

**Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geociências**

César Henrique de Aleixo Rocha

**Arquitetura de Fácies e Arcabouço Estratigráfico dos
Depósitos de Fluxos Gravitacionais da Formação
Maracangalha no Campo de Miranga, Bacia do
Recôncavo**

Porto Alegre

2014

Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geociências

**Arquitetura de Fácies e Arcabouço Estratigráfico dos
Depósitos de Fluxos Gravitacionais da Formação
Maracangalha no Campo de Miranga, Bacia do
Recôncavo**

César Henrique de Aleixo Rocha

Dissertação de Mestrado em Geociências
apresentada como requisito parcial para a
obtenção do título de Mestre em Geociências

Orientador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Banca Examinadora: Dr. Jair Weschenfelder (UFRGS)
Dr. Carlos Henrique Lima Bruhn (Petrobras)
Dr. Carlson de Matos Maia Leite (Petrobras)

Porto Alegre

2014

CIP - Catalogação na Publicação

de Aleixo Rocha, Cesar Henrique
Arquitetura de Fácies e Arcabouço Estratigráfico
dos Depósitos de Fluxos Gravitacionais da Formação
Maracangalha no Campo de Miranga, Bacia do Recôncavo
/ Cesar Henrique de Aleixo Rocha. -- 2014.
127 f.

Orientador: Claiton Marlon dos Santos Scherer.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências,
Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto
Alegre, BR-RS, 2014.

1. Reservatório. 2. Fluxos gravitacionais
subaquosos. 3. Associações de fácies. 4.
Escorregamentos. 5. Turbiditos. I. dos Santos
Scherer, Claiton Marlon, orient. II. Título.

Agradecimentos

Este trabalho deve-se em especial à Petrobras (Petróleo Brasileiro S.A.) pelo fornecimento dos dados para o desenvolvimento dessa dissertação e artigo além do apoio logístico, à UFRGS pelo corpo docente extremamente qualificado que muito contribuiu para atingir os resultados aqui apresentados e ao Projeto Riffe.

Agradeço especialmente aos meus pais, que tanto contribuíram com meus estudos sempre me dando força e apoiando e, mesmo à distância, foram fundamentais para eu atingir os meus objetivos. Agradeço a Deus por essa importante etapa de minha formação profissional ter sido concluída com êxito. Tenho muitos agradecimentos a fazer aos meus amigos e parceiros de discussões geológicas (profissionais da UFRGS e Petrobras) que contribuíram muito para cada “tijolo” utilizado para a construção deste “edifício”. Todos foram fundamentais para o amadurecimento das ideias. É difícil lembrar todos, mas incluo aqui os nomes dos que mais me ajudaram (direta ou indiretamente): Lucas Beggiato, Beatriz Fanha (Bia), Lúcia Mesquita (Lucinha), Wladiston, Fernanda Araújo, Sandóval, Jaciara Barreto (Jaci), Sérgio Nham, Adroaldo Camões, Daniel Liberal, Juliana Almeida (Ju), Martinho Rômulo, Professor De Ros e Artur Dultra. Agradecimento especial ao Geólogo Flávio Miranda (Flavinho) que foi fundamental para melhoria da qualidade dos textos aqui apresentados contribuindo com excelentes ideias tanto de formatação quanto de conteúdo. Agradeço muito ao meu orientador, Claiton, pela paciência para a organização das ideias presentes neste trabalho, pela sinceridade e que mesmo a distância (na maior parte do tempo) conseguiu sempre me auxiliar tirando dúvidas e corrigindo meus textos além de acrescentar críticas construtivas sempre.

Agradeço aos gerentes da Petrobras: Carlos Bruhn (E&P-ENGP/RR/GR) pelo “pontapé” inicial com a aprovação do projeto de pesquisa e, especialmente a Roberta Mendes (E&P-PDP/CTPDP/GGER-I) pela sua grande compreensão e pelas liberações para idas à Porto Alegre para o alinhamento de ideias em conjunto com o orientador e liberações eventuais de atividades do trabalho para a dedicação à conclusão do texto aqui presente. Agradeço também aos técnicos da Petrobras (UO-BA): Claudineuza Oliveira e Edmilson Pereira pelo apoio logístico na disponibilização dos testemunhos para as descrições. Um muito obrigado também ao engenheiro do Campo de Miranga, Raimundo Nonato, que infelizmente, por problemas de saúde se afastou de suas atividades antes da conclusão deste projeto.

Por fim, agradeço a Fabiana, meu amor, que me aguentou nas horas mais difíceis e sempre soube me apoiar com bastante carinho. Este trabalho foi fruto de uma proposta de mestrado com dedicação parcial (com intervalos de trabalho e estudo negociados) e o caminho foi árduo, porém muito gratificante quando as ideias começaram a tomar forma e consistência.

“Por mais longa que seja a caminhada, o mais importante é dar o primeiro passo.”

Vinícius de Moares

Sumário

1. Introdução	13
1.1. Apresentação e Objetivos	13
1.2. Metodologia	14
2. Contexto Geológico	16
2.1. Arcabouço Geológico Regional	16
2.1.1. <i>Supersequência Paleozóica – Sequência Permiana</i>	20
2.1.2. <i>Supersequência Pré-Rifte (Sequência J20 – K05)</i>	20
2.1.3. <i>Supersequência Rifte (Sequências K10, K20 e K30)</i>	21
2.1.4. <i>Supersequências Pós-Rifte (Sequência K50) e Sequências do Neógeno</i>	25
2.2. Arcabouço Estrutural	26
2.2.1. <i>Ruptura do Gondwana e o Sistema de Riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá</i>	26
2.2.2. <i>As Bacias do Sistema Recôncavo-Tucano-Jatobá</i>	27
2.3. Área de Estudo	29
3. Revisão sobre os Processos e Depósitos Relacionados a Fluxos Gravitacionais	30
4. Caracterização do Intervalo Estudado: Formação Maracangalha (Evolução dos Conhecimentos)	64
5. Artigo Científico	69
6. Considerações Finais	115
7. Referências Bibliográficas	118
ANEXO – Comprovação da Submissão do Artigo	127

Lista de Figuras e Tabelas

Figura 2.1 – Localização e representação esquemática do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (editado por Dias Filho, 2002).	17
Figura 2.2 – Arcabouço estrutural geral da Bacia do Recôncavo com a localização do Campo de Miranga e as principais zonas de transferência (Santos, 1998; editado por Milhomen <i>et al.</i> , 2003).	18
Figura 2.3 – Seção geológica esquemática da Bacia do Recôncavo na direção aproximada NW-SE, ressaltando a morfologia de meio gráben e o depocentro a leste (editado por Milhomen <i>et al.</i> , 2003).	18
Figura 2.4 – Carta Estratigráfica da Bacia do Recôncavo. Adaptado de Silva <i>et al.</i> (2007).	19
Figura 2.5 – Carta estratigráfica simplificada da Bacia do Recôncavo com destaque (em vermelho) do intervalo de interesse abordado no presente trabalho (Formação Maracangalha). Modificado de Silva <i>et al.</i> (2007).	20
Figura 2.6 – Evolução da Microplaca do Nordeste Brasileiro. (A) Formação do rifte intracontinental e cisalhamento na borda oeste da microplaca. (B) Eixo de ruptura migra para a margem continental abandonando o rifte interior e consolidando a Placa da América do Sul. Modificado de Milani (1987).	27
Figura 2.7 – Bloco diagrama com as principais feições estruturais da Bacia do Recôncavo e campos de tensões associados. (Destro <i>et al.</i> , 2003; editado por Scherer <i>et al.</i> , 2007).	28
Figura 3.1 – Processos que operam em ambientes de águas profundas. Adaptado de Stow <i>et al.</i> (1996).	36
Figura 3.2 – Modelo idealizado com a distribuição de estruturas deformacionais ao longo de uma massa sedimentar semi-consolidada que sofreu processo de deslizamento. Modificado de Stow <i>et al.</i> (1996) adaptado de Martinsen (1989).	37
Figura 3.3 – Modelo idealizado com a distribuição de estruturas deformacionais ao longo de uma massa sedimentar inconsolidada que sofreu processo de escorregamento. Em laranja: corpo do escorregamento / Em branco: cicatriz do escorregamento. Modificado de Stow <i>et al.</i> (1996) adaptado de Martinsen (1989).	40
Figura 3.4 – Modelo de deslocamento idealizado (vista em planta) com uma superfície de colapso hipotética e os respectivos domínios de deformação distensiva (região proximal ou cabeça do escorregamento) e compressiva (região distal ou pé do escorregamento). Modificado de Farrell (1984).	42
Figura 3.5 – (A) Vista esquemática em planta de uma unidade de escorregamento sofrendo interrupção frontal do movimento. (B) Seção esquemática de uma massa sedimentar hipotética que sofre processo de escorregamento com ênfase na formação das cristas. Modificado de Stracham (2002).	43
Figura 3.6 – Divisão esquemática de uma corrente de turbidez em cabeça, corpo e cauda. Notar diferenças de velocidades proporcionais ao tamanho das setas. Modificado de Pickering <i>et al.</i> , (1986).	52

Figura 3.7 – Sequência de Bouma (intervalos Ta a Te) para uma corrente de turbidez desacelerante. Modificada de Pickering <i>et al.</i> (1986).	53
Figura 3.8 – Sequência ideal de um depósito gerado por corrente de turbidez de alta densidade. Em ambientes reais, sequências completas de alta densidade raramente se formam. Modificado de Lowe (1982).	55
Figura 3.9 – Deposição ideal a partir de uma corrente de turbidez de alta densidade (S ₁ -S ₃) seguido por depósitos tardios de baixa densidade (Tb-Te). Modificado de Lowe (1982).	56
Figura 3.10 – Vista em planta de um depósito padrão gerado por uma corrente de turbidez de alta eficiência (sem escala). Modificado de Mutti <i>et al.</i> (1999).	57
Figura 3.11 – Fácies e processos de uma corrente de turbidez de alta eficiência. Modificado de Mutti <i>et al.</i> (1999).	58
Figura 3.12 – Classificação global estática dos movimentos de massa em ambiente marinho. Modificado de Mulder & Cochonat (1996).	61
Figura 3.13 – Possível evolução dinâmica de processos de talude submarinos. Modificado de Mulder & Cochonat (1996).	62
Figura 4.1 – Arcabouço estrutural simplificado do limite entre os compartimentos central e sul da Bacia do Recôncavo superposto ao mapa de isólitas dos arenitos do Membro Caruaçu com ênfase na relação entre os campos de Jacuípe e Miranga (mesma calha deposicional).	65
Figura 1 – Em A e B, localização e representação esquemática do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá no território brasileiro (editado por Dias Filho, 2002). Em C, arcabouço estrutural geral da Bacia do Recôncavo e as principais zonas de transferência com o posicionamento do Campo de Miranga (objeto deste trabalho). (Santos, 1998; editado por Milhomem <i>et al.</i> , 2003).	73
Figura 2 – Seção geológica esquemática da Bacia do Recôncavo na direção aproximada NW-SE, ressaltando a morfologia de meio gráben e o depocentro a leste (editado por Milhomem <i>et al.</i> , 2003).	73
Figura 3 – Carta Estratigráfica da Bacia do Recôncavo simplificada com ênfase no intervalo estudado (retângulo vermelho). Modificado de Silva <i>et al.</i> (2007).	74
Figura 4 – Mapa de isólitas de arenitos presentes nos intervalos Caruaçu Inferior (A) e Superior (B) no Campo de Miranga com a localização dos poços testemunhados. Os demais pontos menores, na cor preta, são os poços que também perfuraram o intervalo de interesse, porém sem testemunhos.	77
Figura 5 – Contribuição percentual de cada fácies identificada em relação ao total de testemunhos descritos. Os códigos de fácies correspondem aos utilizados nas tabelas 1 e 2.	78
Figura 6 – Fotografias de todas as fácies deposicionais identificadas e descritas. O tamanho da escala graduada é de 10 cm (cada divisão representa 1 cm) e o tamanho da lapiseira é de 14,5 cm. Os códigos utilizados são: Flh - Folhelho; Slt - Siltito; Ht - Heterolito; Am - Arenito maciço; App - Arenito com estratificação plano-paralela; Ar - Arenito com laminação cruzada cavalgante; Cgl(e) - Conglomerado polimítico extrabacial; Acgl – Arenito conglomerático.	80
Figura 7 – Fotografias de todas as fácies deformacionais identificadas e descritas. O tamanho	84

da escala graduada é de 10 cm (cada divisão representa 1 cm) e o tamanho da lapiseira é de 14,5 cm. Os códigos utilizados são: D1 - Estruturas deformacionais rúpteis; D2 - Estruturas do tipo pratos e pilares; D3 – Estruturas dúcteis na forma de corrugações descontínuas e dobras suaves de pequenas amplitudes; D4 - Estruturas dúcteis na forma de dobras convolutas de grande amplitude, muitas vezes recumbentes; D5 - Feições de escape de fluidos como “bolhas” e “anzóis” além de estruturas de carga desenvolvidas; D6 – Ritmitos com diques de arenitos em intervalos sílticos além de chamas, cargas e/ou pseudonódulos.

Figura 8 – (A) Sucessão granodecrescente da AF2. (B) Detalhe mostrando o contato abrupto da AF2 com os finos subjacentes. A base da sucessão é marcada por camadas amalgamadas de arenitos maciços (Fácies Am), por vezes intercaladas com plano-paralelas (Fácies App), sendo raros os arenitos com laminações cruzadas de marcas onduladas. Demais códigos utilizados: Afl - Arenito com fragmentos lamosos; Ac - Arenito com cimento carbonático. Poço BR-1040, Caruaçu Superior. 90

Figura 9 – (A) Sucessão granodecrescente da AF2 (marcada pela seta preta). (B) Detalhe do topo da sucessão granodecrescente mostrando a ocorrência mais frequente de arenitos com laminações cruzadas e marcas onduladas (Fácies Ar) e de heterolitos (Fácies Ht). Poço BR-1040, Caruaçu Superior. 91

Figura 10 – (A) Pacote homogêneo da AF2, definindo um padrão em caixote no perfil de raios gama. (B) Sucessão de fácies composta por arenitos maciços amalgamados. Poço BR-1040, Caruaçu Superior. 91

Figura 11 – (A) Perfis a poço aberto da AF3. (B) Detalhe mostrando alternância entre conglomerados maciços (Cgl(e)) e arenitos maciços (Am e Acgl) formando sucessões de granodecrescência ascendente. À direita, fotos com detalhes das fácies. Poço BR-1023, Caruaçu Superior. 93

Figura 12 – (A) Sucessão de fácies da AF4. (B) Detalhe mostrando a preservação de fácies deposicionais, parcialmente afetadas por estruturas deformacionais rúpteis sin-deposicionais. A fácies de código Ax corresponde a arenito com estratificação cruzada (ocorrência muito subordinada). Poço BR-1023, Caruaçu Superior. 94

Figura 13 – (A) Perfis a poço aberto da AF5. (B) Detalhe dos pacotes arenosos da AF5 mostrando base e topo abruptos com depósitos pelíticos (AF1). Internamente apresentam dobra convoluta em Z onde no detalhe (foto superior a direita) onde é possível distinguir superfícies corrugadas em níveis argilosos extremamente delgados e descontínuos devido ao intenso cisalhamento sub-horizontal. Poço BR-1040, Caruaçu Inferior. 95

Figura 14 – (A) Pacotes de arenitos argilosos da AF6 com base abrupta e padrão em caixote do perfil SP. (B) Os corpos são constituídos internamente pela fácies deformacionais D5. Fotos de detalhe mostrando estruturas do tipo “bolhas” e “anzóis” e fragmentos lamosos submilimétricos dispersos. As diferenças de coloração refletem diferentes graus de argilosidade dos arenitos. Poço BR-1001, Membro Pitanga. 97

Figura 15 – Seção estratigráfica que correlaciona as superfícies envoltórias dos complexos 99

presentes no pacote Caruaçu Inferior (abaixo do Folhelho *Datum*). Seção horizontalizada na base do Folhelho *Datum*. (A) Seção sem interpretação e (B) Seção interpretada.

Figura 16 – Seção estratigráfica que correlaciona as superfícies envoltórias dos complexos presentes no pacote Caruaçu Superior (acima do Folhelho *Datum*). Nota-se tendência de aumento geral da espessura dos complexos extrabaciais (CP-EXT) para a direção noroeste. A seção encontra-se horizontalizada no topo do *Folhelho Datum*. (A) Seção sem interpretação e (B) Seção interpretada. 100

Figura 17 – (A) Seção sísmica XY (em profundidade) interpretada com o objetivo de determinar continuidade lateral dos complexos. (B) Mapa de localização da seção. Direção subparalela ao eixo deposicional. Os códigos utilizados correspondem aos complexos (CP) presentes na Tabela 4. 101

Figura 18 – (A) Seção sísmica CD (em profundidade) interpretada com o objetivo de determinar continuidade lateral dos complexos. (B) Mapa de localização da seção. Direção transversal ao eixo deposicional. Os códigos utilizados correspondem aos complexos (CP) presentes na Tabela 4. 102

Figura 19 – A superfície de máximo rifteamento (1ª ordem) estaria no contexto da Formação Candeias (abaixo da Formação Maracangalha). A Formação Maracangalha se encaixa em um dos ciclos de mais alta frequência logo acima (2ª ordem); área evidenciada em um retângulo preto na figura (adaptado de Küchle & Scherer, 2010). 103

Figura 20 – Bloco diagrama esquemático da Formação Maracangalha no Baixo de Miranga (sem escala). Os diagramas em pizza ao lado representam as proporções relativas de cada associação de fácies para cada intervalo da formação. O volume dentro do prisma (tracejado em preto) corresponde ao Campo de Miranga. Nota-se que apenas uma cunha conglomerática alcança o campo em sua porção de máxima progradação, logo acima do *Folhelho Datum*. As letras maiúsculas no interior do prisma representam domínios por intervalo (legendas a direita). 104

Figura 21 – *Continuum* de processos de transporte de sedimentos em águas profundas. Modificado de Shanmugam *et al.* (1994). 104

Figura 22 – Seção geológica regional passando pelo Campo de Miranga de direção NW (esquerda) – SE (direita) onde é possível distinguir alto estrutural na borda noroeste do campo (área evidenciada no interior do círculo vermelho). Modificado de De Maman *et al.* (1997). 105

Tabela 3.1 – Classificação dos processos de transporte de massa proposta por Nardin *et al.* (1979). Adaptado. 34

Tabela 3.2 – Classificação dos tipos de fluxos, com seus respectivos mecanismos de suporte de grãos proposta por Lowe (1979). 35

Tabela 1 – Código de litofácies, estruturas sedimentares e interpretação de processos geradores das fácies deposicionais presentes na Formação Maracangalha no Campo de Miranga. 79

Tabela 2 – Código de litofácies, estruturas sedimentares e interpretação de processos geradores das fácies deformacionais presentes na Formação Maracangalha no Campo de Miranga. 83

Tabela 3 – Tabela resumo das associações de fácies interpretadas para a Formação Maracangalha. 88

Tabela 4 – Tabela resumo que mostra o que foi interpretado em cada poço a partir da análise de testemunhos. LEGENDA: CP-INF = Complexo Inferior / CP-SUP = Complexo Superior / CP-EXT = Complexo Extrabacial / Freq.(%)= Frequência relativa de ocorrência do complexo em relação ao total de testemunhos descritos (percentual em negrito) / (Num) = Espessura em metros do trecho testemunhado no poço que identificou o complexo / (-) = Não há testemunho no poço que tenha identificado o complexo. Nota-se que a CP-INF-1 e a CP-SUP-2 não foram amostrados por nenhum dos poços. 98

Resumo

O Campo de Miranga, localizado no Compartimento Central da Bacia do Recôncavo, é um importante produtor de óleo e gás. As rochas reservatório portadoras de hidrocarbonetos aqui apresentadas constituem-se de corpos arenosos gerados por fluxos gravitacionais subaquosos intercalados por folhelhos e pertencem a Formação Maracangalha (depositada no Cretáceo Inferior). Com a descrição de 775 m de testemunhos, definiu-se 8 fácies deposicionais e 6 deformacionais para o intervalo estudado. O agrupamento de fácies em conjuntos que apresentam feições estruturais e genéticas similares permitiu a proposição de Associações de Fácies cujas interpretações são: AF1 - lobos turbidíticos distais; AF2 - canais e/ou lobos turbidíticos arenosos; AF3 - franjas de sistemas turbidíticos conglomeráticos; AF4 - deslizamentos ou regiões proximais de escorregamentos; AF5 - porções mais deformadas de corpos de deslizamentos a escorregamentos; AF6 - escorregamentos altamente móveis, plásticos a fluxos de detritos. Foi definido um *datum* na porção intermediária da formação constituído por uma espessa seção pelítica. Depósitos distais da AF6 dominam a porção basal do intervalo estudado e são sucedidos verticalmente (em direção ao *datum*) por intercalações entre turbiditos (AF2) e escorregamentos (AF5). Imediatamente acima do *datum* ocorrem níveis conglomeráticos (AF3) que são sucedidos verticalmente por um domínio onde se intercalam deslizamentos (AF4), escorregamentos (AF5) e turbiditos (AF2), definindo-se uma grande sucessão progracional para a Formação Maracangalha na área estudada.

