992; Destro *et al.*, 2003).

As estruturas rúpteis presentes nesta bacia são de fundamental importância para o controle dos sistemas deposicionais. As principais falhas que ocorrem nesse setor são (figura 2):

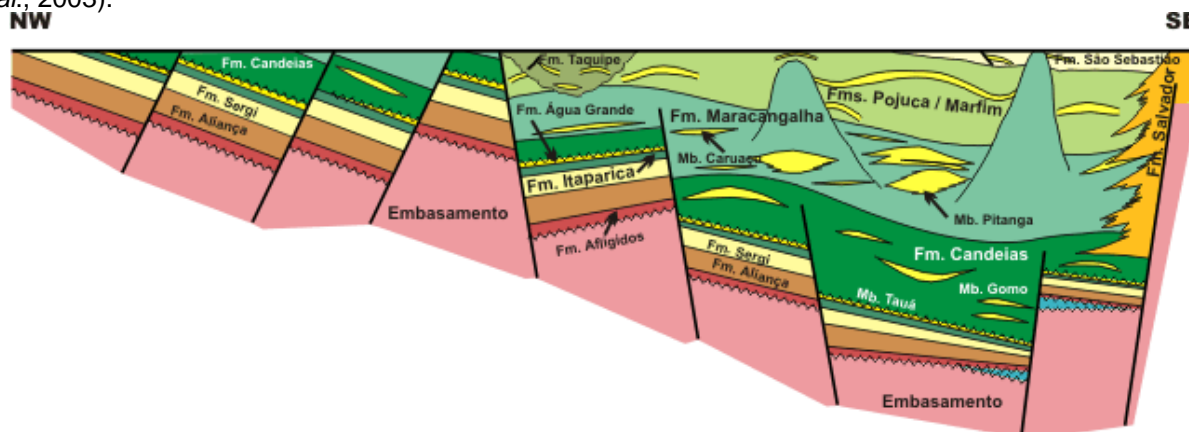
(I) Sistema de Falhas de Salvador – Orientadas com direções principais N030°, essa falha localiza-se na borda leste da bacia e representa a borda falhada com rejeito eventualmente superior a 7000m (Milhomem *et al.*, 2003). Estudos realizados por Abraão Filho (2009) determinaram para este sistema um comprimento de aproximadamente 150 km, sendo que sua cinemática além de normal, possui importante componente dextral;

(II) Falha de Maragogipe - Localizada na borda oeste da bacia, representando a borda flexural, possui orientação principal com direção N010° e rejeitos que não ultrapassam quinhentos metros, caracterizando uma zona com maior estabilidade tectônica (Santos *et al.*, 1990).

(III) Falha de Mata-Catu - Com orientação N150°, localizada na porção central da bacia, possuindo terminação abrupta contra o alto de Aporá, e difusa com a Falha de Salvador, além de áreas transpressionais e transtensionais (Magnavita, 1992). Sua cinemática é strike-slip, possuindo em alguns locais componentes dextrais e em outros sinistrais, resultando em zonas de transpressão, as quais foram mapeadas por seções sísmicas (Milani & Davison, 1988). Uma interpretação mais recente vem de Destro (2002), para quem esta falha consiste na estrutura transversal mais proeminente na Bacia do Recôncavo, composta por duas falhas normais de alívio, e, portanto, não transcorrentes, alinhadas e de mergulhos opostos. Ainda para este autor, associadas às falhas de alívio podem ocorrer estruturas tais como fraturas de tração e de cisalhamento, falhas reversas e diápiros de argila.

(IV) Falha de Itanagra-Araçás – Orientada com direção N150°, localiza-se na porção nordeste da bacia, limitando os compartimentos Nordeste e Central. No seu limite sudeste, apresenta terminação contra a Falha de Salvador, deslocando-a com cinemática sinistral por cerca três quilômetros. (Milani & Davison, 1988).

**Figura 3:** Seção geológica esquemática do compartimento sul da Bacia do Recôncavo (Milhomem *et al.*, 2003).



### 2.2.2 O Embasamento da Bacia

O embasamento da BR é representado, predominantemente, por gnaisses arqueanos pertencentes ao Bloco Serrinha, a oeste e norte; por rochas granulíticas do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, a oeste-sudoeste, e do Cinturão Salvador-Esplanada, a leste-nordeste (Silva *et al.*, 2007). De acordo com esse autor, ao norte ocorrem rochas metassedimentares de idade neoproterozóica, relacionadas ao Grupo Estância (Figura 4).

O Bloco Serrinha, é composto por ortognaisses migmatizados arqueanos, da fácies anfíbolito e por seqüências metavulcanossedimentares da fácies xisto verde, intrudidas por corpos de granitos paleoproterozóicos (Barbosa *et al.*, 2003), e apresenta idades que variam entre 3,1 e 2,8 Ga (Rios, 2002, *apud* Barbosa & Sabaté, 2003).

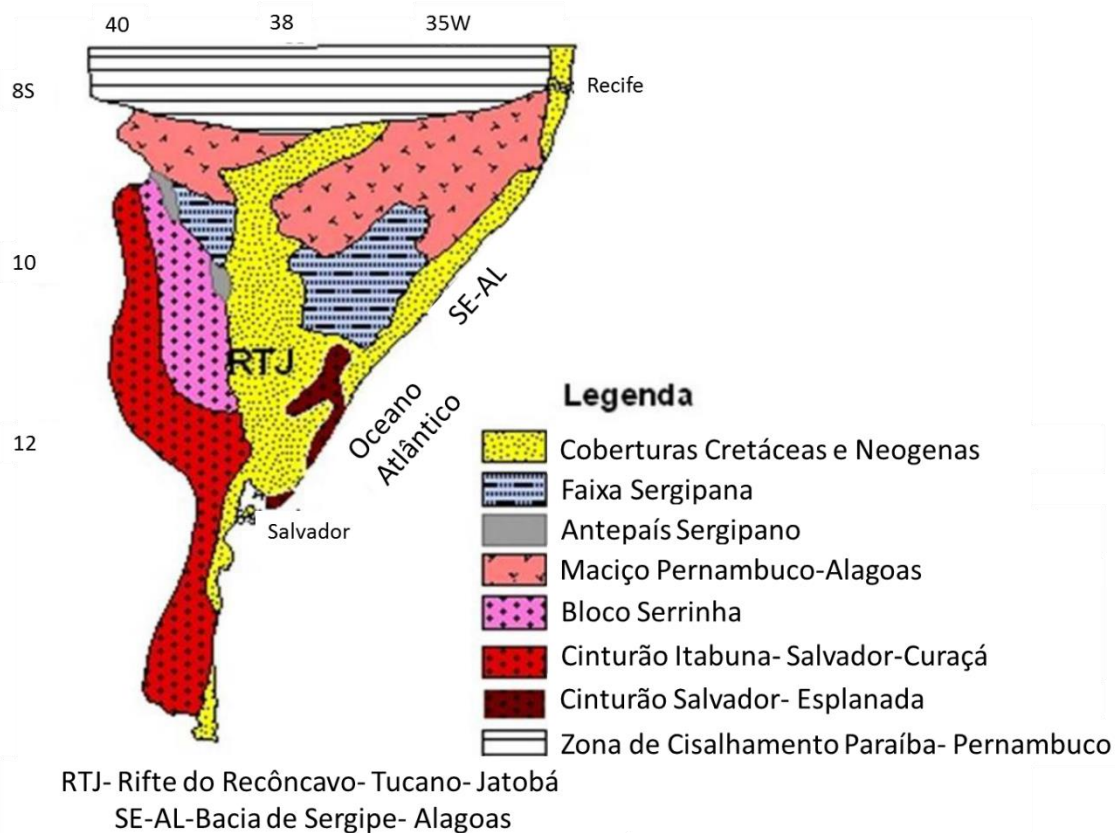
O Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá é composto por tonalitos/trondhjemitos, arqueanos e paleoproterozóicos e, subordinadamente, charnockitos com intercalações de faixas de rochas supracrustais, além de gabros/basaltos e monzonitos (Barbosa *et al.*, 2003). Esses litotipos, que se estendem do sul ao norte da Bahia, foram estabilizados na fácies granulito.

O Cinturão Salvador-Esplanada é constituído por: (i) granodioritos gradando adamelitos, com tendência alcalina e subalcalina; (ii) granitos com afinidade alcalina; (iii) gnaisses de composição diorito/granodiorito/granítica com filiação calcio-alcalina e (iv) anfíbolitos de composição grabróica de afinidade tholeiítica. Neste orógeno, as

rochas mais antigas possuem idades de 2,95 Ga, datadas por Silva *et al.* (2002) através do método U-Pb (SHRIMP). Todos estes litotipos foram afetados por uma sucessão de cisalhamentos dúcteis, transcorrentes, com os bandamentos/foliações das rochas situando-se entre N45° e N65°, com mergulhos subverticais (Oliveira Junior, 1990, *apud* Araujo, 2008). Barbosa & Souza (2007 *apud* Abrahão Filho, 2009) confirmam a existência de: (i) rochas ultramáficas e máficas granulitizadas; (ii) granulitos paraderivados; (iii) granulitos ortoderivados tonalíticos; (iv) diques máficos e (v) corpos e veios monzo-sienograníticos na região da cidade de Salvador.

As rochas metasedimentares que compõem o Grupo Estância estão relacionadas a uma bacia neoproterozóica (750 – 650 Ma) que se desenvolveu na borda nordeste do Cráton do São Francisco, sob um regime extensional a flexural-terminal. Seus depósitos acumularam-se em uma plataforma rasa mista, e caracterizam, da base para o topo, as formações Juetê, Acauã e Lagarto (Silva *et al.*, 2007).

**Figura 4:** Domínios estruturais no embasamento em torno do rifte do Recôncavo. Adaptado de Magnavita (1992).



### 2.2.3 Evolução Tectôno-Sedimentar

A mais recente revisão da nomenclatura litoestratigráfica para a BR, foi realizada por Silva *et al.* (2007), e é a mais utilizada nos trabalhos publicados recentemente. Apesar do foco do presente trabalho não ser aplicado à litoestratigrafia, e sim a estratigrafia de sequências, utilizaremos a nomenclatura proposta por esse autor neste capítulo a fim de revisar a sequência litoestratigráfica proposta para a bacia e melhor compreender os critérios adotados para a definição do modelo proposto para a bacia no Capítulo 4.

A evolução estratigráfica das sequências depositadas na bacia em estudo, foi dividida em quatro fases: sinéclise, pré-rifte, sin-rifte e pós-rifte (Silva *et al.*, 2007) (Figura 5), as quais serão discutidas com detalhes mais a frente. A evolução estratigráfica que está sendo representada na Figura 2.5 - Carta Estratigráfica da Bacia do Recôncavo, (Silva *et al.*, 2007) - não corresponde, entretanto, ao mesmo modelo de evolução estratigráfica proposto nessa dissertação para a Bacia do Recôncavo (Capítulo 4).

Os principais registros bioestratigráficos da bacia estão relacionados à presença de ostracodes não-marinhos, e secundariamente, de palinomorfos. Para Viana *et al.* (1971), a individualização das biozonas serviu de base para a determinação de seis unidades cronoestratigráficas, sendo elas, da base para o topo: (i) Dom João (ca 161 Ma), relacionado à fase pré-rifte; (II) Rio da Serra (ca. 144 Ma), Aratu (ca. 128 Ma) e Buracica (ca. 125 Ma), presentes na fase rifte e (III) Jiquiá (ca. 123 Ma) e Alagoas (ca. 119 Ma), compreendidas na fase pós-rifte.

Ainda existem algumas inconsistências quando analisadas em conjunto a cronoestratigrafia e a litoestratigrafia, bem como a definição acerca do momento que pode ser considerado como o início do processo de rifteamento, ou seja, o início da fase rifte. Alguns destes pontos serão brevemente discutidos a seguir, quando serão apresentadas as principais supersequências associadas à evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Recôncavo.

#### 2.2.3.1 Sinéclise

Essa fase ocorreu durante o Paleozoico e compreende os sedimentos da Formação Afligidos, representada pelos membros Pedrão e Cazumba. O membro Pedrão é caracterizado por arenitos com feições de retrabalhamento por onda, laminitos algais e evaporitos. Já o membro Cazumba consiste em pelitos e lamitos vermelhos lacustres, com nódulos de anidrita na base da seção. Esta sequência foi

depositada sob paleoclima árido e em contexto de bacia intracratônica com uma tendência geral regressiva, gradando de uma sedimentação marinha rasa, marginal, a bacias evaporíticas isoladas e, por fim, para sistemas lacustres. Os seus contatos, tanto o inferior com o embasamento, quanto o superior com a Formação Aliança (pré-rifte), são discordantes. Porém, no sudoeste da bacia, seu contato superior é considerado transicional, reforçando o problema de posicionamento cronoestratigráfico do intervalo.

### 2.2.3.2 Pré-Rifte

Consiste nas Formações Aliança, Sergi, Itaparica e Água Grande, sendo relacionadas ao estágio inicial de flexura da crosta durante o Eocretáceo. Esta sedimentação engloba três grandes ciclos flúvio-eólicos, representados, da base para o topo, pelo Membro Boipeba da Formação Aliança e pelas Formações Sergi e Água Grande (Silva *et al.*, 2007). Transgressões lacustres de caráter regional separam esses ciclos e são expressas pela sedimentação predominantemente pelítica que caracteriza o Membro Capianga (Formação Aliança) e a Formação Itaparica.

A Formação Aliança, depositada por sistemas flúvio-eólico-lacustres em clima árido, é compreendida pelos membros Boipeba na base e Capianga logo acima, contendo ostracodes não marinhos do Neojurássico (Caixeta *et al.*, 1994). O Membro Boipeba é composto por arenito arcóseo fino de coloração marrom-avermelhada, com estratificação cruzada de grande e médio porte. Já o membro Capianga é tipicamente caracterizado por folhelhos vermelho-tijolo. Essa formação encontra-se sobreposta em discordância à Formação Afligidos, e sotoposta concordantemente à Formação Sergi (Viana *et al.*, 1971).

A Formação Sergi, de acordo com Caixeta *et al.* (1994), é composta por arenito fino a conglomerático, cinza-esverdeado e vermelho, com estratificações cruzadas acanaladas e tabulares de médio a grande porte e com intercalações de folhelhos e conglomerados. Estas rochas foram depositadas por sistemas fluviais entrelaçados e fluviais efêmeros, com retrabalhamento eólico (Scherer *et al.* 2007) e com presença de ostracodes não-marinhos.

A Formação Itaparica é composta por folhelho marrom e cinza lacustre, sobreposto concordantemente à Formação Sergi e sotoposto em discordância às rochas da Formação Água Grande (Silva, 1978 *apud* Caixeta *et al.*, 1994).

A Formação Água Grande é constituída por arenito fino a grosso, rico em estratificação cruzada acanalada de médio e grande portes, interpretadas por Barroso & Rivas (1984 *apud* Caixeta *et al.*, 1994) como depositadas por sistemas fluviais com retrabalhamento eólico. Os seus contatos, tanto o inferior com a Formação Itaparica, quanto o superior com a Formação Candeias, são marcados por discordâncias erosivas.

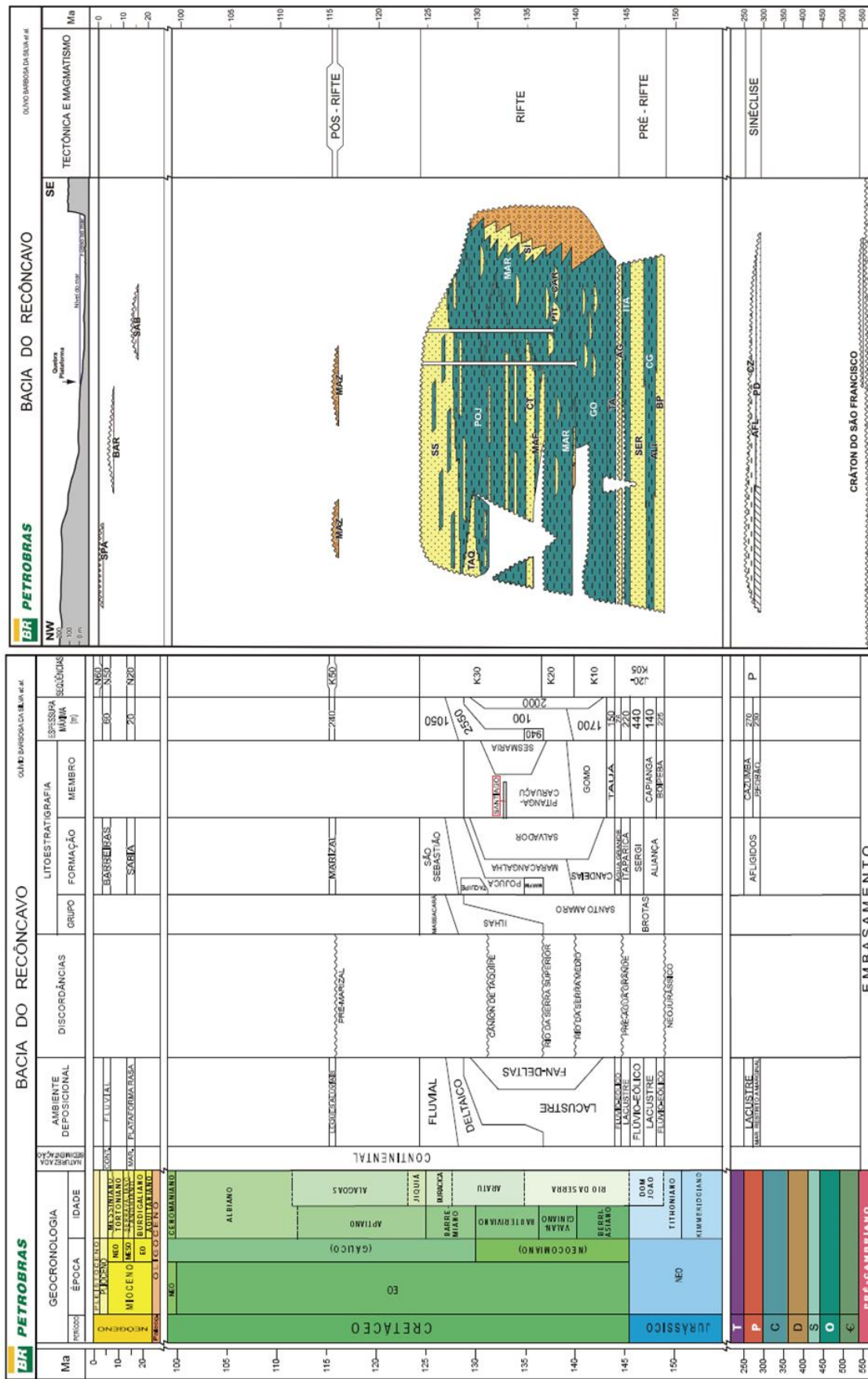
Para Scherer *et al.* (2007), as Formações Água Grande, Itaparica e a sequência final da Formação Sergi, já estariam incluídas na fase rifte. Eles chegaram a essa conclusão através de estudos de paleocorrentes em afloramentos da Formação Sergi, o que mostrou um controle estrutural das redes de drenagens fluviais a partir de sua última sequência deposicional, evidenciando a existência das primeiras falhas no rifte. Os diferentes critérios adotados para definição do início da fase rifte foram discutidos por Holz *et al.* (2014) e serão detalhados na revisão teórica do capítulo 3.

#### 2.2.3.3 Supersequência Rifte

A transição entre os estágios pré-rifte e rifte teve início no Berriasiano (135-130 Ma) e perdurou até o Aptiano (114–108 Ma), com duração entre 12 e 24 Ma (Magnavita *et al.*, 2005). Essa transição é marcada pela paraconformidade que separa os arenitos fluviais e eólicos da Formação Água Grande dos folhelhos lacustres do membro Tauá da Formação Candeias (Magnavita, 1992). O limite entre os estágios pré-rifte e rifte tem sido objeto de discussão por vários autores, entre eles Magnavita (1996) e Da Silva (1996 *apud* Silva *et al.*, 2007). Caixeta *et al.*, (1994) também posicionou o limite entre as fases pré-rifte e rifte na base do Membro Tauá (Fm. Candeias), onde ocorre a transição de um ambiente fluvio-eólico para lacustre. No presente trabalho, não serão adotados os mesmos critérios utilizados pelos autores citados acima, e será definido o início da fase rifte na base da Fm. Itaparica, conforme será discutido no Capítulo 4.

Na fase Rifte, a Bacia do Recôncavo foi preenchida por dois sistemas principais (Magnavita *et al.*, 1998): o primeiro, longitudinal a oblíquo, passando de lacustre à flúvio-deltaico, representado pelas Formações Candeias (membros Tauá e Gomo) e Maracangalha, pelo Grupo Ilhas (Fm. Marfim e Pojuca) e pela Formação São Sebastião; o segundo sistema consiste de leques deltáicos derivados da borda falhada, com conglomerados proximais (Formação Salvador) e turbiditos mediais a distais.

Figura 5: Carta Estratigráfica da Bacia do Recôncavo. Silva et al, (2007).





Segundo Aragão (1994 *apud* Silva *et al.*, 2007), a fase inicial de aprofundamento, que ocorreu há aproximadamente 144 milhões de anos, e é representada pelo membro Tauá, caracterizado por folhelho escuro, físsil, com partição acicular, e pelos folhelhos, calcilutitos e arenitos turbidíticos do membro Gomo, época em que a bacia desenvolveu uma fisiografia caracterizada por áreas plataformais relativamente estáveis e depocentros com elevadas taxas de subsidência. De acordo com Caixeta (1994), essas rochas depositaram-se em ambiente lacustre com subsidência rápida e forte aporte sedimentar, possuindo datações bioestratigráficas baseadas em ostracodes não marinhos com idade Rio da Serra (144 a 140 M.a.).

Magnavita & Silva (1995), interpretaram que a existência de leques conglomeráticos sintectônicos na borda leste da bacia, estaria relacionada com a reativação do sistema de Falhas de Salvador. Segundo Araújo (2008), essa formação é constituída por intercalações de níveis de conglomerados, arenitos e lamitos, depositados concomitantemente com as outras formações da fase rifte.

A Formação Maracangalha é composta por arenitos do membro Pitanga, pelos folhelhos Maracangalha, antigos integrantes da Formação Candeias, e pelos arenitos do membro Caruaçu, anteriormente pertencentes à Formação Marfim (Caixeta *et al.*, 1994). Essa formação é constituída por camadas lenticulares de arenito fino e médio e por arenito muito fino, lamoso e maciço, acomodando um grande volume de depósitos relacionados com fluxos gravitacionais (membros Caruaçu e Pitanga), resultando no preenchimento dos depocentros e áreas de paleobatimetrias relativamente elevadas (Caixeta *et al.*, 1994). O paleoambiente deposicional proposto por Guerra & Borghi (2003) para estes depósitos, envolve deltas lacustres dominados por inundações fluviais que evoluem de uma morfologia em rampa para plataforma e talude. As estruturas deformacionais pós-deposicionais são observadas nos arenitos, originadas por liquefação associada à paleo-sismos em regiões de frentes deltaicas, evidenciando a importância deste processo no desencadeamento dos grandes fluxos e escorregamentos subaquosos (Raja Gabaglia, 1991).

Os Membros Caruaçu e Pitanga foram divididos por Caixeta (1988) em seis fácies sedimentares, as quais foram agrupadas em cinco “Unidades Faciológicas” (associações de fácies). Tais associações de fácies representam, em termos paleoambientais, os sub-ambientes que teriam sido depositados como uma evolução que vai de frentes deltaicas *in situ*, passando por frentes deltaicas remobilizadas por

deslizamentos (*slides*) e escorregamentos (*slumps*). Além disso, ocorrem turbiditos canalizados e em lobos, seguidos de depósitos de fluxos de detritos (Caixeta, 1988).

O Grupo Ilhas (Neo-valanginiano ao Eo-aptiano), composto pelas Formações Marfim e Pojuca, consiste em progradações deltaicais sotopostas aos depósitos da Fm. Maracangalha (Caixeta *et al.*, 1994; Silva *et al.*, 2007). Sua base consiste nos arenitos da Formação Marfim, os quais são sotopostos por intercalações de arenito, argilas e de delgadas camadas de calcários da Formação Pojuca. Para Silva (2007), um acontecimento erosivo provocou a escavação de um cânion na porção Sudoeste da Bacia de Recôncavo durante a deposição da Fm. Pojuca. Este cânion teria erodido os sedimentos da Formação Pojuca, sendo subseqüentemente preenchido pelas argilas e as areias da Formação Taquipe (Caixeta *et al.*, 1994; Silva *et al.*, 2007).

A Formação São Sebastião, composta por arenito grosso, amarelo avermelhado, com intercalações de argila síltica, é derivada de sistemas fluvio-deltaicos (Viana *et al.*, 1971). Essa Formação representa a fase final de assoreamento da bacia, ocorrida a aproximadamente 125 Ma.

#### 2.2.3.4 Supersequência Pós-Rifte

Essa fase é representada pelas Formações Marizal e Sabiá, tendo ocorrido do Aptiano ao Albiano inferior (112 Ma) e possuindo uma discordância angular que a separa da supersequência Rifte (Caixeta *et al.*, 1994). De acordo com Magnavita *et al.* (2005), a Formação Marizal é representada por ciclos de conglomerado polimíticos suportados pela matriz, compostos por seixos de granulitos, gnaisses e quartzitos que gradam para arenitos finos a médios, calcários e folhelhos escuros bem laminados. Para Milhomem *et al.* (2003), o contraste entre a subhorizontalidade dos estratos que compõem a Fm. Marizal e a estruturação dos depósitos sotopostos permite relacionar sua deposição ao contexto de subsidência termal pós-rifte.

Durante o Cenozóico (a partir de 60 Ma), foi depositada a Formação Sabiá, composta por folhelhos com intercalações de arenitos e lentes de calcário (Petri, 1972 *apud* Caixeta *et al.*, 1994), e o Grupo terciário Barreiras, que compreende depósitos sedimentares arenosos grossos a conglomeráticos com intercalações de lamitos, correspondendo a depósitos de leques aluviais (Bigarela, 1975 *apud* Caixeta *et al.*, 1994).

### 3 REVISÃO TEÓRICA

Para compreender os conceitos teóricos que serão abordados nesta dissertação, foi feita uma revisão das bibliografias disponíveis relacionadas à aplicação da estratigrafia de sequências em bacias do tipo rifte intracontinental e aos fluxos gravitacionais de sedimentos, foco deste estudo. Neste capítulo serão apresentados e discutidos os principais trabalhos que serviram de base para esta dissertação.

#### 3.1 FLUXOS GRAVITACIONAIS DE SEDIMENTOS

Os depósitos lacustres do Trato Tectônico de Desenvolvimento de Rifte (TTDR), compreendem, não somente os lamitos lacustres depositados por decantação, mas também os fluxos gravitacionais de sedimentos oriundos de processos gravitacionais subaquosos. Tais processos remobilizam sedimentos para as partes mais distais do sistema lacustre, gerando uma série de depósitos, que receberam diferentes classificações e nomenclaturas ao longo da evolução dos estudos relacionados. Para evitar a confusão com relação as nomenclaturas e classificações encontradas na bibliografia e assim facilitar o entendimento desses depósitos, neste capítulo faremos uma revisão dos processos de sedimentação e ressedimentação.

Fluxos Gravitacionais de Sedimentos (FGS), é um termo definido para fluxos de sedimentos ou misturas sedimento/fluidos, que podem fluir com a ação da

gravidade, onde um fluido mais denso se move através de um fluido de menor densidade, ocorrendo o contraste de densidade (Middleton & Hampton, 1973). Estes fluxos são caracterizados por uma diversa variedade, baseadas na concentração sedimentar, coesão dos grãos, mecanismo de suporte entre dos grãos, duração do fluxo, reologia (Mulder & Alexander, 2001; Haughton *et al.*, 2009; Shanmugan, 2012) e a densidade do fluxo em relação à densidade do ambiente.

Os FGS, quando classificados em relação a diferença de densidade entre o fluxo ( $\rho_f$ ) e a água do meio ( $\rho_a$ ), podem ser em divididos quatro fluxos principais (Bates, 1953; Mulder *et al.*, 1997<sup>a</sup> *apud* Mulder & Alexander, 2001) (figura 6):

(1) fluxos hipopicnais, quando  $\rho_f < \rho_a$ . São importantes próximo às desembocaduras de rios, onde os sedimentos são dispersos em plumas flutuantes;

(2) fluxos homopicnais, quando  $\rho_f = \rho_a$ ;

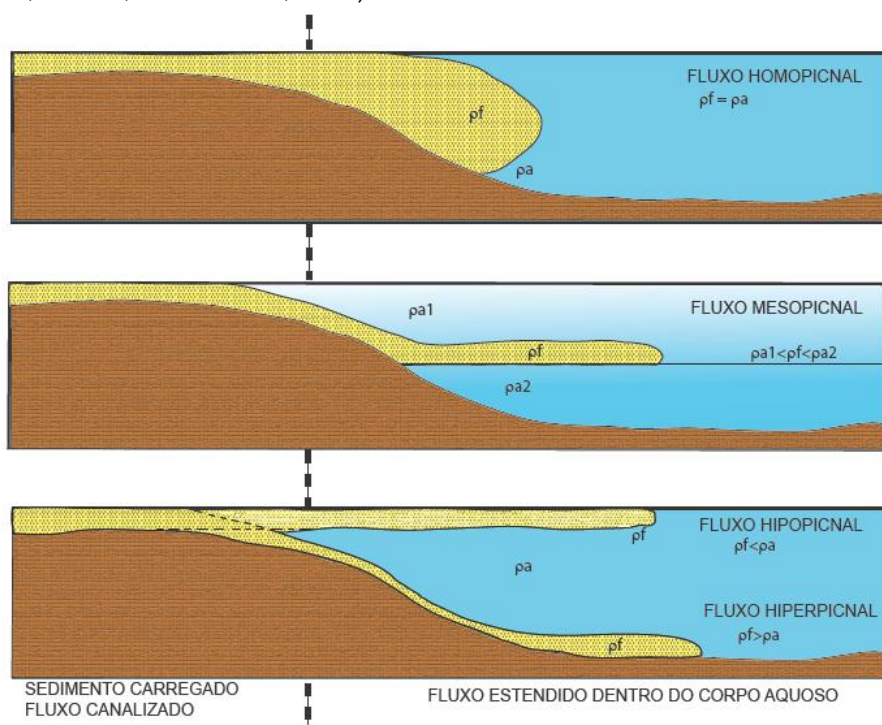
(3) fluxos hiperpicnais, quando  $\rho_f > \rho_a$ . São utilizados para se referir a fluxos basais diretamente relacionados a efluentes fluviais, e não para fluxos de densidade gerados inteiramente em bacias marinhas.

(4) fluxos mesopicnais, quando a densidade do fluxo ( $\rho_f$ ) está entre a densidade de duas camadas em uma coluna de água estratificada. Geralmente ocorre em áreas marinhas com forte contraste de densidade entre as camadas de água, ocorrida por conta da densidade, ou em lagos termais, onde a temperatura interfere diretamente na densidade do fluido.

Em geral, fluxos relacionados aos ambientes lacustres, sem a influência de fontes térmicas, tendem a ser hiperpicnais devido à baixa densidade da água doce dos lagos, podendo também ocorrer fluxos hipopicnais nas zonas próximas às desembocaduras de rios (Mulder & Alexander, 2001). Para os autores, fluxos hiperpicnais e hipopicnais podem se transformar em fluxos homopicnais devido a ocorrência de turbulência durante o fluxo. As demais classificações para os FGS que serão discutidas neste item, possuem o foco nos fluxos hiperpicnais à homopicnais.

Dott (1963), inicialmente propôs a classificação dos processos subaquosos movidos por gravidade com base em seu comportamento mecânico (elástico-plástico-viscoso). Esse autor classificou esses depósitos em quatro tipos principais (figura 7): (1) avalanches (comportamento elástico); (2) deslizamentos e escorregamentos (comportamento elástico e plástico); (3) fluxos de detritos (comportamento plástico) e (4) correntes de turbidez (fluido viscoso), não considerando os turbiditos como um processo de transporte de massa.

**Figura 6:** Tipos de fluxos de densidade.  $\rho_f$  – densidade do fluido;  $\rho_a$  – densidade da água do ambiente;  $\rho_{a1}$  e  $\rho_{a2}$  – densidade da água do ambiente em corpo estratificado. Modificado de (Bates, 1953; Mulder *at. al.*, 2007; Mulder, & Alexander, 2001).



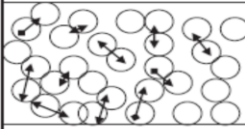
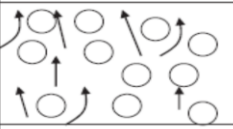
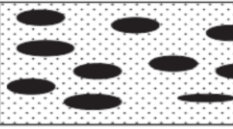
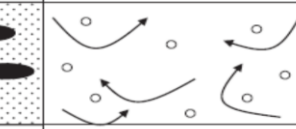
Em contraste com essa classificação, Middleton & Hampton (1973) propuseram uma classificação baseada no mecanismo de suporte dos grãos, e desta vez, considerando os turbiditos como um fluxo de massa. Sua divisão foi feita em quatro tipos principais (Figura 7): (1) fluxo de grãos, com sedimentos suportados pela colisão grão a grão; (2) fluxos fluidizados, onde o mecanismo de suporte é o fluxo ascendente de escape de fluidos; (3) fluxo de detritos, com matriz composta por sedimentos finos e fluidos suportando os grãos de maior tamanho e (4) correntes de turbidez, onde o sedimento é suportado pelo movimento de turbulência do fluido, sendo subdividido em turbiditos de alta densidade e turbiditos de baixa densidade.

Após as primeiras classificações proposta por Dott (1963) e Middleton & Hampton (1973), diversos autores adaptaram, melhoraram e algumas vezes também confundiram as nomenclaturas e critérios para classificação dos FGS. Shanmugan (2012), fez uma abordagem dos termos e classificações existentes para os fluxos gravitacionais, chamando atenção para a diversidade de termos utilizados nas bibliografias que possuem o mesmo significado geológico.

**Figura 7:** Comparação dos dois esquemas de classificação mais populares, mostrando a diferença na utilização da nomenclatura relacionada ao processo de transporte de massas. (A) Classificação de Dott (1963) baseada no comportamento mecânico, onde o processo de massa não inclui as correntes de turbidez. (B) Classificação feita por Middleton & Hampton (1973) com base no mecanismo de suporte entre os grãos, onde o fluxo de massa inclui as correntes de turbidez. Observe que essa classificação não considera a avalanche (rockfall), deslizamento (slide) e escorregamentos (slumps) de Dott (1963) (Modificado de Shanmugan, 2012).

COMPORTAMENTO MECÂNICO			
Elástico	Elástico & Plástico	Plástico	Fluido Viscoso
Avalanche	Slide & Slump	Fluxo de Detritos	Corrente de Turbidez
<b>A</b>			PROCESSOS DE TRANSPORTE DE MASSA

MECANISMO DE SUPORTE DOS GRÃO			
Colisão entre os Grãos	Fluxo Ascendente	Resistência da Matriz	Turbulência do fluido
			
Fluxo de Grãos	Fluxo Fluidizados	Fluxo de Detritos	Correntes de Turbidez
<b>B</b>			
FLUXO DE MASSA			

Fluxos sedimentares de densidade, assim denominados por Mulder & Alexander (2001), foram divididos de acordo com o seu comportamento reológico, sendo a principal distinção entre: (1) fluxos coesivos e (2) fluxos não coesivos. Fluxos coesivos possuem resistência (*strenght*) na matriz, resultado da coesão entre as partículas, geralmente com granulometria fina. Tal coesão, impede a penetração de água dentro do fluxo, mantendo a conexão das partículas dentro do corpo sedimentar. Para esses autores, os fluxos coesivos subaquosos são subdivididos em fluxos de detritos (*debris flow*) e fluxos lamosos (*mud flows*), baseado no tamanho dos sedimentos. Já os fluxos não coesivos são compostos de partículas distintas e podem desenvolver maior porosidade (espaço intergranular) durante o fluxo, os quais, em ambientes subaquosos, são predominantemente preenchidos por água (Mulder & Alexander, 2001).

Os mesmos autores subdividiram os fluxos subaquosos não coesivos, com base na concentração de sedimento por volume, tendo como resultado três classes principais: fluxos de densidade hiperconcentrados; fluxos de densidade concentrados e correntes de turbidez, sendo estes mais a frente subdivididos com base no seu tempo de duração em tipo *surge*, *surge-like flows* e *quase-steady currents*. Estes últimos serão discutidos mais abaixo.

O limiar entre fluxos de densidades hiperconcentrado e concentrado é baseado na transição de condições que as partículas estão submetidas no fluxo, sendo esse limite a transição entre comportamento newtoniano e não-newtoniano. (Mulder & Alexander, 2001). Nas camadas em que ocorrem a transição de coesivo para não coesivo, a reologia inferida é agrupada como camadas de eventos híbridos (“*hybrid event beds*”) (Haughton *et al.*, 2003). Os depósitos referentes a essa característica foram denominados por Haughton *et al.* (2009) como fluxos gravitacionais de sedimentos híbridos (*hybrid sediment gravity flows*). Para esses autores, uma típica camada destes tipos de depósitos consiste em cinco divisões da base para o topo: geralmente arenitos maciços depositados na parte frontal; turbiditos de alta densidade sendo parte do fluxo; arenitos bandados (sucendo o fluxo transicional); arenitos ricos em clastos argilosos (fluxo de detritos); arenitos laminados (turbiditos de baixa densidade) e uma capa de lamitos (decantação).

O termo “fluxos de densidade hiperconcentrados”, foi adotado em preferência ao termo “fluxos de detritos friccionais ou fluxos de detritos arenosos”, proposto por Shanmugan (1996), para que fique claro a distinção deste termo com o termo “fluxo de detritos coesivos”, o qual possui resistência na matriz. Fluxos de densidade hiperconcentrados podem “evoluir” se transformando em fluxos de densidade concentrados e correntes de turbidez. Já os termos fluxos fluidizados e fluxos liquefeitos não foram incluídos nesta classificação, por representarem as características dos fluxos relacionadas com o “gatilho” dos fluxos hiperconcentrados ou processo pós-deposicionais.

Arnott (2010), classifica os depósitos em ambiente profundo como sendo movimento de massa (*mass-movement*) e fluxos gravitacionais de sedimento (*sediment-gravity flows*). Os movimentos de massa são caracterizados por movimentos de sedimentos coesos e semicoesos ao longo de discretos planos de falha (Arnott, 2010), com concentrações de sedimento maiores do que 20% (Shanmugan, 2012). Seus mecanismos de “gatilho” podem ser a carga sedimentar excessiva, alta declividade, ondas de tempestades cíclicas, abalos sísmicos e geração e escape de gases provenientes da decomposição orgânica (Stow, 1996; Arnott, 2010). Esses mecanismos foram subdivididos em deslizamento (*slides*) e escorregamentos (*slumps*) (figura 8), onde a principal diferença entre eles é a intensidade e a natureza da deformação interna. Os deslizamentos consistem em uma massa sedimentar coesa, que se move ao longo de um plano basal e não

apresentam significativa deformação interna, ocorrendo geralmente em declividades abaixo de 4° (Shanmugana, 2012), predominando deformações dúcteis (Arnott, 2010). Os escorregamentos também são uma massa sedimentar coesa, porém deslocam-se em um plano basal côncavo, causando muita deformação interna (Shanmugana, 2012), as quais mostram um elemento rotacional e normalmente são de caráter mais dúctil (Arnott, 2010).

Para Shanmugan (2012), os processos de transporte de massa são compostos por três tipos básicos: (1) deslizamentos arenosos (*Sandy slides*); (2) escorregamentos arenosos (*Sandy slumps*) e (3) debritos arenosos (*sandy debrites*), seguindo a classificação proposta por Dott (1963). Os dois primeiros tipos são semelhantes ao proposto por Arnott (2010). Já os debritos arenosos, consistem em um fluxo sedimentar laminar, com reologia plástica, onde a deposição ocorre por “congelamento” em massa (*“freezing” em masse*).

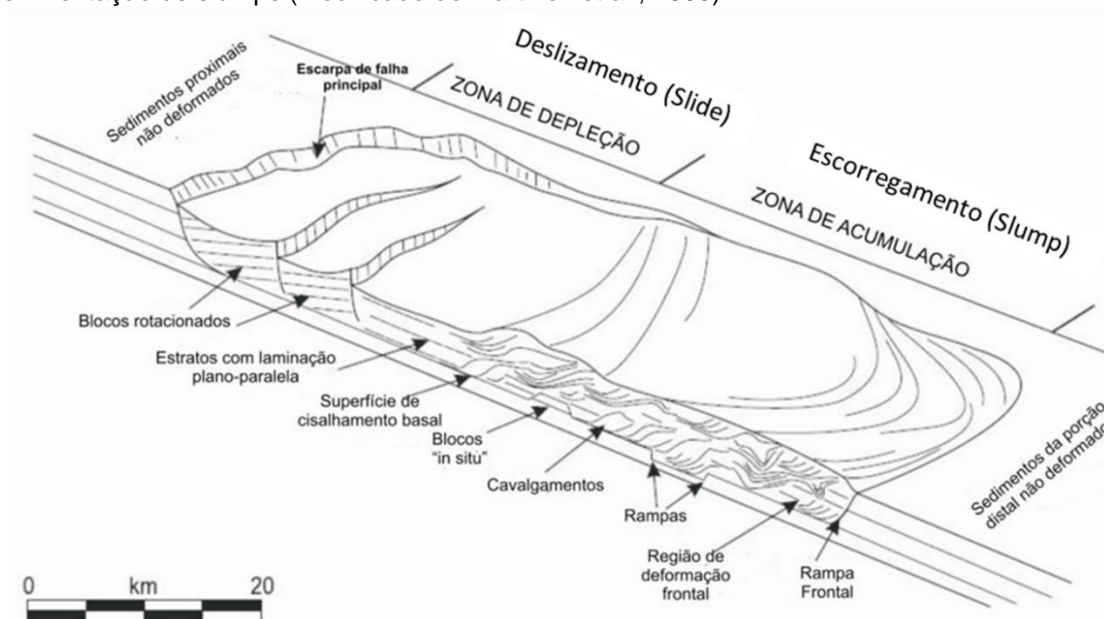
Experimentos realizados demonstraram que os fluxos de detritos arenosos podem ocorrer com concentrações muito baixas de argilas de até 0,7% do seu peso (Shanmugan, 2000).

Já os fluxos gravitacionais de sedimentos foram divididos por Arnott (2010) de forma semelhante ao proposto por Mulder & Alexander (2001), porém com uma diferença, pois ele classificou como fluxos coesivos e fluxos friccionais, ao invés de fluxos coesivos e fluxos não coesivos.

Os fluxos coesivos, mais comumente chamados de fluxos de detritos e fluxos lamosos, são fluxos gravitacionais onde o volume de concentração das fases sólidas e fluidas são de mesma ordem de magnitude, mesma ocorrência de coesão na matriz e reologia pseudoplástica (Mulder & Alexander, 2001; Arnott, 2010; Zou, 2012). As partículas são principalmente suspensas por forças coesivas provenientes da matriz do fluido e sedimentos finos (geralmente mistura silte-argila). A base geralmente é planar e não erosiva, embora não seja uma regra, e, internamente, os depósitos de fluxos de detritos variam de ricos em lama a ricos em areia, tipicamente desorganizados e mal selecionados. (Arnott, 2010).



**Figura 8:** Descrição esquemática do complexo de slide e slump em Israel, observar as zonas de depleção (proximais) e acumulação (distais), e as estruturas que podem ser formadas associadas com a movimentação de slumps (modificado de Martinez et al., 2005).



Já os fluxos friccionais, formam-se a partir de uma continuação dos movimentos de massa (deslizamentos e escorregamentos) para uma variedade de diferentes tipos de depósitos subdivididos com base no mecanismo de suporte dominante, sendo o mais importante destes, as correntes de turbidez (Arnott, 2010).

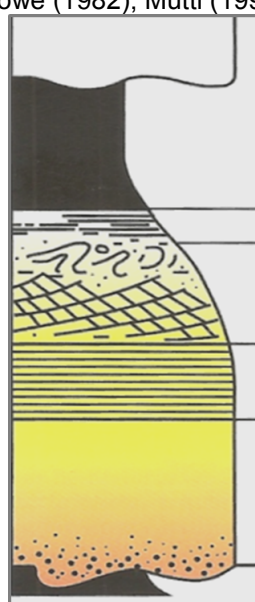
Em ambientes subaquosos, os fluxos de detritos têm início próximo à borda do declive, podendo se transformar em correntes de turbidez na porção mais distal da bacia, mas não existem critérios sedimentológicos para interpretar a transformação desses fluxos no registro deposicional (Shanmugan, 2000).

A melhor forma de definir correntes de turbidez é como fluxos, onde a dominância é de partículas suportadas por turbulência, muito mais do que sendo qualquer outro mecanismo (Mulder & Alexander, 2001). Longitudinalmente, um fluxo turbidítico é dividido em “cabeça”, “corpo” e “calda”, respectivamente, da parte distal para a parte proximal. Para sustentar a corrente, a “cabeça” tem que ser constantemente alimentada por sedimentos vindo do “corpo”, onde o movimento é mais rápido do que na “cabeça”. Na “calda do fluxo”, a concentração de sedimento é baixa e, como consequência, a velocidade do fluxo é baixa e eventualmente diminui para zero (Arnott 2010).

Bouma (1962) apresentou o que seria a sucessão ideal para um turbidito (figura 9). Essas camadas possuem uma gradação normal e uma sucessão vertical de

estruturas sedimentares que, quando completa, mostrava uma porção basal maciça (Ta), passando para arenitos com laminações paralelas (Tb), depois arenitos com ripples (Tc), hemipelagitos associados aos turbiditos (Td) e, por fim, sedimentos pelágicos de bacia (Te), depositados com a cessação das correntes de turbidez. Os turbiditos clássicos, como descritos por Bouma (1962), são interpretados como correntes de turbidez de baixa densidade, refletindo a diminuição da velocidade do fluxo.

**Figura 9:** A sequência de Bouma (1962) e os mecanismos de deposição inferidos para os intervalos Ta a Te para uma corrente de turbidez de baixa densidade desacelerante, incorporando conceitos de Lowe (1982), Mutti (1992), d'Ávila et al. (2008) e Shanmungan (2000)).

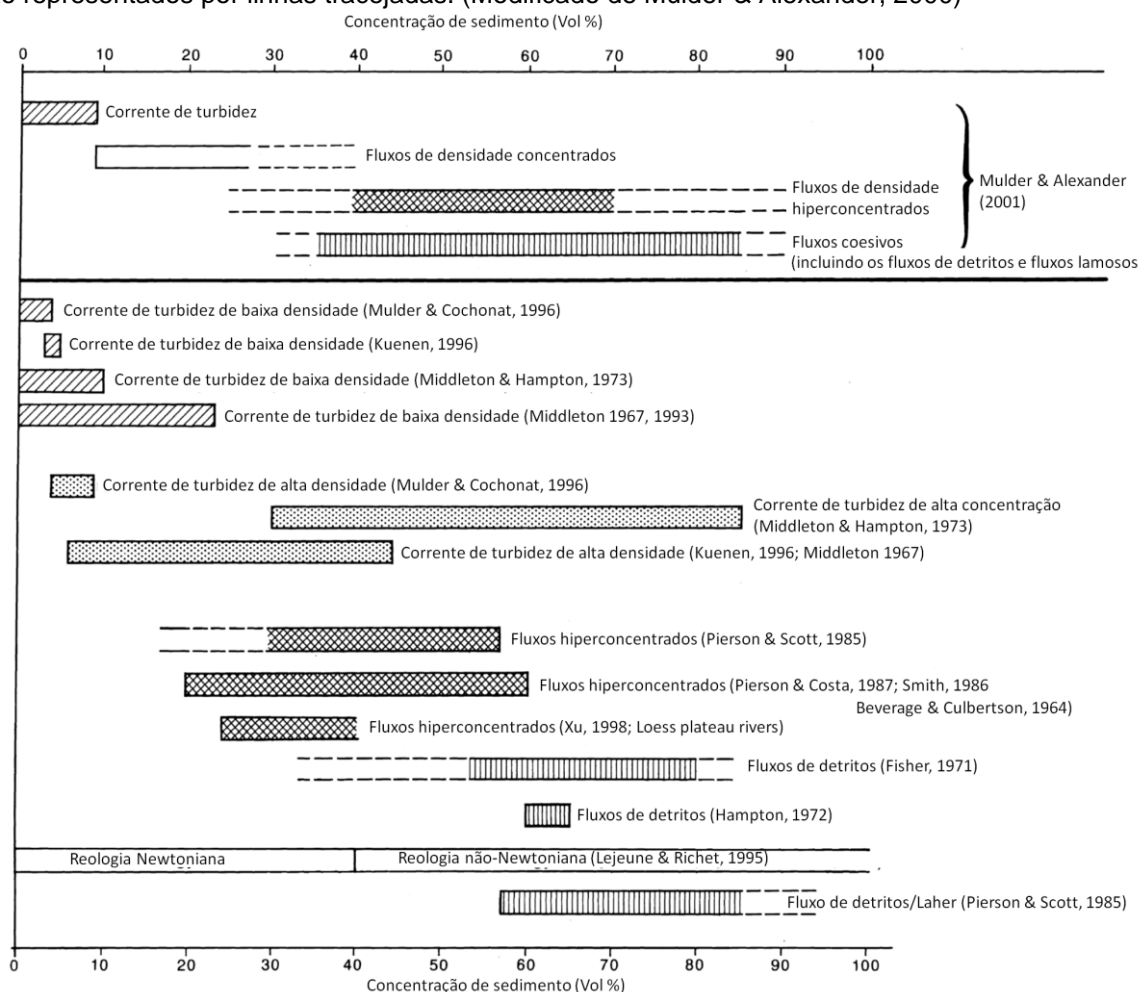


	TEXTURA	BOUMA (1962)	D'ÁVILA (2008)	SHANMUNGAN (2000)
	Lama	Te – Lama pelágica / hemipelágica laminada	Corrente de Turbidez de baixa densidade desacelerante: decantação pelágica / hemipelágica	Corrente de Turbidez
	Silte	Td – Silte laminado	Tração + decantação	Corrente de Turbidez
	Areia	Tc – Ripples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

Lowe (1982) reconheceu dois tipos diferentes de correntes de turbidez e seus depósitos relacionados: (1) turbiditos de baixa densidade e (2) turbiditos de alta densidade. O termo “baixa densidade” refere-se à concentração de sedimentos em suspensão no fluxo, onde, baseado no trabalho de Bagnold (1954 *apud* Mulder & Alexander, 2001), foi estimado em aproximadamente 9% do volume do fluxo, ou menos, nos fluxos de baixa densidade. A relação entre a concentração sedimentar e as classificações utilizadas na bibliografia existente encontram-se na figura 10.

O termo turbiditos de alta densidade não é compatível com os adjetivos alta densidade e alta concentração, uma vez que, em fluidos com alta concentração, a turbulência do fluido não pode agir como o único (ou mesmo o principal) mecanismo de suporte de grãos Arnott (2010). Shanmungan (1996) demonstrou que concentrações sedimentares acima de 30% do volume tende a suprimir a turbulência do fluido, evidenciando a inexistência de turbiditos de alta densidade (Shanmungan 2012).

**Figura 10:** Terminologia e utilização da nomenclatura utilizada para os tipos de fluxo de acordo com a concentração de sedimento em porcentagem do volume. Em alguns casos, a concentração sedimentar apenas não pode ser definido como condição limitante, pois o limiar da porcentagem do volume depende de outros fatores como o conteúdo argila. As faixas de condições possíveis para os limites são representados por linhas tracejadas. (Modificado de Mulder & Alexander, 2000)



Existe uma transição entre os fluxos de densidade e os fluxos turbidíticos, onde a transformação de um para o outro é progressiva, resultado da diluição (Hallworth *et al.*, 1993 *apud* Mulder & Alexander, 2001). Embora algumas correntes de turbidez se tornem cada vez mais diluídas por conta da ingestão de água e deposição de sedimentos na base, outras aparentam evoluir para um comportamento mais coesivo em direção aos limites laterais e distais Haughton *et al.* (2009).

Distinções podem ser feitas nos turbiditos entre os fluxos do tipo “surge” e “surge-like”, que são de duração muito curta e sem fonte de sedimentar permanente (‘surge’ de Ravenne & Beghim, 1983; Laval, 2008 *apud* Mulder & Alexander, 2001) e os do tipo “quase-steady”, em que a fonte de sedimentos ocorre por um período de tempo representativo, permitindo longa duração do fluido (Mulder & Alexander, 2001).

Os turbiditos do tipo “*surge*” são depósitos provenientes de eventos de duração muito curta, que possuem forma de um fluxo isolado da “cabeça” dos turbiditos, onde todo o “corpo” acelera em direção a “cabeça”, deixando uma “calda” diluída. Já os do tipo *surge-like*, são gerados por colapso da nuvem em suspensão que ocorre em um pequeno espaço de tempo. Depósitos desses tipos normalmente não são muito espessos, a não ser que a magnitude do fluxo seja muito grande. Mesmo assim, a espessura do fluxo ainda é muito pequena em relação ao seu comprimento (Mulder & Alexander, 2001).

Os fluxos turbidíticos hiperpicnais do tipo *quase-steady* formam-se onde existem descargas fluviais dentro da bacia, onde a densidade do efluente (sedimento e água) é maior do que a da água do ambiente receptor, permitindo que ele continue fluindo do rio para dentro da bacia receptora (Mulder & Alexander, 2001). Para estes autores, esses fluxos geralmente possuem menores velocidades do que outros tipos de fluxos, sendo frequentemente desenvolvidos em ambientes lacustres, onde pouco sedimento em suspensão nos efluentes fluviais é necessário para que ocorra o excesso de densidade. O termo *quase-steady* é devido aos eventos deposicionais possuírem durações que podem variar de horas até meses, uma vez que, os fluxos são alimentados por prolongados fluxos fluviais (Mulder & Sevinski, 1995, 1996 *apud* Mulder & Alexander, 2001).

Os três tipos de depósitos de correntes de turbidez adotados por Mulder & Alexander (2001), possuem como principal diferença a sua espessura e as estruturas existentes. Os turbiditos do tipo *quase-steady* possuem maior espessura do que os demais, podendo conter uma sucessão composta, da base para o topo, por arenitos maciços, arenitos com *ripples* cavalgantes e lamitos formados por processo de decantação. Fluxos turbidíticos do tipo *surge-like* geram típicas sequências de Bouma, porém, os depósitos que podem ser interpretados através da sequência de Bouma, não são todos relacionados a fluxos turbidíticos. Já os do tipo *surge*, possuem uma espessura irrelevante em relação aos demais (Mulder & Alexander, 2001).

Um trabalho realizado por Zou *at al.* (2012), utilizou uma classificação mais simplista em relação aos trabalhos discutidos anteriormente, o que operacionalmente facilitou a obtenção de bons resultados em relação à distribuição dos depósitos de fluxos gravitacionais. Esses autores trabalharam na bacia de Ordos, no oeste da China, uma bacia de ambiente lacustre profundo, que consiste em uma monoclinial com mergulho para oeste (He, 2002 *apud* Zou, 2012).

Zou *et al.* (2012), através de descrição de testemunhos, interpretou quatro litofácies, sendo elas:

(1) debritos arenosos - arenitos finos maciços com clastos “flutuantes” de lamitos e fábrica planar. A origem de clastos “flutuantes” de lamitos em areias maciças de águas profundas tem sido atribuída a diferentes processos, chamados de: (I) correntes de turbidez de alta densidade (Postma *et al.*, 1998); (II) fluxo de detritos arenosos (Shanmugan, 1996; Shanmugan, 2000) e (III) fluxos gravitacionais de sedimentos híbridos (Haughton *et al.*, 2009). Outro ponto, é que as correntes de turbidez de alta densidade representam as propriedades físicas dos fluxos de detritos arenosos (Shanmugan, 1996). Isso ocorre porque a alta concentração de partículas, maior do que 30% do volume, tende a impedir a turbulência, o que é um fator crítico para distinguir as correntes de turbidez (Sanders, 1965 *apud* Shanmugan, 2012; Middleton & Hampton, 1973; Mulder & Alexander 2001). Para Zou (2012) os depósitos de arenitos maciços com presença de clastos flutuantes são chamados de fluxos de detritos arenosos (*sandy debris flow*). Os clastos argilosos geralmente são alongados e definem uma fábrica de acamamento paralelo, e, quanto menores forem, apresentam organização mais caótica (Haughton *et al.* 2009). Esses autores chamam a atenção de que, em alguns casos, os clastos argilosos não se parecem com as argilas de *background*, sugerindo que eles podem não ser provenientes de produtos de erosão.

(2) slumps arenosos - siltitos e arenitos finos mostrando acamamento contorcido, injeções arenosas e dobras pigmatíticas. Essa litofície exibe dobramentos por escorregamento, estrutura em *pillow* e *balls*, acamamento com convoluções, dobras pigmatíticas (*ptygmatic folds*), estruturas de injeções e *dikes* de 1cm a 2m com formas complexas. As injeções arenosas e clastos brechados (*brecciated clasts*) geralmente são associados à liquefação sísmica (Obermeier, 1998 *apud* Zou *et al.*, 2012), provocados pela atividade tectônica pouco tempo após a deposição do fluxo sedimentar.

(3) turbiditos - arenitos finos com finas camadas de gradação normal e *flute casts* (estrutura erosiva de arrasto na base). Para os autores, essa litofície apresenta *ripples* arenosos, *groove casts*, *flute casts* e estruturas em chama na base. As espessuras dos arenitos com gradação normal (*finning upward*) são geralmente menor do que 30cm, compondo vários ciclos em uma mesma seção.

(4) decantação (*suspension fallout*) - lamitos com fraca laminação, apresentando deposição rítmica, interpretada como processo de decantação (*suspension fallout*) em ambiente de águas calmas.

Com essas interpretações, Zou *et al.* (2012) foi capaz de definir a distribuição espacial desses depósitos na bacia por eles estudada, constatando que, as margens do sistema lacustre são dominadas por debritos arenosos, enquanto que o centro é dominado por turbiditos. Os autores também identificaram que ocorre uma grande diferença nos volumes e espessuras dos debritos arenosos e dos turbiditos, uma vez que, os debritos arenosos possuem espessuras que podem chegar a algumas dezenas de metros, enquanto que, os turbiditos são de escala de centímetros. Isso reflete diretamente em seu volume total de rocha, o que é de grande interesse ao se tratar de reservatórios. Os diferentes processos de “gatilho”, transporte e sedimentação vão resultar em espessuras, volumes e distribuição espacial diferentes para cada tipo de depósito (tabela 1).

**Tabela 1:** Comparação entre os debritos arenosos e correntes de turbidez (Zou *et al.*, 2012) e os fluxos concentrados, hiperconcentrados e correntes de turbidez (Mulder & Alexander, 2000) em termos de processos e produtos.

CARACTERÍSTICAS	ZOU ET. AL. (2012)		MULDER & ALEXANDER (2000)		
	DEBRITOS ARENOSOS	CORRENTES DE TURBIDEZ	FLUXOS HIPERCONCENTRATOS	FLUXOS CONCENTRADOS	CORRENTES DE TURBIDEZ
Mecanismo	Gravidade	Gravidade	Gravidade	Gravidade	Gravidade
Reologia	Plástica	Newtoniana	Plástica	Plástica + Newtoniana	Newtoniana
Gradação	Inversa, normal e maciço	Normal	Maciço	Normal e maciço	Normal e maciço
Clastos argilosos	Comum	Ausente	Comum	Pode ocorrer	Ausente
Mecanismo de suporte entre os grãos	Interação entre os grãos	Turbulência do fluido	Suportado pela matriz	Interação entre os grãos	Turbulência do fluido
Espessura dos arenitos	Metros	Centímetros	Metros	Centímetros a metros	Centímetros

(Shanmugan, 2012), chama a atenção para os problemas existentes com as interpretações de perfis geofísicos de poço aplicados a esse tipo de depósito, pois é bastante comum na indústria do petróleo. O padrão em caixa pode ser encontrado em todos os depósitos arenosos de transporte de massa, devendo ser calibrado com a utilização de testemunhos (Shanmugan, 2000) ou afloramentos, como é o caso do presente trabalho.

### 3.2 ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS

A estratigrafia de sequências é considerada a maior revolução recente na Estratigrafia e na Sedimentologia, sendo uma ferramenta da Estratigrafia que permite compreender como as unidades estratigráficas, fácies e elementos deposicionais, dentro de uma bacia sedimentar, se relacionam entre si no tempo e no espaço. Essa ferramenta analisa a resposta sedimentar às variações do nível de base através dos padrões de empilhamento consequentes da relação entre taxa de acomodação e aporte sedimentar. (Catuneanu, 2006).

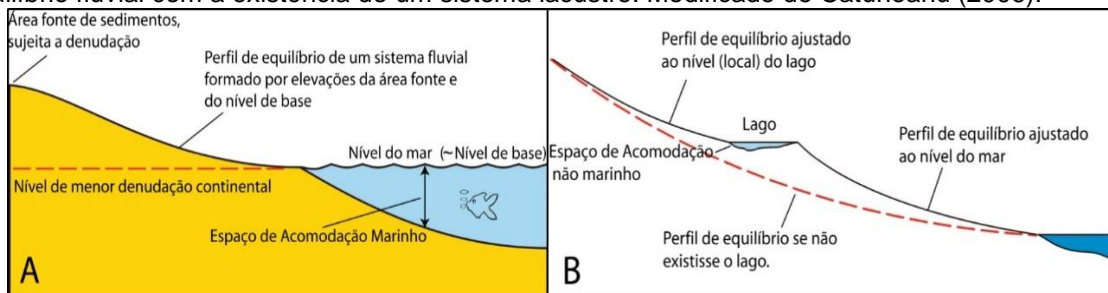
O espaço de acomodação é o volume disponível para a deposição sedimentar, sendo limitado no topo pelo nível de base e na base pela superfície deposicional (Jervey, 1988), estando disponível tanto em ambientes marinhos como nos ambientes não-marinhos (fluvial, lacustre, costeiros), sendo o resultado do efeito combinado do clima, tectonismo e, principalmente, eustasia, dentro da bacia.

O nível de base é definido como uma superfície dinâmica, com subidas e descidas eustáticas ao longo do tempo, podendo ser considerado como, aproximadamente, o nível do mar (Jervey, 1988; Schumm, 1993). O nível de base é a superfície acima da qual prevalecem os processos erosivos e, abaixo da qual, prevalece a deposição sedimentar (Catuneanu, 2006), onde a sua variação influencia diretamente no espaço disponível para a acomodação dos sedimentos.

O aporte sedimentar se refere ao volume de sedimento fornecido pela área fonte para dentro da bacia, sendo um produto do tectonismo e do clima. Climas úmidos aumentam o fornecimento de sedimentos a partir do aumento da erosão e da capacidade de transporte através da água. O tectonismo aumenta o aporte sedimentar através do soerguimento das áreas-fonte, amplificando o poder de erosão e a capacidade de transporte, através da acentuação do declive gerado pelo movimento tectônico (Catuneanu, 2006).

O Perfil de equilíbrio é uma superfície curva que é controlada pela elevação da área-fonte e que se ajusta ao nível de base (figura 11). Este representa o nível no qual os rios conseguem transportar sedimentos sem erodir ou depositar significativamente.

**Figura 11:** A) Nível de base para áreas próximas ao mar. B) Nível de base representado pelo perfil de equilíbrio fluvial com a existência de um sistema lacustre. Modificado de Catuneanu (2006).



A relação entre taxa de acomodação, controlada pela variação eustática, e aporte sedimentar determina a trajetória da linha de costa, isto é, se a linha de costa sofrerá transgressão, regressão forçada ou regressão normal (figura 12). A definição de cada um desses movimentos da linha de costa é apresentada a seguir (Catuneanu, 2006):

- **Transgressão:** É a migração da linha de costa no sentido do continente e ocorre quando a taxa de acomodação é maior que o aporte sedimentar, ocorrendo durante a subida do nível de base.

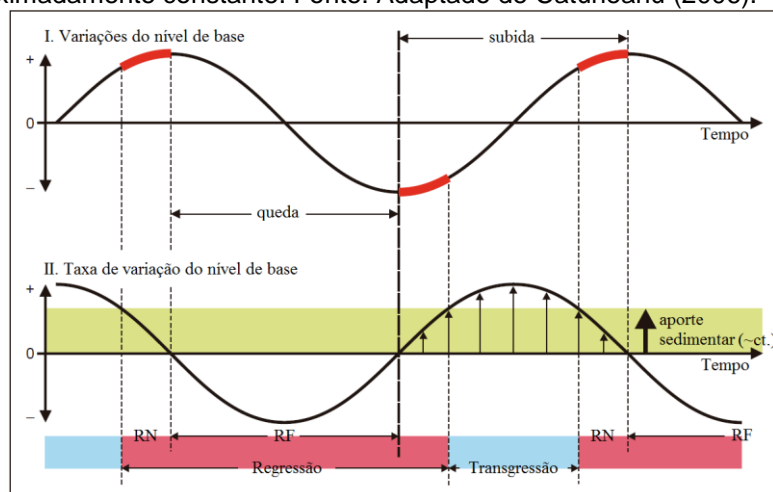
- **Regressão Forçada:** Ocorre durante estágios de queda do nível de base, quando a linha de costa migra no sentido do oceano, independentemente do aporte sedimentar.