O disparo desses fluxos provavelmente associa-se a movimentação de falhas durante estágio sin-rifte responsáveis por intensa sismicidade e remobilização de frentes deltaicas. Um mecanismo auxiliar associa-se ao intenso diapirismo argilocinético. A conectividade lateral rastreada em seções sísmicas é baixa e os melhores reservatórios do campo são os representantes da AF4 e AF2. Por critérios preditivos é possível determinar os intervalos mais propícios para a ocorrência desses corpos.

Palavras-Chave: reservatório, fluxos gravitacionais subaquosos, associações de fácies, deslizamentos, escorregamentos, turbiditos.

Abstract

The Miranga Field, which is located in the Central Compartment of Reconcavo Basin, is an important oil and gas producer. The bearing hydrocarbon reservoirs presented here are composed of sand bodies generated by subaqueous gravity flows inserted between shales, belonging to the Maracangalha Formation (deposited during the Lower Cretaceous). Through the description of 775 m well cores, 8 depositional and 6 deformational facies were defined for the interval studied. These facies were grouped together according to structural and genetic characteristics making it possible to define Facies Associations with the following interpretations: AF1 - distal portions of turbidite lobes; AF2 - channels and/or sandy turbidite lobes; AF3 - borders of conglomeratic turbidite systems; AF4 - slides or proximal parts of slumps; AF5 - distal portions of the slides bodies or slumps; AF6 - highly mobile slumps to debris flows. A *datum* was chosen in the middle portion of Maracangalha Formation which consists of thick layer of shale. Distal deposits (AF6) dominate the basal portion of interval studied and they are succeeded vertically (toward to the *datum*) by layers interbedded between turbidites (AF2) and slump deposits (AF5). Immediately above the *datum*, conglomeratic intervals (AF3) occur and they are succeeded vertically by layers interbedded between slides (AF4), slumps (AF5) and turbidites (AF2), defining a great progradational succession to Maracangalha Formation in the studied area.

Trigger mechanisms responsible for the genesis of gravitational flows are probably associated with faults activities during the syn-rift stage which led to intense seismic activity and caused the destabilization of sediments in delta fronts. An alternative cause for triggering may have been intense diapiric shale movements. The lateral connectivity traced in seismic sections is low and the sand bodies that should constitute the best reservoirs in this field belong to AF4 and AF2 categories. It is possible to determine the most favorable intervals for the occurrence of these sand bodies using predictive criteria.

Keywords: reservoir, subaqueous gravity flows, facies association, slides, slumps, turbidites.

1. Introdução

Esta dissertação está organizada da seguinte forma: no Capítulo 1, apresenta-se a caracterização do problema, objetivos e metodologia empregada para alcançar os resultados aqui obtidos. No capítulo 2, apresenta-se o contexto geológico regional, arcabouço estrutural e uma breve apresentação da área de estudo (Campo de Miranga). No capítulo 3, encontra-se uma revisão conceitual do sistema deposicional envolvido e processos (fluxos gravitacionais subaquosos). No capítulo 4, é apresentado o estado da arte da Formação Maracangalha na Bacia do Recôncavo com ênfase na evolução dos conhecimentos ao longo do histórico de exploração e produção de petróleo na bacia. No capítulo 5, consta o artigo submetido (na íntegra) ao periódico “Pesquisas em Geociências” e inclui os principais dados, resultados, interpretações e discussões referentes ao trabalho realizado. No Capítulo 6, as conclusões são apresentadas e as possíveis implicações são discutidas. No Capítulo 7, constam as referências bibliográficas e, finalmente, no anexo, é apresentada a carta de comprovação da submissão do artigo ao periódico “Pesquisa em Geociências”.

1.1. Apresentação e Objetivos

A região do Recôncavo baiano tem uma importância fundamental para a história do petróleo no Brasil e iniciou com a descoberta em 1939 da primeira ocorrência em território nacional no subúrbio de Lobato em Salvador, Bahia (Teixeira *et al.*, 2009). A ocorrência não se revelou economicamente viável e em 1941, foi perfurado o poço descobridor do Campo de Candeias (o primeiro campo produtor de óleo do Brasil). A partir de então, diversos campos foram descobertos e, atualmente, a bacia se encontra em estágio maduro de desenvolvimento com aproximadamente 6.500 poços perfurados.

No Campo de Miranga, com mais de 600 poços perfurados e 25 km² de área, o desafio no adensamento de malha de poços para incremento na produção de óleo com otimização de recursos é enorme. A complexidade estrutural e faciológica dos reservatórios arenosos objetivos do presente trabalho é muito alta. Por essas razões, os corpos arenosos aqui apresentados recebem a denominação de “reservatórios não convencionais”. Pretende-se apresentar os resultados de uma análise integrada envolvendo testemunhos de poços, perfis a poço aberto e sísmica 3D com o objetivo de propor um modelo estratigráfico preditivo para a Formação Maracangalha no Campo de Miranga.

1.2. Metodologia

O intervalo litoestratigráfico estudado corresponde a Formação Maracangalha. Segue abaixo, o conjunto de dados utilizados neste trabalho:

- (A) Suíte de perfis de 30 poços, compostas pelos registros de raios gama (RG), potencial espontâneo (SP), resistividade (ILD), densidade (RHOB), neutrão (NPHI), sônico (DT) e *caliper* (CAL);
- (B) Testemunhos de rocha de sete poços no intervalo de interesse, dentro dos quais, três amostraram intervalos mais representativos e contínuos da Formação Maracangalha; BR-1007, BR-1023 e BR-1040. Nos demais poços, BR-1001, BR-1018, BR-1029 e BR-1039, os intervalos amostrados são descontínuos e de baixa representatividade. Foram descritos no total, 775 m de rocha;
- (C) Cubo sísmico 3D, cuja aquisição data de 2008, com resolução adequada para a interpretação de horizontes na escala de reservatórios. As seções sísmicas apresentadas e interpretadas no presente trabalho foram extraídas do volume sísmico migrado para profundidade (através do método PSDM: *Pre-Stack Depth Migration*).

No início realizou-se trabalho de compilação bibliográfica da Formação Maracangalha, assim como levantamento de bibliografia relacionada a uma diversidade de exemplos de depósitos de fluxos gravitacionais com o objetivo de melhor compreender o intervalo sedimentar estudado e seus potenciais processos geradores.

Optou-se por descrever, na escala de 1:50, e utilizar na interpretação do modelo todos os testemunhos disponíveis no intervalo de interesse dentro da área do campo. Os demais poços (sem testemunhos de rocha) foram escolhidos por se situar entre poços testemunhados e são de fundamental importância, pois em seções sísmicas e por correlação, pode-se observar continuidade lateral dos corpos mapeados ou interrupção dos mesmos.

A análise faciológica forneceu insumos fundamentais para o desenvolvimento do trabalho. A metodologia utilizada foi: (1) Aquisição de dados de litofácies; (2) Interpretação de associação de fácies (relacionadas a um contexto genético); (3) Reconhecimento de pacotes aqui denominados de complexos para o rastreamento de suas continuidades laterais em seções sísmicas e estratigráficas; (4) Análise estratigráfica final com a proposta de um modelo de deposição.

A definição dos complexos de fluxos de massa foi feita com objetivo de determinar intervalos correlacionáveis entre poços e operacionalizar a interpretação da distribuição es-

pacial das associações de fácies ao longo de todo o pacote da Formação Maracangalha. Estes foram agrupados por semelhança em relação às associações de fácies presentes, assinatura em perfil e posicionamento estratigráfico.

2. Contexto Geológico

O rifte intracontinental Recôncavo-Tucano-Jatobá localiza-se na Região Nordeste do Brasil e ocupa uma área total aproximada de 45.000 km² (Figura 2.1). A origem deste rifte relaciona-se ao processo de estiramento crustal responsável pela fragmentação do Supercontinente Gondwana, durante o Eocretáceo. A continuidade deste processo desencadeou uma série de eventos tais como a geração do Sistema de Riftes do Leste Brasileiro e, em consequência, a abertura do Oceano Atlântico Sul.

A Bacia do Recôncavo se situa no Estado da Bahia e ocupa uma área aproximada de 11.500 km². Seus limites são o Alto de Aporá, a norte e noroeste; Falha da Barra, a sul; Falha de Maragogipe, a oeste; e pela Falha de Salvador, a leste (Figura 2.2). A bacia apresenta uma configuração arquitetural básica de um meio-gráben com orientação geral NE-SW, borda falhada a leste e borda flexural a oeste (Figura 2.3). Os falhamentos normais planares com direção preferencial N30°E condicionam os mergulhos regionais das camadas para leste. Acomodando taxas de extensão variáveis entre diferentes compartimentos da bacia ocorrem zonas de transferência com orientação N40°W.

O embasamento da Bacia do Recôncavo é composto predominantemente por gnais-ses granulíticos arqueanos do Bloco Serrinha, a oeste e norte; cinturões Itabuna-Salvador-Curaçá, a oeste-sudoeste e Salvador-Esplanada, a leste-nordeste. Ocorrem também, ao norte, rochas metassedimentares de idade neoproterozóica, relacionadas ao Grupo Estância (Silva *et al.*, 2007).

2.1. Arcabouço Geológico Regional

No presente trabalho, será adotada a atualização da nomenclatura litoestratigráfica da bacia realizada por Caixeta *et al.* (1994) e a revisão proposta por Silva *et al.* (2007) para a divisão das sequências sedimentares que preenchem a bacia. Silva (*op. cit.*) divide a bacia em 5 sequências deposicionais relacionadas aos estágios pré-rifte, rifte e pós-rifte. Estas sequências se relacionam aos processos extensionais atuantes no juro-cretáceo. Ressalta-se que a Sequência Permiana, depositada durante a fase de sinéclise, não compõe o contexto descrito acima por não fazer parte do preenchimento do meio gráben. Será apresentada a seguir uma breve descrição das sequências da base para o topo, onde cada unidade litoestratigráfica correspondente também será resumidamente abordada. A Figura 2.4 mostra a Carta Estratigráfica da Bacia do Recôncavo com as principais relações estratigráficas entre as diversas unidades. A Figura 2.5, por sua vez, apresenta a carta estratigráfica simplificada com ênfase na Formação Maracangalha (intervalo de interesse).

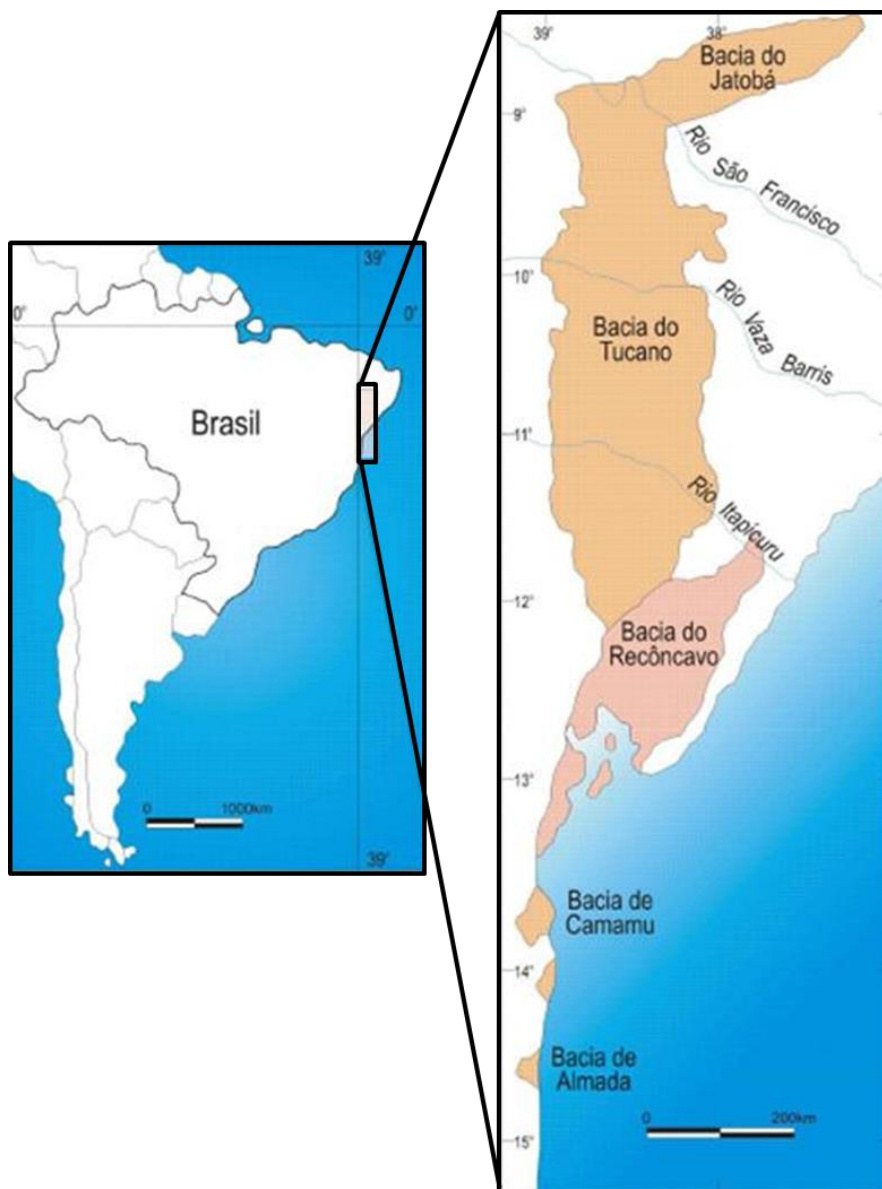


Figura 2.1 – Localização e representação esquemática do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (editado por Dias Filho, 2002).

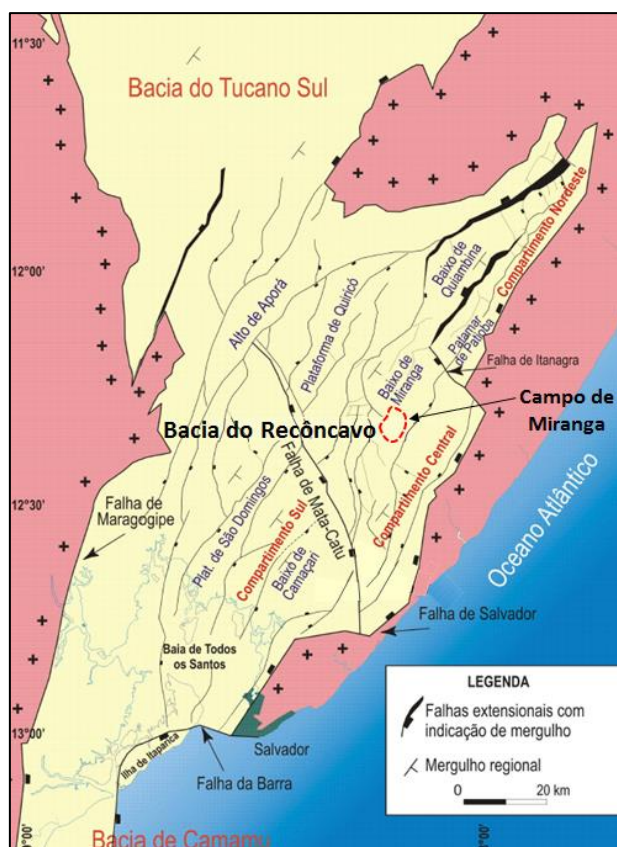


Figura 2.2 – Arcabouço estrutural geral da Bacia do Recôncavo com a localização do Campo de Miranga e as principais zonas de transferência (Santos, 1998; editado por Milhomem *et al.*, 2003).