- **Regressão Normal:** Ocorre durante as fases inicial e final da subida do nível de base, quando o aporte sedimentar é maior ou igual à baixa taxa de subida do nível de base. A acomodação recém-criada é totalmente preenchida pelo aporte sedimentar e o excesso de sedimento provoca a migração da linha de costa no sentido do oceano.

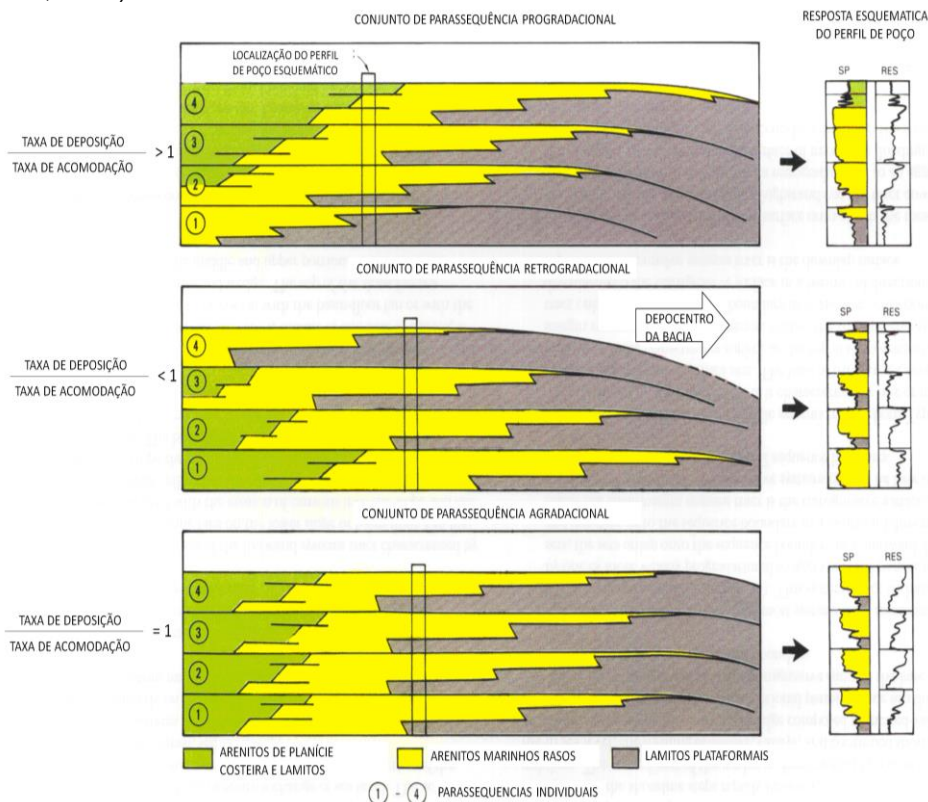
As flutuações da linha de costa, que irão se alternar entre ciclos transgressivos e regressivos (Catuneanu, 2006), determinam a maneira como os estratos sedimentares ficarão preservados, isto é, sua Assinatura Estratigráfica (Holz, 2012). A Assinatura Estratigráfica é caracterizada por seus Padrões de Empilhamento relacionados a determinadas tendências deposicionais que podem ser retrogradacionais, progradacionais ou agradacionais (figura 13).



**Figura 12:** Conceitos de transgressão, regressão forçada (RF) e regressão normal (RN) definidos pela interação entre taxa de variação do nível de base e aporte sedimentar. A parte superior da figura mostra a variação da magnitude do nível de base ao longo do tempo. A parte inferior da figura mostra a taxa de variação da magnitude do nível de base ao longo do tempo e a sua relação com o aporte sedimentar, considerado aproximadamente constante. Fonte: Adaptado de Catuneanu (2006).



**Figura 13:** Padrões de empilhamento de parassequências; expressão de perfil de poço em perfil. (a) Conjunto de parassequências com padrão progradacional, (b) conjunto de parassequências com padrão retrogradacional e (c) conjunto de parassequências com agradacional (Modificado de Van Wagoner et. al., 1987).



Inicialmente, Brown & Fisher (1977) definiram Trato de Sistemas como um conjunto de sistemas deposicionais contemporâneos que subdivide a seqüência deposicional. Já Posamentier & Vail (1988) definem Trato de Sistemas como sendo

depositado durante uma fase, ou porção específica, do ciclo completo de descida e subida relativa do nível de base, sendo este movimento relativo de origem eustática ou tectônica. Segundo Catuneanu (2006), Trato de Sistemas é definido como um pacote de estratos associado a um padrão de empilhamento específico e, conseqüentemente, associado também a uma trajetória da linha de costa. Posamentier & Vail (1988) subdividiram a seqüência deposicional em três Tratos de Sistemas geométricos, sendo eles: Trato de Sistemas de Nível Alto (TSNA); Trato de Sistemas de Nível Baixo (TSNB) e Trato de Sistemas Transgressivo (TST). Neste mesmo ano, Plint (1988) abordou a questão da preservação de “parassequências” durante a queda do nível de base, porém, não modificou o modelo com três Tratos de Sistemas proposto inicialmente. Esses depósitos foram denominados pelo autor como “parassequências encahadas” (*stranded parasequence*) e futuramente foram denominados por Hunt & Tucker (1992) como depósitos de regressão forçada. Com isso, o modelo que antes continha três Tratos de Sistemas passou a conter quatro, sendo o último o Trato de Sistemas de Regressão Forçada, conforme adotado por Catuneanu (2006).

Os Tratos de Sistemas geométricos definidos inicialmente por Posamentier e Vail (1988) e complementados por Plint (1988) e Hunt & Tucker (1992) não serão detalhados nesse trabalho, uma vez que esses tratos são controlados pela variação eustática do nível de base, não sendo este caso aplicado às bacias do tipo rifte.

### 3.3 ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS APLICADA À BACIAS RIFTE

A estratigrafia de seqüências proposta por Posamentier & Vail (1988) foi desenvolvida para a análise de bacias de margem passiva, onde a subsidência tectônica tem uma influência muito menor do que as variações do nível do mar eustático, que é o seu principal controlador na sedimentação. O componente tectônico da subsidência é considerado nesses casos como linear e quantificável no cálculo de sua contribuição para as variações do nível de base (Posamentier & Vail, 1988). Assim, a eustasia controla predominantemente o desenvolvimento dos tratos de sistemas em bacias de margem passiva.

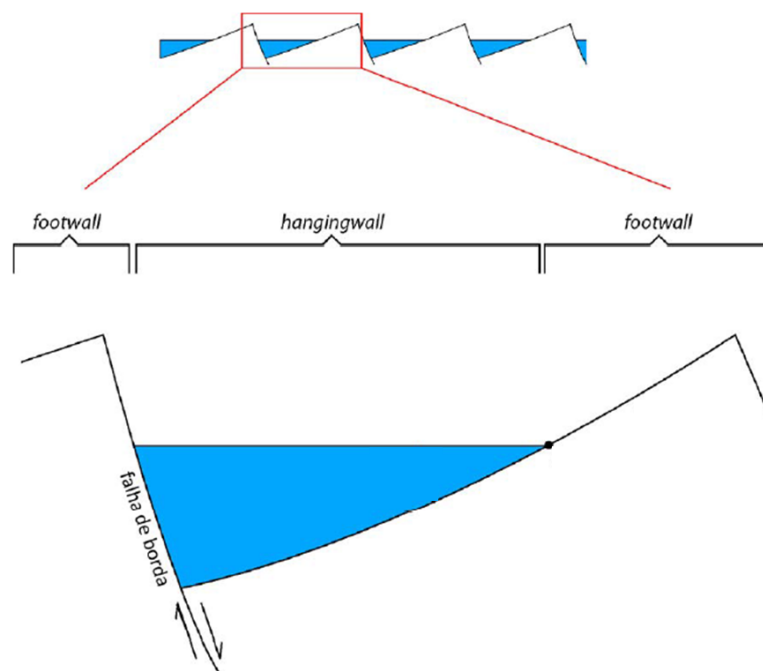
As limitações dessa ferramenta em sua aplicação nas bacias rifte alertavam para a necessidade de adaptações do modelo por volta da década de 90. Neste contexto, destaca-se a contribuição de Prosser (1993), que aplicou a estratigrafia de

sequências à bacias do tipo rifte a partir da análise de linhas sísmicas da Bacia de Magnus e do meio-gráben do Mar de Barents, ambos localizados no Mar do Norte.

Em geral, bacias do tipo rifte intracontinental possuem um formato de gráben ou meio-gráben, sendo necessário o entendimento desta estrutura para a compreensão da aplicação da estratigrafia de sequências neste tipo de bacias. O meio-gráben é composto basicamente por uma rampa de declive variável com uma falha de borda, possuindo a geometria de uma cunha (figura 14). Sendo assim, a região que sofre soerguimento é chamada de *footwall*, enquanto que a região que sofre subsidência é denominada de *hangingwall*. Em sistemas de riftes podem ocorrer confusões em relação a esta nomenclatura, pois um *footwall* de um meio-gráben específico pode se tornar o *hangingwall* de outro meio-gráben.

A geometria do meio-gráben fornece o principal controle para o arranjo dos sistemas deposicionais dentro do rifte e a disposição lateral dos sistemas depende de vários fatores, sendo o principal a estruturação do meio-gráben. Este é um reflexo direto dos eventos extensivos atuantes nas rochas do embasamento da bacia.

**Figura 14:** Geometria típica de um rifte intracontinental formando uma série de meio-grábens, contendo *footwalls* e *hangingwalls*. Modificado de Kuchle et. al. 2005



### 3.3.1 Agentes Controladores da Sedimentação

Em uma bacia rifte, o movimento das falhas e o estágio de desenvolvimento da bacia controlam o potencial erosivo, através da destruição do espaço, e a deposição,

através da criação de espaço. As variações eustáticas do nível do mar não contribuem para a deposição nessas bacias, visto que nesse período não houve entrada das águas oceânicas na bacia. Os principais agentes controladores dos sistemas deposicionais nesse tipo de bacias são:

a. Tectônica: é o principal agente controlador da sedimentação em bacias rifte. A criação e preservação das sucessões sedimentares estão diretamente relacionadas à atividade tectônica, visto que praticamente todo o espaço de acomodação gerado é associado aos pulsos tectônicos. Este agente controla não somente a geração de espaço de acomodação sedimentar, mas também a destruição, uma vez que, ao gerar subsidência pode-se gerar o soerguimento de áreas fonte no sistema de meio-gráben, como visto anteriormente na figura 4.

b. Clima: Para Bosence (1998) o clima é um fator considerado fundamental no preenchimento de bacias rifte, embora não seja determinante para sua geração, pois riftes podem ocorrer em todas as zonas climáticas do mundo. A arquitetura das fácies e os modelos deposicionais são fortemente dependentes do clima da região. Desta forma, o clima possui uma impressão importante no registro sedimentar de um rifte na forma de flutuação do nível de base – nível do lago (Kuchle, 2010), controlando também as taxas de transporte e acumulação, taxas de intemperismo e erosão, composição clástica, produção de carbonatos e precipitação de evaporitos (Bosence, 1998).

c. Eustasia: Por ocorrer em zonas de regime distensivo, predominantemente sobre crostas continentais, não ocorre influência marinha controlada pelo nível do mar, e sim a formação de lagos interiores. Esse é o caso do sistema de riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá (Santos *et al.*, 1990). As variações eustáticas podem ser consideradas secundárias em termo de expressividade no controle da sedimentação, pois nessas situações os principais controladores da eustasia seriam a subsidência tectônica e o clima.

d. Magmatismo: Tratando-se de um rifte ativo, o magmatismo também é considerado um fator controlador. Entretanto, rochas magmáticas não correspondem ao aporte sedimentar, embora preencha o espaço, podendo gerar anomalias de preenchimento, o que pode resultar em um rearranjo dos sistemas deposicionais que podem ser interpretados como padrões de empilhamento sem relações com padrões evolutivos claros no preenchimento de um rifte (Chorowickz, 2005 *apud* Kuchle, 2010).

No sistema de Riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá não ocorreram eventos deste tipo, e, sendo assim, este fator não pode ser aplicado para a Bacia do Recôncavo.

Os agentes controladores citados acima terão influência direta no aporte sedimentar e no espaço de acomodação gerado na bacia, sendo fundamental na definição dos padrões de empilhamento e assinatura estratigráfica descritos na figura 13. É importante destacar que a tectônica e clima são os principais controladores do aporte sedimentar e do espaço de acomodação, sendo a tectônica o mais importante para as bacias do tipo Rifte.

### 3.3.2 Modelos de Evolução Tectono-estratigráficos

A evolução do conhecimento científico das relações entre a ação tectônica e o preenchimento estratigráfico teve um importante avanço após o trabalho de Prosser (1993), sendo modificado e adaptado por outros autores posteriormente. No presente trabalho vamos analisar os principais pontos abordados nos modelos propostos por Prosser (1993), Bosence (1998), Gawthorpe & Leeder (2000), Morley (2000), Martins-Neto & Catuneanu (2010), Kuchle *et al.* (2010) e Holz (2014). Estes artigos foram selecionados por critérios de conteúdo e relevância dos modelos tectono-estratigráficos das bacias do tipo rifte intracontinental e as aplicações na bacia do Recôncavo.

- Prosser (1993)

Considerado um marco na compreensão tectono-estratigráfica das bacias tipo rifte, o trabalho de Prosser (1993) foi feito a partir de dados de interpretações sísmicas das Bacias de Magnus e Mar do Norte. A autora chamou a atenção para a necessidade de adaptar a estratigrafia de sequências para a aplicação em bacias rifte, alterando os tratos de sistemas clássicos de Possamentier & Vail, (1988) para Tratos de Sistemas Tectônicos, citado por Brown & Fisher (1977).

A autora propôs uma divisão em quatro tratos tectônicos, sendo dois grupos, o sin-rifte, que é subdividido em Trato Tectônico de Início de Rifte e Trato Tectônico de Clímax de Rifte, e o pós-rifte, o qual é subdividido em Trato Tectônico de Pós-rifte Imediato e Trato Tectônico de Pós-rifte Tardio (figura 15).

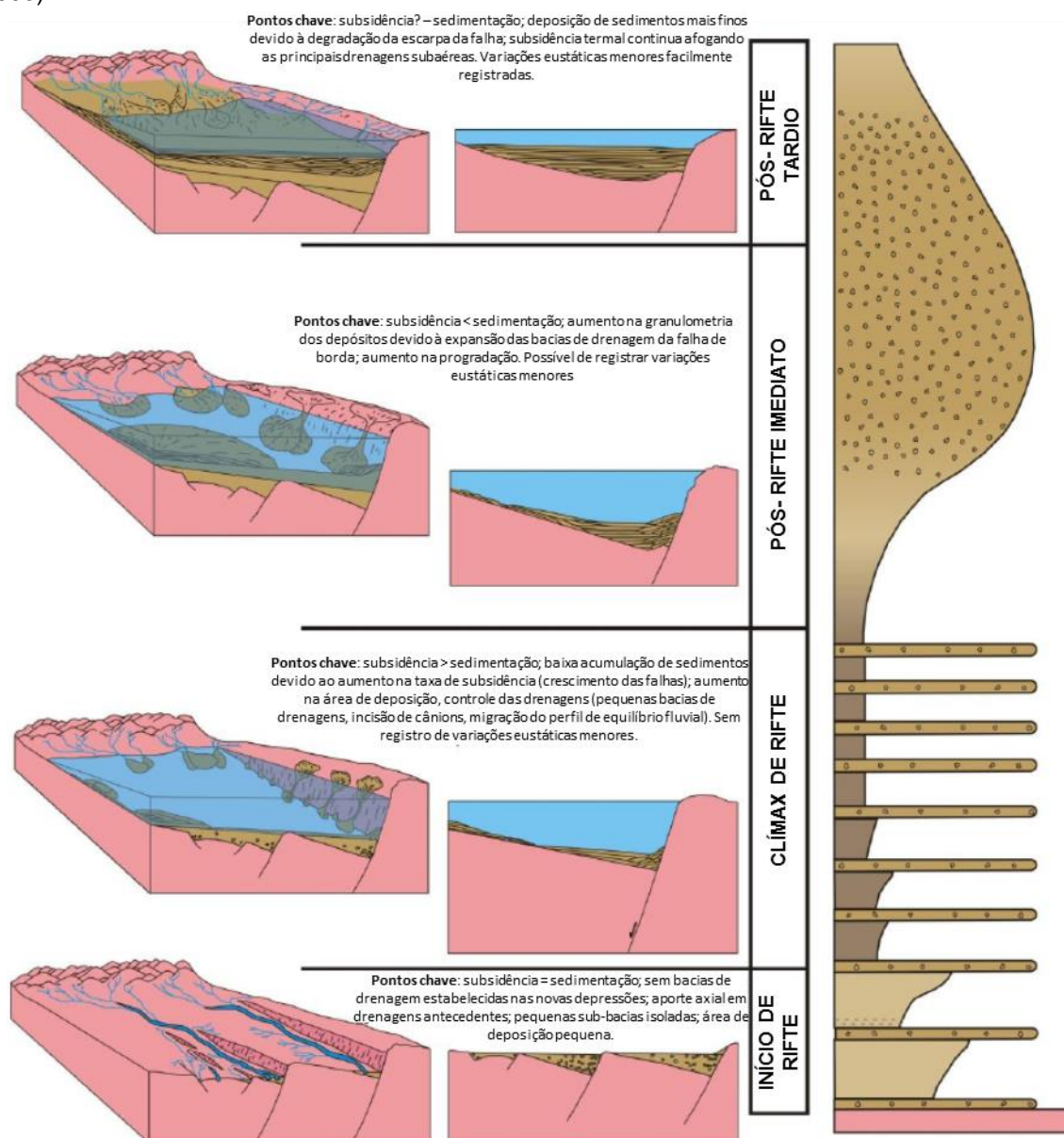
a. Trato Tectônico de Início de Rifte: Retrata a fase inicial de ruptura da crosta, formando altos (*footwall*) e baixos (*hangingwall*) e formas de meio- gráben, os quais são preenchidos por sedimentação sub-aérea, tais como, sistema fluvial longitudinal e deposição tipo inter-canais e sedimentos cascalhosos gravitacionais com pouca expressividade associados às falhas de borda ainda não muito bem desenvolvidas. Desta forma, o início do rifte é marcado por pacotes arenosos na base, com agradações e progradações de sedimento por *by-pass*, devido ao equilíbrio entre o espaço de acomodação e o aporte sedimentar.

b. Trato Tectônico de Clímax de Rifte: Esse é o momento em que ocorrem grandes subsidências tectônicas e a taxa de criação de espaço atinge seus maiores valores, sendo que o aporte sedimentar não consegue acompanhar essa taxa. Com isso, ocorre uma expansão do sistema lacustre, gerando expressivas retrogradações. Próximo à falha de borda ocorrem depósitos de fan deltas, gerando agradações e leves progradações. Prosser ainda divide esse trato em (Figura 6): (a) Clímax Inicial, onde ocorre agradação nas sequências derivadas do *footwall* e progradação nas sequências derivadas do *hangingwall*; (b) Clímax Intermediário, onde ocorrem retrogradações e agradações das sequências de *hangingwall*, continuando com as agradações nas sequências de *footwall* e (c) Clímax Final, marcado pelo desgaste da topografia com uma cobertura de espessura constante.

c. Trato Tectônico de Pós-rifte Imediato: Esse trato marca o momento em que as rotações do *hangingwall* e a atividade tectônica cessam, diminuindo a taxa de subsidência, embora ela ainda ocorra devido aos efeitos de resfriamento da crosta. Com a erosão atuando na região do *footwall*, rapidamente a taxa de aporte sedimentar sofre aumento. O material cascalhoso derivado das fontes proximais invade a bacia, gerando uma granocrescência ascendente e progradações, que vão possivelmente resultar no desaparecimento do ambiente lacustre.

d. Trato Tectônico de Pós-rifte Tardio: Marca uma gradual e lenta pediplanação da topografia gerada pelas falhas, o que diminuirá a energia do transporte, acarretando em sedimentos mais finos, principalmente próximos à borda falhada.

**Figura 15:** Estágios de preenchimento de bacias Rifte de acordo com o modelo de Prosser (1993), compreendendo um estágio de início do rifte, seguido por uma fase de clímax do rifte, pós-rifte imediato e pós-rifte tardio. A direita a coluna estratigráfica idealizada para o modelo. Modificado de Prosser (1993).



Prosser ainda aborda as variações climáticas no controle da sedimentação em riftes. Nos casos de climas úmidos irá ocorrer um aumento do intemperismo químico nas áreas fonte, constantes fluxos de sistemas fluviais largos através da bacia (maior capacidade de transporte) e aumento da vegetação. Já em ambientes áridos a pouca quantidade de água limitará o transporte sedimentar e a acumulação na bacia, ocorrendo predominantemente depósitos evaporíticos com largos leques aluviais no *hangingwall* e pequenos leques e tálus no *footwall*.

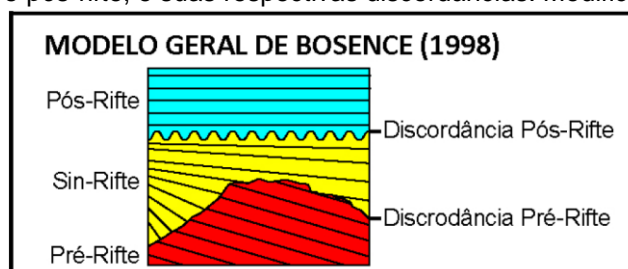
O estudo no Rifte do Leste Africano feito por Scholz *et al.* (1990), ilustra o Trato de Sistemas de Nível Baixo e o Trato de Sistemas Nível Alto dependentes do nível do lago, o qual ocupa o centro do meio-gráben. O nível do lago seria controlado provavelmente pelas variações climáticas, e por essa razão esses autores sugeriram que os sistemas deposicionais condicionados pelo clima deveriam ser chamados de Tratos de Sistemas Climáticos.

A autora concluiu seu trabalho propondo uma sucessão faciológica onde o início do rifte é caracterizado por pacotes arenosos amalgamados, alternando para uma sedimentação fina lacustre no clímax do rifte, e por fim, um depósito arenoso sedimentar marcando o final do rifte. Prosser desenvolveu seus modelos baseando-se em dados de uma bacia específica, deixando claro que riftes em outras regiões do planeta podem ter evoluções tectono-estratigráficas diferentes.

- Bosence (1998)

Inicialmente, o autor propõe o estabelecimento de um rifte a partir do reconhecimento de discordâncias. Assim, o processo de rifteamento é registrado por uma fase sin-rifte, limitada na base e no topo por discordâncias, sobrepondo as unidades pré-rifte e sobreposta por unidades pós-rifte. Baseado nesse princípio, Bosence (1998) apresenta o digrama da figura 16, onde duas discordâncias separam o sin-rifte do pré-rifte e pós-rifte.

**Figura 16:** Modelo geométrico básico de Bosence (1998) com critérios estratigráficos para separar a seção sin-rifte das seções pré e pós-rifte, e suas respectivas discordâncias. Modificado de Bosence (1998).



O pré-rifte seria composto por estratos plano-paralelos e inclinados por conta da estruturação tectônica sin-rifte ocorrida após sua deposição. Desta forma, a discordância pré-rifte pode ser do tipo angular ou não-conformidade. O sin-rifte apresenta-se com geometria divergente (muitos autores questionaram essa



divergência), por conta da sua deposição sin-tectônica. A discordância pós-rifte possui caráter de paraconformidade ou desconformidade. Já os estratos pós-rifte apresentam-se plano-paralelos e horizontais, refletindo momentos posteriores à intensa atividade tectônica. Desta forma, Bosence (1998) descreve a compartimentação geral da deposição de um rifte.

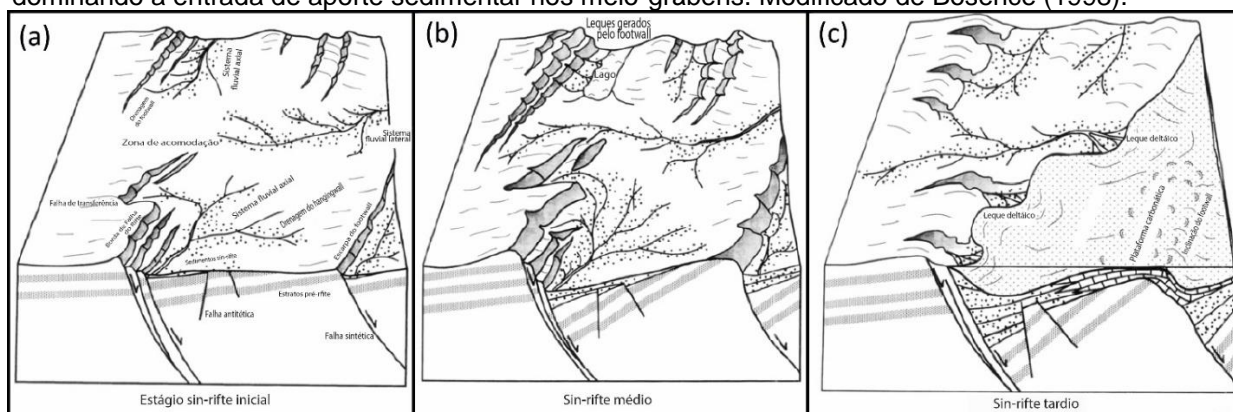
O autor também divide a fase sin- rifte em três estágios:

a. Sin-rifte Inicial: os pulsos tectônicos criam grandes espaços de acomodação, não existindo um sistema de drenagem capaz de transportar os sedimentos, retratando uma condição de bacia faminta (figura 17a).

b. Sin-rifte Médio: os pulsos tectônicos ainda são bastante ativos, gerando maiores escarpas e depocentros mais profundos. Nesta fase já ocorre maior sedimentação em comparação com a fase anterior (figura 17b).

c. Sin-rifte Tardio: caracterizado pela diminuição na atividade tectônica, com pediplanação das escarpas, drenagens desenvolvidas e um aporte sedimentar com maior capacidade de preenchimento (figura 17c).

**Figura 17:** Modelo tectono-sedimentar conforme Bosence (1998). (a) estágio sin-rifte inicial, apresentando a criação inicial das estruturas controladoras dos meio-grábens e aumento da atividade tectônica; (b) estágio sin-rifte médio, onde o rifte atinge a máxima atividade tectônica, com pouco arranjo da rede de drenagem e geração de grandes escarpas nos footwalls e; (c) estágio sin-rifte tardio, onde ocorre a diminuição da atividade tectônica, erosão das escarpas e estabilização das drenagens, dominando a entrada de aporte sedimentar nos meio-grábens. Modificado de Bosence (1998).



Devido aos soerguimentos e subsidências ocorridos na fase sin-rifte, os padrões de empilhamento e terminações dos refletores sísmicos podem ocorrer de forma variada em uma única sequência deposicional. Desta forma, Bosence (1998) aponta a dificuldade de mapear os pacotes sin-rifte somente por padrões sísmicos e de empilhamento.

- Gawthorpe & Leeder (2000)

O Modelo proposto por Gawthorpe & Leeder (2000) apresenta aspectos tectono-estruturais que são muito importantes para o entendimento da evolução sedimentar das bacias rifte. Eles seguem o mesmo esquema proposto no trabalho de Bosence (1998), com pacotes pré, sin e pós-rifte. No início do sin-rifte existiriam falhas individuais de baixo deslocamento, paralelas e não conectadas, as quais foram denominadas de ligações de falhas (*fault linkage*). Ocorre nesta fase a formação de bacias restritas de baixa taxa de subsidência, limitadas por falhas de pequeno rejeito e continuidade lateral.

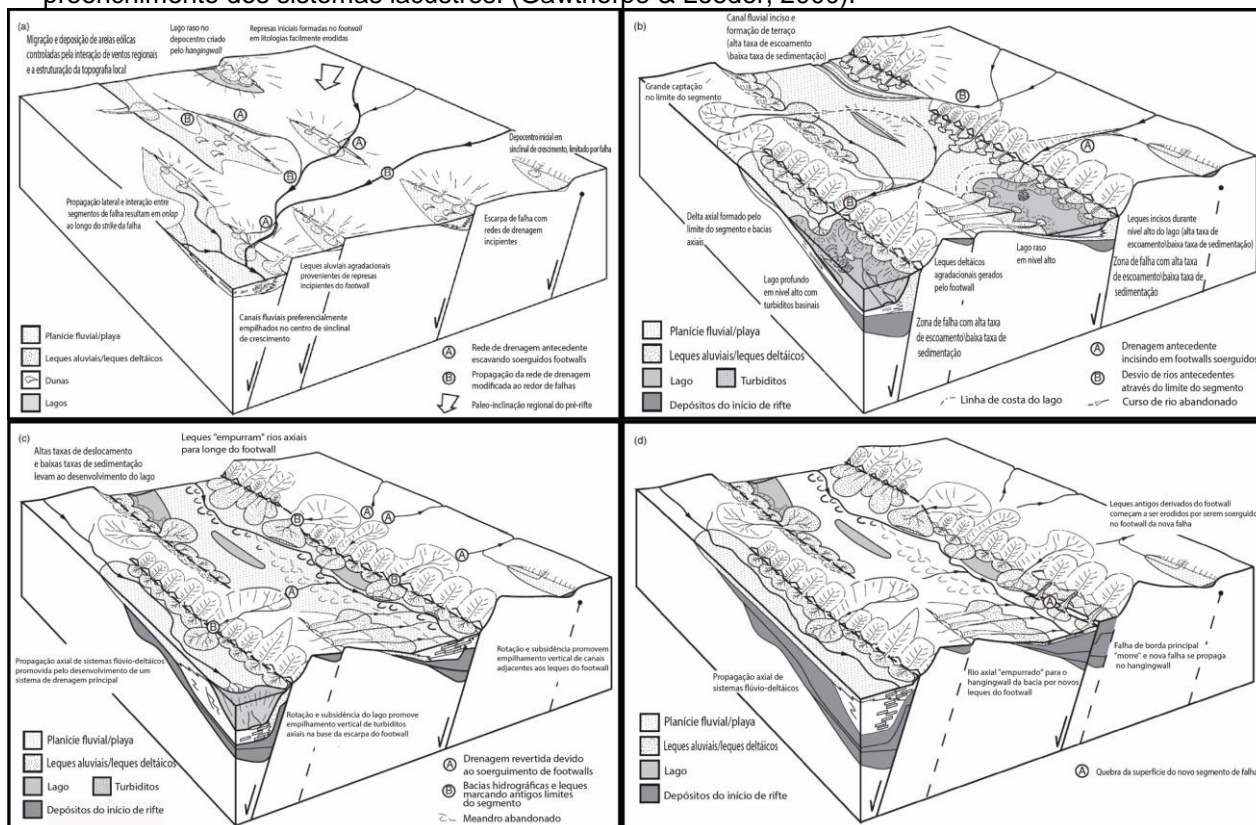
Posteriormente, ocorre a ligação das falhas menores criando falhas de maiores proporções, com falhas de borda bem desenvolvidas, evoluindo para a ligação completa das falhas no sistema *through-going fault zone*.

Os autores definem a evolução das bacias rifte separando-as da seguinte forma (figura 18):

- a. Início do rifte (*rift initiation*): onde existe um baixo relevo que não afeta o sistema de drenagem que o corta e a formação de pequenas bacias isoladas.
- b. Interação do rifte (*rift interaction*): ocorre o desenvolvimento de meio-grábens, que refletem a interação e conexão de falhas, que ganham extensão lateral, desenvolvendo sistemas lacustres e inflexões das drenagens.
- c. Término do rifte (*through-going*): ocorre a diminuição da atividade tectônica, possibilitando a fixação do sistema de drenagem e um transporte de sedimentos mais eficiente para o preenchimento dos sistemas lacustres de meio-grábens.
- d. Morte do rifte (*fault death*): a atividade tectônica está praticamente no final, com fortes erosões das escarpas e elevado transporte e deposição de sedimentos, preenchendo totalmente os meio-grábens e extinguindo os sistemas lacustres.

Desta forma, Gawthorpe & Leeder (2000) apresentam uma ideia que segue a linha de Bosence (1998), onde o preenchimento do meio-gráben ocorre no final do rifte, diferentemente do proposto por Prosser (1993), com o preenchimento ocorrendo na fase pós-rifte.

**Figura 18:** Modelo de evolução do rifte proposto por Gawthorpe & Leeder (2000). (a) fase de início do rifte, ocorrendo pequenas bacias isoladas e baixo relevo; (b) fase de interação e conexão, onde ocorre o desenvolvimento dos meio-grábens, ganhando extensão lateral e desenvolvimento de lagos; (c) fase de estabelecimento de meio-gráben, ocorrendo a diminuição da atividade tectônica, possibilitando a fixação das drenagens e aumentando o transporte de sedimento para os meio-grábens e; (d) fase de morte do rifte, onde a atividade tectônica cessa, ocorre a erosão das escarpas das falhas e o preenchimento dos sistemas lacustres. (Gawthorpe & Leeder, 2000).