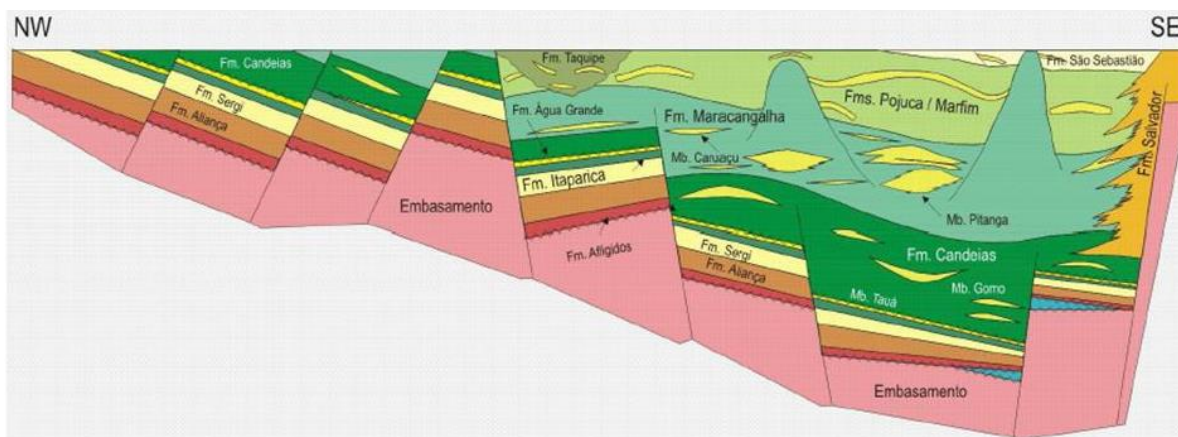


Figura 2.3 – Seção geológica esquemática da Bacia do Recôncavo na direção aproximada NW-SE, ressaltando a morfologia de meio gráben e o depocentro a leste (editado por Milhomen *et al.*, 2003).

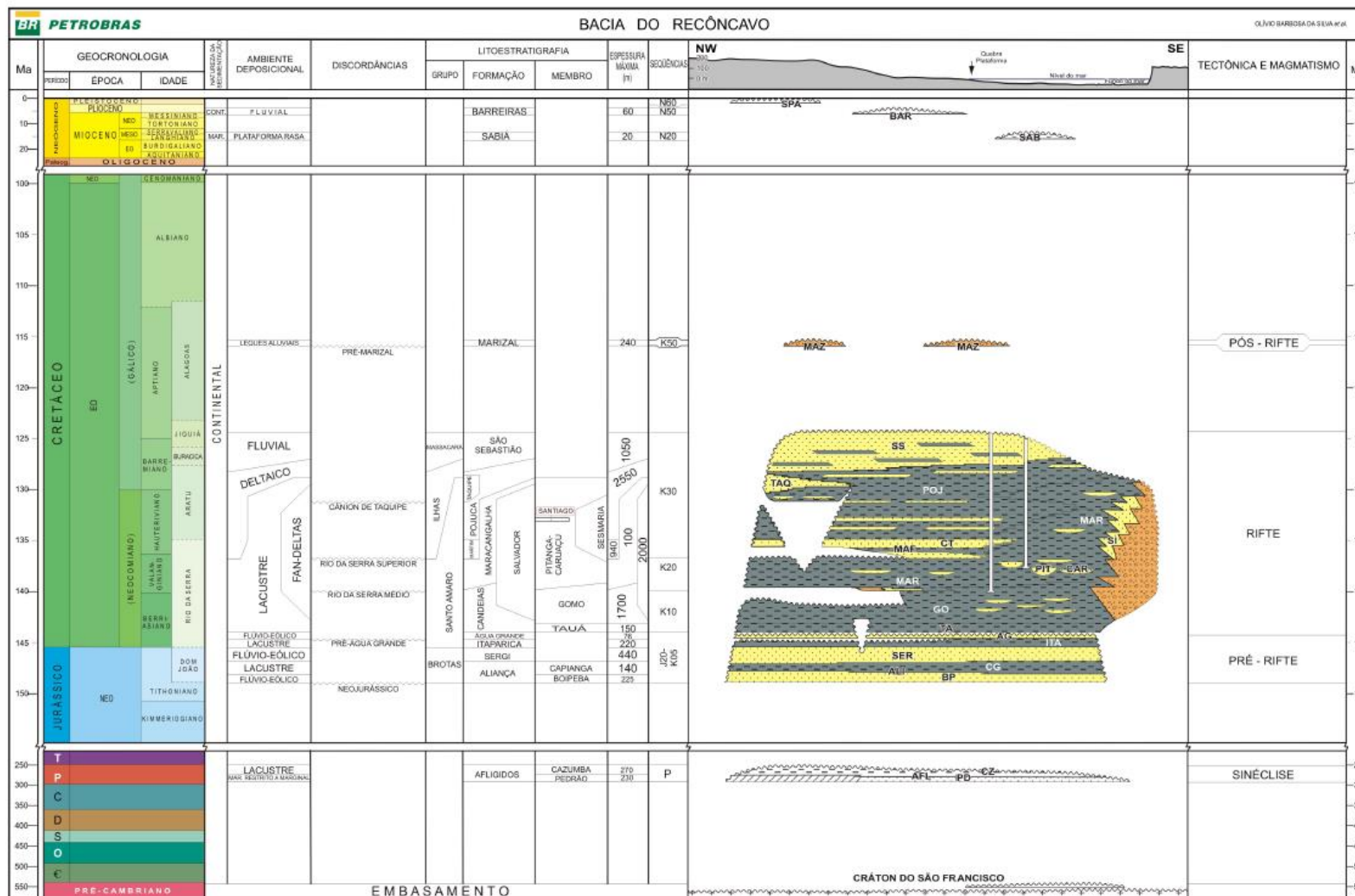


Figura 2.4 – Carta Estratigráfica da Bacia do Recôncavo. Adaptado de Silva et al. (2007).

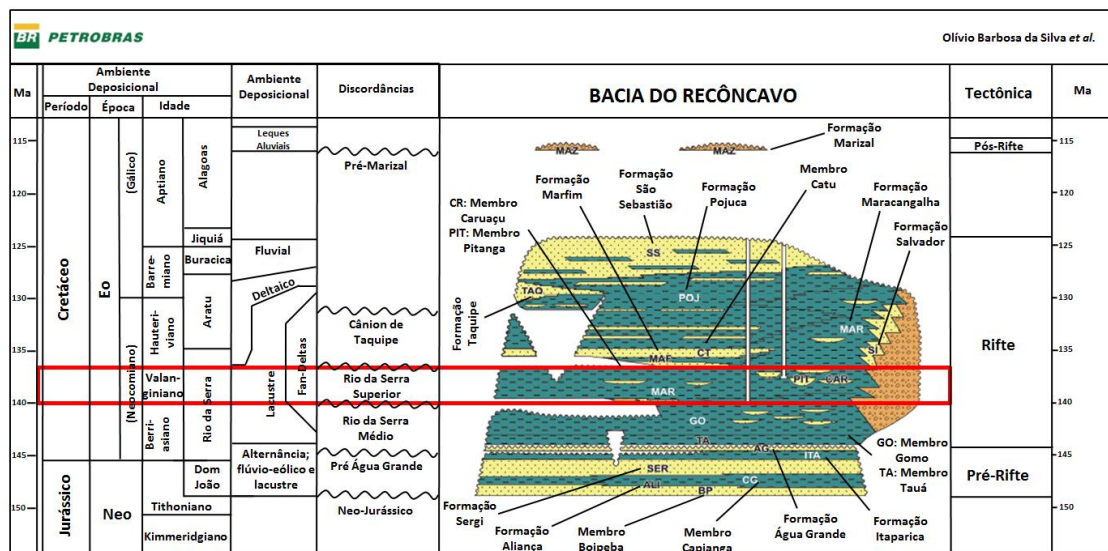


Figura 2.5 – Carta estratigráfica simplificada da Bacia do Recôncavo com destaque (em vermelho) do intervalo de interesse abordado no presente trabalho (Formação Maracangalha). Modificado de Silva *et al.* (2007).

2.1.1. Supersequência Paleozóica – Sequência Permiana

A Supersequência Paleozóica (Sequência Permiana) é representada pelos membros Pedrão e Cazumba da Formação Afligidos que foram depositados durante a fase de sinéclise em um paleoclima árido. As associações de fácies que caracterizam estas unidades mostram uma tendência geral regressiva com transição de uma sedimentação marinha rasa, marginal a bacias evaporíticas isoladas, ambientes de *sabkha* continental e, por fim, sistemas lacustres (Aguiar & Mato, 1990). Arenitos com feições de retrabalhamento por onda, laminitos algais e evaporitos, principalmente anidrita, caracterizam o Membro Pedrão (Silva *et al.*, 2007). No Membro Cazumba, pelitos e lamitos vermelhos lacustres predominam e nódulos de anidrita ocorrem na base desta seção.

Dados de palinologia atribuem idade permiana ao Membro Pedrão. A idade do Membro Cazumba ainda é controversa devido à pobreza no registro fossilífero. A interpretação de Caixeta *et al.* (1994) restringem ao Permiano a deposição de toda a Formação Afligidos.

2.1.2. Supersequência Pré-Rifte (Sequência J20 – K05)

Esta sequência abrange depósitos relacionados ao estágio inicial de deformação flexural da crosta decorrente dos esforços de distensão que geraram os riftes eocretáceos. Esta sequência é representada (da base para o topo) pelas Formações Aliança (Membro Boipeba), Sergi e Água Grande. Litologicamente, a Formação Sergi corresponde a arenitos finos a conglomeráticos, com intercalações de folhelhos e conglomerados que foram deposi-

tados em sistemas fluviais entrelaçados com ocasional retrabalhamento eólico. A Formação Água Grande, por sua vez, é composta por arenitos finos a grossos, com estratificação cruzada acanalada. Estes arenitos também foram depositados por sistemas fluviais e eólicos.

Esta supersequência pode ser subdividida em dois grandes ciclos separados entre si por episódios de transgressões lacustres regionais marcadas por sedimentação pelítica. Rochas pelíticas de coloração avermelhada do Membro Capianga (Formação Aliança) recobrem os depósitos flúvio-eólicos do Membro Boipeba. Folhelhos marrons a cinzentos da Formação Itaparica recobrem os depósitos da Formação Sergi. Análises micropaleontológicas indicam idade Neojurássica (Dom João; Tithoniano) às formações Aliança e Sergi e Eocretáceas (Rio da Serra Inferior; Eoberriasiano) para as formações Itaparica e Água Grande.

2.1.3. Supersequência Rifte (Sequências K10, K20 e K30)

O limite entre os estágios pré-rifte e rifte é um assunto controverso (Magnavita, 1996; Da Silva, 1996). Para Ghignone (1979), o arcabouço geral da bacia já estaria se delineando durante a deposição das formações Itaparica e Água Grande o que sugere um incipiente controle tectônico. Da Silva (1993, 1996), por sua vez, atribui o início da fase rifte ao momento de deposição das fácies flúvio-eólicas da Formação Água Grande. Na concepção de Da Silva (1993, 1996), a discordância erosiva que a separa da Formação Itaparica, na porção norte da bacia e, também, na Sub-bacia do Tucano Sul, estaria relacionada a uma rotação de blocos para sul o que implica em mudança do regime tectônico (Figura 2.2). Caixeta *et al.* (1994) e Magnavita (1996) atribuem o início da fase rifte ao episódio de afogamento regional representado pela deposição dos folhelhos escuros do Membro Tauá (Formação Candeias) que, por sua vez, recobrem discordantemente os arenitos eólicos da Formação Água Grande. Esta fase transgressiva estaria relacionada ao incremento nas taxas de subsidência com ruptura da crosta associada e não apenas a fatores climáticos. Alguns autores sustentam a ideia de que o primeiro aparecimento dos conglomerados sintectônicos de leques aluviais e *fandeltas* (Formação Salvador) seriam o registro do início do estágio rifte. A deposição destes conglomerados tem início após a deposição dos pelitos do Membro Tauá; Idade Mesorrio da Serra Inicial, ou Berriasiano (Figuras 2.4 e 2.5). Essa defasagem é compatível com o tempo necessário para o soerguimento das ombreiras do rifte e sua posterior erosão para formação destes depósitos (Magnavita, 1996). Ressalta-se que a ocorrência destes depósitos de leques aluviais e *fandeltas* se estendem até o Jiquiá (Neobarremiano/Eoaptiano). Adota-se nesse trabalho a concepção de Caixeta *et al.* (1994) e Magnavita (1996) que posiciona o início da fase rifte na base do Membro Tauá (Formação Candeias).

A seguir, serão descritas as três sequências (K10, K20 e K30) que compõem a fase rifte. Discordâncias limítrofes entre elas são bem definidas na porção oeste da bacia (mar-

gem flexural), região mais susceptível aos efeitos de variações do nível de base relacionados ao controle climático e/ou atividade tectônica. Seus limites nos depocentros são marcados por concordâncias relativas que expressam a continuidade da sedimentação nessas regiões. O padrão empilhamento estratigráfico geral se assemelha ao proposto por Lambiase (1990) para bacias rifte progressivamente assoreadas a partir de um estágio inicial de lago profundo.

As sequências K10 e K20 são compostas pelas formações Candeias (membros Tauá e Gomo) e Maracangalha e abrangem grande parte do Rio da Serra. O Membro Tauá se caracteriza por folhelhos escuros enquanto o Membro Gomo é formado por folhelhos cinza-esverdeados com intercalações de calcários e, eventualmente, lentes de arenitos finos que foram depositados por correntes de turbidez. Nesta fase, conglomerados sintectônicos da Formação Salvador começam a ocorrer intercalados com os pelitos na região da borda falhada da bacia. Estas litofácies de ambiente lacustre profundo constituem o preenchimento inicial da Bacia do Recôncavo. O estágio é identificado como de bacia faminta, ou seja, a geração de espaço de acomodação excede o suprimento sedimentar (Cupertino & Bueno, 2005). A entrada de sedimentos ocorreu de forma catastrófica a partir da propagação lateral do rifte sendo que a distância entre as áreas fonte e de deposição percorrida pelos sedimentos provenientes de ambas as bordas (falhada e flexural) foi controlada pela topografia do fundo. Esta topografia é geneticamente relacionada à atividade de falhas no embasamento e influenciou o surgimento de diversas geometrias deposicionais e suas respectivas litofácies: lentes de arenitos maciços, lobos turbidíticos e leques de conglomerados polimíticos (Cupertino & Bueno, 2005).

A Formação Maracangalha, objeto deste trabalho, caracteriza-se por pelitos lacustres, cinza-esverdeados a cinza-escuros, dentro dos quais ocorrem corpos de arenitos finos, argilosos e maciços do Membro Pitanga e camadas lenticulares de arenitos finos a médios, com estratificações cruzadas tangenciais e plano-paralelas do Membro Caruaçu. Estas litofácies caracterizam o ambiente lacustre que prevalecia no início da fase rifte, quando se definiu o arcabouço estrutural da bacia (Silva *et al.*, 2007). Nos depocentros, observa-se incremento batimétrico associado a fatores climáticos e tectônicos sendo que os folhelhos, calcilutitos e turbiditos do Membro Gomo representam este incremento batimétrico inicial durante o Eoberriasiano / Eovalanginiano (Mesorrio da Serra) quando a bacia desenvolveu uma fisiografia caracterizada por áreas plataformais relativamente estáveis e depocentros com elevadas taxas de subsidência (Aragão & Peraro, 1994). O assoreamento dos depocentros ocorreu ao longo do Neorrio da Serra (Eovalanginiano / Eohauteriviano) em consequência da atenuação da atividade tectônica conjugada ao incremento do aporte sedimentar e consequente redução do gradiente deposicional. Nesse intervalo de tempo ocorre a deposição de fluxos gravitacionais indicativos de paleobatimetrias elevadas dos membros Carua-

çu e Pitanga (Formação Maracangalha) cujas litofácies indicam processos de ressedimentação de frentes deltaicas em suas porções distais. A sobrecarga exercida pelos depósitos de fluxos gravitacionais da Formação Maracangalha aliada à fisiografia de meio-gráben foi responsável por argilocinese e geração de falhamentos lístricos sindeposicionais.

O registro do Rio da Serra é pontuado por discordâncias na borda flexural. O maior destes eventos erosivos resultou na omissão de grande parte do Rio da Serra Médio e base do Rio da Serra Superior (Neoberriasiano / Eovalanginiano) correspondente ao limite entre as sequências K10 e K20. Para Da Silva & Picarelli (1990), esta discordância teria origem em um provável rebaixamento do nível de base associado a uma mudança climática. O estudo das curvas de variações relativas das linhas de costa desenvolvido por Da Silva & Picarelli (1990) sugere a existência de duas sequências maiores separadas por discordâncias.

A primeira sequência (K10-20) é agradacional e coincide com a fase de maior atividade tectônica na bacia com a formação pelo rifteamento de uma calha alongada limitada a oeste pelas falhas de Água Grande e Araçás no Compartimento Central e pelas falhas de Candeias e Nova América no Compartimento Sul às quais constituem as linhas de charneira que condicionam a sedimentação dos arenitos da Formação Candeias. A biozona NRT-003 é a porção basal da sequência (equivalente ao Membro Gomo da Formação Candeias) e é característica de um clima úmido. A parte superior (biozona NRT-004 Inferior; equivalente à Formação Maracangalha) é característica de clima seco.

A segunda sequência (K30, biozona NRT-004 Superior; equivalente à Formação Marfim) é progradacional e dá início ao processo de assoreamento da bacia com a deposição em uma fase de relativa quiescência tectônica e clima seco. Esta mudança climática durante o Andar Rio da Serra Médio para o Rio da Serra Superior deve ter exercido influência significativa no tipo de sedimentação possibilitando intensificação progressiva de processos erosivos nas áreas adjacentes à bacia e deposição de espessos pacotes arenosos nas regiões mais profundas do rifte. Esta mudança climática é interpretada pelos autores como uma das causas do recuo da linha de costa do lago refletindo na mudança da microflora durante os andares Rio da Serra Médio e Superior.

As discordâncias registradas na borda flexural durante o Andar Rio da Serra podem também estar relacionadas à tectônica, pois foram observadas inversões de polaridade no compartimento sul da bacia (Cupertino & Bueno, 2005) de idades compatíveis ao Rio da Serra Médio (Eovalanginiano).

Durante o Neorrio da Serra (Valanginiano), a transgressão das plataformas, com deposição de folhelhos da Formação Maracangalha, marca a base da Sequência K20 (Silva *et al.*, 2007). A tendência regressiva (para o topo) que se estabelece está mais bem representada na direção dos baixos regionais, culminando, no Neorrio da Serra (Neovalanginiano / Eohauteriviano), na deposição de arenitos deltaicos (Membro Catu da Formação Marfim)

relacionados à base da Sequência K30. Em áreas plataformais isto não é observado, pois estiveram sujeitas a processos de erosão e/ou *bypass*, resultando na discordância que separa as sequências K20 e K30. Sua origem deve-se a um evento tectônico regional. Bueno (2001, 2004) associa esse evento à propagação diácrona do sistema de riftes da margem leste do Brasil, relacionando a discordância impressa nessas bacias ao tectonismo que promoveu contemporaneamente o encerramento da fase rifte e surgimento da crosta oceânica (no segmento entre o norte da Bacia de Pelotas e sul da Bacia de Santos). Na Bacia do Recôncavo, a margem flexural teria adquirido estabilidade tectônica aproximadamente nesta época (Cupertino & Bueno, 2005), que marca o fim da fase de expansão da bacia, em função do deslocamento, para leste, dos esforços relacionados à abertura do Atlântico Sul.

A base da Sequência K30 registra as primeiras entradas dos sistemas deltaicos na bacia, com progressivo deslocamento, para sul, dos sítios deposicionais lacustres, representados neste momento pelos depósitos da Formação Maracangalha. A seção basal, Membro Catu da Formação Marfim, depositou-se em *onlap* sobre as áreas plataformais antes sujeitas à erosão e/ou *bypass* (Silva *et al.*, 2007). A Formação Marfim é composta por arenitos cinza-claros intercalados com folhelhos cinza-esverdeados sendo que o nível arenoso bem caracterizado por marcos elétricos individualiza o Membro Catu. O marco de maior expressividade regional acima dos últimos arenitos do Membro Catu é denominado Marco 15, composto por calcarenitos e calcilitos vide Pereira & Viana (1984) e Mato *et al.* (1992), cuja feição em perfis de resistividade é um pico alto e abrupto. No final do Neorrio da Serra (Eohauteriviano), os arenitos deltaicos da Formação Marfim recobriram áreas plataformais sobrepondo-se discordantemente a sedimentos lacustres da porção basal do Rio da Serra Superior (Valanginiano). A forma da bacia assume, a partir de então, a geometria de rampa que caracteriza o Andar Aratu (Da Silva, 1993), onde ciclos deltaico-lacustres sucessivos (Formação Pojuca) mostram uma situação de baixo gradiente deposicional e baixas taxas de subsidência. A Formação Pojuca (depositada por sistemas deltaicos) é composta pela intercalação entre arenitos muito finos a médios (Membro Santiago) com folhelhos e siltitos. Pelitos e carbonatos lacustres relacionados ao afogamento recorrente do sistema deltaico possuem expressão comumente regional, constituindo importantes marcos estratigráficos (Silva *et al.*, 2007). O marco de maior expressividade regional acima dos últimos arenitos do Membro Santiago é denominado Marco 11 (composto por calcilitos), cuja feição em perfis de resistividade é um pico alto e abrupto.

No início do Aratu Médio (Neo-Hauteriviano), a reativação da Falha de Paranaguá (Bueno, 1987), associada a um provável rebaixamento do nível de base, sob controle climático (Amorim, 1992), deu origem ao Cânion de Taquipe, que se trata de uma feição erosiva alongada na direção norte-sul na porção centro-oeste da bacia. Nesta época, e ao longo do Neoaratu, ainda se desenvolviam os sistemas deltaicos da Formação Pojuca. A porção sul

da bacia (Baixo de Camaçari) e o Cânion de Taquipe constituíam, contudo, sítios preferenciais para a deposição lacustre (formações Maracangalha e Taquipe, respectivamente), com formação de depósitos relacionados a fluxos gravitacionais (Silva *et al.*, 2007). A Formação Taquipe é composta por folhelhos cinzentos com estratificação plano-paralela e lentes de arenitos maciços muito finos com estruturas de escorregamento.

Para o topo, o predomínio de sistemas fluviais (Formação São Sebastião) marca a fase final de assoreamento do rifte, que durante o Jiquiá esteve submetido a um novo ciclo tectônico, com a criação e a reativação de falhamentos (Aragão & Peraro, 1994). As maiores taxas de subsidência são compensadas, no entanto, por elevadas taxas de aporte sedimentar, resultando em uma sucessão estratigráfica de caráter agradacional, com preservação de espessas seções fluviais pertencentes à Formação São Sebastião (Silva *et al.*, 2007). A Formação São Sebastião é composta por arenitos grossos, amarelo-avermelhados com intercalações de níveis argilosos e sílticos.

Conglomerados sintectônicos da Formação Salvador ocorrem ao longo de todo o intervalo, estendendo-se até o Jiquiá (Silva *et al.*, 2007). A representação na Carta Estratigráfica do Recôncavo, no entanto, não contempla toda a amplitude temporal envolvida na deposição desses conglomerados porque retrata a extremidade sudeste da bacia, onde grande parte desta sequência encontra-se omitida por erosão.

2.1.4. Supersequência Pós-Rifte (Sequência K50) e Sequências do Neógeno

É composta por rochas sedimentares clásticas grossas (conglomerados e arenitos) além de folhelhos e calcários da Formação Marizal de idade Neo-Alagoas (Neo-Aptiano). Na Formação Marizal predominam arenitos finos a grossos com estratificação cruzada cuja deposição está relacionada a sistemas alúvies desenvolvidos na fase pós-rifte (durante a subsidência térmica; pós rifte). Os estratos são subhorizontais e se assentam discordantemente sobre aqueles das sequências da fase rifte (Da Silva, 1993).

Não existem registros de depósitos neocretáceos na Bacia do Recôncavo (Silva *et al.*, 2007). O Neógeno, de ocorrência subordinada, é representado por folhelhos cinza-esverdeados e calcários impuros da Formação Sabiá e por arenitos grossos com estratificação cruzada da Formação Barreiras que fazem parte, respectivamente, das sequências N20 e N50. As rochas carbonáticas da Formação Sabiá foram depositadas durante uma transgressão marinha miocênica (Petri, 1972). A Formação Barreiras é caracterizada por um sistema de leques alúvies pliocênicos. A Sequência N60, por sua vez, abrange sedimentos pleistocênicos e holocênicos de praias e aluviões (SPA) que compõem a fisiografia atual da bacia e recobrem o embasamento da borda leste da bacia (Silva *et al.*, 2007).

2.2. Arcabouço Estrutural

2.2.1. Ruptura do Gondwana e o Sistema de Riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá

Szatmari *et al.* (1987) relacionam o início da extensão crustal sofrida pelo Supercontinente Gondwana ao Período Triássico. Três domínios principais foram individualizados na atual margem leste do Brasil a partir do Jurássico. Esses domínios são representados por duas áreas dômicas e uma depressão entre elas. A primeira área dômica situa-se entre Florianópolis e Rio de Janeiro, e a segunda, entre Pernambuco e Paraíba. A depressão é denominada de Depressão Afro-Brasileira por Medeiros & Ponte (1981) e foi gerada por deformação plástica da litosfera decorrente do adelgaçamento crustal relacionado aos esforços distensivos.

Milani (1987) associa esforços distensivos cuja direção predominante é N60°W a heterogeneidades do embasamento que condicionaram falhamentos normais jurássicos resultando na formação dos meio-grábens do Sistema de Riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ). A Placa Sul-Americana sofreu uma rotação no sentido horário durante o Cretáceo Inferior em relação à Placa Africana (Szatmari *et al.*, 1987). Segundo os autores, a ruptura aproveitou heterogeneidades do embasamento associada à rotação da Placa Sul-Americana e proporcionou o surgimento da Microplaca do Nordeste Brasileiro (Figura 2.6). A Microplaca do Nordeste Brasileiro teve movimento relativo anti-horário com eixo de rotação situado próximo a Bacia de Jatobá; esta rotação foi responsável pela formação do Sistema de Riftes RTJ. No Aptiano, o eixo principal do processo de ruptura continental se concentrou na atual margem leste do nordeste Brasileiro (culminando no surgimento da Bacia de Sergipe-Alagoas) e abandonando o rifte anterior. Szatmari & Milani (1999) associam o abandono do processo de ruptura do Sistema de Riftes RTJ à existência do Lineamento Pernambuco-Alagoas que interrompeu o desenvolvimento do processo na direção norte. Bueno (2001, 2004) correlaciona este evento à discordância Pré-Aratu, presente em diversas bacias da margem continental e interpretadas como discordâncias de propagação do rifte.

O diacronismo entre gerações de *seaward dipping reflectors* (SDR), de enxames de diques e de lineações magnéticas observadas nas margens sul-americana e africana, suporta a interpretação de um rifte propagante para o Atlântico Sul (Bueno, 2004). Durante o Pré-Rifte ocorre uma subsidência gradual no segmento norte e ascensão da astenosfera no sul (vinculada à Pluma Tristão da Cunha). Esta pluma foi responsável pelo magmatismo da Província do Paraná – Etendeka (PPE). A primeira ruptura se estendeu até as proximidades dos atuais afloramentos da PPE por volta de 132 Ma, quando o magmatismo continental é drasticamente reduzido e surge o conjunto simétrico de SDR São Jorge - Pelotas sobre a

discordância da ruptura. O aumento da taxa de estiramento crustal a norte gerou a Charneira Atlântica além da discordância intra-rifte nas bacias africanas. No lado brasileiro, ocorreu a rotação da Microplaca do Nordeste Brasileiro, responsável pela substituição do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá pela zona de falhas transcorrentes Sergipe-Alagoas durante a separação continental e a formação da discordância Pré-Aratu (132 ± 2 Ma), cronoequivalente à africana e marco do limite Valanginiano-Hauteriviano (Bueno, 2004).

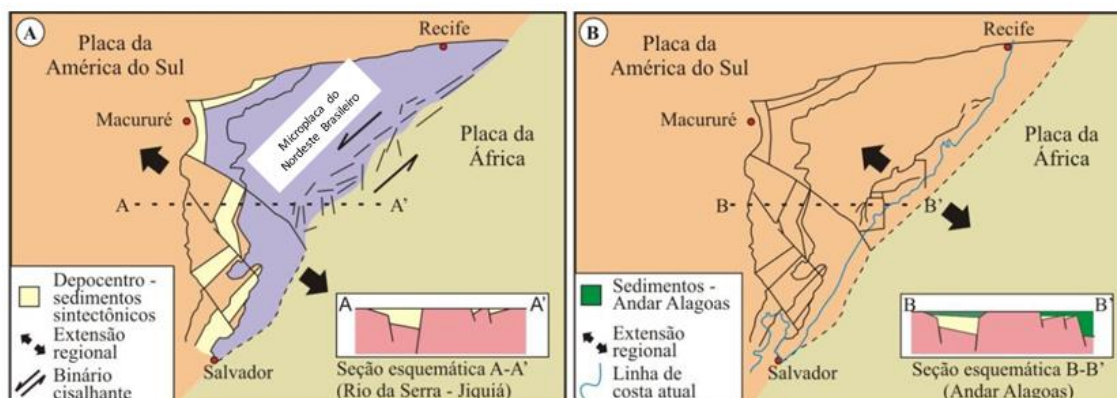


Figura 2.6 – Evolução da Microplaca do Nordeste Brasileiro. (A) Formação do rifte intracontinental e cisalhamento na borda oeste da microplaca. (B) Eixo de ruptura migra para a margem continental abandonando o rifte interior e consolidando a Placa da América do Sul. Modificado de Milani (1987).

2.2.2. As Bacias do Sistema Recôncavo-Tucano-Jatobá

As bacias do sistema Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ), assim como as demais bacias das margens atlânticas brasileiras e africanas mantêm relações genéticas que se associam ao evento de distensão de placas litosféricas ocorrido no Eocretáceo, que culminou com rompimento continental e desenvolvimento do Oceano Atlântico Sul (Oliveira, 2005). A evolução termomecânica da depressão, onde mais tarde se instalou o Sistema de Riftes RTJ, pode ser dividida em quatro estágios tectono-sedimentares denominados de Sinéclise, Pré-Rifte, Rifte e Pós-Rifte (Ponte e Asmus, 1976; Ojeda, 1982). O Sistema de Riftes RTJ teve seu processo evolutivo abortado antes do estágio de geração de crosta oceânica, ou seja, não evoluiu até o seu rompimento final. Este sistema possui 400 km de extensão por 100 km de largura e se estrutura por um arranjo de sucessivos grábens assimétricos (Magnavita, 1992) orientado na direção NNE-SSW na porção sul (Bacia do Recôncavo), NS na porção central (Bacia do Tucano) e ENE-WSW na porção norte (Bacia de Jatobá) (Figura 2.1).

A Bacia do Recôncavo representa uma estrutura de meio gráben com assimetria para sudeste, cuja borda falhada é representada pela Falha de Salvador (Figuras 2.2 e 2.3). Essa falha apresenta rejeito de até 6 km e estrutura-se segundo um conjunto de falhas sintéticas e antitéticas (Milani & Davison, 1988; Magnavita, 1992; Szatmari & Milani, 1999). Além da grande presença de falhas sintéticas e antitéticas compondo o arcabouço estrutu-

ral, ocorrem estruturas transversais de grande importância na migração e acúmulo de hidrocarbonetos (Magnavita, 1992; Milani & Davison, 1988; Destro *et al.*, 2003). Os principais depocentros da bacia são o baixos estruturais de Camaçari e Alagoinhas cujas seqüências de preenchimento sin-rifte alcançam 6 e 3,9 km, respectivamente. Esses depocentros situam-se, respectivamente, em suas porções sudeste e noroeste (Milani & Davison, 1988; Magnavita, 1992). Outro depocentro de grande importância é o Baixo de Miranga, situado no Compartimento Central onde a área de trabalho se encontra inserida. Essa feição possui uma área de 3.500 km² e apresenta intensa movimentação diapírica de folhelhos, associada a falhas de crescimento.

As principais estruturas deformacionais de caráter regional da bacia são: Falha da Barra (herdada da inflexão do Cinturão Granulítico Atlântico junto ao Cráton São Francisco), Falha de Mata-Catu, Falha de Itanagra-Araçás, Falha de Maragogipe (limite oeste da bacia e com rejeito inferior a 200 m) e Alto de Aporá (Figuras 2.2 e 2.7). As falhas de Mata-Catu e Itanagra-Araçás são classificadas como falhas de alívio (Destro *et al.*, 2003) e são responsáveis pela individualização de três compartimentos na bacia: Sul, Central e Nordeste.

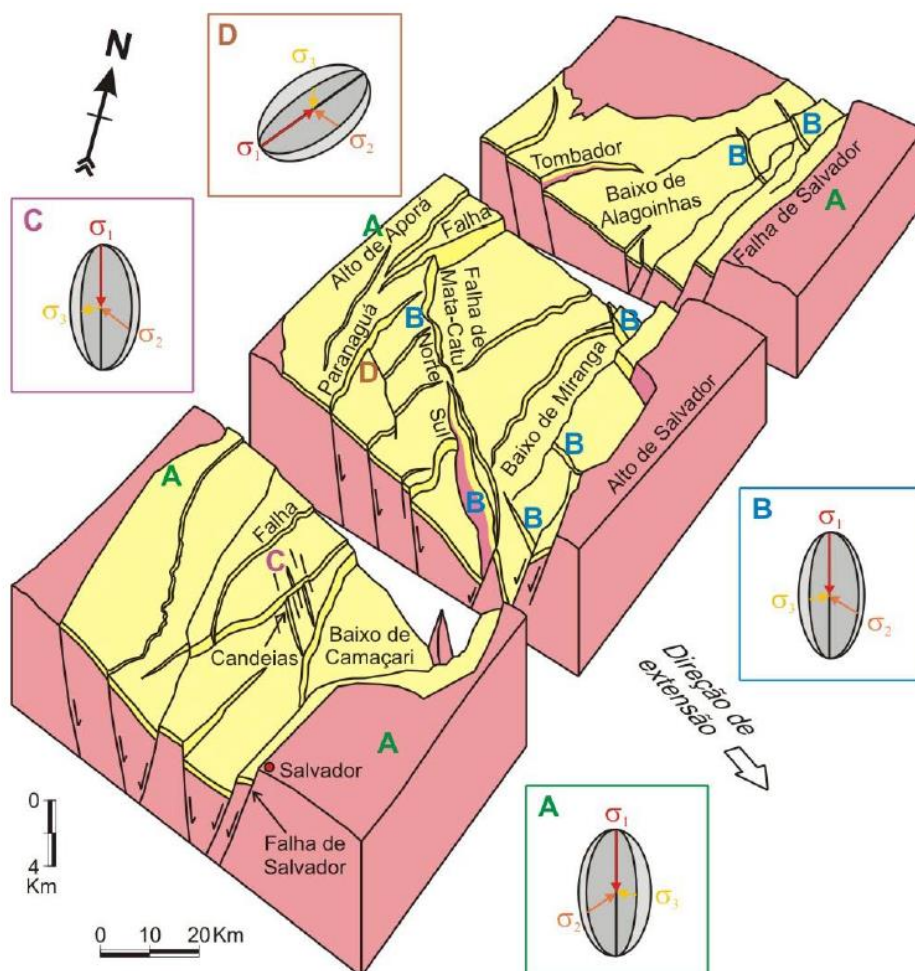


Figura 2.7 – Bloco diagrama com as principais feições estruturais da Bacia do Recôncavo e campos de tensões associados. (Destro *et al.*, 2003; editado por Scherer *et al.*, 2007).

2.3. Área de Estudo

O Campo de Miranga, descoberto na década de 1960, localiza-se no Compartimento Central da Bacia do Recôncavo (regionalmente entre as falhas de Mata-Catu e Itanagra-Araçás), na feição geológica denominada Baixo de Miranga, ocupando uma área de 25 km². Geograficamente, o campo se situa no Município de Pojuca e dista 80 km a nordeste da cidade de Salvador (Estado da Bahia). O poço exploratório descobridor, perfurado no ápice de uma estrutura dômica mapeada por sísmica 2D, revelou-se portador de óleo nos reservatórios deltaicos rasos das formações Pojuca e Marfim. A partir da década de 1980, se iniciou o interesse por reservatórios portadores de gás em horizontes mais profundos, pertencentes à Formação Maracangalha (objetivo desse estudo).

O campo conta com mais de 500 poços perfurados onde os objetivos são os reservatórios rasos de origem deltaica das formações Pojuca e Marfim, e aproximadamente 100 poços nos quais os alvos são os reservatórios profundos da Formação Maracangalha. Dois levantamentos sísmicos 3D foram realizados na área; o primeiro deles com foco exploratório data do início da década de 1990 e o segundo, com foco em reservatórios, foi realizado em 2008.

Este campo tem elevado potencial petrolífero, com acumulações em diversos níveis estratigráficos apesar do estágio maduro de exploração da bacia. A região configura-se estruturalmente como um domo falhado, alongada na direção NE-SW e circundada por diápiros de folhelhos. Esses diápiros são importantes feições ao redor do campo que condicionam sua configuração estrutural dômica além de ter importante papel na geração, migração e trapeamento de hidrocarbonetos nos reservatórios arenosos presentes. Destacam-se, nesse contexto, os diápiros de Lagoa Verde (também conhecido como Pedra do Salgado), Biriba e Miranga Norte.

3. Revisão sobre Processos e Depósitos Relacionados a Fluxos Gravitacionais

Os corpos arenosos que compõem a Formação Maracancagalha no Campo de Miranga representam depósitos cuja gênese está relacionada a processos gravitacionais subaquosos, mais especificamente, fluxos de massa. Em decorrência disto, torna-se importante uma revisão conceitual sobre fluxos gravitacionais de massa, envolvendo caracterização dos aspectos sedimentológicos e estratigráficos além da discussão acerca dos fatores alocíclicos que controlam a sedimentação. A seguir apresenta-se uma breve revisão dos processos onde diversas classificações são citadas em ordem aproximadamente cronológica e de relevância com ênfase nos trabalhos que tratam de deslizamentos e escorregamentos.