- Morley (2002)

Trata-se de um trabalho com foco nos aspectos estruturais das falhas que controlam a sedimentação, com um modelo de falhamento propagante (*fault propagation*) parecido com a linha de desenvolvimento de Gawthorpe & Leeder (2000). Ele descreve um sistema de falhas paralelas de baixo deslocamento e desconectadas, que se conectam em uma grande falha de borda e com desenvolvimento de meio-gráben.

O autor descreve os estágios de evolução tectônica da bacia rifte da seguinte forma (figura 19):

a. Início do rifte: desenvolvimento de uma ampla bacia de pequenas espessuras sedimentares, com falhas de pequenos rejeitos e poucas extensões laterais, sem a presença de uma falha de borda representativa;

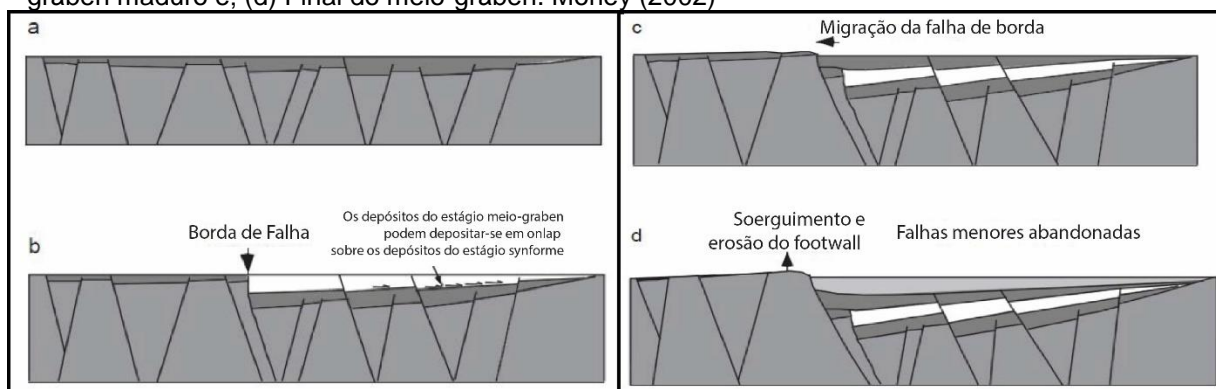
b. Meio-gráben inicial: início do desenvolvimento da falha de borda e desenvolvimento inicial do meio-gráben. As falhas secundárias da margem flexural permanecem ativas e com rejeitos menores em comparação com a borda falhada, onde se concentram as deformações rúpteis.

c. Meio-gráben maduro: ocorre a geração de um meio-gráben muito maior do que na fase inicial, gerado a partir da propagação dos sistemas de falhas. Esse processo gera o soerguimento do *footwall* próximo à falha de borda, ocorrendo erosão dos sedimentos da fase de início do rifte.

d. Final do meio-gráben: esse estágio é definido pela estagnação da atividade tectônica e erosão do relevo gerado no *footwall*, preenchendo a estrutura de meio-gráben.

Para Morley (2000) existe uma dificuldade em definir o final da fase rifte, pois a sedimentação pós-rifte teria a mesma assinatura deposicional de qualquer evento de reativação tardia do rifte.

**Figura 19:** Seção esquemática do modelo evolutivo. (a) Início do Rifte; (b) Meio-gráben inicial; (c) Meio-gráben maduro e; (d) Final do meio-gráben. Morley (2002)

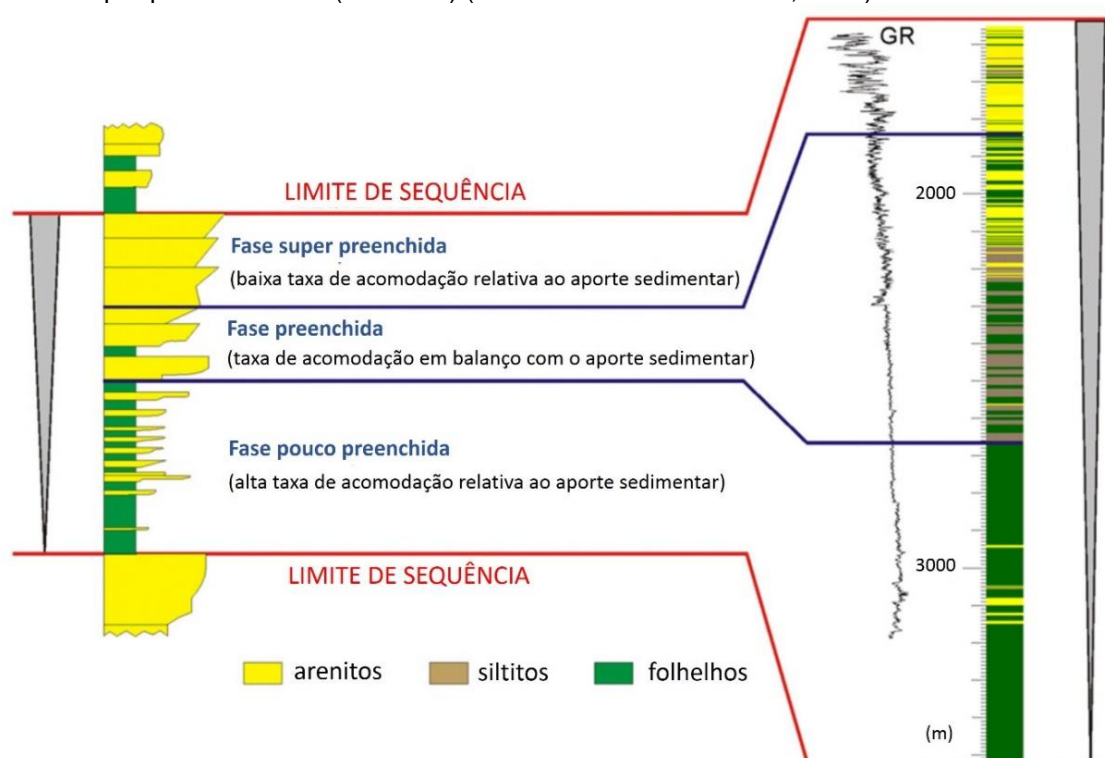


- Martins-Neto & Catuneanu (2010)

Martins-Neto & Catuneanu (2010) propuseram, baseados nos conceitos fundamentais da estratigrafia de seqüências, um modelo que aborda somente as questões estratigráficas das bacias rifte, não abordando as relações da geometria do meio-gráben com os seus padrões de empilhamento. Nesse trabalho os autores utilizaram os padrões de empilhamento com o intuito de reconhecer as unidades estratigráficas geneticamente significantes, sendo utilizada a Bacia do Recôncavo como exemplificação de diversas situações.

Para os autores, o empilhamento estratigráfico nesses tipos de bacias ocorre na forma de rápida criação de espaço, seguida por preenchimento em uma fase de menor atividade tectônica. Desta forma, a sedimentação ocorreria posteriormente ao seu pulso tectônico controlador, sendo denominada por eles como sendo “fora de fase”. Esse atraso no aporte sedimentar já havia sido abordado por Kuchle *et al.* (2007).

**Figura 20:** Arquitetura interna de uma sequência rifte, mostrando o padrão de granocrescência ascendente vertical, a mudança de bacia faminta (underfilled) para preenchida (filled) e, atingindo a condição de super preenchimento (overfilled) (Martins-Neto & Catuneanu, 2010).



Nesse trabalho eles apresentam uma sucessão sedimentar para a fase rifte da bacia (figura 20), que tem seu início com uma seção basal fina que marca o começo dos pulsos tectônicos, com taxas de criação de espaço de acomodação muito superiores às taxas de aporte sedimentar, predominando sedimentos pelíticos de ambiente lacustre. Essa seção basal é seguida de uma sedimentação arenosa, com tendências prográdantes e granocrescência ascendente, refletida pelo aumento do aporte sedimentar para dentro da bacia. Nesse modelo a fase rifte consiste de um ciclo de granocrescência ascendente, limitado por discordâncias e superfícies correlatas, conforme o modelo de Bosence (1998).

Martins-Neto & Catuneanu (2010), embora baseados na mesma linha de raciocínio de Prosser (1993), preferiram manter os termos do modelo original da estratigrafia de sequências. Assim, para estes autores, uma típica sequência deposicional rifte tem início com um delgado “trato de sistema transgressivo” sucedido por um bem desenvolvido “trato de sistemas de nível alto” (Holz, 2012).

- Kuchle et al. (2010)

Este estudo apresenta uma proposta de interpretação e mapeamento sistemático sismoestratigráfico de bacias do tipo rifte, com enfoque nas características da Bacia do Recôncavo, baseado em conceitos genéticos conforme o desenvolvimento primordial da Estratigrafia de Sequências. Na última década, Kuchle vem estudando a fundo os padrões tectono-estratigráficos das bacias do tipo rifte, aplicando os seus conhecimentos principalmente na Bacia do Recôncavo, objeto de estudo desse trabalho.

Kuchle *et al.* (2010) assumem alguns fundamentos para o seu modelo estratigráfico de evolução e compartimentação de seções rifte, sendo eles: (1) o controle da relação entre erosão e deposição se dá pelo *tilt point* (ponto de rotação), que determina a área soerguida e subsidida; (2) a atividade tectônica progressiva gera uma expansão do meio-gráben, através da migração do *tilt point* para fora da bacia; (3) contrariamente, a diminuição da atividade tectônica faz com que o *tilt point* migre para dentro da bacia, gerando truncamentos erosivos em unidades mais antigas e diminuição da área do meio-gráben, ainda com criação de espaço de acomodação; (4) a seção rifte é o resultado de um processo, limitando-se em sua base e em seu topo por discordâncias que a separam, respectivamente, do pré-rifte (estratos anteriores ao processo de rifteamento) e do pós-rifte (estratos posteriores ao processo de rifteamento) e (5) todo o conjunto de estratos que está vinculado à fase rifte é denominado sin-rifte. Todos os estratos e unidades antecedentes são chamados de pré-rifte e, os posteriores, de pós-rifte.

Os autores definem a fase pré-rifte, baseando-se em interpretações sísmicas, como sendo formada por estratos plano-paralelos e inclinados, retratando depósitos mais antigos que sofreram rotações estruturais associadas à tectônica do rifte. Já os estratos sin-rifte apresentam um padrão divergente, causado pela deposição

concomitante à atividade tectônica e, por fim, os estratos pós-rifte, apresentando-se plano-paralelos e horizontais em relação ao topo da fase rifte.

A seção rifte é dividida internamente em quatro fases distintas, denominadas “tratos de sistemas tectônicos”, os quais foram divididos da seguinte forma (figura 21):

a. Trato de sistema tectônico de Início de rifte: Estes depósitos são associados aos pulsos iniciais de estiramento crustal, ocorrendo na forma de uma ampla bacia rasa, continental, com lagos rasos, comumente recobertos por depósitos fluviais e eólicos. Esta bacia se parece muito com uma sinéclise, mas sua gênese está claramente associada aos esforços de estiramento crustal inicial da fase rifte. O preenchimento se dá por ciclos de inundação lacustre e recobrimento fluvial, resultando em um padrão de empilhamento de ciclos agradacional. São observados também controles estruturais na deposição desta fase, o que indica uma tectônica ativa, porém, ainda discreta. Nessa fase, a falha de borda ainda não se desenvolveu, não havendo indícios de sua atividade. A base do Início do Rifte é dada pela Discordância Sin-Rifte (DSR), que consiste em um truncamento erosivo regional.

b. Trato de sistemas tectônico de Desenvolvimento de meio-gráben: Esta fase é representada por um rearranjo do sistema de drenagem já na forma embrionária de meio-gráben, preenchido por sistemas fluvio-lacustres rasos. Ainda não ocorrem os conglomerados e outros sedimentos grossos típicos dos leques deltaicos associados à falha de borda, pois o relevo alto das escarpas das falhas ainda não estão formados. A base deste Trato de Sistemas é delimitada pela Superfície de desenvolvimento de Meio-Gráben, que corresponde a uma inundação na região central da bacia (hangingwall), correlata com uma discordância na borda da margem flexural.

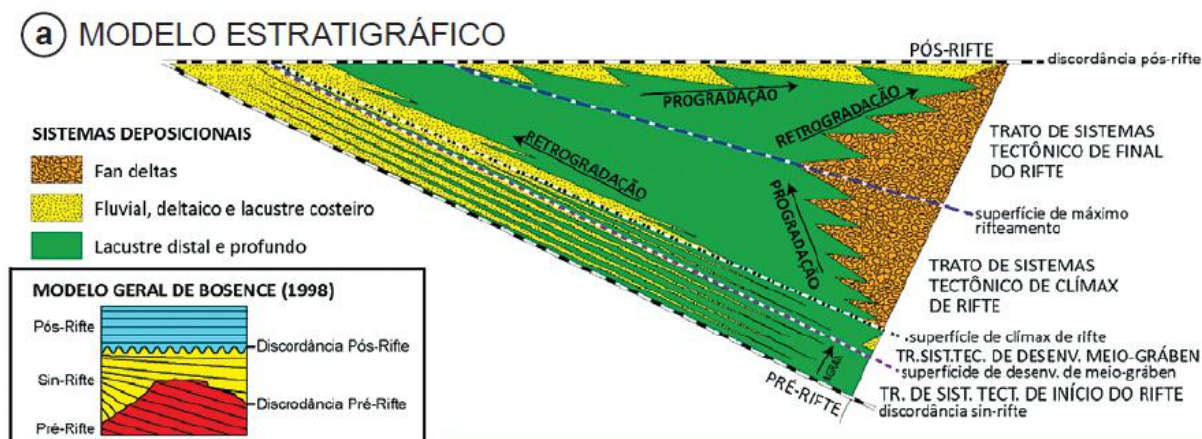
c. Trato de sistemas tectônico de Clímax de rifte: Reflete o momento de aumento da atividade tectônica na bacia. Este trato é marcado pelo pleno desenvolvimento da falha de borda, pela configuração em meio-gráben e por intensa atividade tectônica, resultando em alta taxa de criação de espaço e baixo aporte sedimentar. Com isso, os padrões retrogradacionais intensos são observados na margem flexural, enquanto os clásticos grossos associados à falha de borda (conglomerados de leques deltaicos) programam para dentro da bacia. A base do Clímax é marcada pela Superfície de Clímax de Rifte e o topo é marcado pela Superfície de Máximo Rifteamento, que representa a máxima inundação da bacia, ou seja, o momento de maior expansão do sistema lacustre, máximo recuo dos sistemas

continentais na margem flexural e máximo avanço da cunha conglomerática da falha de borda. Este é o momento em que o *tilt point* da bacia encontra-se o mais próximo da margem flexural.

d. Trato de sistemas tectônicos de Final de rifte: Este trato é marcado por uma diminuição significativa da atividade tectônica, ocorrendo o recuo do sistema lacustre e a diminuição da extensão territorial do meio-gráben e, por consequência, a diminuição na taxa de criação de espaço de acomodação. Os *footwalls* soerguidos durante o clímax do rifte são agora efetivamente erodidos e um alto aporte sedimentar chega ao meio-gráben, resultando em um padrão progradante na margem flexural e um recuo nos conglomerados da falha de borda.

Desta forma, Kuchle *et al.* (2010) apresentam o seu modelo estratigráfico, seguindo os conceitos do modelo geral de Bosence (1998) e os tratos de sistemas tectônicos sugeridos inicialmente por Brown & Fisher (1977 *apud* Prosser, 1993) e utilizados no trabalho de Prosser (1993).

**Figura 21:** Modelo estratigráfico idealizado de uma bacia rifte, ilustrando os tratos de sistemas tectônicos, suas superfícies limítrofes, o arranjo dos sistemas deposicionais e os padrões de empilhamento. (Kuchle *et al.*, 2010)



- Holz *et al.* (2010)

Holz *et al.* (2014) levantaram a questão das divergências entre os modelos existentes para o início da deposição dos sedimentos da fase rifte. Alguns autores consideram que o rifte é marcado por uma rápida subsidência e alta taxa de criação de espaço de acomodação, seguidos por longos períodos de quiescência tectônica, conforme proposto por Martins-Neto & Catuneanu (2010) (figura 20). Desta forma, os sedimentos preenchem gradualmente o espaço de acomodação disponível,



mostrando um padrão geral retrogradacional seguido por uma fase progradacional. O modelo, então, teria uma sequência típica de Trato de Sistemas Transgressivo, e, no topo o Trato de Sistemas de Nível Alto.

Já outros autores, tais como Prosser (1993) e Gawthorpe & Leeder (2000), defendem um regime inicial de baixa subsidência, e conseqüentemente baixa taxa de acomodação, sendo representados por depósitos fluviais entrelaçados e com padrão progradacional. O sistema é formado por falhas restritas localizadas, resultando em pequenas bacias desconectadas, as quais se conectam durante o processo de rifteamento, formando largos meio-grábens e desenvolvendo depósitos lacustres.

Os autores deste trabalho defendem que no início do rifte ocorrem depósitos flúvio-deltaicos em regime progradacional, marcados pela baixa taxa de subsidência e criação e espaço de acomodação devido à presença de falhas restritas. O sistema lacustre se desenvolve a partir de rápidas subsidências, aumentando significativamente o espaço de acomodação, desenvolvendo um padrão retrogradacional. Com o final do rifteamento, regimes progradacionais de fácies fluviais, deltaicas e eólicas são depositadas devido a brusca diminuição da taxa de acomodação.

Considerando esse modelo, aplicados à Bacia do Recôncavo, os sedimentos do andar Don João, que compreendem as Formações Aliança e Sergi, não podem ser interpretados como tendo sido formados em ambiente com pequenos e isolados meio-grábens, sendo que a primeira unidade que reflete essa fase seriam os sedimentos das Formações Itaparica e Água Grande, depositadas em ambiente lacustre raso e flúvio-deltaico, respectivamente. Desta forma, o início do rifte seria posicionado nos momentos iniciais do andar Rio da Serra, ou seja, na base da Formação Itaparica.

Assim, os autores concluem que o rifte é caracterizado por restritos e localizados arenitos fluviais na base da sucessão estratigráfica, enquanto os lamitos lacustres encontrados em outras partes da bacia são relacionados às fases mais avançadas do processo de rifteamento.

#### **4 MODELO PROPOSTO PARA BACIA DO RECÔNCAVO**

Após estudos acerca da bibliografia apresentada no capítulo anterior, a Revisão Teórica, mostrando os trabalhos relacionados à aplicação da estratigrafia de sequências em bacias do tipo rifte e os modelos tectôno-estratigráficos para esses tipos de bacia, foi definido o modelo a ser utilizada no presente trabalho, bem como, as nomenclaturas para definição de cada trato de sistemas tectônicos e suas superfícies estratigráficas relacionadas. Neste capítulo, é apresentado o modelo tectôno-estratigráfico proposto para a bacia do Recôncavo, o qual servirá de base para as interpretações e conclusões deste trabalho.

Neste modelo, será utilizado a divisão das supersequências pré-rifte, rifte e pós-rifte, conforme proposto por Bosence (1998), onde depósitos da fase rifte encontram-se separados dos sedimentos da fase pré-rifte (anterior) e da fase pós-rifte (posterior) por discordâncias erosivas. Portanto, tudo que encontra-se abaixo da discordância na base da fase rifte (neste trabalho “discordância sin-rifte” são chamados de pré-rifte, e tudo que encontra-se acima da discordância no topo da fase rifte (neste trabalho “discordância pós-rifte”) são chamados de pós-rifte. As rochas da fase lacustre da bacia Recôncavo, foco deste estudo, foram depositadas durante a sua fase rifte de evolução tectônica.

A nomenclatura, Trato de Sistemas Tectônicos, sugerido por Prosser (1993), também foi mantida neste trabalho, uma vez que, a tectônica é o principal fator controlador da deposição durante a fase de rifteamento da bacia, não cabendo

chamar de trato de sistemas geométricos, conforme utilizado na estratigrafia de sequências clássica.

Esta fase foi subdividida em três fases evolutivas distintas, de acordo com suas características tectono-estratigráficas, as quais foram chamadas da seguinte forma, da base para o topo: trato tectônico de início de rifte, trato tectônico de desenvolvimento de rifte e, por fim, trato tectônico de final de rifte.

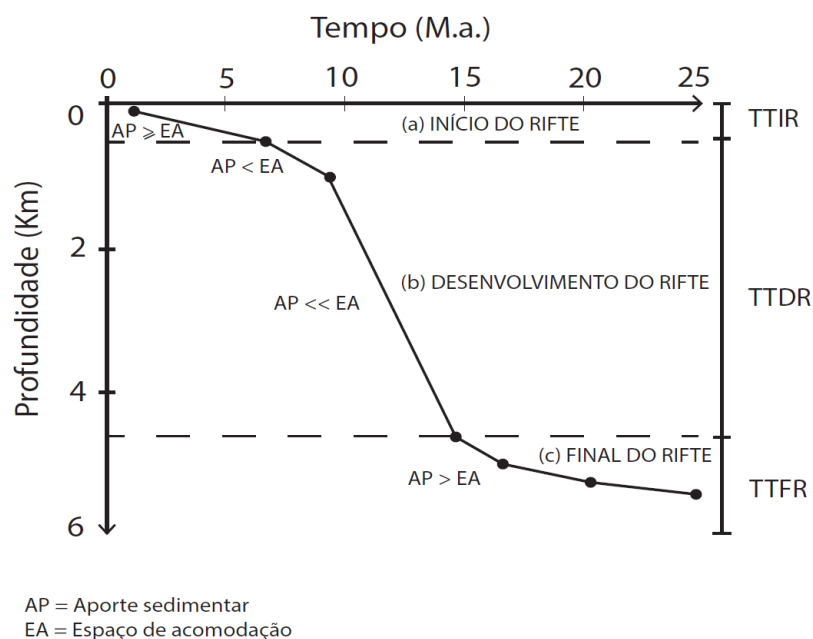
Os trabalhos apresentados no capítulo anterior possuem diferentes nomenclaturas para um mesmo momento evolutivo da bacia e para as superfícies estratigráficas que as separam, existindo também uma divergência entre os autores em relação ao momento inicial do rifteamento da bacia (figura 22), o que foi discutido por Holz *et. al.* (2014). Autores como Bosence (1998), Martins-Neto & Catuneanu (2010) e Silva *et. al.* (2007) defendem que o rifte tem seu início com eventos de rápida subsidência e altas taxas de criação de espaço de acomodação, dando origem instantânea ao sistema lacustre profundo. Já Prosser (1993), Gawthorpe & Leeder (2000), Morley (2000), Kuchle *et. al.* (2010) e Holz *et. al.* (2014) defendem que o rifteamento tem seu início com baixas taxas de subsidência e criação de espaço de acomodação, dando origem à pequenas bacias restritas com deposição progradacional a agradacional antes de sua evolução para o sistema lacustre.

As curvas de subsidência propostas para bacias do tipo rifte intracontinental ao redor do mundo deram base para a curva proposta neste modelo (figura 23). Esta, consiste em três fases principais: (a) início do rifte – onde as taxas de subsidência são baixas, gerando bacias rasas e restritas; (b) desenvolvimento do rifte – período com altas taxas de subsidência, dando origem à uma bacia ampla e profunda e; (c) final do rifte – a atividade tectônica diminui substancialmente na bacia até cessar completamente. Nessa última fase, as subsidências provenientes da atividade tectônica extensiva começam a ser substituídas por subsidências térmicas.

É importante ressaltar que a curva de subsidência é elaborada como um modelo geral para bacia, podendo ter comportamentos diferentes em compartimentos distintos. Isso ocorre devido à heterogeneidade dos movimentos tectônicos na área, bem como, zonas de fraquezas pré-existentes no embasamento.



**Figura 23:** Curva de subsidência esquemática para uma bacia do tipo rifte.



#### 4.1 AS SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS

As superfícies estratigráficas são utilizadas neste modelo para separar as diferentes fases evolutivas da bacia rifte, podendo ocorrer em forma de discordância erosiva ou não, totalizando cinco superfícies estratigráficas, sendo elas, respectivamente da base para a topo:

- (i) **Discordância basal (DB):** consiste na discordância localizada no topo do embasamento cristalino da bacia, separando este dos estratos pré-rifte depositados acima. Esta superfície poderia também ser chamada de discordância pré-rifte, mas foi preferido o nome discordância basal para evitar confusões com a discordância pré-rifte de Bosence (1998)(figura 24).
- (ii) **Discordância sin-rifte (DSR):** esta superfície trata-se de uma discordância erosiva que separa os depósitos da fase pré-rifte dos depósitos da fase sin-rifte, ou seja, é a superfície limítrofe do início da fase de rifteamento da bacia. Essa mesma nomenclatura também foi adotada por Kuchle *et. al.* (2010) e possui bastante coerência em relação ao seu posicionamento estratigráfico (figura 25).
- (iii) **Superfície de início de desenvolvimento de rifte (SIDR):** localizada dentro da fase sin-rifte da bacia, esta superfície separa os depósitos iniciais do rifteamento dos sedimentos lacustres do desenvolvimento do rifte, os quais

serão discutidos mais à frente. Essa não consiste totalmente em uma discordância erosiva, podendo possuir feições de retrabalhamento semelhantes às superfícies de ravinamento, geradas nos momentos de retrogradação e expansão do sistema lacustre sobre os depósitos do início do rifte. Alguns autores como Bosence (1998), Martins-Neto & Catuneanu (2010) e Silva *et. al.* (2007) consideram esta superfície como sendo o limite entre os depósitos pré-rifte e sin-rifte, porém difere do modelo do presente trabalho, que considera essa transição na DSR (figura 25).

- (iv) Superfície de máximo rifteamento (SMR): consiste em uma superfície estratigráfica não erosiva que marca o momento de máxima expansão do sistema lacustre em direção as bordas da bacia, evidenciando o máximo rifteamento. Em geral, essa superfície define o momento em que os depósitos de *background* lacustres adquirem maior argilosidade, gerando uma seção condensada, e tendo o seu padrão geral modificado de retrogradacional (abaixo da SMR) para progradacional (acima da SMR) (figura 26).
- (v) Discordância pós-rifte (DPR): é uma discordância erosiva que define o final da fase sin-rifte e o início da fase pós-rifte. Praticamente todos os autores estão de acordo com a marcação dessa superfície, mas Prosser (1993), chamou os depósitos de pós-rifte como sendo tudo que estivesse acima do que chamamos neste trabalho de SMR.

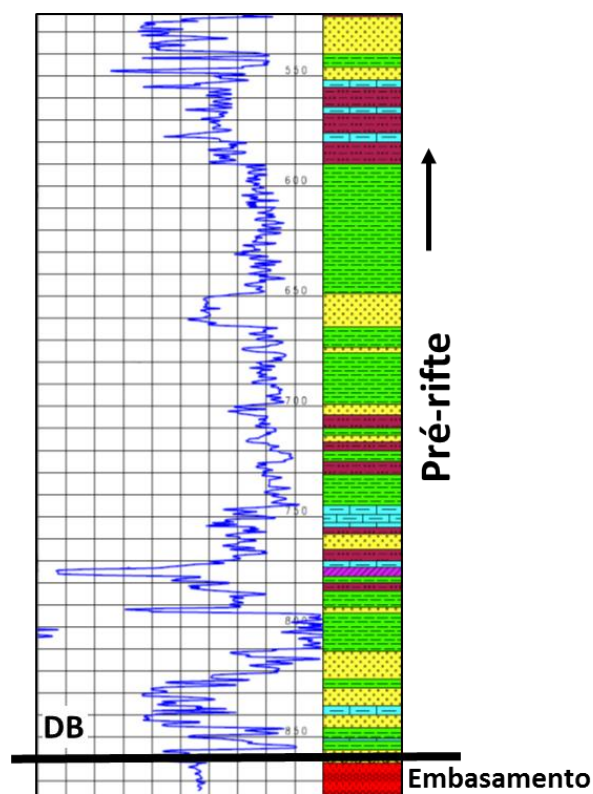
No presente modelo foi reconhecida uma superfície de tendência de fácies (STF), a qual não é considerada uma superfície estratigráfica, mas sim uma superfície que marca a transição de duas fácies distintas do trato tectônico de final de rifte. Essa mesma superfície foi reconhecida por Gawthorpe e Leeder (2000) como sendo a transição entre as fases de término do rifte e morte do rifte. Já Martins-neto & Catuneanu (2010) a identificaram como a transição entre a fase de bacia preenchida para a fase de bacia superpreenchida.

## 4.2 PRÉ-RIFTE

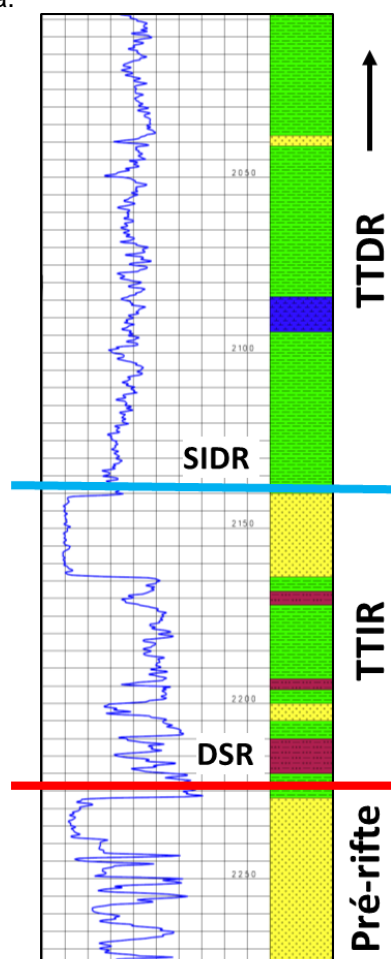
Neste modelo, as rochas que compreendem a fase pré-rifte da bacia do Recôncavo são os estratos que ficam entre a discordância basal (DB), na base, e a discordância sin-rifte (DSR) no topo. São consideradas como sendo parte da fase

sinéclise e da fase que precedeu o início dos esforços extensivos que resultaram no rifteamento da bacia. Consistem principalmente em depósitos de ambientes flúvio-eólicos-deltáicos e lacustres rasos, com algumas rochas de mar restrito na base.

**Figura 24:** Perfil de poço identificando o embasamento cristalino da bacia, a discordância basal (DB) e os depósitos da fase pré-rifte. Em azul o perfil de raios gama



**Figura 25:** Perfil de poço identificando os depósitos da fase pré-rifte, a discordância sin-rifte (DSR), o trato tectônico de início de rifte (TTIR), a superfície de início de desenvolvimento de rifte (SIDR) e os depósitos basais do trato tectônico de desenvolvimento de rifte (TTDR). Em azul o perfil de raios gama.



São reconhecidas em sísmicas por refletores plano-paralelos inclinados pela rotação dos blocos e nos poços são reconhecidos por depósitos arenosos, progradacionais a agradacionais, intercalados com lamitos de ambiente lacustre raso e de planície de inundação fluvial. Existe uma limitação em analisar os depósitos pré-rifte a partir de dados de poços, pois a maioria deles não atinge essa unidade, se do que, os que atingiram, foram somente até o topo da fase pré-rifte. Esta unidade estratigráfica não é o foco do presente estudo.

### 4.3 TRATO DE SISTEMAS TECTONICO DE INICIO DE RIFTE

Este trato tectônico é o primeiro a ser formado durante a fase sin-rifte de evolução tectono-estratigráfica, estando limitado pela DSR na base e a SIDR no topo. Esta fase consiste na geração de pequenas e discretas falhas extencionais, que formam pequenas bacias isoladas e que são preenchidas por deposições fluvio-deltaicas em lagos rasos, progradaçãois a agradacionais com pequenas espessuras, evidenciando uma baixa taxa de subsidência (figura 23) através da equiparação entres aporte sedimentar e criação de espaço de acomodação.

Scherer *et. al.* (2007), sugeriram o posicionamento do início do rifte um pouco mais abaixo (litoestratigraficamente falando) do que utilizado neste modelo. Os autores identificaram, através de dados de afloramentos, a existência de um controle estrutural das paleocorrentes na última sequência deposicional da unidade litoestratigráfica denominada Fm. Sergi, sugerindo a existência de falhas, e assim o início do rifteamento. O reconhecimento desta sequência com controle estrutural é impossível através de dados de poços sísmicas, portanto, neste modelo, essa questão não foi levada em consideração pois não seria possível a sua identificação. Alguns autores (Bosence, 1998; Silva *et. al.*, (2007) e Martins-Neto & Catunanu, 2010) ainda consideram essa fase como sendo pré-rifte, o que não vai de acordo com o modelo proposto neste trabalho, pois o rifte não se inicia com altas taxas de subsidência.

Os depósitos que compreendem esse trato consistem em arenitos fluviais e deltaicos, intercalados com lamitos lacustres rasos e de planície de inundação fluvial, podendo ter sofrido retrabalhamento eólico durante os períodos de clima árido, principalmente no topo desta unidade, onde os perfis de raios gama observados nos poços apresentam padrão em caixa e com pouca argilosidade (arenitos limpos) (figura 24).