A classificação de Dott (1963) parte da premissa básica que todos os sedimentos finos são suscetíveis a perturbações em suas estruturas de empacotamento devido à movimentação interna de fluidos.

O comportamento dinâmico pode ser de três tipos: elástico, plástico ou de fluido viscoso. O comportamento elástico relaciona-se a movimentos de massa cujo fluxo interno é praticamente desprezível. Dois exemplos desse comportamento são **avalanches** (*rock falls*) e **deslizamentos** (*slides*); o primeiro se relaciona a quedas repentinas e rolamento de fragmentos internamente rígidos; o segundo, por sua vez, se relaciona a movimentos de massas sedimentares internamente rígidas ou semi-consolidadas ao longo de planos discretos de cisalhamento. O fluxo plástico se inicia quando a tensão aplicada ultrapassa o limite de resistência coesiva dos sedimentos; a estratificação original é preservada, mas a deformação se torna evidente. **Escorregamentos** (*slumps*) representam o exemplo típico desse comportamento dinâmico, porém ainda com uma componente elástica devido à existência de planos discretos de cisalhamento ao longo dos quais ocorrem os movimentos rotacionais de massas sedimentares. Um exemplo francamente dominado pelo comportamento plástico, segundo o autor, seriam os **fluxos de massa** (fluxos de lama e fluxos de detritos), pois os mecanismos do movimento envolvem cisalhamento entre partículas (a tensão excede o limite de resistência dos sedimentos coesivos). O **fluxo de fluido viscoso** ocorre quando o limite líquido é excedido; a partir de então, a coesão sedimentar, e conseqüentemente, a estratificação são destruídas e o material sedimentar entra em suspensão. Segundo o autor, esse comportamento é característico das correntes de turbidez.

Em linhas gerais, o autor reconhece quatro tipos de movimentos de massa subaquosos: avalanches / deslizamentos; escorregamentos; fluxos de massa plásticos e fluxos de fluidos viscosos. Os possíveis mecanismos gatilhos dos movimentos de massa levantados por Dott (1963) são: sobrecarga sedimentar, sismos e sobrepressão hidráulica de poros (causadas por ondas, marés, etc).

Middleton & Hampton (1973) classificam genericamente os fluxos da mistura água/sedimentos que são transportados talude abaixo sob a ação de gravidade como fluxos gravitacionais de sedimentos. O sedimento é movido por gravidade e a continuidade dessa cinemática deve-se ao fluido intersticial. Os autores distinguem quatro tipos principais destes fluxos de acordo com a origem do mecanismo de suporte de grãos: (1) **correntes de turbidez**, nas quais os sedimentos são suportados principalmente pela componente ascendente da turbulência do fluido; (2) **fluxos de sedimentos fluidizados**, nos quais o sedimento é suportado pelo fluxo ascendente proveniente de fluidos que escapam entre os grãos que são decantados por gravidade; (3) **fluxos de grãos**, nos quais o sedimento é sustentado diretamente da colisão grão-grão; (4) **fluxos de detritos**, nos quais grãos maiores são suportados pela matriz, ou seja, a mistura intersticial entre fluidos e sedimentos finos.

Segundo os autores, escorregamentos e deslizamentos estariam fora deste contexto, pois diferem no grau de deformação interna e mecanismos de movimentação. Middleton & Hampton (1973) ressaltam ainda que essa classificação genética com mecanismos hipotéticos deve ser aplicada com cautela visto que fluxos gravitacionais de sedimentos reais podem ter mais de um mecanismo atuante. Outros mecanismos (tais como a tração) podem operar durante os últimos estágios de deposição gerando ou modificando por completo as texturas e estruturas observadas nos produtos finais destes fluxos.

Carter (1975) classifica os processos de transporte de massa subaquosos como um *continuum*, desde **avalanches (rockfalls)**, **rastejamentos (creeps)**, **deslizamentos (slides)**, **escorregamentos (slumps)**, **fluxos inerciais laminares**, até os **fluxos turbulentos**. As **avalanches (rockfalls)** são caracterizadas por curtas distâncias de transporte em taludes íngremes com rolamento ou queda livre de clastos individuais. Os **rastejamentos (creep)** seguem a definição de Flugge (1967) *apud* Carter (1975) que associa o fenômeno a uma deformação crescente por carga onde a taxa de tensão é dependente da pressão. **Deslizamentos** e **escorregamentos** estariam associados à movimentação corpos sedimentares ao longo de planos de cisalhamento discretos (em taludes com qualquer inclinação) associados a um pequeno ou ausente fluxo interno. Os **fluxos turbulentos** estão associados a taludes suaves onde grandes volumes de material lamoso a granular é remobilizado com clastos suportados pelo fluido durante o movimento. As unidades deposicionais apresentam limites distintos, bases erosivas e topo gradacional para sedimentos hemipelágicos interturbidíticos. A deposição se dá por queda da suspensão turbulenta associada a cisalhamento basal.

Segundo o autor, processos de fluxo laminar (**fluxo inercial**) são divididos entre aqueles que envolvem fluido intersticial de baixa viscosidade (**grain flow**) e aqueles que são formados por fluidos de alta viscosidade (**slurry flow**). Para o fluxo de grão (**grain flow**), a fase contínua (geralmente água) apresenta comportamento do tipo newtoniano e a pressão

dispersiva é gerada pelo impacto entre os grãos na fase dispersiva. No **slurry flow**, por sua vez, a alta viscosidade é dada pela mistura argila-água cujo comportamento da fase contínua é do tipo não-newtoniano. O fluxo de detritos seria um tipo específico de **slurry flow**, no qual uma grande quantidade de clastos suspensos faria parte da mistura.

A revisão bibliográfica proposta por Nardin *et al.* (1979) sobre os processos de movimentos de massa resume diversas abordagens onde mecanismos de transporte e suporte de grãos são agrupados de acordo com seus comportamentos mecânicos (elástico, plástico ou viscoso).

Avalanches e **deslizamentos** são exemplos de comportamento elástico. Taludes íngremes são requisitos para a geração de depósitos de **avalanche**. Os depósitos são mal selecionados, clasto suportado, com clastos (ou blocos) angulares a subangulares e com aparência caótica (sem gradação). Sismicamente apresentam reflexão basal forte, com refletores internos mal definidos e hiperbólicos.

Os autores interpretam dois tipos de **deslizamentos**: **glides** e **escorregamentos**. **Deslizamentos** são definidos como movimentos essencialmente rígidos onde massas sedimentares com pouca ou nenhuma deformação são movidas ao longo de superfícies de cisalhamento discretas. **Glides** representam movimentos de massa ao longo de superfícies planas enquanto **escorregamentos** associam-se a deslocamento com movimentos rotacionais. Algum grau de comportamento plástico é admitido nesta definição, pois deformação interna ocorre com frequência na base e região distal de corpos sedimentares submetidos ao processo de **deslizamento**. Na sísmica, apresentam-se com forte reflexão basal e refletores contínuos a ligeiramente deformados. Apresentam aspecto *hummocky* na região distal.

Mecanismos de transporte francamente plásticos aplicam-se aos **fluxos de massa** que incluem **fluxos de detritos**, **fluxos de lama** e **fluxo de grãos inerciais**. Os **fluxos de detritos** são suportados pela coesão da matriz argilosa e, subordinadamente, pela flutuabilidade. Depósitos de **fluxos de detritos** são do tipo matriz suportado com gradação e fábrica pobremente desenvolvidas. As camadas são, em geral, maciças podendo apresentar gradação inversa e imbricamento na base dos depósitos em consequência do cisalhamento. Sismicamente, os corpos apresentam forma de lentes ou *mounds*, com reflexões internas caóticas a transparentes.

Finalmente, o comportamento de fluxo viscoso é representado por **fluxos viscosos de grãos**, **fluxos liquefeitos**, **fluxos fluidizados** e **correntes de turbidez**. **Fluxos viscosos de grãos** são suportados pela pressão dispersiva gerada em decorrência da interação entre os grãos. Por sua vez, **fluxos liquefeitos** são suportados pelo movimento ascendente do fluido intergranular, causado pela mudança de grau de empacotamento de grãos por colapso enquanto os **fluxos fluidizados** (não coesivos) suportam-se em decorrência do escape ascendente de fluidos intersticiais. As estruturas geradas são escape de fluidos, diques

de areia, estruturas de carga e laminações convolutas. Não são reconhecíveis na sísmica por serem muito delgadas (abaixo do limite de resolução do dado).

Correntes de turbidez, cujo comportamento também é de fluxo viscoso, são suportadas pela turbulência do fluido. As estruturas sedimentares típicas apresentam-se empilhadas segundo o padrão das sequências de Bouma (1962). Sísmicamente, os depósitos apresentam-se acamadados com reflexões contínuas e padrão de terminação de refletores em *onlap*. Se canais estiverem presentes, reflexões descontínuas ou hiperbólicas podem ocorrer.

Conforme exposto, existem padrões típicos de feições sedimentares associadas a cada processo, entretanto, em um único depósito pode haver registros de mais de um tipo de fluxo. Padrões de reflexões sísmicas podem também ser usados para inferir principais processos. A Tabela 3.1 resume esquematicamente essas características na concepção dos autores com seus respectivos mecanismos associados.

Lowe (1979) propõe uma classificação que se baseia primeiramente na reologia, onde fluxos de fluidos e fluxos de detritos são diferenciados pelos seus respectivos comportamentos fluido e plástico (binghamiano). Esses dois tipos básicos de fluxos são subdivididos nas cinco seguintes categorias baseadas no mecanismo de suporte de partículas dominante: correntes de turbidez (turbulência), fluxos fluidizados (fluidização; suporte total por fluido de escape intersticial), fluxos liquefeitos (parcialmente suportados pelo escape de fluido intersticial), fluxos de grãos (pressão dispersiva) e fluxos de lama (coesão da matriz e flutuabilidade). Na Tabela 3.2 é apresentado um resumo esquemático desta classificação.

Processo de Transporte de Massa		Comportamento Mecânico do Fluxo	Mecanismo de Transporte e Suporte Sedimentar	Estruturas Sedimentares	Características nas Reflexões Sísmicas	
Avalanches		Elástico	Queda livre (e subordinadamente rolamento) de blocos ou clastos individuais ao longo de taludes íngremes	Conglomerados clasto suportados, mal selecionados, caóticos, com matriz variável.	Mal definidas a hiperbólicas	
Deslizamentos	<i>Glide</i>		Colapso ao longo de planos de cisalhamento discretos com pequena deformação interna ou rotação.	Acamamento contínuo e com baixa deformação apesar de algum nível de deformação plástica estar presente na base e porção distal. Dobras convolutas, falhas, juntas, <i>slickensides</i> , <i>grooves</i> e blocos rotacionais (no caso dos escorregamentos).	Geralmente contínuas, porém com deformações nas porções distais.	
	Escorregamentos		Colapso acompanhado de rotação ao longo de superfícies de cisalhamento discretas com pequena deformação interna.			
Fluxo Sedimentar Gravitacional	Fluxos de Massa	Plástico	Cisalhamento distribuído ao longo da massa sedimentar. A coesão deve-se ao conteúdo de argila presente. Mecanismo adicional de suporte deve-se a fluabilidade.	Depósitos do tipo matriz suportado com fábrica aleatória, tamanho de clastos variáveis, <i>rafts</i> , gradação inversa e estruturas de fluxo.	Caóticas a transparentes.	
	Fluxos de Fluidos	Fluxo de Grãos (inercial viscoso)	Limite Líquido	Suportado por pressão dispersiva (não coesivos). O fluxo pode ser inercial (alta concentração) ou viscoso (baixa concentração). Requer taludes íngremes.	Depósitos maciços com gradação inversa próxima a base e imbricação.	Não resolvidas.
		Fluxos Liquefeitos	Viscoso	Suportado pelo movimento ascendente de fluidos causado pela mudança no grau de empacotamento do depósito (não coesivos).	Estruturas de escape de fluidos, diques de arenito, estruturas em chama, cargas, convolutas e sedimentos homogeneizados.	
		Fluxos Fluidizados		Suportado pelo movimento ascendente de fluidos intersticiais (não coesivos).		
		Correntes de Turbidez		Suportado pela turbulência do fluido.	Sequências de Bouma	Contínuas com terminação de refletores em <i>onlap</i> .

Tabela 3.1 – Classificação dos processos de transporte de massa proposta por Nardin *et al.* (1979). Adaptado.

Comportamento do Fluxo	Tipo de Fluxo		Mecanismo de Suporte Sedimentar
Fluido	Fluxo de Fluidos	Corrente de Turbidez	Turbulência do Fluido
		Fluxo Fluidizado	Totalmente suportado pelo fluido de escape intersticial
		Fluxo Liquefeito	Parcialmente suportado pelo fluido de escape intersticial
Plástico (binghamiano ou não newtoniano)	Fluxo de Detritos	Fluxo de Grãos	Pressão Dispersiva
		Fluxo de Lama ou Fluxo de Detritos Coesivos	Resistência (Coesão) da Matriz

Tabela 3.2 – Classificação dos tipos de fluxos, com seus respectivos mecanismos de suporte de grãos proposta por Lowe (1979).

Coleman & Prior (1988) discutem que movimentos gravitacionais em ambiente subaquoso são difíceis de classificar, pois os mecanismos deformacionais e processos associados são inferidos a partir da geometria da massa sedimentar resultante (remotamente acessada) além do fato de que as características deposicionais são observadas ou medidas após a ocorrência do evento de transporte de massa. Os autores dividem os movimentos gravitacionais em **avalanches**, **deslizamentos** e **fluxos subaquosos**.

Segundo os autores, **avalanches** são definidas como queda livre de rochas, lama ou partículas tamanho areia restritas a taludes muito íngremes a verticais em ambiente subaquoso.

Deslizamentos, por sua vez, envolve movimento de uma massa sedimentar ao longo de superfícies discretas de cisalhamento. Estes podem ser de três tipos, de acordo com a geometria da superfície de cisalhamento basal: **translacionais**, **retrogradacionais múltiplos** ou **rotacionais**. **Deslizamentos translacionais** ocorrem quando a superfície de cisalhamento é inclinada e aproximadamente paralela ao talude e “pranchas” de sedimento inconsolidado ou parcialmente litificado são deslocadas talude abaixo. **Deslizamentos múltiplos retrogradacionais** ocorrem quando a queda contínua e a interação entre corpos deslizados adjacentes produzem feições múltiplas que aumentam a instabilidade mergulho acima do talude. **Deslizamentos rotacionais** são definidos como deslocamento de blocos sedimentares relativamente intactos sobre superfícies de deslizamento curvas (com formato de colher).

Os autores seguem o esquema de classificação de Middleton & Hampton (1976) para os fluxos subaquosos onde são reconhecidos quatro processos principais: fluxos de detritos, fluxos liquefeitos, fluxos de grãos e fluxos turbidíticos.

São reconhecidos por Coleman & Prior (1988) quatro mecanismos gatilho dos movimentos de massa: movimentos tectônicos (causando *oversteepening* ou aumento da pressão de poros), sobrecarga sedimentar (associada ao aumento da pressão de poros em ambientes com alta taxa de sedimentação), rápidas variações do nível do mar / lago, carga cíclica por ondas e atividade biológica.

O trabalho de Stow *et al.* (1996) sobre processos de ressedimentação classifica como movimentos de massa subaquosos o *continuum* cujos membros extremos são deslizamentos subaquosos e correntes de turbidez diluídas. Os autores seguem o esquema de classificação de Lowe (1979), citada anteriormente, quanto ao comportamento reológico e mecanismos de suporte de grãos. A Figura 3.1 apresenta de forma esquemática as definições dos autores.

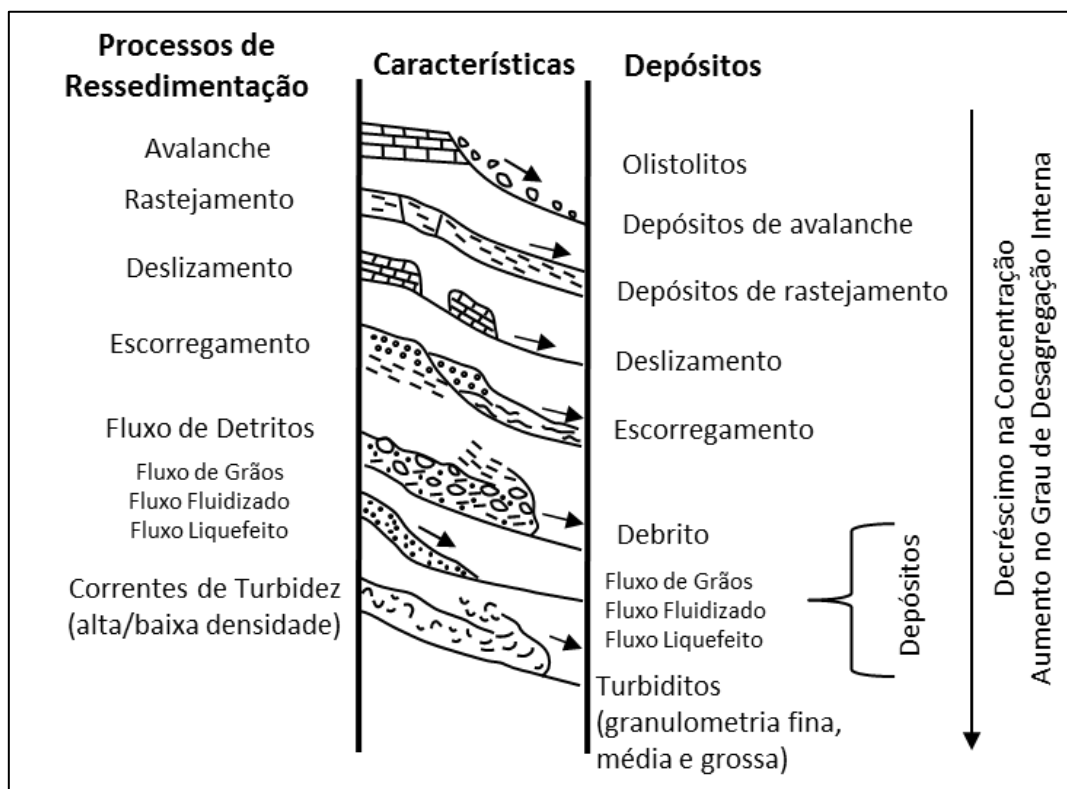


Figura 3.1 – Processos que operam em ambientes de águas profundas. Adaptado de Stow *et al.* (1996).

Avalanches (*rock falls*): São eventos de curta duração onde blocos de material litificado caem de taludes íngremes em ambiente subaquoso. A interação entre os clastos é mínima e ao atingirem a base do talude, ocorre colisão com clastos de eventos de quedas anteriores formando depósitos de *talus* subaquoso. Taludes com a inclinação necessária para este tipo de processo ocorrem confinados a escarpas de falhas ativas, margens de

plataformas carbonáticas e cabeceiras de cânions incisos. Muitas avalanches são disparadas por sismos ou grandes tempestades. Os depósitos formados são brechas caóticas com alta porosidade que tende a ser preenchida por sedimentos pelágicos a hemipelágicos. Grandes blocos isolados, na forma de olistolitos, podem cair na base dos taludes no meio de sedimentos finos deformando suas estruturas originais.

Rastejamento (*creeps*): É um processo de deformação lenta devido à ação da gravidade mergulho abaixo exercida pelo peso da carga sedimentar. O processo análogo em ambiente subaéreo é a solifluxão em encostas de morros e montanhas. Este processo pode ocorrer em intervalos de horas a milhares de anos e ser contínuo ou intermitente. Quando a tensão cisalhante é alta; rastejamentos podem ser precursores de processos de escorregamentos e deslizamentos.

Deslizamentos (*slides*): Envolvem grandes blocos de material parcial ou completamente litificados que se movem isoladamente ou em conjunto, em contato contínuo com os sedimentos subjacentes. Esses blocos movem sem deformação interna, pois todo o cisalhamento concentra-se na superfície basal. Deslizamentos ocorrem em uma grande variedade de escalas e distâncias de transporte sendo que os maiores envolvem blocos com dezenas de quilômetros deslocando-se ao longo de alguns quilômetros. Os deslizamentos podem ser rotacionais com superfícies de cisalhamento curvas ou translacionais quando a superfície de cisalhamento é plana. Estes últimos possibilitam maiores distâncias de transporte. Porções proximais do corpo que sofre escorregamento são favoráveis à formação de falhas normais lístricas (Figura 3.2).

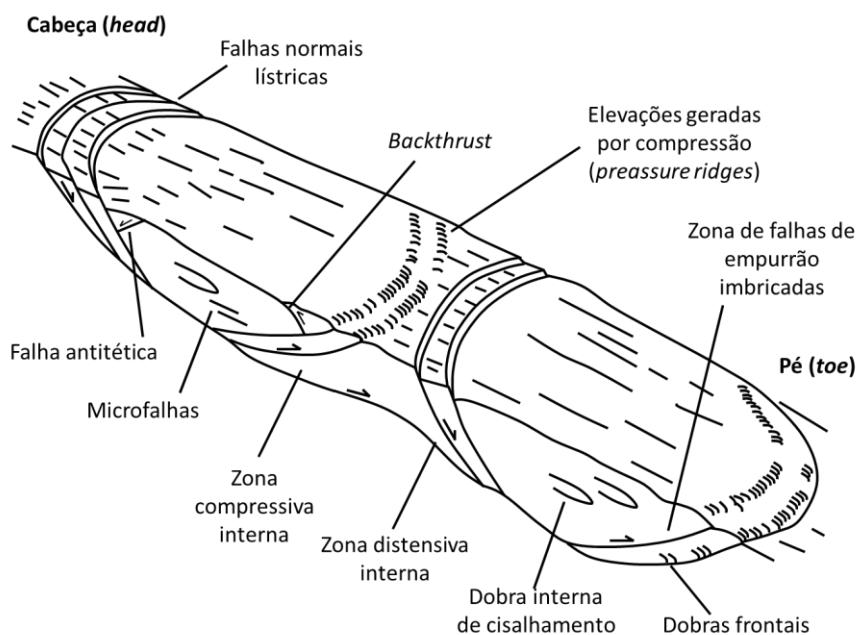


Figura 3.2 – Modelo idealizado com a distribuição de estruturas deformacionais ao longo de uma massa sedimentar semi-consolidada que sofreu processo de deslizamento. Modificado de Stow *et al.* (1996) adaptado de Martinsen (1989).

Nas regiões distais predominam processos compressivos, o que leva a formação de dobras e falhas de empurrão. A fragmentação da massa sedimentar deslizante é proporcional à distância de transporte. Depósitos de deslizamentos são caracterizados por grandes (e frequentemente isolados) blocos de material consolidado dispersos no meio de sedimentos finos de *background* lacustre ou marinho.

Alguns exemplos de deslizamentos de maior destaque na literatura serão citados a seguir com ênfase em suas escalas. O Deslizamento Traenadjupet, no mar da Noruega (Bacia de Lofoten), foi detalhado no trabalho de Laberg & Vorren (2000). Este deslizamento, de idade holocênica, se estende da quebra da plataforma até a profundidade de lâmina d'água superior a 3000 m implicando em uma área afetada de 14.100 km². O grau de desagregação sedimentar varia ao longo da área e blocos tabulares representam porções sedimentares consolidadas transportadas. Mecanismos gatilho associam-se a sismos de soerguimento crustal pós-glaciação.

Schnellmann *et al.* (2005) mapearam estruturas compressivas, tais como dobras e falhas de empurrão, em sedimentos inconsolidados na base do talude do Lago Lucerne (Suíça) utilizando sísmica de alta resolução e testemunhos de pistão (*piston cores*). As estruturas compressivas em questão associam-se a cunhas de depósitos de fluxos de massa gerados por eventos sísmicos. Pacotes com espessuras acima de 6 m sofreram processo de deslizamento em um talude com inclinação superior a 10°. A área afetada se situa em torno de 0,25 - 6,5 km². A intensidade da deformação decresce em direção às porções mais externas da cunha dos depósitos de fluxos de massa.

O trabalho de Vernhet *et al.* (2006) trata de depósitos de grande escala associados à instabilidade de talude na margem sul da plataforma ediacarana da Província Hunan (China Central). Os autores correlacionam treze seções estratigráficas e mapeiam descontinuidades estratigráficas geradas por deslizamentos regionais e escorregamentos. Blocos deslizados apresentam baixo grau de deformação e são compostos por carbonatos de água rasa dolomitizados. As camadas desses depósitos de deslizamentos possuem área de até 5000 km² e são recobertas por folhelhos anóxicos.

Vanneste *et al.* (2006) analisam um deslizamento gigante no Oceano Ártico (Bacia Nansen) denominado Deslizamento Hinlopen situado na margem norte de Svalbard (território de domínio norueguês). A partir de uma área de 2200 km² um volume de aproximadamente 1350 km³ de sedimentos plio-pleistocênicos foram transportados da margem continental para a bacia. Os taludes excedem 1400 m de altura e os blocos deslizados apresentam 5 km de extensão por 450 m de altura. Essas características fazem com que o Deslizamento Hinlopen seja um dos maiores do mundo. A cicatriz do deslizamento apresenta geometria complexa com múltiplas superfícies grosseiramente planares. Elevações geradas por compressão (*preassure ridges*) ocorrem nos lobos, blocos deslizados e escorregamentos

isolados. Os autores interpretam que o Deslizamento Hinlopen é translacional, multifásico e retrogressivamente desenvolvido.

Moscardelli *et al.* (2006) caracterizam complexos de transporte de massa em ambiente marinho profundo na margem leste de Trinidad junto à desembocadura do Rio Orinoco. Este ambiente situa-se tectonicamente no limite convergente entre as placas do Caribe e da América do Sul. Uma grande quantidade de complexos foi mapeada através de um dado sísmico 3D e as sismofácies identificadas foram caóticas, em forma de *mounds* com geometria de leques. A área dos depósitos é de 2017 km² com espessura de 250 m e distâncias de transporte que variam de 60 a 140 m. Os principais elementos arquiteturais identificados foram cunhas erosivas laterais de grande magnitude, cicatrizes lineares basais e parede lateral falhada.

O trabalho de Henrich *et al.* (2008) caracteriza a arquitetura e dinâmica sedimentar do complexo de deslizamentos de Maurîtânia. Este complexo se associa a altas taxas de sedimentação da margem noroeste da África e ao regime de ressurgência. Interpreta-se como um sistema de colapsos retrogressivos associado a escarpas de 25 a 100 m de altura. A área afetada pelos deslizamentos situa-se em torno de 30.000 km² e volume de 600 km³ de material transportado.

Escorregamentos (*slumps*): Na concepção de Stow *et al.* (1996) os escorregamentos compartilham grande parte das feições que ocorrem nos deslizamentos sendo com eles gradacionais. Podem ocorrer em uma ampla variedade de escalas e as maiores camadas de escorregamento cobrem áreas com centenas de quilômetros quadrados. São registrados em taludes com baixos gradientes, especialmente onde a taxa de sedimentação fina é elevada. Assim como nos deslizamentos, a maior parte da deformação concentra-se na superfície basal que costuma apresentar geometria lítrica em sua porção proximal. A massa sedimentar transportada, geralmente inconsolidada, apresenta complexa deformação interna em consequência de seu transporte mergulho abaixo. Dois fatores principais influenciam no grau e estilo da deformação interna: região do corpo sedimentar que sofre o escorregamento (proximal ou distal) e coesão / heterogeneidade do material envolvido no processo. Em um modelo simples com duas dimensões, a cabeça dos escorregamentos é dominada por estruturas distensivas na forma de falhas normais, comumente lítricas, enquanto o pé do escorregamento, onde o movimento cessa, tende a ser dominado por estruturas compressivas, tais como dobras e falhas de empurrão. Algumas regiões são mais suscetíveis a deslizarem com pouca deformação interna quando comparada com o material circundante e isto acarreta em uma complexa distribuição espacial de feições internas de extensão, compressão e cisalhamento (Figura 3.3). Escorregamentos envolvem deformação plástica e, em decorrência disso, o “congelamento” ocorre quando a tensão aplicada cai abaixo de um determinado valor crítico. Este “congelamento” não ocorre de forma síncrona ao longo de toda

a massa sedimentar, visto que algumas partes ainda se movem enquanto outras porções cessaram o movimento. Este é um fator responsável pelo aumento do grau de complexidade interna das feições deformacionais. Na mesma camada de escorregamento é comum uma ampla gama de estilos deformacionais, que variam de rúpteis a dúcteis, muitas vezes em grande proximidade.

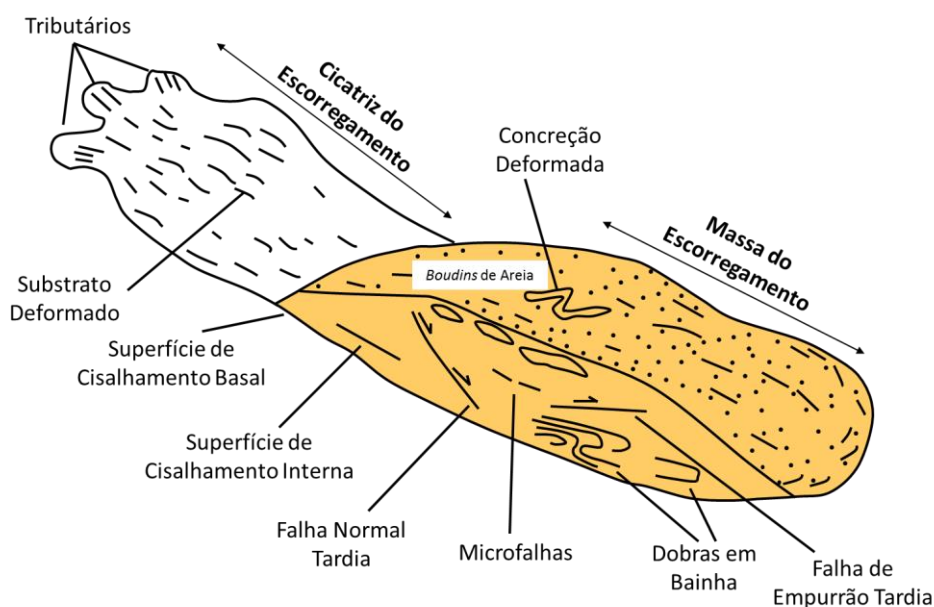


Figura 3.3 – Modelo idealizado com a distribuição de estruturas deformacionais ao longo de uma massa sedimentar inconsolidada que sofreu processo de escorregamento. Em laranja: corpo do escorregamento / Em branco: cicatriz do escorregamento. Modificado de Stow *et al.* (1996) adaptado de Martinsen (1989).

Áreas de grandes escorregamentos podem se tornar sítios de desenvolvimento de canais de taludes e condutos de transferência sedimentar para águas profundas. Seguindo um escorregamento inicial, falhas retrogradacionais na região proximal geram outros escorregamentos em menor escala. Uma das mais prováveis consequências de um escorregamento é funcionar como um gatilho de uma ampla gama de fluxos gravitacionais de sedimentos que se desenvolvem através da aceleração mergulho abaixo, diluição e transformação de fluxo.

Depósitos de escorregamentos variam em espessura de poucos centímetros a centenas de metros e são reconhecidos a partir da presença de estruturas deformacionais pervasivas, onde ainda é possível identificar acamamento e laminações originais. Dobras de escorregamentos são diferenciadas de dobras de origem tectônica pelos seguintes critérios: (1) presença de camadas sem deformação acima e abaixo; (2) truncamento erosivo das dobras no topo e; (3) camadas imediatamente acima que rapidamente eliminam qualquer relevo ou superfície de topo do escorregamento restabelecendo a superfície horizontal. As

dobras apresentam geometria complexa onde até dobras em bainha são comuns. Somente dobras de escorregamento muito simples podem ser utilizadas para a inferência da direção e sentido de transporte (a partir de orientação dos eixos e vergência). Em muitos casos, recomenda-se cautela na análise destas feições, pois estas podem refletir aspectos deformaçõais locais e interpretações errôneas podem ser propostas. Escorregamentos altamente móveis, onde a fragmentação leva à distinção entre clastos e matriz, são transicionais para fluxos de detritos coesivos e seus depósitos tendem a se aproximar da Fácies A2 de Mutti & Ricci Lucchi (1972).

Alguns trabalhos tratam do uso de estruturas deformaçõais rúpteis-dúcteis como indicadores de paleo-regimes de tensões. Um exemplo é o estudo de Boehm & Moore (2002) em intrusões gigantes na forma de diques de arenitos do Mioceno Superior em Santa Cruz, Califórnia (EUA). Estas intrusões são as maiores do mundo (registradas em afloramentos). A fonte são arenitos, sotopostos a lamitos, depositados em plataforma externa e talude superior. Diques são as intrusões mais comuns, alcançando espessuras maiores quando ocorrem na orientação nordeste com altos ângulos de mergulhos. Um dos maiores diques apresentam 150 m de extensão. Soleiras são menos frequentes, localmente com espessuras inferiores a oito metros e sem distribuição geográfica preferencial. Intrusões menos importantes apresentam-se na forma de diques com espessuras menores que 10 cm e apresentam-se com atitudes variadas. A maioria dos corpos provavelmente foi injetada em baixa profundidade sendo que muitos deles extrudiram no fundo oceânico. Estas intrusões ocorrem na margem da bacia. A gênese delas parece estar relacionada às diferenças de pressão de fluidos entre borda e centro da bacia. As intrusões mais importantes em termos de conectividade e dilatação física da formação são aquelas de orientação nordeste com altos ângulos de mergulho e, secundariamente, as soleiras de baixo ângulo. A orientação de diques e soleiras sugere tensão máxima na direção NE-SW e mínima compressiva na direção NW-SE.

Farrell (1984) propõe um modelo de deslocamento para os depósitos marinhos eocênicos de escorregamento que ocorrem na porção centro sul dos Pirineus (Bacia de Ainsa). Nesse modelo, quatro aspectos principais são relevantes: deformação distensiva, deformação compressiva, superposição de deformações e diques clásticos. A deformação do escorregamento é interpretada como consequência da iniciação, translação e fases terminais do processo e é explicada em termos do modelo de deslocamento. A fase inicial do processo envolve a propagação do colapso através dos sedimentos sem deformação e transmite a deformação acima da superfície basal do escorregamento. Translação da massa sedimentar falhada envolve mudanças sequenciais na velocidade, o que também acarreta em deformação do corpo sedimentar que se desloca. Durante a fase terminal, um tipo específico de deslocamento (denominado anti-deslocamento pelo autor) migra ao longo da superfície basal de

colapso quando a massa sedimentar atinge coesão com o substrato. A migração do anti-deslocamento ocorre da região do pé em direção à região da cabeça do corpo em escorregamento. Diques clásticos são interpretados como consequência da perda de água iniciada na superfície basal e associada a altas pressões de poros. A perda de água das camadas de descolamento basais é um mecanismo importante para a terminação do movimento das massas sedimentares.

A deformação é predominantemente compressiva no pé do escorregamento e distensiva na cabeça, similar ao modelo teórico (vista em planta) representado na Figura 3.4.

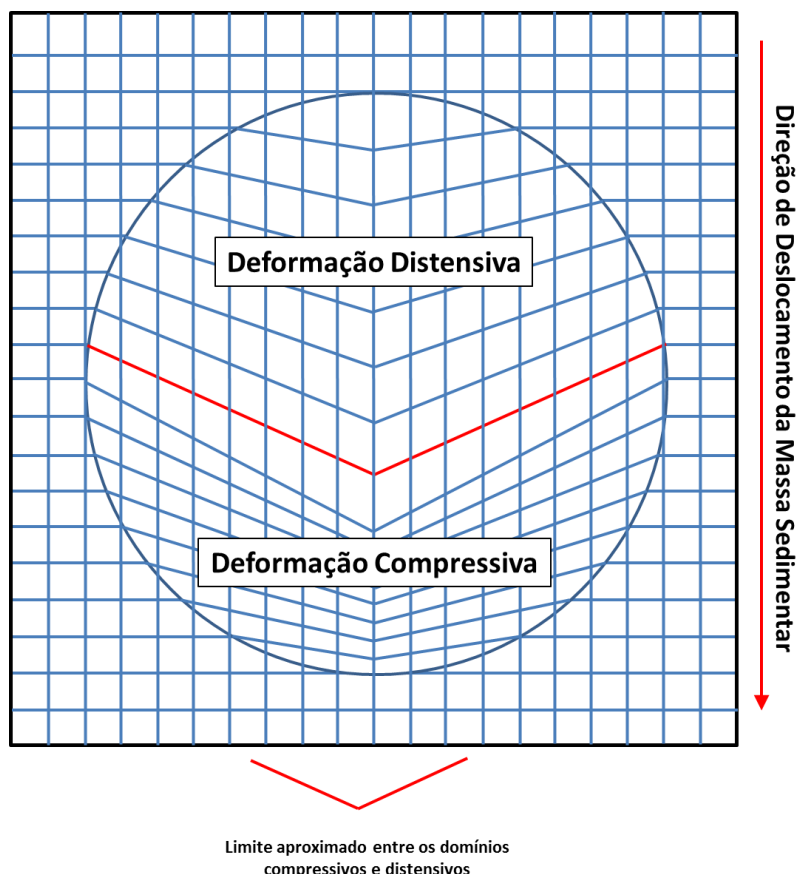


Figura 3.4 – Modelo de deslocamento idealizado (vista em planta) com uma superfície de colapso hipotética e os respectivos domínios de deformação distensiva (região proximal ou cabeça do escorregamento) e compressiva (região distal ou pé do escorregamento). Modificado de Farrell (1984).