Através de dados de poços, esse trato tectônico é identificado como o fim dos depósitos arenosos arcossianos fluvio-eólicos e o início da deposição lacustre rasa como progradações fluvio-deltaicas, transição esta chamada de DSR. No topo, geralmente existe a presença dos arenitos “limpos” em contato com os depósitos lacustres do TTDR através da SIDR. Em geral, as espessuras totais deste trato variam de poucas dezenas de metros à no máximo 250m, o que o torna de difícil identificação através da interpretação de linhas sísmicas devido à baixa resolução e poucas espessuras.



#### 4.4 TRATO DE SISTEMAS TECTÔNICO DE DESENVOLVIMENTO DE RIFTE

Foco do presente estudo, este trato tectônico compreende predominantemente os depósitos provenientes da fase lacustre profundo da bacia, estando limitada na base pela SIDR e no topo pela SMR (figura 26). Durante essa fase, as pequenas falhas pré-existentes se conectam dando origem a uma falha de borda bem desenvolvida e a formação de meio grábens com *footwalls* e *hangingwalls*. A atividade tectônica aumenta substancialmente, fazendo com que a taxa de subsidência seja tão alta que o aporte sedimentar não é capaz de preencher os depocentros da bacia, gerando sequencias retrogradacionais e a expansão do sistema lacustre ao máximo (figura 25 e 26). Alguns autores consideram esse momento de altas taxas de subsidência como sendo o início do processo de rifteamento, o que não se encaixa para esse modelo.

Durante o desenvolvimento do rifte, a bacia é preenchida por lamitos lacustres de *background*, fluxos gravitacionais de sedimento (FGS) e, próximo à borda falhada, conglomerados de leques aluviais. Os lamitos são depositados principalmente por mecanismo de decantação de fluxos hipopícnais ou por decantação de materiais suspensos por correntes de turbidez. Os FGS podem ocorrer de diferentes formas, que vão desde deslizamentos (*slides*) e escorregamentos (*slumps*) até os fluxos de detritos e correntes de turbidez, sendo todos esses fluxos hiperpícnais.

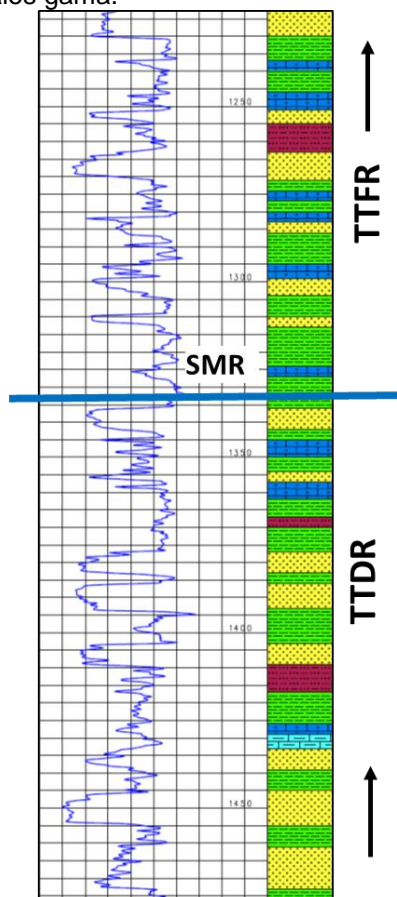
Com uma falha de borda bem desenvolvida e com alta declividade da escarpa, os conglomerados de leques aluviais são depositados no sopé da falha principal, inicialmente com padrão agradacional devido às altas taxas de subsidência nessa região, podendo ocorrer progradação seguida de retrogradação ou somente retrogradação.

Prosser (1993), chamou essa mesma fase de trato tectônico de climax de rifte, o qual foi subdividido em inicial, intermediário e tardio. Kuchle *et. al.* (2010) também utilizou esta mesma nomenclatura, porém somente tratando-se da parte final do que chamamos de TTDR. Essa nomenclatura “clímax” não foi por mim considerada a mais adequada para representar esse trato tectônico, uma vez que, a palavra clímax seria para representar um exato momento de auge do rifteamento (poderia até ser uma superfície) e não um período deposicional que pode ter durado até 10Ma. Por esse motivo, foi escolhida a utilização do termo TTDR ao invés de clímax de rifte.

Alguns autores subdividiram essa fase em duas ou até mesmo três subfases distintas, considerando diferentes características estratigráficas para cada uma delas,

sendo que neste modelo não será subdividido, sendo semelhante à fase de interação do rifte proposto por Gawthorpe & Leeder (2000).

**Figura 26:** Perfil de poço identificando o trato tectônico de desenvolvimento de rifte (TTDR), a superfícies de máximo rifteamento (SMR) e os depósitos basais do trato tectônico de final de rifte (TTFR). Em cor azul o perfil de raios gama.



Através de dados de poços, o TTDR é marcado na base pelo início da sedimentação de lamitos em ambiente lacustre profundo, seguido por parassequências com padrões retrogradantes (aumento da argilosidade para o topo) e intercalado com os arenitos provenientes dos FGS. Seu topo é definido por uma seção condensada (alta argilosidade), onde acima desta, os padrões em geral passam a ser progradacionais. Em sísmica, este trato é observado por possuir padrão caótico e com baixa resolução.

#### 4.5 TRATO SISTEMAS TECTÔNICO DE FINAL DE RIFTE

Esse trato tectônico consiste nos depósitos que culminaram no preenchimento total dos depocentros gerados na fase anterior, sendo limitados na base pela SMR e no topo pela DPR. Após a bacia atingir o máximo de expansão, a atividade tectônica

é reduzida substancialmente, possibilitando que o aporte sedimentar seja maior do que a taxa de subsidência, resultando no preenchimento de todo o sistema lacustre por depósitos deltaicos e fluviais.

Inicialmente, os sistemas deltaicos localizados nas bordas do lago começam a progradar em direção ao centro da bacia, preenchendo primeiro as regiões mais externas e posteriormente a área central. Essa diferença de tempo faz com que enquanto as bordas da bacia estão sendo preenchidas por depósitos deltaicos, o seu interior ainda continua sendo preenchido por depósitos lacustres. O resultado disso é que nas regiões mais proximais os depósitos deltaicos estariam logo acima da SMR, enquanto que nas regiões mais distais ainda podem existir depósitos lacustres entre a SMR e os depósitos deltaicos. Portanto, o TTFR também pode conter depósitos lacustres além dos deltaicos e fluviais.

Conforme os deltas progradam em direção ao depocentro da bacia, os depósitos fluviais passam a sobrepor os deltaicos, gerando o que foi chamado de superfície de tendência de fácies (STF). Essa superfície pode dividir este trato em TTFR1 e TTFR2, onde no primeiro os depósitos deltaicos predominam em relação aos depósitos fluviais e no segundo os fluviais predominam em relação aos deltaicos. Apesar desta mudança no ambiente deposicional, a bacia mantém o mesmo comportamento de diminuição da atividade tectônica, não sendo adequado a sua divisão em tratos de sistemas tectônicos distintos.

O TTFR é identificado através de dados de poços pelo início de parasequências progradacionais que preenchem a bacia com sedimentos arenosos provenientes dos sistemas deltaicos e fluviais, diminuindo representativamente os depósitos argilosos que predominavam na fase anterior (figura 26). Em sísmica são identificados por refletores plano-paralelos que sobrepoem os refletores caóticos do TTDR.

#### 4.6 PÓS-RIFTE

De acordo com o proposto por Bosence (1998), nesse modelo os depósitos da fase pós-rifte são todas as rochas que foram depositadas após a DPR, ou seja, foram depositadas após o fim dos esforços extensivos que deram origem a bacia. Consistem em ambientes de leques aluviais e fluviais que tem seu espaço de acomodação gerado principalmente por subsidências térmicas devido ao resfriamento da crosta.

Esses depósitos não apresentam grandes espessuras devido às baixas taxas de subsidência, o que faz com que ele seja de difícil reconhecimento tanto em dados de poços, pois a maioria deste não são perfilados até a superfície, quanto em sísmica, pois não apresentam resolução ideal para isso.

A grande maioria dos autores estão de acordo com esta definição, fazendo com que, os modelos sejam semelhantes para esta fase. Somente Prosser (1993) que chamou de Trato Tectônico de Pós-Rifte tudo que foi depositado após o que chamamos no presente trabalho de SMR.

## 5 DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS

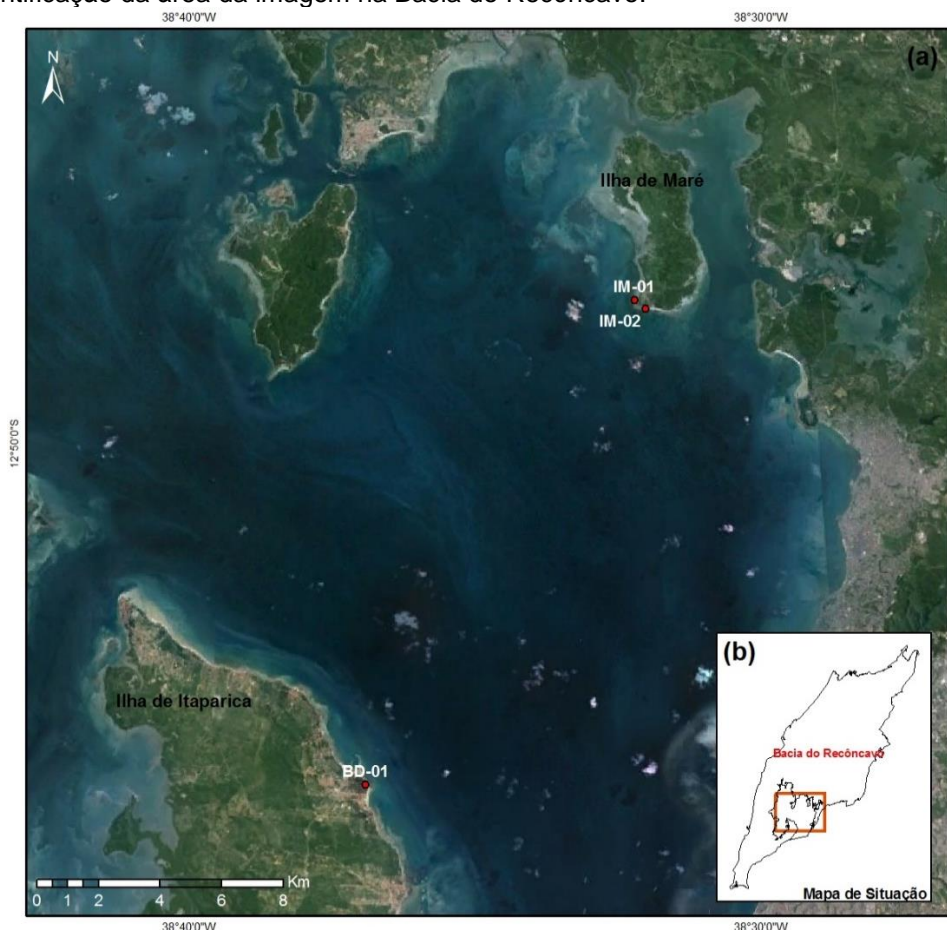
Os dados adquiridos e disponibilizados para a elaboração desta dissertação serão apresentados neste capítulo, juntamente com suas interpretações, baseadas nos conceitos já discutidos nos capítulos anteriores.

### 5.1 FÁCIES SEDIMENTARES

Os dados de campo foram adquiridos em afloramentos localizados na Ilha de Maré (IM-01 e IM-02), em Bom Despacho e na Ilha de Itaparica (DB-01) (figura 27), onde foram feitas as descrições das fácies sedimentares e a perfilagem de raios gama.

Nos afloramentos IM-01 (figura 29) e IM-02 (figura 29) foram descritos perfis com 13,2m e 37,4m, respectivamente, sendo identificadas 6 fácies sedimentares distintas, sendo elas identificadas como *Sam*, *Asm*, *Arfe*, *Arf*, *Arg*, e *Arff*, que se encontram descritas na tabela 5.1. Esses afloramentos são compostos por arenitos finos e muito finos, siltosos, as vezes siltitos argilosos e/ou com areia muito fina, e argilitos maciços. Os arenitos geralmente são maciços e os mais finos também apresentam estratificação plano-paralela, podendo ocorrer também fragmentos argilosos. Os argilitos são maciços e podem conter fragmentos de siltitos ou estar intercalado com estes. Estruturas de liquefação e fluidização são comuns em ambos os afloramentos. Os processos sedimentares são fluxos laminares subaquosos e a decantação ocorre a partir de fluxos hipopícnais.

**Figura 27:** (a) Mapa de localização dos afloramentos estudados na parte sudoeste da Ilha de Maré IM-01 e IM-02, sendo o primeiro voltado para oeste, o segundo para sul e o terceiro, de Bom Despacho, localizado na face leste da Ilha de Itaparica (imagem extraída do Google Earth). (b) Mapa de situação com a identificação da área da imagem na Baía do Recôncavo.



No afloramento BD-01 foram identificadas 07 fácies sedimentares ao longo de 13 m de perfil descrito (figura 30), sendo estas identificadas como *Arg*, *Argf*, *Sr*, *Spp*, *Arff*, *Armfm*, *Armfp*, *Arng* e *Saf*, as quais estão descritas na tabela 2. Consiste em camadas argilosas e siltosas intercaladas com corpos arenosos mal selecionados que podem variar de areias grossas a areias muito finas, onde os corpos mais espessos geralmente são os de maior granulometria, evidenciando eventos de maior energia. Podem ser corpos maciços ou com estratificação plano-paralelas, *ripples* cavalgantes e marcas de erosão basal (*flute casts*). Os siltitos podem conter estratificação plano-paralela ou *ripples* cavalgantes e encontram-se associados com os argilitos, que podem ser maciços ou apresentar fissilidade.

**Figura 28:** Perfil estratigráfico do afloramento IM-01 localizado na Ilha de Maré, com total de 13,2m, indicando as fácies sedimentares encontradas, suas associações de fácies e o perfil de raios gama.

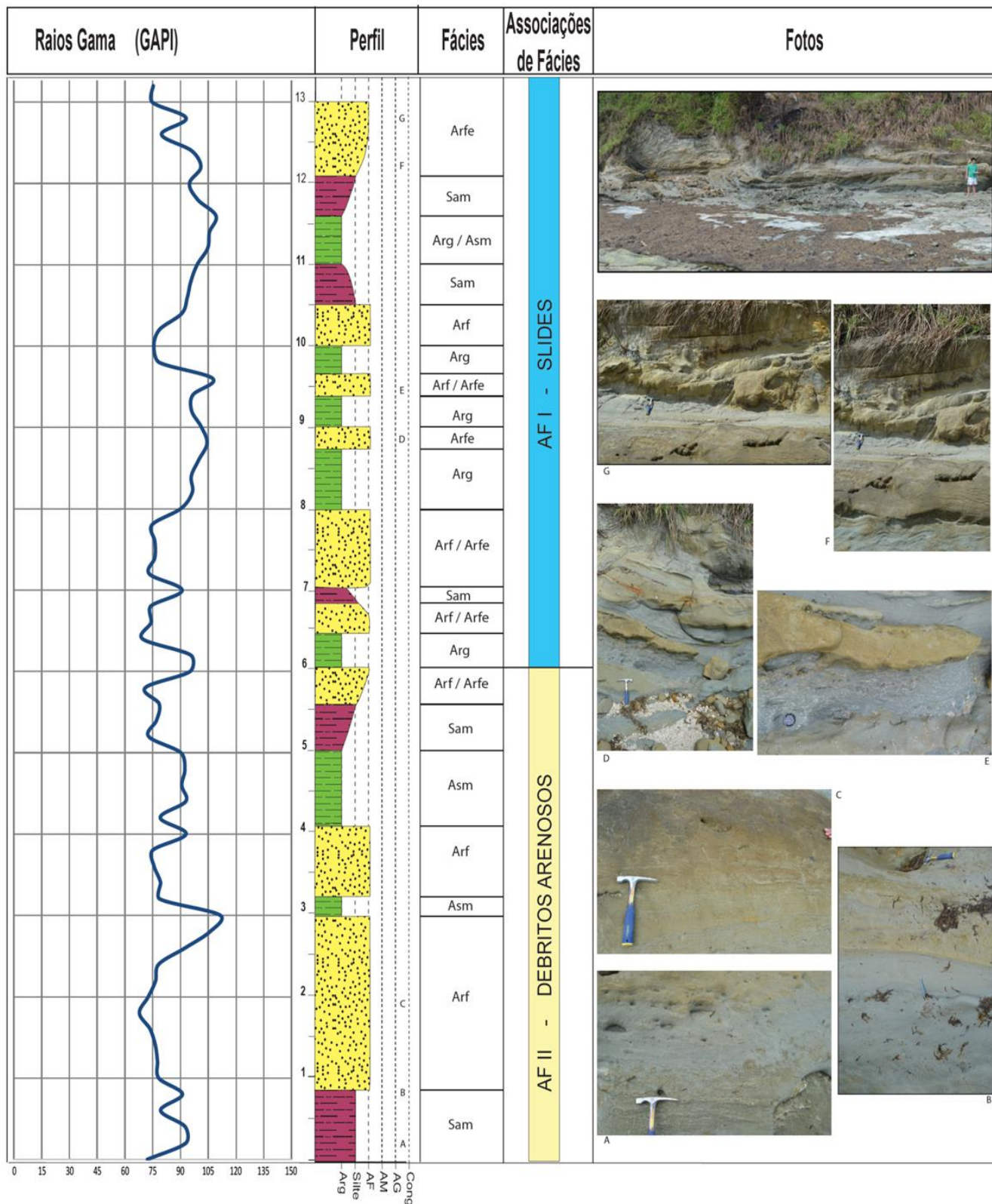
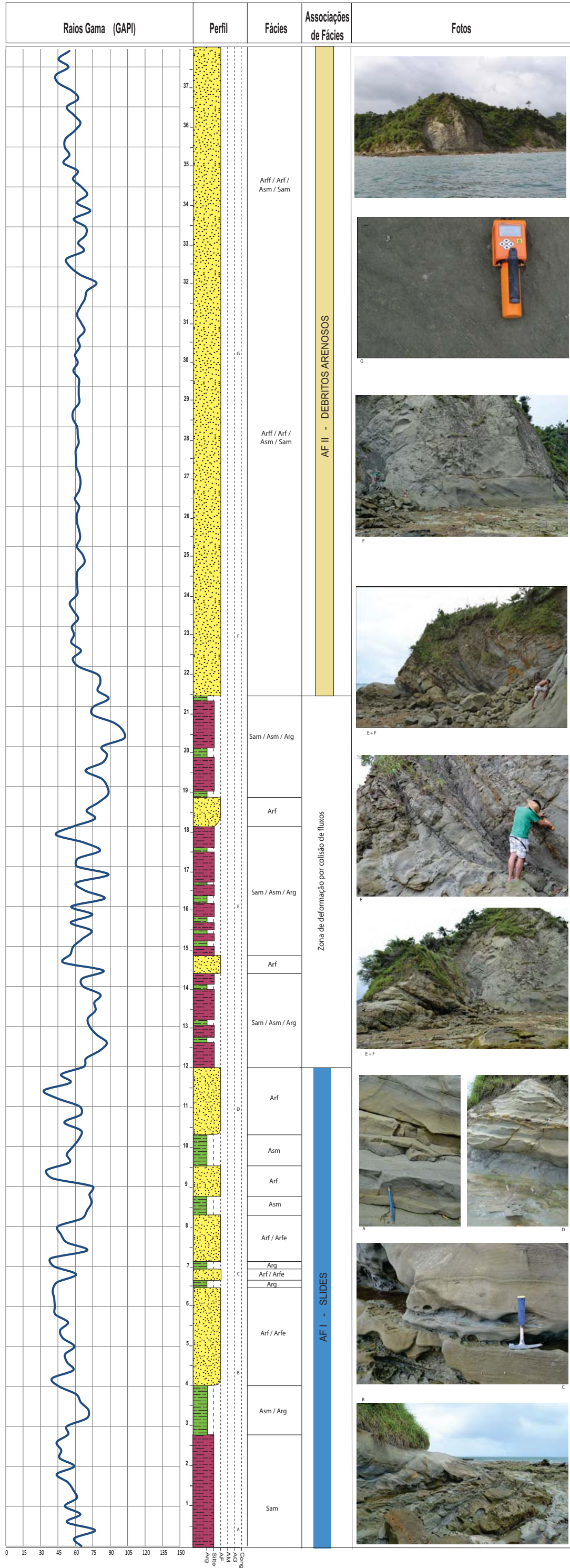
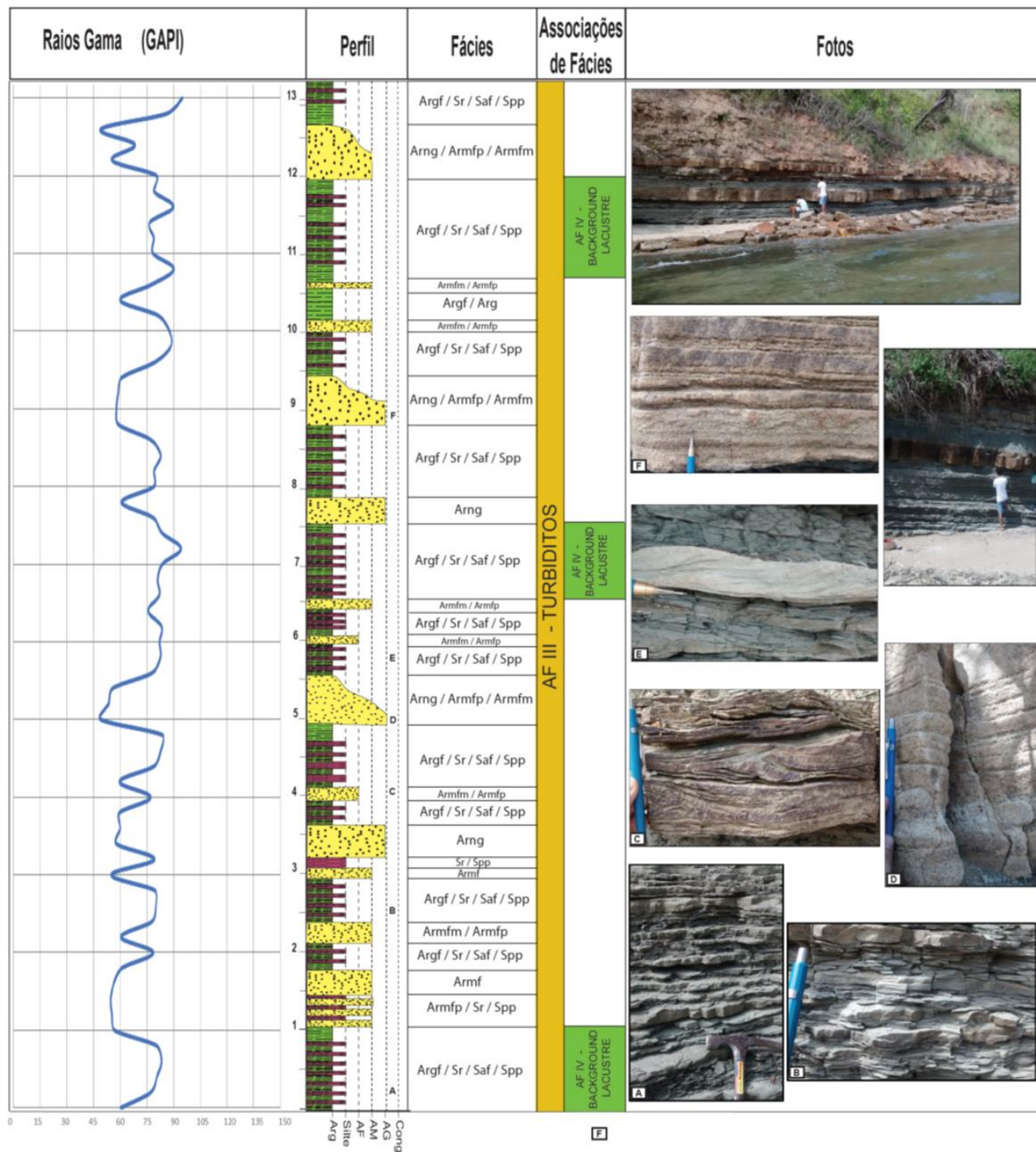


Figura 29: Perfil estratigráfico do afloramento IM-02 localizado na Ilha de Maré, com total de 37,4m, indicando as fácies sedimentares encontradas, suas associações de fácies e o perfil de raios gama.





**Figura 30:** Perfil estratigráfico do afloramento BD-01 localizado na Ilha de Itaparica, com total de 13,2m, indicando as fácies sedimentares encontradas, suas associações de fácies e o perfil de raios gama.



Foram identificadas ao total 13 fácies sedimentares distintas, organizadas por ordem de granulometria, das mais finas para as mais grossas, na tabela 2 cujas ilustrações estão nos perfis dos afloramentos (figuras 28, 29 e 30).

**Tabela 2:** Tabela de fácies com descrições de texturas, estruturas e processos formadores, contendo no total 13 fácies sedimentares identificadas nos afloramentos descritos. As fácies encontram-se organizadas por ordem de granulometria, das mais finas para as mais grossas.

ID	TEXTURA	ESTRUTURAS	COR	PROCESSOS
<b>Arg</b>	Argilito	Maciço ou com intercalações ou fragmentos de clastos argilosos mais claros.	Cinza escuro e Cinza claro	Decantação a partir de fluxos hipopicnais ou suspenções por turbulência de fluxos hiperpicnais
<b>Argf</b>	Argilito	Físsil	Cinza escuro	Decantação a partir de fluxos hipopicnais ou suspenções por turbulência de fluxos hiperpicnais
<b>Asm</b>	Argilitos siltosos	Maciço e com intercalações com lentes menos siltosas.	Cinza	Fluxo laminar subaquoso
<b>Saf</b>	Siltito argiloso	Físsil	Cinza claro	Decantação a partir de fluxos hipopicnais ou suspenções por turbulência
<b>Sam</b>	Siltito argiloso com areia fina	Maciço	Cinza a acastanhado	Fluxo laminar subaquoso
<b>Sr</b>	Siltito	<i>Ripples</i>	Cinza claro	Tração/suspensão em correntes de turbidez
<b>Spp</b>	Siltito	Plano paralela	Cinza	Tração/suspensão em correntes de turbidez
<b>Arfe</b>	Arenito fino siltoso com pouca argila	Delgadas estratificações plano-paralelas contendo intraclastos de argila.	Cinza amarronzado	Fluxo laminar subaquoso
<b>Arf</b>	Arenito fino a muito fino	Maciço com marcas de liquefação	Cinza amarelado	Fluxo laminar com deformações por liquefação
<b>Arff</b>	Arenito fino siltoso	Maciço com fluidização, liquefação, marcas de injeção e estruturas em pratos.	Cinza claro	Fluxo laminar com deformações por escape de fluidos
<b>Armfm</b>	Arenitos médios a finos, raros grossos e siltosos	Maciço e com marcas de erosão na base.	Cinza	Fluxo laminar subaquoso
<b>Armfp</b>	Arenitos médios a finos	Plano paralela e <i>ripple</i> , podendo conter marcas de erosão na base	Castanho e bege amarelado	Tração/suspensão em correntes de turbidez
<b>Arng</b>	Arenitos grossos a finos, mal selecionados, quartzoso e em partes feldspáticos.	Maciço e com marcas de erosão na base.	Bege	Tração/suspensão em correntes de turbidez

## 5.2 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES E ELETROFÁCIES

As associações de fácies foram definidas a partir dos conceitos apresentados no capítulo 3 e das fácies sedimentares descritas nos afloramentos. Conforme foi descrito na Revisão Teórica, diferentes autores utilizaram diferentes critérios para classificar os fluxos gravitacionais de sedimentos, o que originou diferentes nomenclaturas ao longo do tempo.

Já que os principais resultados desta dissertação são provenientes da interpretação de perfis de poços, não poderia ser adotado um critério detalhista na distinção dos fluxos, uma vez que seria de difícil aplicação nos poços. Nessa dissertação foram considerados o mecanismo de suporte entre os grãos, a concentração de sedimento e a coesão do fluxo para distinguir os diferentes tipos de fluxos gravitacionais de sedimentos, sendo eles os fluxos de detritos arenosos (Detritos Arenosos), as correntes de turbidez (Turbiditos), os deslizamentos (Slides) e os lamitos lacustres (*Background lacustre*), os quais serão detalhados a seguir e estão organizados em uma tabela de associações de fácies no Anexo I.

A partir da perfilagem dos afloramentos estudados foi definido o padrão de resposta da curva de raios gama para cada associação de fácies identificada, definindo assim a sua eletrofácies. Esses padrões das eletrofácies foram posteriormente correlacionados e identificados nos perfis de poços.

### 5.2.1 AF-I: Slides

Essa associação de fácies é compreendida pelas fácies *Sam*, *Asm*, *Arfe*, *Arf* e *Arg* (tabela 2), e consiste em arenitos e siltitos argilosos, maciços a plano-paralelos, com gradação inversa, estando intercalados com argilitos. Falhamentos normais sim e pós deposicionais são frequentes, bem como marcas de carga e estruturas de liquefação de baixa intensidade (figuras 31 e 32).

Esses depósitos são provenientes de fluxos hiperconcentrados e coesivos, não ocorrendo a perda da resistência da matriz durante o processo de ressedimentação, mantendo assim a preservação das estruturas sedimentares primárias, que se deslocam ao longo de um plano basal.

**Figura 31:** Visão geral da AF-I – *Slides*, localizada no afloramento IM-01, mostrando camadas intercaladas de arenitos finos com argilitos, aumento das fácies arenosas para o topo e o bloco levemente rotacionado. Visada para leste.

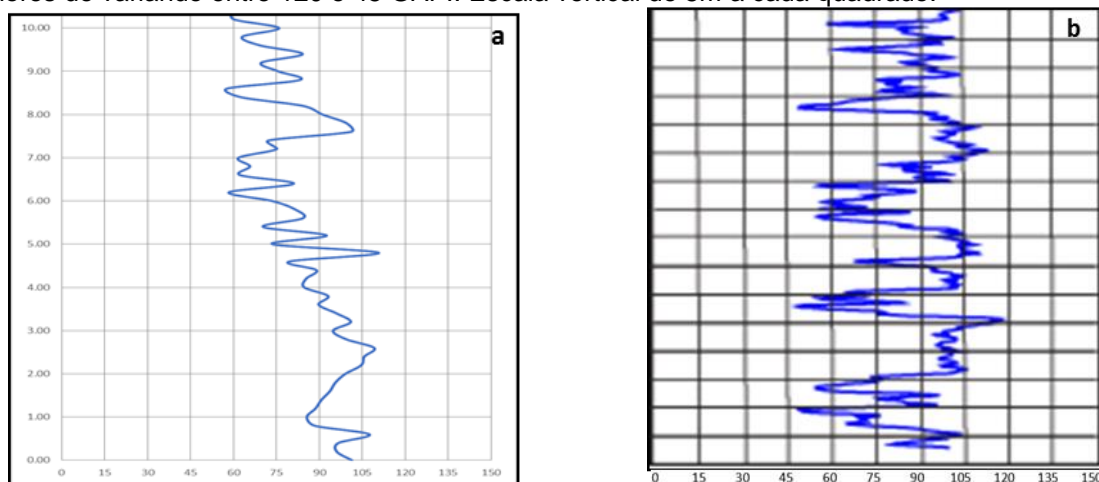


**Figura 32:** Camadas de argilitos siltosos em meio a arenitos maciços e com leve estratificação plano-paralelas. Afloramento IM-02.



As eletrofácies referentes aos *Slides* apresentam um padrão em forma de funil, prográdacional, onde o valor de raios gama varia entre 45 e 120 GAPI nos perfis de poço (figura 33b) e de 55 a 105 GAPI nos perfis de afloramento (figura 33a). É importante ressaltar que a variação dos valores encontrados entre os perfis de afloramentos e de poço pode estar relacionada ao equipamento de perfilagem que não é o mesmo, ao intemperismo dos afloramentos e a conversão dos valores adquiridos em afloramentos para GAIP.

**Figura 33:** (a) Perfil de raios gama de afloramentos da AF-I – *Slides*, compilado a partir de intervalos referentes a essa mesma associação de fácies em diferentes afloramentos, apresentando variação de 55 a 105 GAPI e padrão em funil. Escala vertical de 1m por quadrado. (b) Perfil de raios gama em dado de poço, análogo aos *slides* identificados nos afloramentos, apresentando padrão em funil e com valores variando entre 120 e 45 GAPI. Escala vertical de 5m a cada quadrado.



Com espessuras que podem variar de 2 a 20m, os *slides* são corpos poucos deformados pelo processo de deslizamento, provenientes da remobilização de frentes deltaicas e depósitos de *shoreface* desestabilizados pela atividade sísmica, pelo sobrepeso e excesso de sedimentos nas frentes deltaicas e por ondas de tempestades cíclicas. O que foi definido como *Slides* nessa dissertação corresponde ao mesmo tipo de depósito classificado por Arnott (2010) com o mesmo nome e chamado de *Sandy Slides* por Shanmugan (2012).