Strachan (2002) caracteriza corpos de arenitos deformados com diques e vulcões de areia da Formação Ross (Carbonífero) como depósitos de escorregamentos. Esses corpos afloram em uma seção de 2 km de extensão no Condado de Clare (Irlanda), próximo ao Deslizamento Ross. Corpos arenosos com forma dômica, diques e vulcões de areia são interpretados como produto de remobilização de turbiditos. Liquificação e remobilização foram induzidas por translação e carga do Deslizamento Ross sobre os corpos turbidíticos. Diques e vulcões de areia se desenvolveram após o término do movimento da massa sedi-

mentar. Durante a translação do escorregamento, a tensão mínima (σ_3) orientava-se verticalmente e a massa sedimentar comportava-se de forma dúctil. Com o término da movimentação, a tensão se reorienta horizontalmente e a massa sedimentar assume reologia rúptil. A mudança no estado reológico condicionada com a mudança da tensão cisalhante é indicativa de comportamento tixotrópico da massa sedimentar. Feições semelhantes a cristas são paralelas às dobras de escorregamento e infere-se que sua morfologia é controlada por deformação compressiva associada com interrupção heterogênea do movimento.

O modelo conceitual de Stracham (2002) incorpora o conceito do anti-deslocamento proposto por Farrell (1984) para explicar o regime de tensão abaixo da crista deformacional desenvolvida nos corpos arenosos. O *trend* dessas cristas é subparalelo às linhas de charneira das dobras de escorregamento (Figura 3.5).

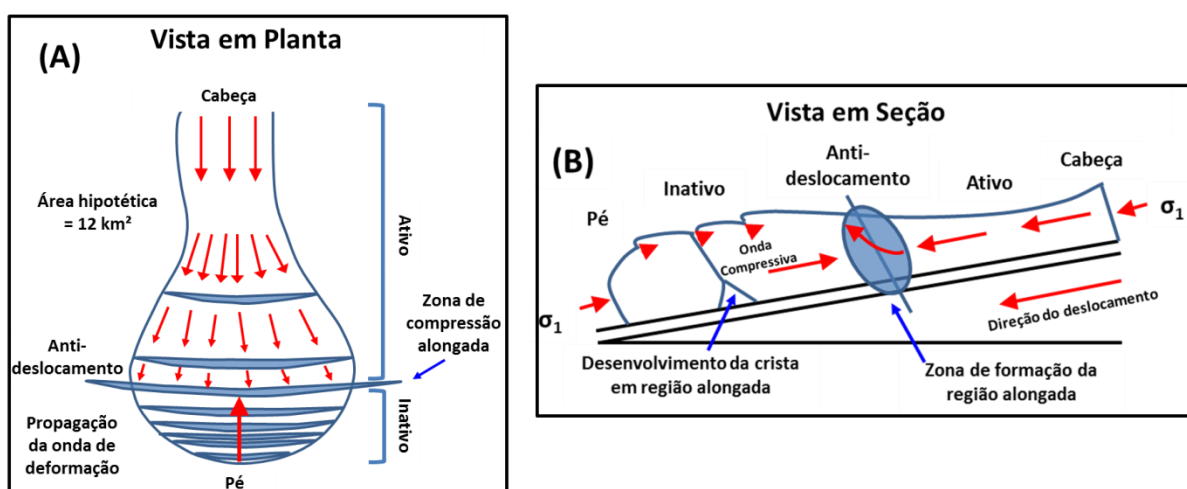


Figura 3.5 – (A) Vista esquemática em planta de uma unidade de escorregamento sofrendo interrupção frontal do movimento. (B) Seção esquemática de uma massa sedimentar hipotética que sofre processo de escorregamento com ênfase na formação das cristas. Modificado de Stracham (2002).

Lucente & Pini (2008) detalham dez corpos pertencentes a complexos de fluxos de massa associados à evolução de prismas de acreção dos Alpes da Itália. Esses corpos apresentam dezenas de metros de espessura e centenas de quilômetros quadrados em área e encontram-se espalhados em sucessões marinhas do Cretáceo ao Pleistoceno. O termo complexo de fluxos de massa adotado pelos autores deve-se aos mecanismos multifásicos de deposição das massas sedimentares com diversas litologias, idades e proveniências.

Fluxos de Detritos (*debris flows*): Stow *et al.* (1996) os define como fluxos plásticos onde a mistura entre sedimento e água forma uma fase contínua e o acamamento ou laminações originais não são mais reconhecíveis. São classificados como coesivos ou não-coesivos (fluxos de grãos) e esta divisão se baseia no mecanismo de suporte de clastos dominante.

Fluxos de Detritos Coesivos: Ocorrem quando a resistência da matriz é o principal mecanismo de suporte dos clastos com a flutuabilidade (*buoyancy*) atuando como um mecanismo adicional. Muito do conhecimento acerca desse comportamento deve-se ao estudo de análogos tais como fluxos de lama em ambiente subaéreo associado a leques aluviais. Geralmente possuem matriz com granulometria fina e significativo conteúdo de material argiloso, embora o movimento possa ocorrer mesmo com baixa argilosidade. A deformação interna pode ser derivada de um fluxo laminar ou turbulento, a depender da viscosidade da matriz ou velocidade do fluxo. Fluxos turbulentos tendem a ser mais diluídos e podem ser transicionais para correntes de turbidez. Muitos fluxos de detritos apresentam cisalhamento interno ao longo de toda a massa sedimentar que se desloca, mas em fluidos mais viscosos, a tensão cisalhante interna pode ser grande o suficiente para superar a resistência da matriz apenas na base dos corpos, podendo o núcleo do corpo mover-se como um plugue rígido “congelado”. Nas cunhas laterais dos fluxos de detritos, onde a camada é mais delgada, a tensão cisalhante pode ser muito pequena para superar a resistência da matriz viscosa. Diques marginais podem se desenvolver, o que resulta em um confinamento da zona central mais móvel. Estes fluxos se assemelham a “línguas” estreitas alongadas na direção do movimento (mergulho abaixo) e espalhadas lateralmente, onde fluxos mais móveis geram camadas contínuas. Fluxos de detritos coesivos movem-se em pequenos gradientes graças à lenta perda de água (o que sustenta a mobilidade por maiores distâncias). A perda de água de forma lenta deve-se a três fatores principais: granulometria fina, conteúdo argiloso e matriz de baixa permeabilidade. Adicionalmente, a resistência da matriz e a alta densidade possibilitam o transporte e suporte de grandes clastos, muitos dos quais tendem a flutuar próximos à superfície do fluxo.

Os depósitos de fluxos de detritos coesivos são comumente chamados de detritos e apresentam seleção pobre, onde grandes clastos flutuam em uma matriz fina a muito fina sem laminação interna ou acamamento. A causa disto é devida à plasticidade reológica dos fluxos que “congelam” assim que a tensão cisalhante é superada pela resistência interna ao cisalhamento. Em alguns casos, o tamanho de clastos correlaciona-se positivamente com a espessura das camadas. Em outros, há gradação normal pobremente desenvolvida; gradação inversa é mais rara. Se o “congelamento” do depósito ocorre em uma superfície íngreme, deslizamentos e escorregamentos podem ocorrer de forma associada.

Fluxos de Detritos Não-Coesivos ou Fluxo de Grãos (*grain flows*): Fluxos de grãos são mais desenvolvidos em areias e cascalhos bem selecionados e ocorrem unicamente em taludes íngremes quando o ângulo de repouso dos grãos é excedido. Sua mobilidade deriva das colisões intergranulares que criam pressão dispersiva como resultado do cisalhamento. A relevância dos fluxos de grãos, quando comparada aos outros processos de ressedimentação, é baixa, pois esses ocorrem unicamente associados às porções proxi-

mais íngremes de cânions submarinos. Entretanto, colisões intergranulares são importantes em camadas de sedimentos bem selecionados sujeitas ao intenso cisalhamento de uma corrente circundante. Processos similares ao fluxo de grãos podem operar em conjunto com correntes de turbidez ao fluírem em baixos gradientes onde a corrente sustenta um “carpete de tração” de grãos que colidem próximos ao fundo do leito. Uma importante característica dos fluxos de grãos é o “peneiramento cinético”, consequência da pressão dispersiva, onde grandes partículas são transportadas nos níveis mais altos da camada cisalhante. Consequentemente, os depósitos apresentam gradação inversa devido ao comportamento reológico plástico dos fluxos de grãos.

Fluxos Liquefeitos e Fluidizados: Dependem do comportamento do fluido presente nos poros em sistemas granulares. Embora não sejam muito importantes como mecanismos de suporte de grãos em grandes distâncias de transporte, ambos os processos podem estar ativos durante a iniciação dos movimentos e durante a deposição de correntes de turbidez desacelerantes.

Liquefação sedimentar ocorre quando o empacotamento de grãos metaestáveis é abruptamente perturbado, comumente devido choques de ondas ou sismos. Essa mudança de empacotamento frouxo para um mais fechado provoca excesso de fluidos nos poros e, até o fluido escapar, a fricção intergranular é rompida como resultado do excesso da pressão de poros. Em sedimentos bem selecionados, a perda do excesso de fluidos no sistema poroso é rápida e a coesão do arcabouço é rapidamente reestabelecida. Entretanto, durante o período em que a coesão do arcabouço é perdida, a mistura sedimento-água se comporta como um fluido reológico. A depender do gradiente do talude, da espessura da camada liquefeita e da taxa de perda de fluidos, a camada que se move mergulho abaixo pode “recongelar” ou acelerar transformando-se em um fluxo mais diluído como uma corrente de turbidez, por exemplo. Liquefações de curta duração levarão à deformação de qualquer laminação original, enquanto a lenta perda de coesão pode levar a uma total homogeneização do pacote sedimentar. A liquefação sedimentar pode ocorrer novamente durante a desaceleração de uma corrente de turbidez, quando grãos atingem rapidamente o leito, propiciando a formação de laminações convolutas (intervalos superiores da sequência de Bouma). Liquefação pode também ocorrer durante os estágios pós-deposicionais iniciais de espessas e maciças camadas de arenitos depositados por correntes de turbidez de alta densidade dando origem a feições de rápida perda de água como estruturas em prato, *sheets* e diques de areia. Tais estruturas não envolvem necessariamente fluxos liquefeitos, mas sim, liquefação pós-deposicional *in situ*.

Fluidização está intimamente relacionada à liquefação e resulta do movimento ascendente de fluidos que suportam os grãos. Trata-se de um processo que deve ocorrer du-

rante a perda de água da camada liquefeita. A fluidização só dura enquanto há fluido no espaço poroso disponível.

Nichols (1995) analisa corpos arenosos portadores de hidrocarboneto do Mar do Norte usualmente interpretados como depósitos de leques submarinos devido às suas geometrias peculiares. Todavia, a interpretação do autor associa essas geometrias à deformação pós deposicional por liquificação de corpos depositados por correntes de turbidez e ressalta a importância da compreensão dos processos de liquificação para correta delimitação dos reservatórios. A liquificação ocorre quando os grãos de areia não conseguem mais ser suportados pelo contato estático intergranular. Esse processo causa redução na resistência ao cisalhamento e faz com que a areia se comporte reologicamente como um líquido. Ainda, segundo o autor, três processos comuns de liquificação podem ser identificados: fluidização (que resulta do movimento do fluido no espaço poroso), liquefação (causada pela agitação dos grãos durante eventos cíclicos de aplicação de tensão cisalhante) e liquificação cisalhante (que resulta no movimento de grãos durante a aplicação de uma tensão cisalhante unidirecional em uma massa sedimentar). Cada processo, na concepção do autor, será sucintamente descrito a seguir.

Fluidização (liquificação por escape de fluidos): Se o fluxo de fluidos intersticial for ascendente, sua força de arrasto aumentará à medida que o fluxo aumentar, até o ponto de equivalência à força gravitacional exercida pelo peso dos grãos. A partir de então, os grãos não são mais suportados pelos contatos grão-grão e sim pelo fluxo de fluidos ascendente. Nesse momento, o corpo arenoso encontra-se livre para liquificar. Se os grãos forem semelhantes (mesmo tamanho, forma e densidade) e apresentarem-se com empacotamento homogêneo, todo o corpo arenoso começará a fluidizar-se em uma velocidade de fluxo única. Esta velocidade é denominada de velocidade de fluxo mínima (U_{mF}). Por outro lado, se os grãos são heterogêneos (o que normalmente acontece), porções do corpo arenoso continuam estáticas enquanto outras sofrem fluidização. Quando o fluido envolvido é um gás, o comportamento irregular do fluido transitando pelo espaço poroso possibilita a formação de *pipes*, bolhas e pequenos corpos com aspectos vermiformes. Em uma grande escala (métrica ou maior), fluidização causada por líquido ou gás produz efeitos semelhantes (perda da tensão cisalhante do material e deformação por fluxo). Por outro lado, em uma pequena escala (métrica ou menor), fluidização por gás é mais propícia a produzir as estruturas citadas acima, além de ser heterogênea (algumas porções do corpo arenoso não sofrem o processo). Fluidização por líquido em pequena escala é responsável pelo rearranjo de partículas, gradação normal e perda de estruturas sedimentares originais.

Liquefação (liquificação por vibração): Se a areia é submetida a uma tensão cisalhante cíclica (tanto choques individuais como vibração contínua), os grãos agitam-se movendo lado a lado. Quando a agitação é grande o suficiente para provocar colisões entre os

grãos é possível que haja uma suspensão temporária dos grãos imersos no fluido poroso. Durante essa suspensão momentânea, o peso da areia não é mais suportado pelos contatos estáticos intergranulares e a força peso acaba sendo transferida para a colisão entre os grãos. Nesse momento, ocorre a perda da coesão da massa sedimentar possibilitando que a mesma flua como um líquido. Eventos sísmicos são causas comuns deste tipo de processo.

Liquificação Cisalhante (liquificação por cisalhamento de corpo): O termo cisalhamento de corpo é utilizado para descrever um cisalhamento unidirecional aplicado contra um corpo arenoso. O fenômeno pode ser devido ao componente gravitacional mergulho abaixo quando o corpo arenoso se encontra depositado sobre um talude. A partir de diversos modelos é possível associar esse cisalhamento às colisões entre grãos. A energia cinética é transferida grão-grão nessas colisões e, se tal energia for grande o bastante para superar a energia potencial gravitacional (devido ao peso dos grãos), o sedimento não será mais suportado por contatos estáticos intergranulares. Nestas condições, a liquificação pode ocorrer por perda da coesão do arcabouço. A liquificação cisalhante é muito similar à liquefação, porém na liquefação, a direção da tensão (que é cíclica) alterna-se rapidamente. Na liquificação cisalhante, a tensão é unidirecional, o que resulta no deslocamento da massa sedimentar na direção de aplicação desta tensão.

Seilacher (1969) introduziu o termo “sismo” para sequências que variam desde camadas sedimentares sem deformação a camadas liquificadas completamente homogeneizadas desenvolvidas em folhelhos miocênicos da Califórnia. Rodríguez-Pascua *et al.* (2000) descrevem sismos miocênicos de lago profundo no sudeste da Espanha com estruturas em pseudonódulos, intrusões siltosas semelhantes a cogumelos em lamitos e dobras ptigmáticas. Mazumder *et al.* (2006), a partir de uma extensa compilação bibliográfica (Sims, 1973, 1975; Obermeier, 1996; Rossetti, 1999; Jones and Omoto, 2000), enumeram uma série de critérios para o reconhecimento de camadas que possam ter sua origem atribuída a sismos: (1) restrição da deformação dúctil a um horizonte estratigráfico discreto; (2) continuidade lateral dos intervalos deformados em longas distâncias; (3) recorrência dos intervalos deformados ao longo do tempo (registrada no empilhamento vertical); (4) deflexões do padrão normal de sentidos de paleocorrentes nos intervalos deformados; (5) confinamento desses intervalos deformados entre estratos sem deformação ou com aspectos deformacionais discrepantes; (6) associação com cunhas de brechas intraclásticas, conglomerados e arenitos maciços. Segundo esses autores, é necessário que, no mínimo três desses critérios sejam atendidos para classificar um determinado depósito como sismo.

Blanc *et al.* (1998) interpretam como sismos os depósitos transgressivos do Aptiano e Albiano com estruturas deformacionais dúcteis que afloram na Bacia Chihuahua (México). Níveis de deformação dúcteis (brechas suportadas pela matriz, estruturas em chama, gran-

des almofadas e wavy) cortados por falhas normais sin-sedimentares foram observados em camadas sedimentares na porção norte da Bacia Chihuahua. Esses níveis são envelopados por camadas sem deformação geradas em ambientes flúvio-lacustres e de maré e podem ser rastreados por centenas de metros. Os autores interpretam a deformação como resultado de um efeito combinado entre liquefação e tensão cisalhante em sedimentos inconsolidados. O mecanismo gatilho se associa a sismos compatíveis com o estágio sin-rifte da bacia durante o Aptiano-Albiano.

Rossetti (1999) descreve estruturas deformacionais em depósitos da Formação Alcântara (Albiano-Cenomaniano) na Bacia de São Luís e associa-os a paleossismicidade. As estruturas são: (1) laminações contorcidas com dobras convolutas, recumbentes e gradação para camadas maciças; (2) estruturas de intrusão como pilares, diques sedimentares, estruturas em cúspide e lobos de subsidência e (3) estruturas rúpteis representadas por falhas e fraturas. Estas estruturas resultam de uma combinação complexa de processos, a maioria incluindo gradiente reverso de densidade, fluidização e liquefação. Gradiente reverso de densidade promoveu liquefação diferencial associado com diferentes graus de compactação sedimentar possibilitando a gênese de dobras convolutas. Deformação mais intensa promoveu o desenvolvimento de bolas e almofadas além de lobos de subsidência onde porções sedimentares mais densas, e mais compactadas (menos liquefeitas), “mergulharam” no material menos denso (mais liquefeito) abaixo. Laminações convolutas irregulares gradam para camadas maciças no momento de máxima deformação. Adicionalmente, fraturas e falhas são registros de deformação rúptil sin-sedimentares. Rossetti (1999) associam esses mecanismos a terremotos a partir da combinação dos critérios que se seguem: (1) posição da área na borda de uma zona de falhas com rejeitos direcionais que foi reativada inúmeras vezes do Albiano ao Holoceno; (2) relativo crescimento no grau de deformação com a proximidade da zona falhada; (3) continuidade da deformação ao longo de distâncias quilométricas; (4) restrição da deformação dúctil a intervalos discretos envelopados por camadas sem deformação; (5) recorrência ao longo do tempo (registrada no empilhamento vertical) e (6) similaridade com outras feições análogas correlacionadas a atividades sísmicas na literatura.