Esses depósitos se assemelham muito as frentes deltaicas que não foram remobilizadas, logo, para serem interpretados como *Slides*, devem estar estratigraficamente associados com outros tipos de fluxos gravitacionais de sedimentos, no caso desta dissertação, com os Debritos Arenosos e Turbiditos.

### 5.2.2 AF-II: Debritos Arenosos

Os debritos arenosos são compreendidos basicamente das fácies *Sam*, *Asm*, *Arg*, *Arff*, *Arfe* e *Arf*. São compostos por arenitos finos a muito finos, por vezes médios, siltitos, apresentando variações nos teores de argilas, maciços, podendo conter clastos argilosos, marcas de injeções arenosas e estruturas em “prato” e “anzol”. As estruturas características de processos de liquefação e fluidização são frequentes nessas fácies (figuras 34 e 35).

Em geral, as espessuras variam de 5 a 50m, podendo chegar a mais quando os fluxos encontram-se amalgamados. Tratam-se de fluxos laminares coesivos e não coesivos, com comportamento plástico, onde o principal mecanismo de suporte é a interação grão a grão. Nesses tipos de fluxos a concentração de sedimento por volume é >20% (classificação de Shanmugan, 2012), e a variação da concentração pode estar relacionada com a capacidade de homogeneização do fluxo, originando fácies com matriz mais ou menos argilosa.

As eletrofácies observadas para os debritos arenosos possuem padrão geralmente em forma de caixa, pouco irregular, podendo apresentar falso padrão retrogradacional e progradacional devido à presença de clastos argilosos nesses depósitos. Os valores de raios gama variam entre 20 e 50 GAPI nos poços (figura 36b) e nos afloramentos entre 30 e 45 GAPI (figura 36a). Esses valores irão variar de acordo com o teor de argila presente no fluxo, o que pode variar de alto até muito baixo de até 0,7% de seu peso, conforme citado por Shanmugan (2000). É importante ressaltar que a variação dos valores encontrados entre os perfis de afloramentos e perfis de poço também

pode estar relacionada ao equipamento de perfilagem que não é o mesmo, ao intemperismo dos afloramentos e a conversão dos valores adquiridos em afloramentos para GAIP.

**Figura 34:** Visão geral da AF-II – Debritos Arenosos, localizada no afloramento IM-02, mostrando um grande volume de arenitos finos, silteosos, maciços e com estruturas de fluidização. Visada para nordeste.

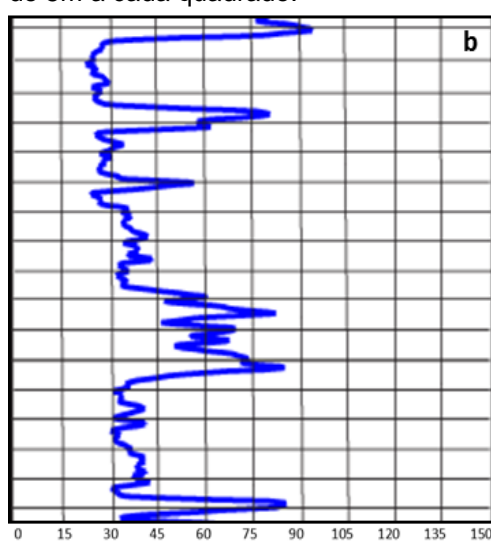
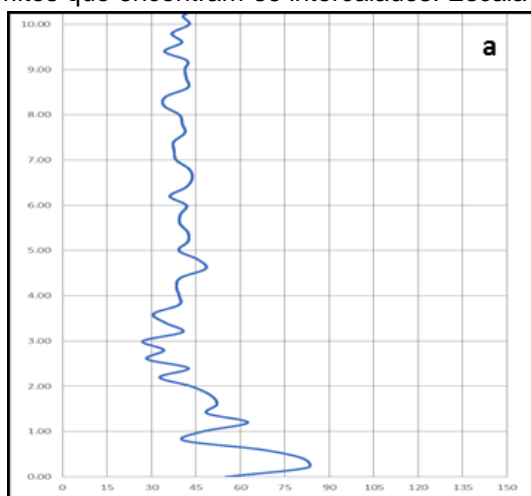


**Figura 35:** Suaves estratificações plano-paralelas e estruturas em “chamas” provenientes de processos de liquefação em zonas de transição de argilitos silteosos para arenitos finos.



Esses depósitos consistem em corpos escorregados que podem ser provenientes tanto de frentes deltaicas e regiões de *foreshore* e *shoreface*, cujos “gatilhos” podem ser as atividades sísmicas e excesso de carga sedimentar nas frentes deltaicas, quanto de descargas fluviais de tempestades com altas concentrações de sedimento.

**Figura 36:** (a) Perfil de raios gama de afloramentos da AF-II – Debritos Arenosos, adquirido no afloramento IM-02, apresentando padrão em caixa, com pouca variação de 30 a 45 GAIP, a depender do teor de concentração de argila. Escala vertical de 1m por quadrado. (b) Perfil de raios gama em dado de poço, análogo aos debritos arenosos identificados nos afloramentos, apresentando padrão em funil e com valores variando entre 20 e 50 GAIP nos arenitos, podendo chegar a 100 GAIP nos lamitos que encontram-se intercalados. Escala vertical de 5m a cada quadrado.



Essa associação de fácies consiste nos mesmos tipos de depósitos que as correntes de turbidez de alta densidade de Postma *et. al.* (1998), os fluxos de detritos arenosos de Shanmugan (2000), os *slumps* de Arnott (2010), os *sandy slumps* de Shanmugan (2012) e Zou *et. al.* (2012), os detritos arenosos de Zou *et. al.* (2012), os fluxos de densidade hiperconcentrados e alguns dos concentrados de Mulder e Alexander (2001). Nessa dissertação, pacotes referentes ao intervalo Ta de Bouma (1962), quando possuem espessuras > 5 metros, são considerados detritos arenosos, de acordo com a classificação de Shanmugan (2000).

### 5.2.3 AF-III: Turbiditos

A associação de fácies dos depósitos turbidíticos é compreendida pelas fácies *Arg*, *Argf*, *Spp*, *Sr*, *Saf*, *Armfp*, *Armfm* e *Arng*, sendo composta por arenitos médios a finos, alguns arenitos grossos, por vezes argilosos, apresentando gradação normal e algumas camadas maciças na base, laminação plano-paralela e *ripples* cavalgantes. Também apresentam marcas de carga e erosão basal nos arenitos, que encontram-se intercalados com siltitos com *ripples* e argilitos (figuras 37 e 38).

Nesse tipo de depósito o comportamento reológico é plástico e a turbulência do fluxo é o principal mecanismo de suporte entre os grãos, sendo que para isso a concentração de sedimento por volume deve ser < 20%. Esse processo resulta em depósitos com centímetros ou com poucos metros, podendo chegar a dezenas de metros quando dispostos como corpos amalgamados (figura 37).

Nos turbiditos, as eletrofácies encontradas mostram um padrão irregular, com os valores de raios gama variando nos poços de 15 a 100 GAIP (figura 39b) e 45 e 95 GAIP em afloramentos (figura 39a) Essa grande variação nos valores de raios gama ocorre repetidamente em um intervalo de poucos metros, gerando uma assinatura característica desses tipos de fluxos. O padrão retrogradacional em cada fluxo pode ser discretamente observado no perfil de afloramento em porções onde os arenitos são mais espessos.

As correntes de turbidez podem ser provenientes da evolução dos detritos arenosos por consequência da diluição do fluxo na água do lago, resultando na diminuição da concentração de sedimento por volume, ou por fluxos turbidíticos do tipo “*quasy-steady*” (classificação de Mulder & Alexander, 2001), originados por descargas flúvio-deltaicas durante eventos de tempestades.

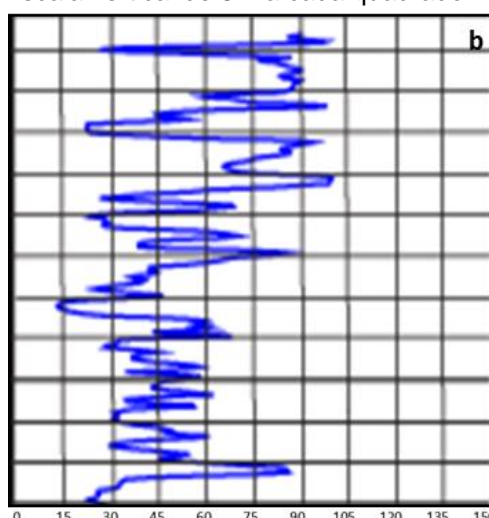
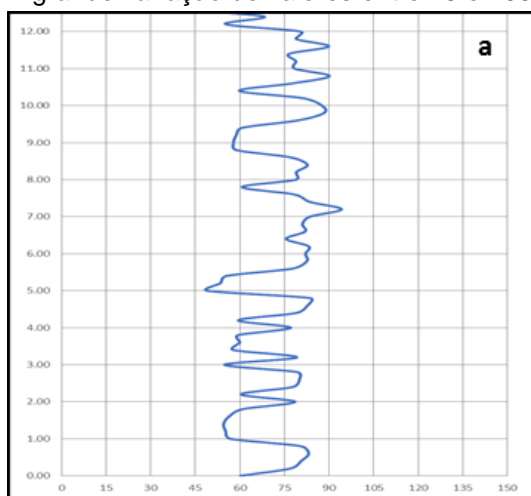
**Figura 37:** Visão geral da AF-III – Turbiditos, localizada no afloramento BD-01, apresentando intercalações entre camadas argilo-siltosas e camadas arenosas, que não ultrapassam mais de 2 metros de espessura. Visada para oeste.



**Figura 38:** Arenitos médios a finos, com gradação normal, maciço na base e com *ripples* no topo, intercalados com camadas de argilito físsil e/ou maciço e siltitos plano-paralelos e com *ripples*.



**Figura 39:** (a) Perfil de raios gama de afloramentos da AF-III – Turbiditos, medidos no afloramento BD-01, apresentando padrão irregular, com grande variação de valores em um intervalo de poucos metros, variando de 45 a 95 GAPI. Escala vertical de 1m por quadrado. (b) Perfil de raios gama em dado de poço, análogo aos turbiditos identificados em afloramento, apresentando padrão irregular com grande variação de valores entre 15 e 100 GAPI. Escala vertical de 5m a cada quadrado.



Essa associação de fácies é similar a descrita por Zou *et. al.* (2012), sendo também as correntes de turbidez a alguns fluxos de densidade concentrados de Mulder & Alexander (2001), os turbiditos de baixa de densidade de Lowe (1982) e os intervalos Tb, Tc, Td, e Te de Bouma (1962). Nesta dissertação, o intervalo Ta da série de Bouma (1962), quando disposto com espessuras < 5 metros, são interpretados como depósitos turbidíticos. Isso porque esse intervalo está diretamente relacionado aos outros intervalos da série -Tb a Te- e quando com espessuras pequenas, a turbulência do fluxo ainda é considerada como sendo o principal



mecanismo de suporte entre os grãos, além do que, operacionalmente foi o melhor critério para diferenciá-los dos debritos arenosos.

Para Mulder & Alexander (2001) os turbiditos clássicos (Tb a Te) possuem concentrações < 9% e Shanmugan (1996) demonstrou que concentrações sedimentares > 30% do volume tende a suprimir a turbulência do fluido. Por conta desses critérios foi utilizada nessa dissertação valores < 20% de concentração de sedimento por volume para os turbiditos, pois mesmo que não seja o único, a turbulência do fluxo ainda é o principal mecanismo de suporte entre os grãos. Por conta da existência dessa zona de transição entre os debritos arenosos e os turbiditos, Haughton *et al.* (2003) preferiu chamar essa transição de fluxos híbridos.

#### 5.2.4 AF-IV: *Background Lacustre*

Os lamitos de *background lacustre* são uma associação das fácies *Argf*, *Sr*, *Spp*, *Arg* e *Saf*, composta por lamitos e siltitos argilosos, podendo conter areia fina a muito fina, podendo estar ou não deformados. Podem apresentar fissilidade nas porções mais argilosas e estratificações plano paralelas e *ripples* cavalgantes nas fácies mais siltosas a arenosas (figuras 40 e 41).

As eletrofácies identificadas para os depósitos de *background lacustre* apresentam um padrão regular, constante, agradacional, geralmente com uma leve tendência de aumento de argilosidade em direção à superfície de máximo rifteamento (SMR). Os valores de raios gama normalmente variam de 75 a 90 GAPI nos poços (figura 42b), podendo atingir até 120 GAPI, e variam entre 70 e 100 GAPI nos perfis de afloramentos (figura 42a). É importante ressaltar que a variação dos valores encontrados entre os perfis de afloramentos e perfis de poço pode estar relacionada ao equipamento de perfilagem que não é o mesmo, ao intemperismo dos afloramentos e a conversão dos valores adquiridos em afloramentos para GAIP.

A deposição ocorre por decantação de fluxos hipopícnais - fluxos de baixa densidade próximos às frentes deltaicas - ou por correntes de turbidez dos tipos "surge" e "surge-like" (classificação de Mulder & Alexander, 2001), onde a concentração de sedimentos por volume é muito baixa (< 9%). Desta forma, esses depósitos possuem poucos centímetros ou milímetros a cada evento deposicional, podendo ser encontrados dezenas e centenas de metros amalgamados, servindo

como plano de fundo (background) para os depósitos do tipo slide, debritos arenosos e turbiditos.

**Figura 40:** AF-IV – *Background* lacustre, localizada no afloramento BD-01, representado por argilitos e argilitos siltosos maciços ou físsil e siltitos maciços, plano-paralelos e *ripples*

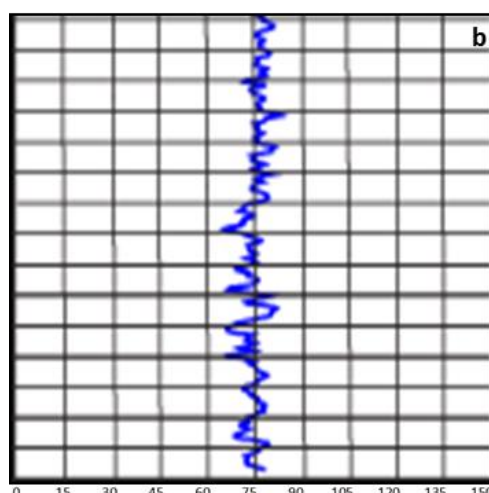
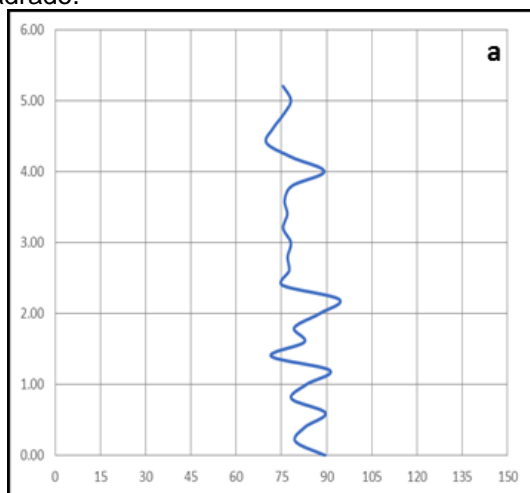


**Figura 41:** Siltitos argilosos com areia fina e apresentando *ripples*.



Essa associação de fácies é a mesma que as fácies de decantação de Zou *et. al.* (2012) e os intervalos, Tc, Td e Te de Bouma (1962), englobando correntes de turbidez de Shanmungan (2000) e os turbiditos do tipo “surge” e “surge-like” de Mulder & Alexander (2001).

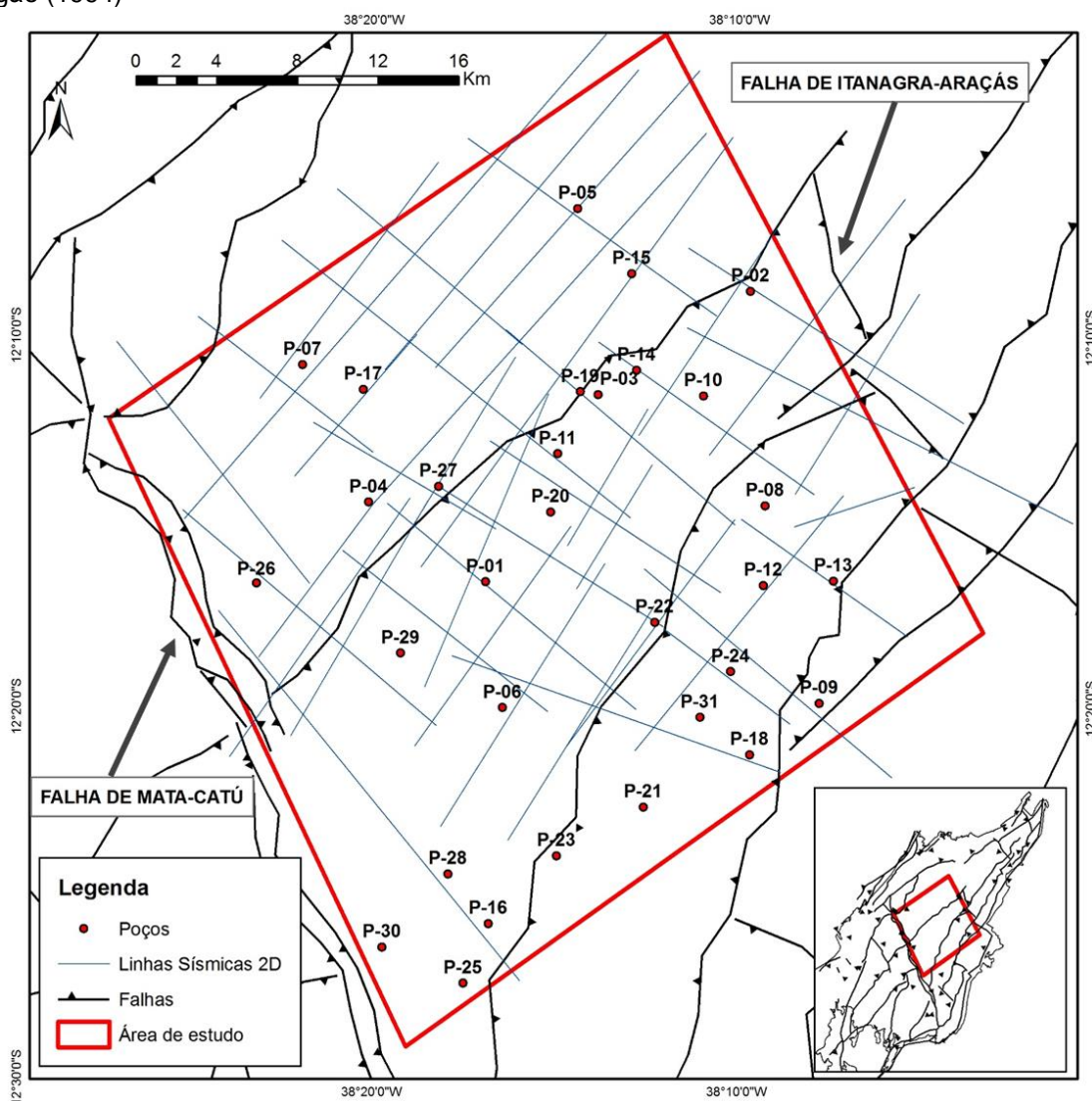
**Figura 42:** (a) Perfil de raios gama de afloramentos da AF-IV – *Background* Lacustre, medidos no afloramento BD-01, com padrão regular, sem muitas variações nos valões de raios gama que se mantém entre 70 e 100 GAPI. Escala vertical de 1m por quadrado. (b) Perfil de raios gama em dado de poço, análogo aos lamitos lacustres identificados em afloramento, apresentando padrão regular agradacional e com tendência de aumento da argilosidade em direção a SMR e com valores geralmente entre 75 e 90 GAPI, podendo chegar a 120 GAIP próximo a SMR. Escala vertical de 5m a cada quadrado.



### 5.3 INTERPRETAÇÃO EM PERFIS DE POÇOS

Os dados disponibilizados são referentes a 31 poços, que foram nomeados de forma sequencial de P-01 a P-31, distribuídos por toda a área de trabalho (figura 43). Os dados dos poços foram interpretados de acordo com os critérios do modelo apresentado no capítulo 4, sendo definido para cada poço a SIDR (superfície de início de desenvolvimento de rifte) e a SMR (superfície de máximo rifteamento), as quais limitam o TTDR (trato tectônico de desenvolvimento de rifte) na base e no topo respectivamente, definindo a espessura total deste trato tectônico.

**Figura 43:** Localização dos 31 poços (nomeados de P-01 a P-31) e dos 466km de linhas sísmicas 2D disponibilizados para esse trabalho, em uma área total de 1156km<sup>2</sup> no compartimento central da Bacia do Recôncavo. As falhas indicadas no mapa são modificadas de Destro *et. al.* (2003) e adaptadas de Aragão (1994)



Os poços possuem profundidades finais que variam de 1518m a 4540m, sendo que sua grande maioria foi perfurada a profundidades abaixo da SIDR, geralmente com os mais profundos estando localizados na região do Baixo de Miranga. É

importante ressaltar que os poços P09, P12, P13, P18, P21, P22 e P24, localizados na região do Baixo de Miranga, não foram perfurados até a profundidade da SIDR. Nessa região a profundidade da superfície foi estimada a partir da interpretação sísmica.

O TTDR foi subdividido em TTDR1, TTDR2 e TTDR3, da base para o topo, de acordo como a sua espessura total, sendo que cada um deles representa um terço da espessura total do TTDR. Essa divisão foi feita para identificar a variação das associações de fácies durante a evolução deposicional deste trato.

A partir dos padrões observados no perfil de raios gama, as associações de fácies definidas da tabela 5.1 foram identificadas nos poços para cada um terço do TTDR, e suas espessuras totais somadas em uma tabela de dados. Essa interpretação possibilitou a elaboração dos mapas estratigráficos das associações de fácies da fase lacustre da bacia, os quais serão discutidos no próximo capítulo.

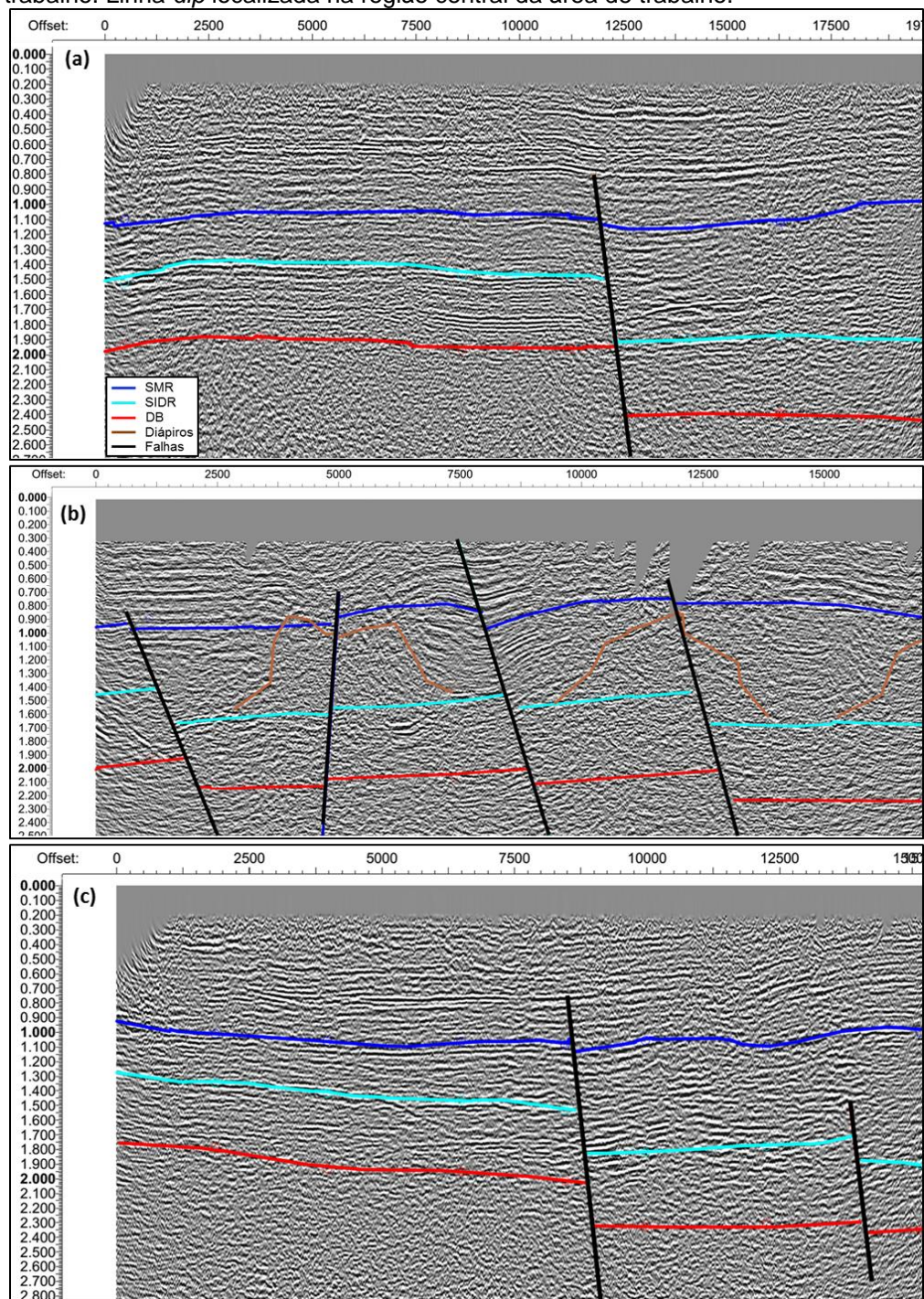
#### 5.4 INTERPRETAÇÃO SÍSMICA

Para as interpretações sísmicas foram utilizados aproximadamente 644km de linhas 2D, apresentadas na figura 5.9, onde foram marcados os horizontes referentes a SIDR e SMR, bem como as principais falhas e diápiros (figura 44). O mapeamento das falhas foi utilizado para validar o mapa estrutural utilizado (figura 2), modificado de Destro *et. al.* (2003) e adaptado de Aragão (1994), bem como auxiliar na elaboração das seções geológicas e estratigráficas.

Os poços que possuíam o perfil sônico foram correlacionados com as sísmicas através da realização de sismogramas sintéticos, os quais fornecem uma relação de tempo-profundidade entre o poço e a sísmica, permitindo correlacionar as interpretações realizadas nas sísmicas (horizontes) com as interpretações dos dados de poço (superfícies estratigráficas).

A partir da identificação e marcação dos horizontes foram gerados mapas estruturais em tempo da SIDR e SMR, bem como o mapa de espessura em tempo do TTDR, os quais serão discutidos no próximo capítulo. O mapa sísmico da SIDR foi utilizado para ajudar a estimar a profundidade da SIDR nos poços que não foram perfurados até esta superfície.

**Figura 44:** Linhas sísmicas 2D interpretadas com a superfície de rifteamento máximo (SMR), superfície de início de desenvolvimento de rifte (SIDR), a discordância basal (DB), as falhas e os diápiros. (a) Linha *strike* localizada na região oeste da área de trabalho. (b) Linha *dip* localizada na área oeste da área de trabalho. Linha *dip* localizada na região central da área de trabalho.



Por conta da baixa qualidade das linhas sísmicas disponíveis para este trabalho, não foi possível fazer um detalhamento dos aspectos sísmicos relacionados aos fluxos gravitacionais de sedimentos no TTDR.

## 6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os principais resultados deste trabalho foram as elaborações de mapas estratigráficos, mapas de tempo sísmico e seções esquemáticas geológicas e estratigráficas no Trato Tectônico de Desenvolvimento de Rifte (TTDR).

Os horizontes mapeados nas linhas sísmicas 2D foram utilizados na geração de mapas de tempo estrutural dos horizontes referentes a Superfície de Início de Desenvolvimento de Rifte (SIDR) e da Superfície de Rifteamento Máximo (SMR), que definem a base e o topo do TTDR (figura 45). Outros mapas dessas mesmas superfícies foram gerados a partir das interpretações dos dados de poços, originando mapas de topo estrutural em profundidade (figura 46).

O mapa em tempo estrutural da SIDR (figura 45a) mostra que as regiões que tiveram maiores taxas de subsidência foram as regiões do norte do Baixo de Miranga (1,9-2,8s), próximo a falha de Itanagra-Araças, e na parte leste da área de estudo, próximo ao Baixo de Alagoinhas (1,9-2,2s). A parte sul da área do mapa, próximo ao Baixo de Camaçari, também apresentou altos tempos sísmicos, porém a carência de linhas sísmicas nessa região gera certa incerteza quanto a essa informação. Nas demais regiões o tempo sísmico se mantém mais estável (1,5-1,7s) com altos de até 1,1ms no sul da Plataforma de Quiricó e no extremo norte da área de estudo, em direção ao Alto de Aporá.

O mapa em profundidade desta mesma superfície (figura 46a) corrobora com o da sísmica, apresentando também a região do Baixo de Miranga como sendo a mais profunda na área de trabalho, podendo ter até 4300m de profundidade. A Plataforma

Quiricó apresentou profundidades intermediária em trono de 2400m, com altos na parte sul que chegam em torno de 1400m de profundidade.

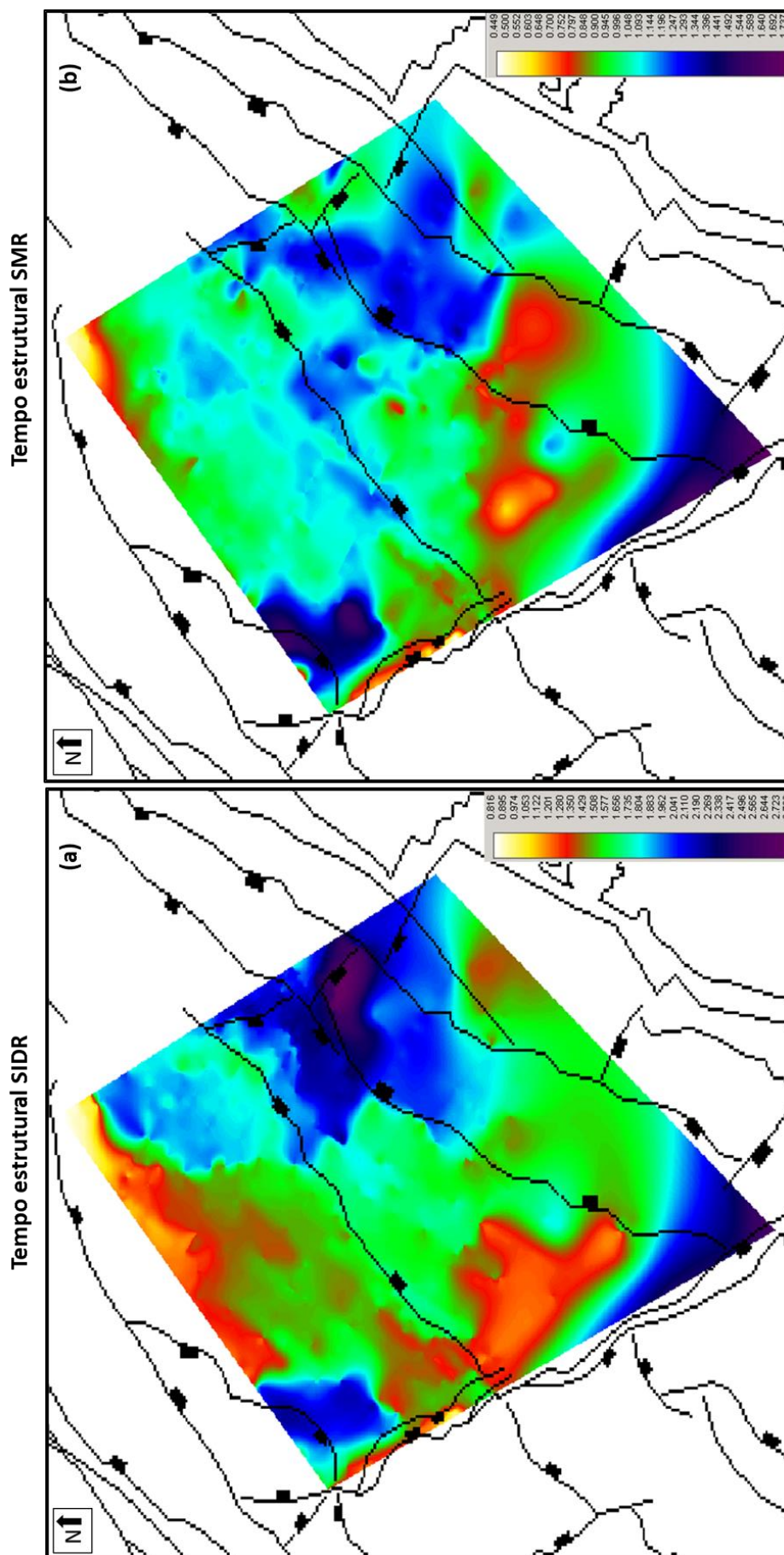
No extremo leste da área de estudo o mapa de topo estrutural não indicou o baixo mostrado no mapa sísmico porque não tem dado de poço nessa região, indicando neste caso maior confiabilidade no mapa sísmico. O oposto ocorre no extremo sul da área, onde existem poços disponíveis que indicam um alto estrutural, enquanto que não existe sísmica, obtendo neste caso a confiabilidade no mapa de topo estrutural.

No mapa em tempo estrutural da SMR (figura 45b) o comportamento é semelhante ao da SIDR, porém as variações entre os altos e baixos são de menor intensidade, ocorrendo o mesmo para o mapa de topo estrutural dessa superfície (figura 46b). As regiões mais baixas continuam sendo o Baixo de Miranga (1,1-1,4s e 2500m) e a parte leste próximo ao Baixo de Alagoinhas (1,3-1,7 s). Na parte leste e sul da área de estudo foram observadas as mesmas divergências dos mapas da SIDR, que tem o mesmo motivo e por consequência a mesma confiabilidade entre os dois mapas.

A SMR é uma superfície que tem a tendência de ser formada ao longo de toda a bacia, seguindo em parte o comportamento estrutural de bacia, a qual já está consideravelmente preenchida pelo sistema lacustre, podendo sofrer interferências posteriores por subsidência ou soerguimentos de blocos durante o Trato Tectônico de Final de Rife (TTFR) ou soerguimentos gerados por diapirismo vindo das camadas mais basais do TTDR, processo comum na região central da Bacia do Recôncavo.

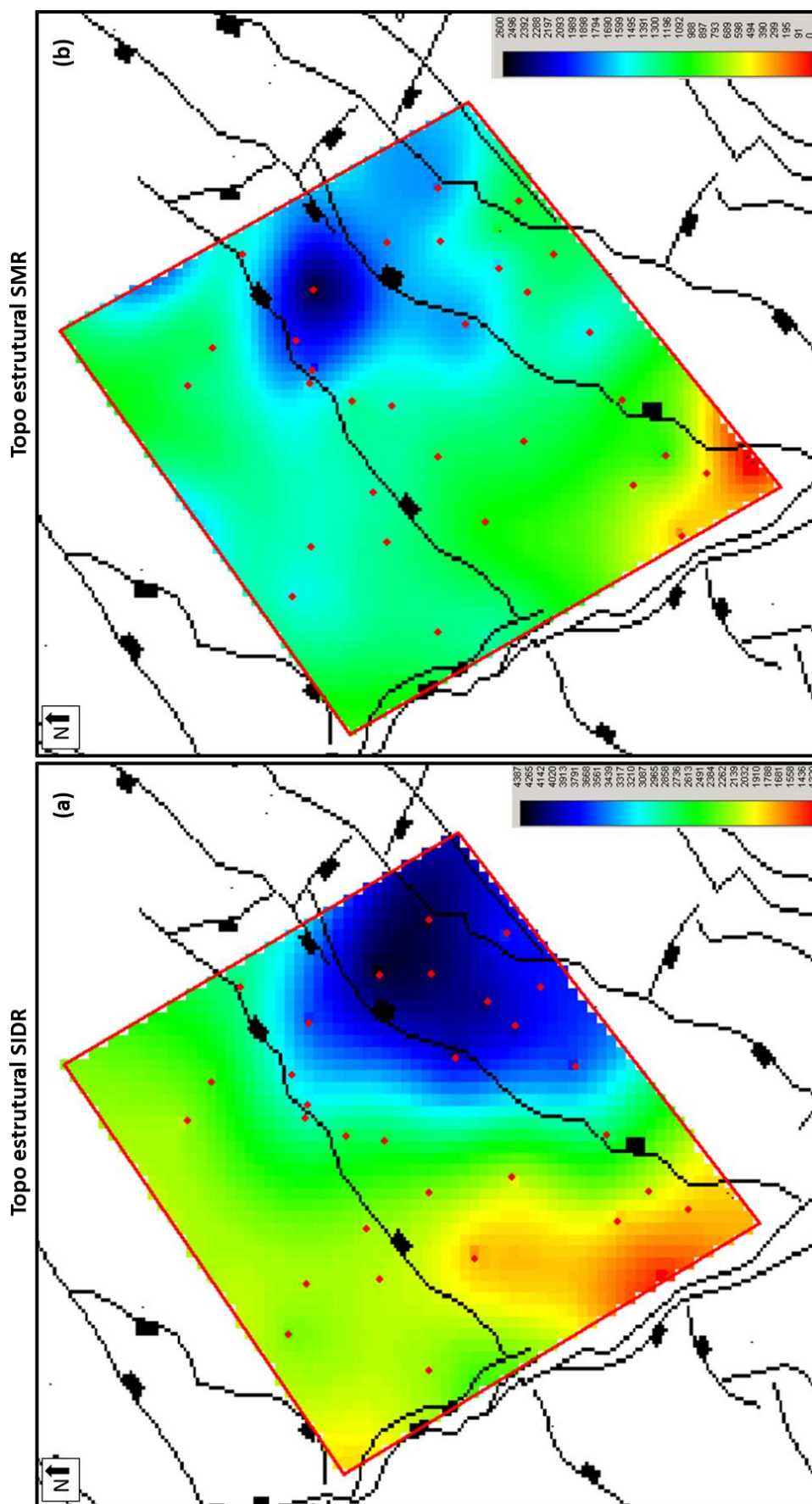
A partir da subtração dos mapas da SIDR pelos mapas da SMR, tem-se a espessura total dos depósitos lacustres do TTDR (figura 47). Os mapas de espessuras deste trato tectônico, tanto em tempo sísmico (figura 47a) quanto em profundidade (figura 47b), apresentam comportamentos semelhantes, tendo maiores espessuras na região norte do Baixo de Miranga, próximo a falha de Itanagra-Araças, podendo chegar a cerca 2850m de rochas do TTDR. Nas regiões norte, oeste e sudoeste da área de trabalho, que compreendem a Plataforma Quiricó, as espessuras não menores, variando entre 500m e 1100m.

**Figura 45:** Mapas sísmicos em tempo estrutural a partir da interpretação de sísmicas 2D. Escala da barra de cores em segundos. (a) Mapa em tempo estrutural do horizonte referente à superfície de início de desenvolvimento de riftes (SIDR). (b) Mapa em tempo estrutural do horizonte referente à superfície de máximo rifteamento (SMR).

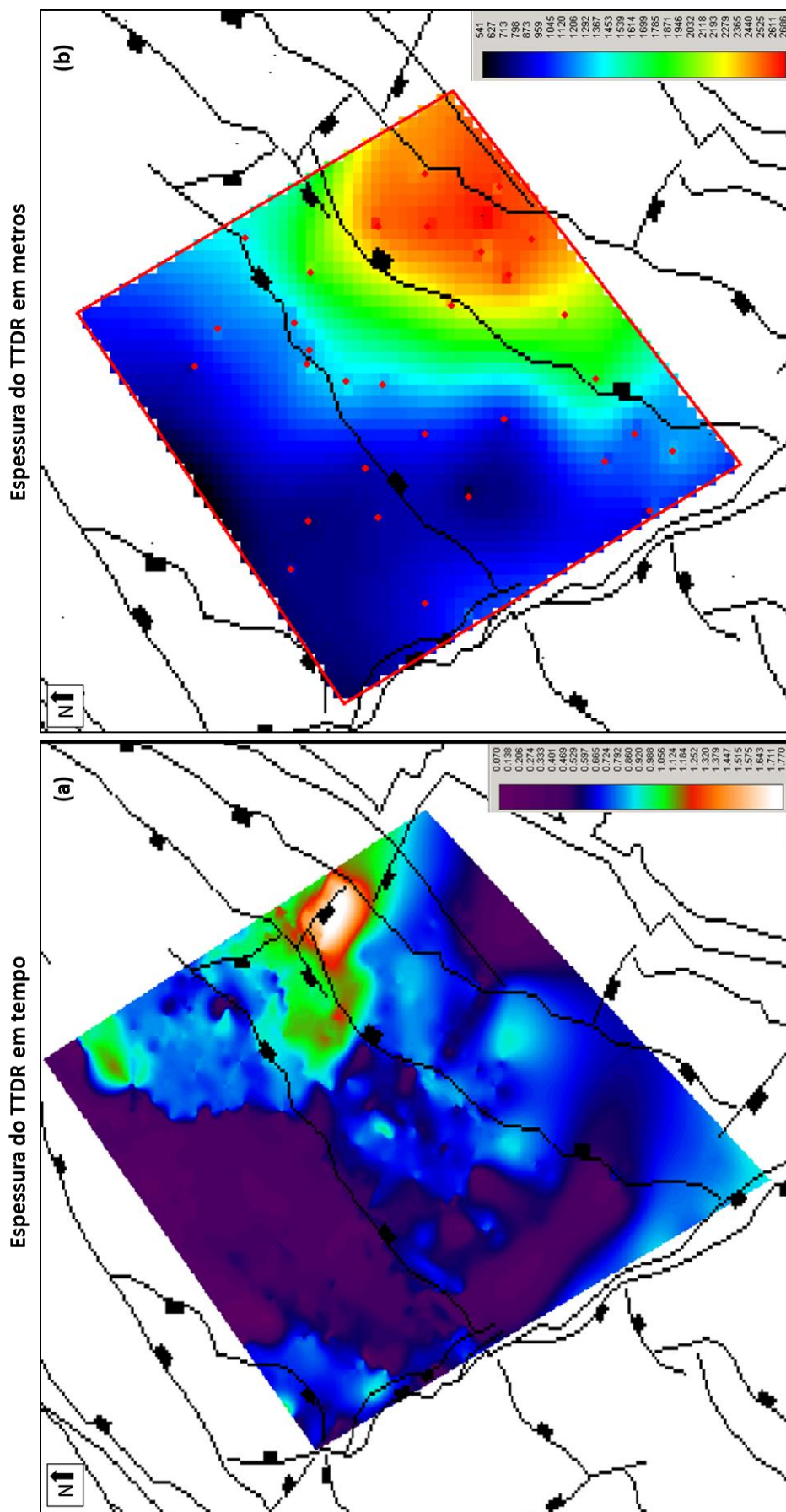




**Figura 46:** Mapas estratigráficos de topo estrutural a partir da interpretação de perfis de poços. Escala da barra de cores em metros. (a) Mapa de topo estrutural da superfície de início de desenvolvimento de rift (SIDR). (b) Mapa de topo estrutural da superfície de máximo rifteamento (SMR).

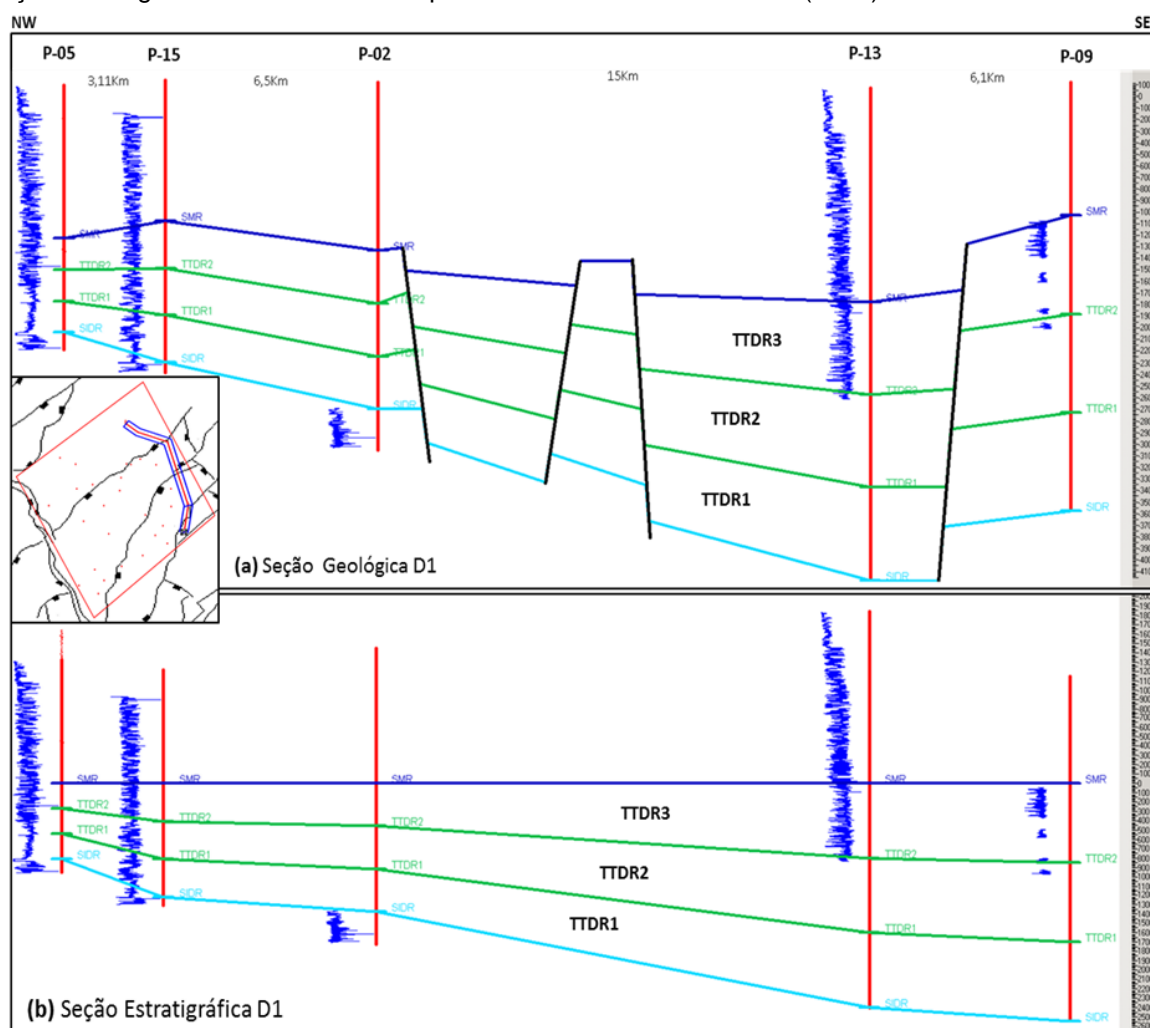


**Figura 47:** Mapas de espessuras do Trato Tectônico de Desenvolvimento de Rifte (TTDR). (a) Mapa de espessura em tempo, proveniente da interpretação de sísmicas 2D e com escala de cores indicada em segundos. (b) Mapa de espessura calculado em profundidade, a partir da interpretação de perfis de poço, com escala de cores indicada em metros.



A variação das tendências da espessura do TTDR é de grande importância para a interpretação dos mapas estratigráficos de distribuição das associações de fácies da fase lacustre. Para melhor visualização dessa variação na espessura foram gerados 3 conjuntos de seções geológicas e estratigráficas (com datum na SMR), sendo duas delas com direção *dip* e uma *strike*.

**Figura 48:** Seção esquemática D1 com orientação *dip* NW-SE, indicando espessamento do TTDR para SE. Em azul estão inseridas as curvas de raios gama e a ausência em alguns poços é devida a falta dos perfis em formato digital. (a) Seção geológica com datum na superfície e falhas em com preta. (b) Seção estratigráfica com datum na superfície de máximo rifteamento (SMR).

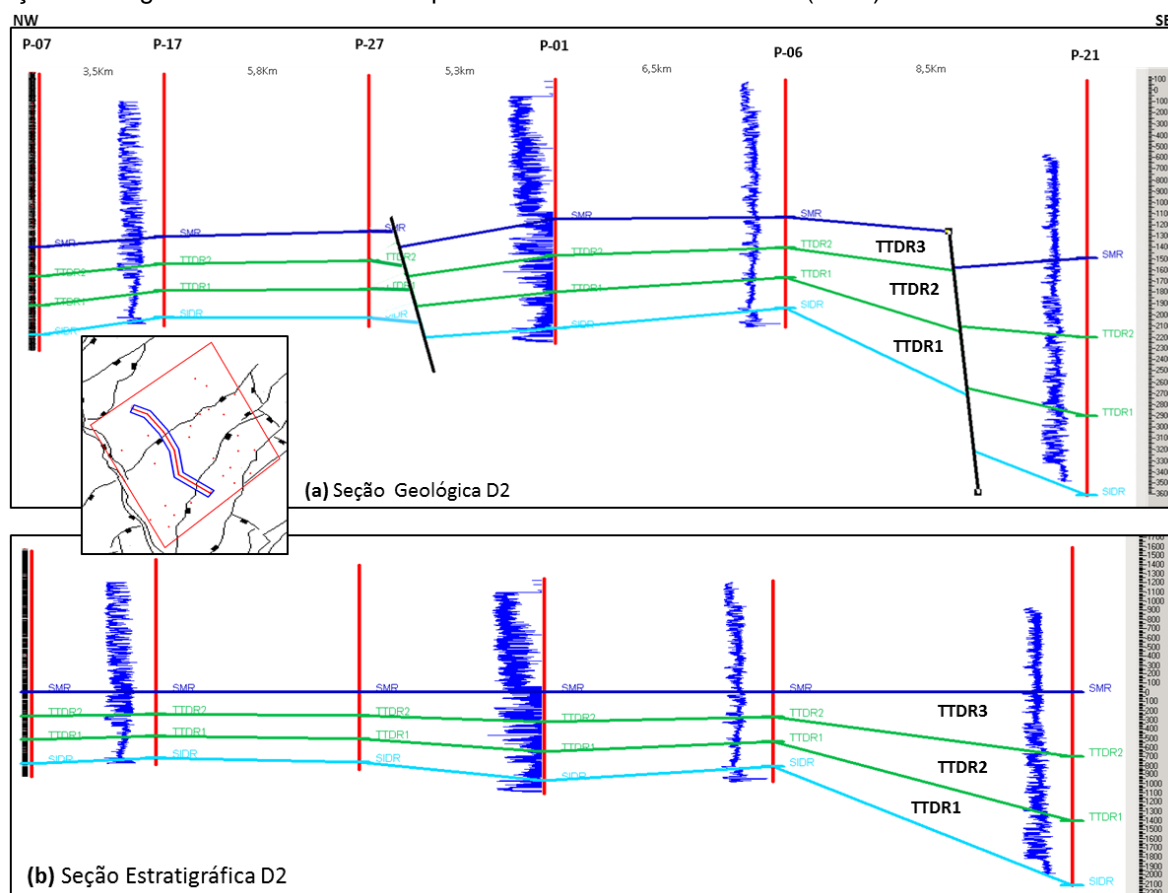


As seções *dip* tem orientação NW-SE, sendo a D1 (figuras 48) localizada mais a nordeste da área e a D2 (figura 49) mais a sudoeste. Na seção D1 a espessura do TTDR varia de 1100m a 2600m e na D2 de 900m a 2200m, ambas aumentando para SE. Já a seção *strike* S1 (figura 50), tem orientação SW-NE e espessura total que varia entre 1100m e 2700m, aumentando para NE. É importante observar que com o aumento da espessura total do TTDR as espessuras do TTDR1, TTDR2 e TTDR3

também aumentam proporcionalmente, o que deverá ser levado em conta na interpretação dos mapas das associações de fácies.

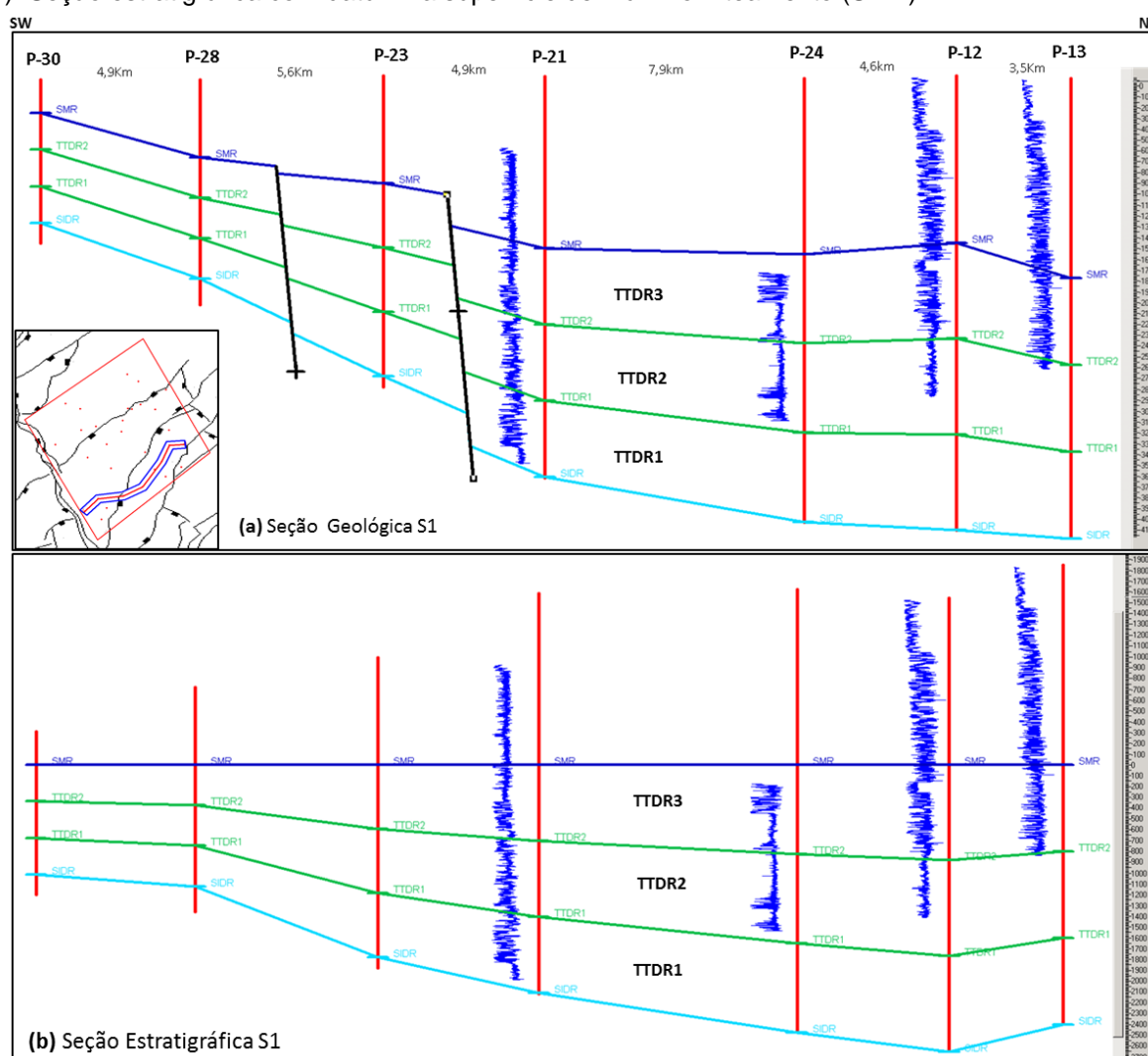
O comportamento dessas superfícies estratigráficas nos mapas e seções apresentadas indicam maiores taxas de subsidência na região norte do Baixo de Miranga, bordado pela falha de Itanagra-Araças, o que resultou em depósitos lacustres mais espessos do que no restante da área de estudo.

**Figura 49:** Seção esquemática D2 com orientação *dip* NW-SE, indicando espessamento do TTDR para SE. Em azul estão inseridas as curvas de raios gama e a ausência em alguns poços é devida a falta dos perfis em formato digital. (a) Seção geológica com datum na superfície e falhas em com preta. (b) Seção estratigráfica com datum na superfície de máximo rifteamento (SMR).



As associações de fácies identificadas nos afloramentos tiveram suas eletrofácies comparadas com as encontradas nos poços e as suas espessuras totais somadas para a elaboração dos mapas estratigráficos contidos no Anexo II. Os mapas encontram-se organizados em linhas de acordo com as associações de fácies e em colunas para as diferentes fases do TTDR (TTD1, TTDR2 e TTDR3) e para os depósitos lacustres da base do trato tectônico de final de rifte (TFR Lacustre). É importante chamar a atenção para os valores contidos nas escalas de cores dos mapas do Anexo II, pois estes são diferentes para cada um dos mapas.

**Figura 50:** Seção esquemática S1 com orientação *strike* SW-NE, indicando espessamento do TTDR para NE. Em azul estão inseridas as curvas de raios gama e a ausência em alguns poços é devida a falta dos perfis em formato digital. (a) Seção geológica com datum na superfície e falhas em com preta. (b) Seção estratigráfica com datum na superfície de máximo rifteamento (SMR).



Durante o primeiro estágio evolutivo do desenvolvimento do rifte (TTDR1) os debritos arenosos (D1) ocorrem de forma concentrada na região do Baixo de Miranga e com espessuras máximas de 260m, enquanto que os turbiditos possuem espessuras máximas de 145m e estão dispostos de forma pouco mais espalhada que os debritos, preenchendo também a região norte da área estudada. Os *slides* ocorrem bem limitados a poucos poços e com espessuras muito pequenas, de no máximo 10m, estando dispostos de forma bordejada aos debritos e turbiditos.

As maiores espessuras dos depósitos arenosos ocorrem concentradas na região do Baixo de Miranga, bem como as maiores espessuras dos lamitos de *background* lacustre, indicando que esta região teria sido onde os primeiros meio-grábens se formaram no setor central da bacia, e que a falha de Itanagra-Araçás já

exercia influencia na deposição durante os estágios iniciais de evolução da fase lacustre. Nessa fase os sistemas de falhas existentes na bacia estão se interconectando para a formação de falhas com maiores extensões e rejeitos, expandindo o sistema lacustre em fase de bacia com menor aporte, ocasionada pelo atraso na chegada do aporte sedimentar.

Já na segunda fase (TTDR2) as espessuras médias e as espessuras máximas das quatro associações de fácies aumentam, o que mostra um maior aporte sedimentar. Os debritos arenosos (D2) chegam a até 310m de espessura e se espalham mais em relação ao estágio anterior, mantendo-se ainda de forma concentrada em alguns poços. Os turbiditos (T2) se mantêm concentrados na região norte, central e leste da área de estudo, da mesma forma que no estágio anterior, sendo que sua espessura máxima aumenta para 255m. Os *slides* (S2) expandem sua distribuição nos poços e chegam ao máximo 40m, enquanto que os lamitos lacustres (B2) mantêm suas maiores concentrações nas regiões mais baixas, a leste da área de estudo (figura 47).

A maior distribuição dos depósitos arenosos nessa área indica um estágio onde ocorreu a expansão do sistema lacustre, aumentando a área de deposição dos fluxos gravitacionais, e tendo o aumento na espessura total relacionada ao aumento do aporte sedimentar através de sistema fluviais e frentes deltaicas mais desenvolvidas. Apesar do aumento na distribuição desses depósitos na área estudada, as maiores taxas de subsidência ainda continuam sendo a região do Baixo de Miranga, mas dessa vez com maior intensidade ao norte e oeste da estrutura do baixo.

Na fase final do desenvolvimento do rifte (TTDR3) os debritos (D3) apresentam ainda maior distribuição pela área do que no estágio anterior, mas a sua espessura máxima diminui para 240m. Já os turbiditos (T3) não tem a sua espessura muito reduzida (225m) e continuam com concentrações maiores no Baixo de Miranga, enquanto que os *slides* (S3) tem um grande aumento nas espessuras finais e na distribuição espacial. Os lamitos de *background* lacustre (B3) continuam com distribuição por toda a área, mas com suas maiores concentrações sempre na região leste da área.

Nessa última fase do desenvolvimento o sistema lacustre está chegando ao máximo de expansão em área (SMR), sendo também o momento em que o aporte sedimentar está respondendo aos pulsos tectônicos que geraram os meio-grábens e áreas fonte. A maior distribuição e menores espessuras dos debritos podem estar

relacionadas com o distanciamento da área fonte, ocasionada pela expansão do sistema lacustre, mas também podem estar relacionadas as zonas de desenvolvimento de falhas em alguns locais, como na região próxima a Araçás. Os depósitos turbidíticos não sofrem tanta influência do distanciamento das áreas fonte, pois esses tipos de fluxos têm maior capacidade de se deslocar por distâncias maiores, que podem chegar a dezenas de quilômetros. Os *slides* em expansão indicam a existência de frentes deltaicas mais desenvolvidas e com intermediário grau de compactação, enquanto que os lamitos lacustres aumentam em espessuras e volumes por toda a área indicando ambiente lacustre mais amplo.

Os depósitos da fase posterior à SMR, chamados de TTFR Lacustre, em geral são muito menos espessos, o que resultam em espessuras máximas menores, portanto, não devem ser comparadas diretamente com as fases anteriores, de desenvolvimento do rifte. Nessa fase o sistema lacustre começa a ser preenchido a partir das áreas proximais em direção as mais distas, fazendo com que as espessuras do TTFR sejam maiores nas regiões mais distais.

Os debritos arenosos (D4) apresentam menor distribuição, enquanto que os *slides* (S4) predominam por quase toda a área de estudo. Os turbiditos (T4) também continuam ocorrendo, mantendo o mesmo padrão de distribuição. É importante ressaltar a maior dificuldade em delimitar os depósitos lacustres do TTFR, visto que estes encontram-se associados as progradações deltaicas que irão recobrir os depósitos lacustres, sendo mais susceptíveis a erro, diminuindo assim a confiabilidade desses mapas.

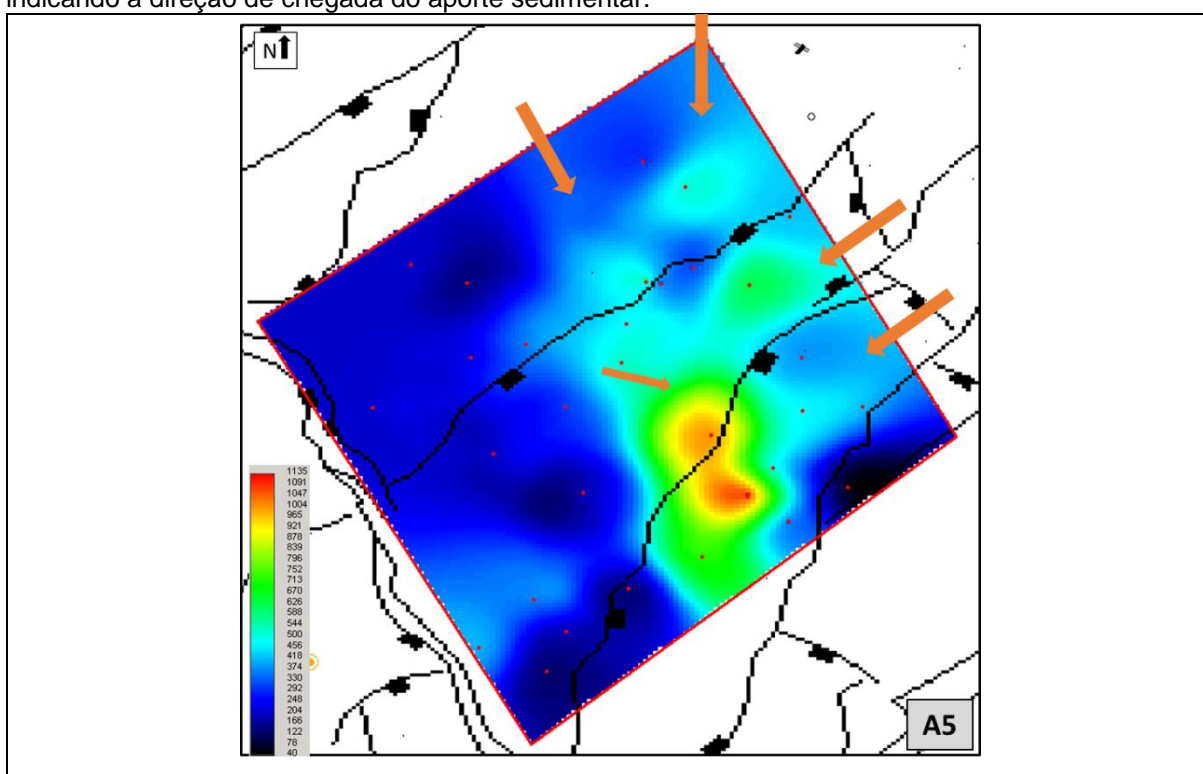
A soma total das espessuras de cada associação de fácies para as quatro fases já descritas, indicam maiores concentrações arenosas (A5) e argilosas (B5) nas regiões onde o TTDR possui maiores espessuras (figura 47b), indicando a existência de uma calha que possibilitou que grande parte dos fluxos gravitacionais fossem direcionados para essa região. Ao norte da área de estudo, norte da Plataforma Quiricó, existem proporções maiores de depósitos arenosos em TTDR menos espessos, o que indica maior quantidade de fluxos por essa região.

Em geral os mapas indicam que a fase lacustre na região central da bacia tem seu início em uma área mais restrita (A1, D1, T1, S1 e B1), próximo as falhas já existentes, que se expandem com a evolução do rifte, aumentando a distribuição e volume dos depósitos (A2, D2, T2, S2 e B2). A expansão do lago continua, distanciando as áreas fontes porém mantendo o grande aporte devido as respostas

sedimentares atrasadas aos pulsos tectônicos formadores dos meio-grábens (A3, D3, T3, S3 e B3).

Esse conjunto de mapas mostra que o *input* sedimentar na área de estudo é advindo de norte-noroeste, nordeste e leste, axial e transversalmente, sendo direcionados para a calha formada pelas falhas de Salvador e Itanagra-Araçás (figura 51). Essa última pode ter tido um papel importante como “gatilhos” para os fluxos gravitacionais durante períodos de atividades tectônicas.

**Figura 51:** Mapa de distribuição dos depósitos arenosos no TTDR (A5), com setas em cor laranja indicando a direção de chegada do aporte sedimentar.



Os lamitos de *background* lacustre, além de ser a as principais rochas geradoras da bacia, têm um grande potencial exploratório para recursos não-convencionais do tipo *shale gas* e *shale oil*. Esse tipo de prospecto se mostrou mais abundante na região do Baixo de Miranga, pois é o local onde esses tipos de depósitos têm maiores espessuras totais e maiores profundidades, propiciando a maturação térmica dos hidrocarbonetos.



## 7 CONCLUSÕES

No total foram identificadas 13 fácies sedimentares distintas, relacionadas aos depósitos lacustres, compreendidas principalmente por arenitos de granulometria fina, siltitos e lamitos, formados por fluxos laminares subaquosos, correntes de turbidez e decantação. Essas fácies foram distribuídas em quatro associações de fácies de acordo com o processo de formação, sendo elas: (i) *Slides*, (ii) Debritos Arenosos, (iii) Turbiditos e (iv) *Background* Lacustre.

Outras fácies sedimentares que não foram identificadas nos afloramentos descritos nessa dissertação também poderão fazer parte das associações de fácies identificadas, como foram citadas em outros trabalhos a partir de dados de testemunho e afloramentos, mostrando que pode haver melhor detalhamento das fácies lacustres na Bacia do Recôncavo com a descrição de testemunhos de poços.

O modelo da estratigrafia de sequências adaptado para a Bacia do Recôncavo se mostrou bastante eficiente na identificação dos depósitos relacionados a fase lacustre da bacia, sendo limitada pela superfície de início de desenvolvimento de rifte (SIDR) na base e a superfície de máximo rifteamento (SMR) no topo.

Os mapas em tempo e em profundidades da SIDR e da SMR, gerados a partir de dados de interpretação sísmica e de perfis de poços, respectivamente, se mostraram coerentes e as suas interpretações quando feitas em conjunto aumentam a resolução da interpretação, pois em regiões onde não existem dados de poço a sísmica se torna mais confiável e onde não existe sísmica, ou a qualidade é ruim, os poços tornam-se mais confiáveis.

O TTDR na área central da Bacia do Recôncavo apresenta maiores espessuras na região do Baixo de Miranga, porção leste da área de estudo, mostrando um espessamento tanto no sentido SE quanto no sentido NE, evidenciando a existência de um formato em calha aprofundando em direção a falha de Salvador e a Falha de Itanagra-Araçás, as quais tem grande influência no controle deposicional dos fluxos gravitacionais.

A correlação dos padrões de perfis de raios gama dos afloramentos com os padrões encontrados nos perfis de poço se mostrou prática e operacionalmente possível na maioria dos casos, exceto para os depósitos do tipo *slides*, que podem ser facilmente confundidos com sistemas deltaicos (*in situ*) ou com debritos arenosos com a presença de clastos argilosos na base.

Durante a fase inicial do TTDR o lago rifte fica restrito a uma área pequena, na região do Baixo Miranga, local onde ocorreram as maiores taxas de subsidência. Na sequência ocorre a expansão da área de cobertura do lago rifte, aumentando a distribuição dos fluxos gravitacionais, que também aumentam em volume por conta do maior aporte sedimentar, relacionado ao clima e a geração de área fonte nos *footwalls*. Na fase final ocorre a diminuição do volume de fluxos gravitacionais devido ao distanciamento da área fonte durante o máximo rifteamento da bacia.

O aporte sedimentar para a área estudada vem principalmente de norte-noroeste e nordeste, transversal e axial, e secundariamente de leste. As falhas desenvolvidas durante o rifteamento são importantes tanto para a estruturação dos depocentros quanto como “gatilhos” para os fluxos gravitacionais.

Os turbiditos mostraram não estar relacionados somente a depósitos distais, ocorrendo com volumes e distribuição constante durante todo o TTDR. Para que este tipo de depósito ocorra é necessário somente um fluxo de baixa concentração, menor do que 20%, fluindo por uma superfície de pouca declividade, podendo ocorrer também em regiões proximais. Por esse motivo, os turbiditos consistem em depósitos menos com maior continuidade lateral do que as demais associações de fácies.

Os mapas elaborados têm uma boa confiabilidade em sua grande maioria, sendo de menor confiabilidade os mapas dos *slides* e do TTFR Lacustre, visto que as suas identificações são mais difíceis devido à proximidade com os depósitos deltaicos.

A utilização de dados de bioestratigrafia seriam importantes para a correlação das diferentes fases lacustres da bacia, definindo com maior precisão os limites entre o TTDR1, TTDR2 e TTDR3.

Do ponto de vista exploratório, os depósitos arenosos têm maior concentração na região norte do Baixo de Miranga e da Plataforma Quiricó, sendo que as áreas mais interessantes seriam nas regiões central e leste da área de trabalho por conta da existência de maior número de falhas e diápiros, que servem como estruturas para trapeamento. Também na região do Baixo de Miranga estão as maiores espessuras dos lamitos lacustres, que tem grande potencial para a exploração de reservatórios não-convencionais do tipo *shale gas* e *shale oil*.

## 8 BIBLIOGRAFIA

ABRAHÃO-FILHO, E.A. 2009. Mapeamento multi-escalar de estruturas da área de influência da porção sul da Falha de Salvador, Bahia. Trabalho Final de Graduação em Geologia. Salvador. UFBA/IGEO. 87 p.

ARAÚJO, F.G. 2008. Estudo Litofaciológico da Formação Salvador em Mont Serrat, Afloramento da Bacia do Recôncavo, Bahia. Trabalho Final de Graduação em Geologia. Salvador. UFBA/IGEO. 75 p.

ARNOTT, R.W.C. (2010). Deep-Marine sediments and sedimentary systems. In: JAMES, N.P., DALRYMPLE, R.W., Facies Models 4. Geological Association of Canada, p. 295-322.

BARBOSA, J.S.F. & SABATÉ, P. 2003. Colagem Paleoproterozóica de Placas Arqueanas no Cráton do São Francisco na Bahia. Rev. Bras. Geoc. v. 33 (1), p. 7-14.

BARBOSA, J.S.F., SABATÉ, P., MARINHO, M.M. 2003. O Cráton do São Francisco na Bahia: Uma Síntese. Rev. Bras. Geoc. v.33 (1), p.3-6.

BARBOSA, G.F. 2009. Estruturas associadas a fluxos gravitacionais do tipo slump da Formação Maracangalha na Ilha de Maré, Bacia do Recôncavo, Bahia. Trabalho Final de Graduação em Geologia. Salvador. UFBA/IGEO. 94 p.

BOSENCE, D.W.J 1998. Stratigraphic and Sedimentological models of rift basin. In: PURSER, B.H. & BOSENCE, D.W.J. Sedimentation and tectonics of rift basins: Red Sea – Gulf of Aden. London: Chapman & Hall. p. 9-25.

BOUMA, A. H., (1962). In Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, Elsevier. p. 168.

BROWN, L. F. AND FISHER, W. L. (1977) Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: Seismic Stratigraphy -- Applications to Hydrocarbon Exploration (Ed. C. E. Payton), American Association of Petroleum Geologists. No. 26, 213-248.

BUENO, G. V., (2004), Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. Boletim de Geociências da Petrobrás, v.12, p.203-229

CAIXETA, J.M. 1988. Estudo faciológico e características de reservatório dos arenitos produtores de gás do Campo de Jacuípe (Cretáceo inferior) Bacia do Recôncavo-Brasil. Ouro Preto, UFOP, 300p. (Dissertação de Mestrado).

CAIXETA, J.M.; BUENO, G.V.; MAGNAVITA, L.P. & FEIJÓ, F.J. 1994. Bacias do Recôncavo, Tucano & Jatobá. Boletim de Geociências da Petrobrás, v. 8: p. 163-172.

CATUNEANU, O. (2006), Principles of sequence stratigraphy, Elsevier, Amsterdam.

CUPERTINO, J.A.; BUENO, G.V. 2005. Arquitetura das Sequências Estratigráficas Desenvolvidas na Fase de Lago Profundo no Rifte do Recôncavo. B.Geoc. PETROBRÁS, Rio de Janeiro, v.13, n.2: p.245-267.

DESTRO, N. 2002. Falhas de Alívio e de Transferência: O significado Tectônico e Econômico no Rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá, NE Brasil. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 173 p.

DESTRO, N.; SZATMARI, P.; ALKIMIN, F. & MAGNAVITA, L.P. 2003. Release faults, associated structures, and their control on petroleum trends in the Recôncavo rift, northeast Brazil. AAPG Bulletin, v. 87: p. 1123-1144.

DOTT, R.H., 1963. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. AAPG Bulletin, v.47, n.1, p. 104-128.

GAWTHORPE, R.L. & LEEDER, M.R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. Basin Research, v. 12: p. 195-218.

GUERRA, G.S. & BORGUI, L., 2003. Fácies sedimentares gravitacionais e deformacionais da Formação Maracangalha em afloramentos e sua importância na exploração da Bacia do Recôncavo. In: Anais do II Congresso Brasileiro de P&D de Petróleo e Gás. Rio de Janeiro.

HAUGHTON, P., DAVIS, C., McCAFFREY, W., BARKER, S. (2009). Hybrid sediment gravity flow deposits – Classification, origin and significance. Elsevier, Marine and Petroleum Geology, v. 26, p. 1900-1918

HOLZ, M. (2012), Estratigrafia de Sequências: histórico, princípios e aplicações, Interciência, Rio de Janeiro.

HOLZ, M.; TROCCOLI, E.; VIEIRA, M. (2014). Sequence stratigraphy of continental rift basins – an example from the Brazilian Cretaceous Recôncavo Basin. In STRATI 2013 – First International Congress of Stratigraphy. At the Cutting Edge of Stratigraphy.

HUNT, D. & TUCKER, M.E., 1992. Starved parasequences and forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. Sedimentary Geology, v. 81: p. 1-9.

JERVEY, M.T., 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDALL, C.G.;

St. C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. Sea level changes: an integrated approach, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42. p. 48-69. ANO

KUCHLE, J.; HOLZ, M.; BRITO, A.F. de & BEDREGAL, R.P. 2005. Análise estratigráfica de bacias rifte: aplicação de conceitos genéticos nas bacias de Camamu-Almada e Jequitinhonha. Boletim de Geociências da Petrobras. V13: p. 227-244.

KUCHLE, J. (2010), Análise tectono-estratigráfica de Bacias Rifte. Tese de Doutorado, IGEO/Universidade federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

KUCHLE, J., *et. al.*, (2010), Sismoestratigrafia de bacias rifte: técnicas, métodos e sua aplicação na Bacia do Recôncavo: Boletim de Geociências da Petrobrás, v. 18, p. 179-206.

LOWE, D.R., (1982). Sediment Gravity Flows II: Depositional models with special reference to the deposits high-density turbidity currents. Journal of sedimentary Petrology, v. 52, n 1, p. 279-297.

MAGNAVITA, L.P. 1992. Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, NE Brazil. Oxford. 493 p. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade de Oxford, Grã-Bretanha.

MAGNAVITA, L.P & CUPERTINO, J.A. 1987. Concepção atual sobre as Bacias do Tucano e Jatobá, Nordeste do Brasil, Bol. Geociências da Petrobrás, v.1, p. 119-134.

MAGNAVITA, L.P.; SANCHES, C.P.; SILVA, R.R.; HOOK, S.C. 1998. Field guide and virtual field trip CD, Recôncavo rift Basin, Brazil. In: America Association of Petroleum Geologist. International Conference and Exhibition. Rio de Janeiro. American Association of Petroleum Geologists, 79 p.

MAGNAVITA, L.P., SILVA, H.T.F. da. 1995. Rift Border System: The interplay Between Tectonics and Sedimentation in the Recôncavo Basin, Northeastern Brazil. AAPG Bull. V.79, No. 11: 1590-1607.

MAGNAVITA, L.P., SILVA, R.R.DA., SANCHES, C.P. 2005. Roteiros geológicos, guia de campo da Bacia do Recôncavo, NE do Brasil. Bol. Geociências da Petrobrás, v.13, p. 301-334.

MARTINEZ, J.F.; CARTWRIGHT, J.; HALL, B. 2005. 3D seismic interpretation of slump complexes: examples from the continental margin of Israel. Basin Research, v. 17, p. 83-108.

MARTINS-NETO, M.A. & CATUNEANU, O. 2010. Rift sequence stratigraphy. Marine and Petroleum Geology, v. 27: p. 247-253.

MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A., 1973. Sediment gravity flows: mechanic of flow and depositional. In: MIDDLETON, G.V & BOUMA, A.H. Turbidites and deep-water sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section. Short Course Lecture Notes, Anaheim, California, p. 1-38.

- MILANI, E.J. 1987. Aspectos da evolução tectônica das Bacias do Recôncavo e Tucano sul. Bahia. Brasil. Ciência-técnica-petróleo. Seção: Exploração de Petróleo. Rio de Janeiro. Petrobrás/Cenpes, n.18, 61p.
- MILANI, E.J. & DAVIDSON, I. 1988. Basement control and transfer tectonics in Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, Northeast Brasil. *Tectonophysics*. 154 (1/2): p. 40-70.
- MILHOMEM, P.S.; DE MAMAN, E.J.; OLIVEIRA, F.M.; CARVALHO, M.S.S. & SOUZA-LIMA, W. 2003. Bacias sedimentares brasileiras – Bacia do Recôncavo. *Phoenix*, n51, p.1-6.
- MOREIRA, F.S., 2010. Estruturas associadas a fluxos gravitacionais da formação Maracangalha na Ilha dos Frades, Bacia do Recôncavo, Bahia. Trabalho Final de Graduação em Geologia. Salvador. UFBA/IGEO. 87 p.
- MORLEY, C.K. 2002. Evolution of large normal fault: evidence from seismic reflections data. *Association of Petroleum Geologist. Bulletin*, Tulsa, Okla., v.86, p. 961-978.
- MULDER, T. and ALEXANDER, J. (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, v. 48, p. 269-299
- PLINT, A.G., 1998. Sharp-based shorefore sequences and “offshore bars” in the Cardium Formation of Alberta: their relationship to relative change in sea level. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDALL, C.G.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. *Sea level changes: an integrated approach*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42. p. 357-370.
- POSAMENTIER, H. W.; JEVY, M.T. & VAIL, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I – Conceptual framework. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDALL, C.G.; ST. C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. *Sea level changes: an integrated approach*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42. p. 109-124.
- POSAMENTIER, H. W. & VAIL, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II – Sequence and system tract models. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDALL, C.G.; ST. C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. *Sea level changes: an integrated approach*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, p. 125-154.
- POSTMA, G., NEMEC, W. & KLEINSPEHN, K.L., 1988. Large floating clasts in Turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology*, v. 58, p. 47-61.
- PROSSER, S., 1993. Rift-related linked depositional system and their seismic expression. In: WILLIAMS, G.B. & DOBB, A. (ed). *Tectonics and seismic sequence stratigraphy*. London: Geological Society Special Publication 71. p. 35-66.
- RAJA GABAGLIA, G.P. 1991. Paleossimicidade e Sedimentação – Evidências no Compartimento Sul da Bacia do Recôncavo, Bahia. *Bol. Geoc. PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 5 (1/4):39-68.
- SANTOS, C.F.; CUPERTINO, J.A. & BRAGA, J.A.E., 1990. Síntese sobre a geologia das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. In: RAJA GABAGLIA, G.P. & MILANI E.J.

(ed). Origem e evolução de Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro, Petrobrás. p. 235-266.

SAPUCAIA, N.S.; PEREIRA, C.P.; SOUSA, D.L.; DA SILVA, M.G. 2003. A Influência de Estruturas do Embasamento Cristalino no Contexto Petrolífero da Bacia Sedimentar do Recôncavo. 2º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás. Rio de Janeiro.

SCHERER, C.M.S.; LAVINA, E.L.C.; DIAS FILHO, D.C.; OLIVEIRA, F.M.; BONGIOLO, D.E. & AGUIAR, E.S., 2007. Stratigraphic and facies architecture of fluvial – eolian – lacustrine Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*. V.194: p.169-193.

SCHUMM, S.A., 1993. River Response in Base Level Change: Implications for Sequence Stratigraphy. *The Journal of Geology*. v. 1. p. 279-294.

SHANMUNGAN, G., 1996. Deep-water process and facies models: Implications for sandstone petroleum reservoir - (Handbook of petroleum exploration and production, v.5) Elsevier, Amsterdam.

SHANMUNGAN, G., 2000. 50 Years of turbidity paradigm (1950s-1990s): deep-water process and facies models – a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, p. 285-342.

SHANMUNGAN, G., 2012. New perspective on deep-water sandstones: origem, recognition, initiation and reservoir quality - (Handbook of petroleum exploration and production, v. 9). Elsevier, Amsterdam.

SILVA, O.B.; CAIXETA, J.M.; MILHOMEM, P.S. & KOSIN, M.D. 2007. Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociências da Petrobras*. v. 51: p. 423-431

STOW, D.A.W.; READING, H.G. & COLLINSON, J.D. 1996. Deep Seas. In: READING, H.G. (ed) 1996. *Sedimentary Environments: processes, Facie and Stratigraphy*. Blackwell Science Ltd., Oxford. P. 395-453.





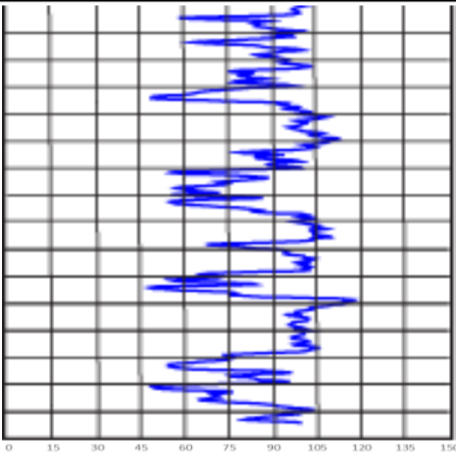
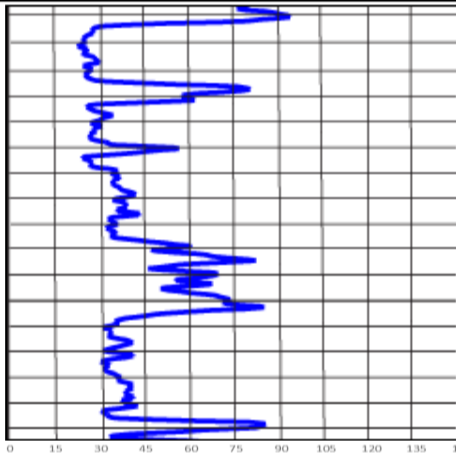
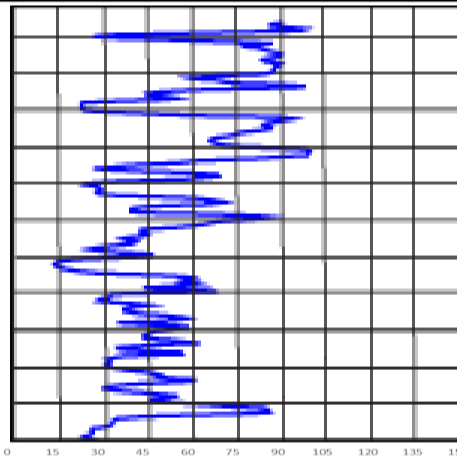
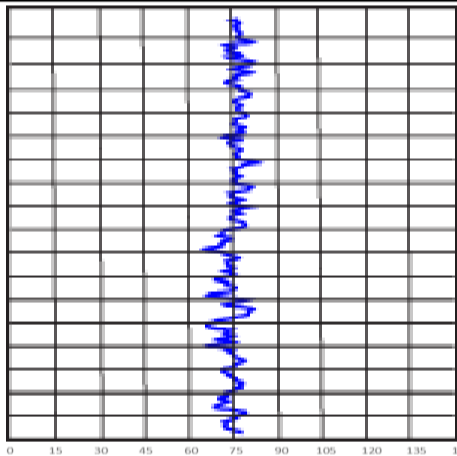

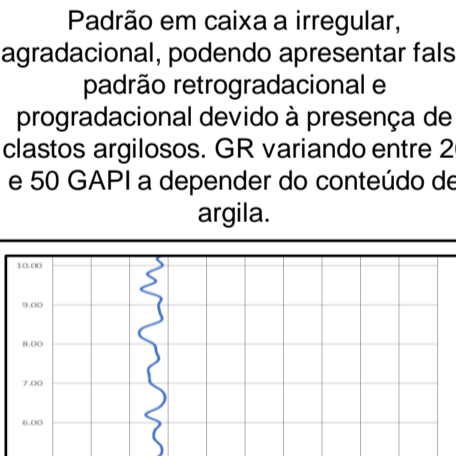
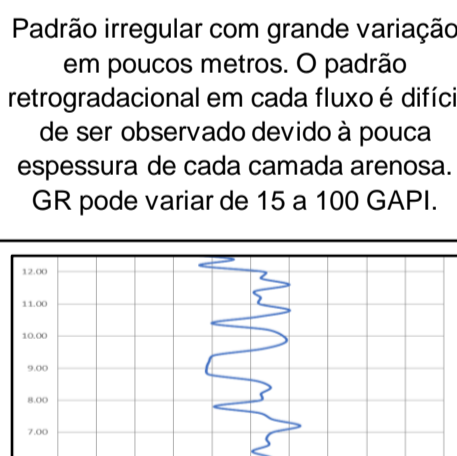
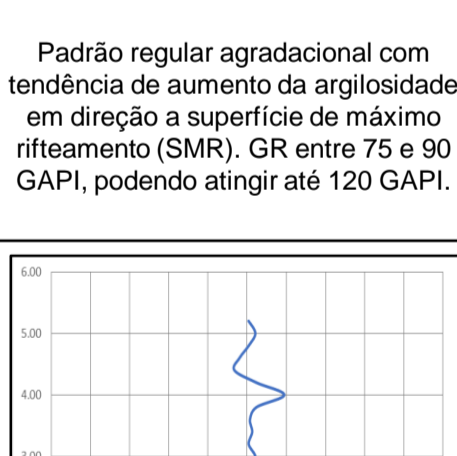
VAN WAGONER, J.C. Sea level changes: an integrated approach, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* 42. p. 357-370.

VIANA, C.F.; GAMA JUNIOR, E.G. da; SIMÕES, I. de A.; MOURA, J.A.; FONSECA, J. dos R. & ALVES, R.J. 1971. Revisão estratigráfica da Bacia do Recôncavo. *Boletim Técnico da Petrobras*. v.14: p.157-192.

ZOU, C., LAN, W., YING, L., SHIZHEN, T., LIANHUA, H. (2012), Deep-lacustrine transformation of sandy debrites into turbidites, Upper Triassic, Central China. Elsevier, *Sedimentary Geology*, v. 265-266, p. 143-155.



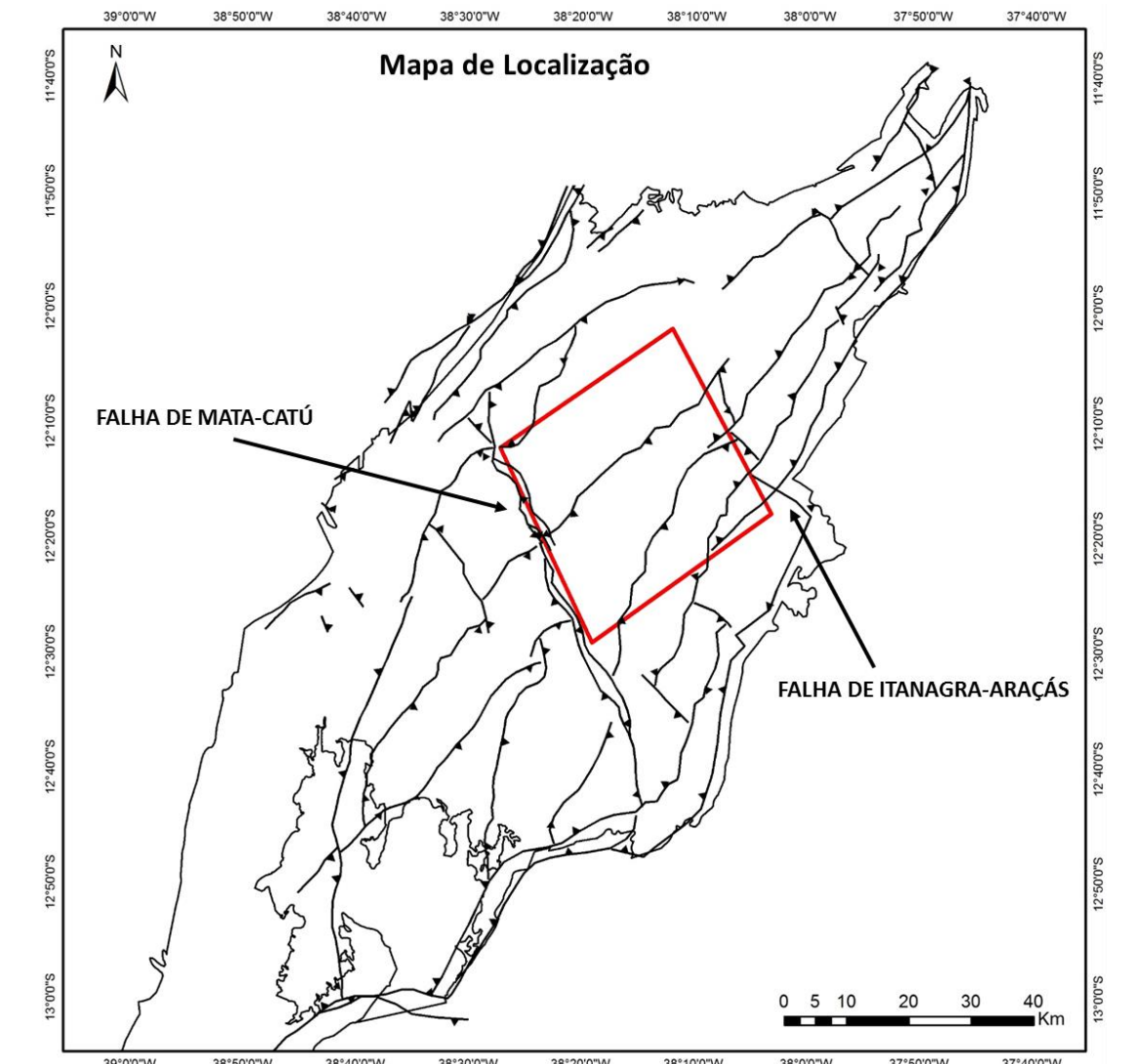
Anexo I: Tabela de associações de fácies contendo as descrições, processos formadores, ilustrações de afloramentos, perfis de raios gama e interpretação.

ID	AF-I - SLIDES	AF-II - DEBRITOS ARENOSOS	AF-III - TURBIDITOS	AF-IV - BACKGROUND LACUSTRE	
Fácies	Sam / Asm / Arfe / Arf / Arg	Sam / Asm / Arg / Arff / Arfe / Arf	Arng / Armfp / Armfm / Spp / Sr / Saf	Argf / Sr / Spp / Arg / Saf	
Descrição	Arenitos e siltitos argilosos maciços a plano paralelos, com gradação inversa, intercalados com lamitos, falhas normais sin e pós deposicionais, marcas de carga e liquefação leve.	Arenitos finos a muito finos, siltitos, em parte argilosos, maciços, por vezes com clastos argilosos, marcas de injeção arenosas, estruturas em prato, e estrutura em anzol. Liquefação e fluidização são frequentes.	Arenitos médios a finos, por vezes grossos e/ou argilosos, siltitos, com gradação normal, maciços, laminação plano-paralela, cruzada cavalgante e ripples, marcas de carga e erosão basal. Intercalados com lamitos siltosos.	Lamitos e siltitos argilosos, por vezes com areia muito fina a fina, podendo estar deformados ou não deformados.	
Espessura	2 a 20 metros.	5 a 50 metros podendo chegar a mais quando corpos amalgamados.	Centimétricos a poucos metros, podendo chegar a dezenas de metros quando amalgamados.	Lentes centimétricas, podendo ter dezenas a centenas de metros quando amalgamados.	
Processos	Fluxo hiperconcentrados e coesivo sem perda da resistência da matriz. Estruturas sedimentares pré remobilização continuam preservadas.	Fluxo coesivo e não coesivos, laminar, onde o mecanismo de suporte é a interação grão a grão. Comportamento plástico e concentrações de sedimento por volume > 20%.	A turbulência do fluxo é o principal mecanismo de suporte entre os grãos. Comportamento viscoso e concentrações de sedimento por volume < 20%.	Deposição por decantação de fluxos hipopícnais ou correntes de turbidez de baixíssima concentração (<9%).	
Fotos de Afloramentos					
Perfil de Poço	Padrão GR *				
	Descrição	Padrão em funil, progradacional, com GR variando entre 45 e 120 GAPI. Devem ocorrer em zonas intercaladas com outros tipos de fluxos.	Padrão em caixa a irregular, agradacional, podendo apresentar falso padrão retrogradacional e progradacional devido à presença de clastos argilosos. GR variando entre 20 e 50 GAPI a depender do conteúdo de argila.	Padrão irregular com grande variação em poucos metros. O padrão retrogradacional em cada fluxo é difícil de ser observado devido à pouca espessura de cada camada arenosa. GR pode variar de 15 a 100 GAPI.	Padrão regular agradacional com tendência de aumento da argilidade em direção a superfície de máximo rifteamento (SMR). GR entre 75 e 90 GAPI, podendo atingir até 120 GAPI.
Perfil de Afloramento	Padrão GR **				
	Descrição	Padrão em funil, progradacional, com variações de GR entre 55 e 110 GAPI.	Padrão em caixa e valores de GR constantes entre 30 e 45 GAPI. A presença de clastos argilosos aumenta a variação dos valores.	Padrão irregular com variação de GR entre 45 e 95 GAPI em poucos metros. Pode-se observar a gradação normal bem suave em alguns corpos arenosos.	Padrão regular com pouca variação de argilidade e GR entre 70 e 100 GAPI. ***
Sistema Depositional	Slides  Corpos pouco deformados por deslizamentos provenientes da remobilização de frentes deltaicas e foreshore/shoreface.	Sandy Debrites / Sandy Slumps  Corpos escorregados, tais como frentes deltaicas e foreshore/shoreface, com deformação variável da base para o topo, cujos "gatilhos" podem ser as atividades sísmicas, altas descargas fluviais e excesso de carga sedimentar.	Correntes de Turbidez  Depósitos de correntes de turbidez provenientes da evolução dos debritos arenosos por diminuição da concentração de sedimentos ou por fluxos turbidíticos do tipo "quasy-steady", provenientes de frentes deltaicas em eventos de tempestades.	Lamitos Lacustres  Sedimentação de background do sistema lacustre proveniente da decantação de fluxos hipopícnais e correntes de turbidez dos tipos "surge" e "surge-like".	

\* Escala vertical de 5m por quadrado. Valores de GR em GAIP e podem sofrer variações devido à calibrações dos equipamentos de perfilagem.

\*\* Escala vertical de 1m por quadrado. Valores convertidos para GAPI, não sendo idênticos aos poços e podendo apresentar variação devido ao intemperismo dos afloramentos.

\*\*\* Perfil elaborado a partir de trechos de diferentes afloramentos.



**Anexo II:** Mapas estratigráficos da distribuição das associações de fácies através do Trato Tectônico de Desenvolvimento de Rifte (TTDR). A coluna 1 é referente ao 1/3 basal da espessura total do TTDR, a coluna 2 ao 1/3 intermediário e a coluna 3 ao 1/3 do topo. A coluna 4 é referente aos depósitos lacustres na base do Trato Tectônico de Final de Rifte (TTFR) e a coluna 5 é a soma total das espessuras das colunas 1 a 4. A linha "A" consiste na soma total das associações de fácies AF-I (Slides), AF-II (Debritos Arenosos) e AF-III (Turbiditos). As linhas "D", "T", "S" e "B" são referentes aos Debritos Arenosos, Turbiditos, Slides e ao Background Lacustre, respectivamente.