Moretti (2000) relaciona a origem das estruturas deformacionais dúcteis identificadas em depósitos eólicos do Pleistoceno Médio a Superior que afloram no sul da Itália (Foreland Apulian) a eventos sísmicos. As estruturas deformacionais são representadas por estratificação cruzada deformada e grandes estruturas de injeção. Todas as estruturas estão restritas aos sedimentos eólicos e relacionam-se a processos de liquefação e/ou fluidização. Interpreta-se a origem desses processos a abalos sísmicos. A discussão acerca do possível foco desses paleossismos considera a magnitude e relações de distância além de feições estruturais gerais da área. Os autores consideram uma série de critérios-chave para inter-

pretação de mecanismos gatilho de deformações dúcteis em depósitos eólicos e a viabilidade real do uso de sedimentos eólicos para o estudo de paleossismos.

Rossetti & Góes (2000) detalham evidências de paleossismicidade registrada em sedimentos da Formação Codó (Bacia do Grajaú), de idade aptiana, que aflora no norte do Brasil. Nesse caso, a ocorrência de um horizonte estratigráfico com estruturas deformacionais dúcteis diversas entre depósitos lacustres sem nenhuma evidência de feições de deformação são critérios diagnósticos para a correlação com eventos sísmicos. Foram identificados quatro eventos com estruturas deformacionais típicas, e cada um deles se encontra envelopado por camadas com estruturas deposicionais originais (sem deformação). O horizonte estratigráfico (com os quatro intervalos deformados e intervalos com estruturas originais) refletem através da reologia sedimentar a alternância entre períodos de acumulação sedimentar sob condições normais e a deformação sob a influência de eventos sísmicos sin-sedimentares. Os seguintes critérios possibilitaram essa interpretação: (1) intervalos deformados envelopados por camadas sem deformação; (2) correlação lateral em distâncias quilométricas; (3) similaridade com outras feições análogas correlacionadas a atividades sísmicas citadas na literatura; (4) presença de estruturas de deformação no estado inconsolidado a semi-consolidado; (5) complexa associação com estruturas de deformação rúpteis-dúcteis. No intervalo 1, registra-se falhas e fraturas de pequena escala em depósitos precocemente cimentados. O intervalo 2 é dominado por estruturas dúcteis formadas sob condições de alta saturação de água, em sedimentos inconsolidados, provavelmente reflexo de regime de tensão compressiva. No intervalo 3, registra-se a mudança para um estilo tectônico distensivo evidenciado pelas falhas normais. O intervalo 4 apresenta estruturas deformacionais dúcteis em sedimentos argilosos saturados em água que provavelmente foram geradas durante o mesmo evento do intervalo 3. Essa sucessão de eventos de deformação é coerente com os regimes cisalhantes transtensionais e compressivos que ocorreram durante o processo evolutivo da Bacia do Grajaú.

Rossetti & Santos Jr (2003) associaram a origem das estruturas deformacionais em depósitos estuarinos do Cretáceo Superior da Bacia de Cametá (norte do Brasil) a atividades sísmicas. Na porção superior dos depósitos estuarinos, quatro eventos sucessivos de deformação sin-sedimentar dúctil-rúptil e colapso sedimentar em grande escala, incomuns nesse ambiente, foram identificados e atribuídos a sismos. Os eventos foram enumerados da base para o topo. O evento 1 é registrado por depósitos heterolíticos e bioturbados com fraturas verticais a subverticais que desaparecem nos depósitos acima. O evento 2 é registrado por camada delgada com contatos abruptos composta por heterolitos formado por intercalação entre argilitos e arenitos muito finos com dobras convolutas e estruturas em almofadas. No evento 3, encontram-se conglomerados intraformacionais e brechas com menor proporção de argilitos e arenitos. O evento 4 é caracterizado por fraturas subverticais e

falhas com intrusões de arenitos homogêneos ao longo dos planos, a maior parte desenvolvida nas porções superiores dos depósitos correspondentes ao evento 3. Uma análise detalhada de relações de fácies, combinadas com orientações consistentes das deformações rúpteis e a tectônica regional da bacia sugere que sismos tenham atuado como mecanismos gatilho da deformação sedimentar e colapso em grande escala.

Moretti & Sabato (2007) discutem sobre o reconhecimento de mecanismos gatilho para a gênese de deformações dúcteis em depósitos lacustres miocênicos da Bacia de Sant'Arcangelo (sul da Itália). A porção superior dessa sucessão sedimentar apresenta estruturas deformacionais dúcteis em interlaminados entre arenitos finos e argilitos e mostram uma grande variabilidade morfológica (laminações deformadas, escorregamentos, estruturas de carga, escapes de fluidos e diques sedimentares). A gênese dessas estruturas é sin a tardi-deposicional com diferentes mecanismos de deformação associados; algumas estruturas relacionam-se a processos de liquefação e fluidização (comportamento de fluido viscoso), ao passo que outras ocorreram enquanto os sedimentos encontravam-se parcialmente consolidados, resultando num comportamento reológico plástico e/ou rúptil. O mecanismo gatilho interpretado associa-se a eventos sísmicos e sobrecarga sedimentar causada por rápida deposição de corpos arenosos transportados por correntes de densidade sobre sedimentos argilosos.

Rodríguez-López *et al.* (2007) detalham a variabilidade lateral em sismitos antigos relacionados às diferenças faciológicas da Formação Escucha (fase sin-rifte da Sub-Bacia Oliete). Essa formação, depositada no Cretáceo Inferior (Aptiano Superior ao Albiano Médio), aflora no leste da Espanha. A extensão lateral e a continuidade do processo de deformação relacionado às estruturas deformacionais dúcteis em sedimentos são critérios básicos para o reconhecimento do mecanismo causador associado a sismos. O problema levantado pelos autores é que os sismitos antigos apresentam variação lateral de fácies. Tendo isso em vista, a continuidade lateral da deformação dependerá da variabilidade lateral das propriedades físicas dos sedimentos envolvidos em um evento deformacional único. Uma variedade de estruturas deformacionais dúcteis em escala decimétrica foi identificada em afloramentos da Formação Escucha no leste da Espanha. As estruturas são pseudonódulos, bolas e almofadas, escorregamentos locais, escape de fluidos, dobras convolutas, cargas e falhas sin-sedimentares que apresentam desenvolvimento síncrono à formação de argilitos siltosos cinza escuros e siltitos argilosos cinza em um ambiente marinho raso. Essas estruturas encontram-se presentes em um horizontes de 1,2 m onde as litologias predominantes são argilitos de águas calmas e depósitos heterolíticos associados a tempestades. O horizonte deformado pode ser dividido em duas partes, cada uma refletindo um evento deformacional que afeta tanto sedimentos coesivos quanto não-coesivos (granulares). As estruturas deformacionais ocorrem nas vizinhanças da Falha Gargallo (uma falha normal de cres-

cimento com extensão quilométrica). A atividade sísmica ao longo dessa falha controla a distribuição de fácies da unidade portadora de estruturas deformacionais. Fácies de alta energia se associam a interseção da falha com o bloco alto, enquanto as de baixa energia se associam ao bloco baixo e a regiões topograficamente baixas do bloco alto (considerando o basculamento de blocos por rotação). Adicionalmente, a movimentação da falha induziu choques cuja energia cinética foi suficientemente elevada para gerar estruturas deformacionais em sedimentos. As estruturas deformacionais dúcteis observadas na Formação Escucha representam diferentes respostas de suscetibilidade deformacional de sedimentos a eventos sísmicos condicionada pela variação lateral das fácies sedimentares.

Correntes de Turbidez: O trabalho de Stow *et al.* (1996) caracteriza correntes de turbidez como suspensão de sedimentos suportados pela turbulência do fluxo. Muito do conhecimento atual acerca de correntes de turbidez provém de seus depósitos; os turbiditos. A auto-suspensão é a componente da turbulência do fluido responsável pelo suporte dos grãos ao longo de grandes distâncias. Em seu equilíbrio dinâmico, (1) a turbulência é gerada pelo fluxo, (2) o fluxo resulta do excesso de densidade da suspensão, (3) o excesso de densidade resulta da carga suspensa e (4) a carga suspensa é mantida pela turbulência. A fim de manter o fluxo e o *loop* intactos, a perda de energia devido à fricção e ao assentamento gravitacional deve balancear com o ganho de energia causado pelo movimento do fluxo mergulho abaixo. Correntes de turbidez desenvolvem auto-suspensão assim que a densidade exceda um determinado valor crítico. Abaixo deste valor, a corrente assenta gravitacionalmente os grãos suspensos enquanto acima deste, ocorre a “ignição”, com acréscimo de densidade e velocidade para o alcance da auto-suspensão.

O gradiente é o maior controlador do comportamento do fluxo; as correntes aceleram e erodem ou desaceleram e depositam de acordo com as mudanças de gradiente. As correntes podem operar em baixos gradientes e transportar sedimentos em uma grande variedade de tamanhos (de seixos a argila) e concentração de grãos. A concentração e a fração granulométrica possibilitam o reconhecimento entre correntes de alta e baixa densidade.

Correntes de turbidez de alta densidade transportam sedimentos de tamanho areia a cascalho para ambientes de água profunda. Elas são iniciadas por uma variedade de processos e a maioria resulta da diluição e transformação de escorregamentos e fluxos de detritos em um talude ou a partir da transformação dos fluxos de grãos de porções superiores de cânions. Algumas derivam de cheias fluviais quando o efluente apresenta grau de turbidez tão elevado que sua densidade supera a das águas da bacia receptora. Estes fluxos hiperpicnais são mais comuns em ambientes lacustres, mas podem também ocorrer em ambientes marinhos quando alimentados por pequenos rios sujeitos a episódios catastróficos de cheias esporádicas. Correntes de turbidez engatilhadas por movimentos de massa

possuem duração limitada a no máximo algumas dezenas de horas, enquanto correntes relacionadas a cheias episódicas de rios apresentam durações mais longas.

Correntes de turbidez podem ser divididas morfologicamente em três partes: (1) cabeça, porção frontal, com velocidade mais rápida e até duas vezes mais espessa que o restante do fluxo onde são transportados os grãos maiores, (2) corpo, porção central da corrente onde o fluxo é aproximadamente uniforme e (3) cauda, onde dominam os tamanhos de grãos menores (Figura 3.6). A cabeça é a região de intensa turbulência e erosão onde formam-se escavações no substrato tais como turbuglifos (*flutes*) e marcas de objeto (*tool marks*).

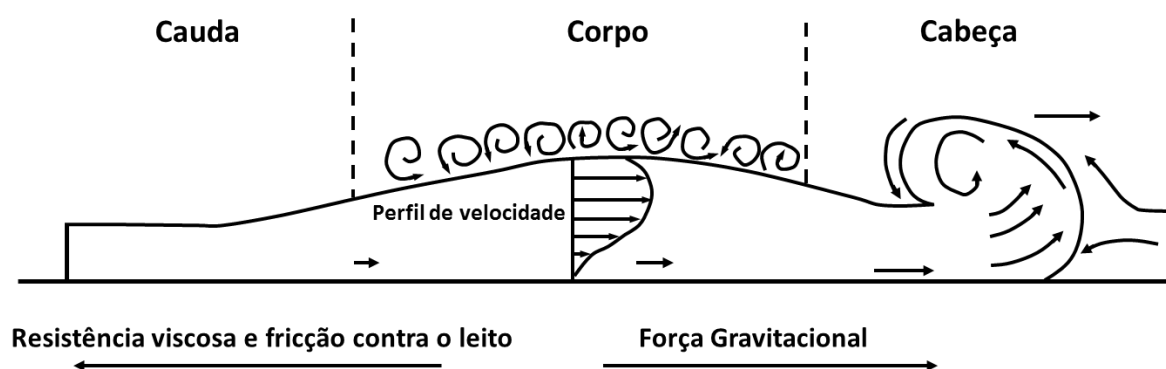


Figura 3.6 – Divisão esquemática de uma corrente de turbidez em cabeça, corpo e cauda. Notar diferenças de velocidades proporcionais ao tamanho das setas. Modificado de Pickering *et al.*, (1986).

A deposição resulta da desaceleração do fluxo e ocorre associada às regiões do corpo e cauda. Esta desaceleração pode ocorrer tanto no tempo quanto no espaço. O fluxo desacelera no tempo quando ocorre o arrefecimento do evento gerador e no espaço quando há o desconfinamento do fluxo para um espreadimento lateral ou redução do gradiente batimétrico. Um exemplo de redução do gradiente batimétrico seria a região do sopé do talude. Uma série de combinações de mudanças de velocidades no tempo e no espaço pode influenciar significativamente o padrão de deposição a partir de um fluxo.

O modelo clássico com a sucessão ideal de estruturas sedimentares em uma camada de turbidito cujo tamanho dos grãos varia de areia média a argila foi apresentado por Bouma (1962). O contato basal da sequência é, em geral, abrupto e cinco intervalos são reconhecidos em uma sequência completa (Figura 3.7). Na base, ocorre um intervalo maciço com gradação normal frequente (*Ta*) onde laminações internas não são reconhecíveis e a deposição está relacionada à deposição *en masse* de grãos (*frictional freezing*) a partir de uma corrente de turbidez de alta densidade desacelerante. Imediatamente acima ocorre um intervalo com estratificação plano-paralela resultante de processos trativos atuantes em

condições de regime de fluxo superior (Tb). Este intervalo é sucedido por um pacote arenoso com marcas onduladas cavalgantes (*climbing ripples*), cuja deposição resulta de processos trativos atuantes em condições de regime de fluxo inferior (Tc). Recobrendo esse intervalo ocorrem siltitos (Td) com deposição relacionada a processos de tração e decantação e, finalmente, lamitos pelágicos e hemipelágicos (Te) depositados por decantação de finos a partir de uma corrente de turbidez de baixa densidade desacelerante. As interpretações dos processos aqui apresentadas não fazem parte da concepção de Bouma (1962) e sim, aos trabalhos posteriores de Lowe (1982) e Mutti (1992).

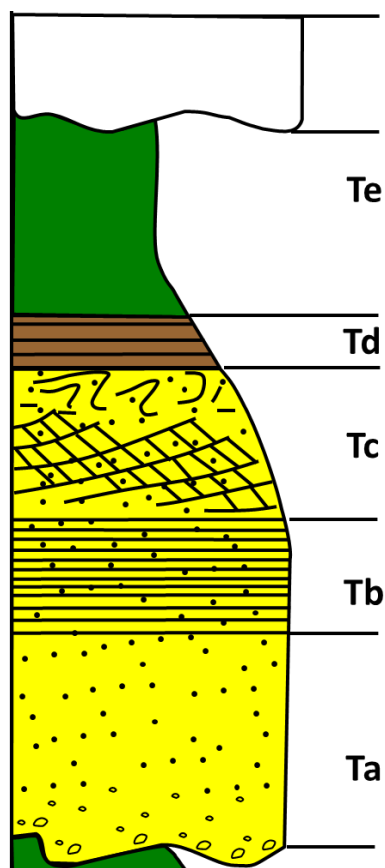


Figura 3.7 – Sequência de Bouma (intervalos Ta a Te) para uma corrente de turbidez desacelerante. Modificada de Pickering *et al.* (1986).

Lowe (1982) trata a deposição de uma corrente de turbidez em termos de três populações distintas de tamanhos de grãos: (1) partículas do tamanho argila a areia média que podem ser transportadas por suspensão pela turbulência do fluxo; (2) sedimentos de tamanho areia grossa a grânulo que podem ser transportados por suspensão somente em fluxos turbulentos altamente concentrados, onde a velocidade da queda de grãos é substancialmente reduzida pela decantação dificultada (*hindered settling*) e (3) sedimentos de tamanho seixo a bloco com concentrações entre 10 e 15% que podem ser suportados pela pressão dispersiva resultante das colisões intergranulares e flutuabilidade (*buoyancy*) proveniente da mistura intersticial entre água e sedimentos finos. Os efeitos da decantação dificultada (*hin-*

dered settling), pressão dispersiva e flutuabilidade da matriz (*matrix buoyancy*) são dependentes das concentrações. Grãos das populações 2 e 3 são transportados em grandes quantidades somente em fluxos de alta concentração de partículas, provavelmente com excesso de 20% de sólidos por volume. Lowe (1982) considera dois tipos principais de correntes de turbidez:

Correntes de turbidez de alta densidade: Cargas sedimentares transportadas por correntes de turbidez de alta densidade normalmente incluem grãos pertencentes às três populações discutidas anteriormente. Em consequência disto, a deposição ocorre como uma série de ondas discretas de sedimentação a partir de fluxos desacelerados com deposição seletiva de grãos que não são mais capazes de ser transportados pela energia do fluxo. A primeira onda de sedimentação envolve a deposição dos seixos por carpetes de tração e a sedimentação por suspensão de intervalo com gradação inversa (R_2) seguidos por intervalo com gradação normal (R_3). A Figura 3.8 apresenta a sequência ideal de divisões para uma corrente de turbidez de alta densidade única. A deposição de grânulos e areia provenientes da corrente de turbidez residual arenosa de alta densidade ocorre durante a segunda onda de sedimentação. Esta fase é dominada por tração sob o quase constante fluxo de alta densidade (S_1) que se segue. A divisão S_1 corresponde a arenitos com grânulos e seixos com escavações e estratificação cruzada ou plano-paralela. Segue-se com a deposição de intervalos arenosos por carpetes de tração (S_2) sucedidos por depósitos dominados por suspensão (S_3). A formação dos carpetes de tração da divisão S_2 deve-se ao aumento da instabilidade do fluxo e concentração da carga suspensa no leito onde ocorre um grande número de colisões intergranulares, gerando uma camada basal mantida por pressão dispersiva e alimentada por chuva de grãos grossos. A divisão S_3 (idêntica à sequência Ta de Bouma) corresponde a um estágio dominado por suspensão onde forma-se um leito liquefeito onde se depositam arenitos maciços com gradação normal ou com estruturas de escape de fluidos tipo prato ou pilar. O empilhamento S_1 - S_3 reflete a evolução de um fluxo desacelerante mecanicamente similar àquela desenvolvida pelas correntes de turbidez de baixa densidade que depositam as divisões Tbc (tração) e Td (tração e suspensão) de Bouma. A corrente residual de baixa densidade continua mergulho abaixo eventualmente depositando a terceira onda de sedimentação equivalente aos intervalos Tb/Te de Bouma. Esta corrente residual pode erodir ou retrabalhar os depósitos da S_3 . A Figura 3.9 apresenta sucessão ideal de depósitos de correntes de turbidez de alta densidade no intervalo basal (S_1 a S_3) e seu recobrimento tardio por depósitos de correntes de turbidez de baixa densidade.

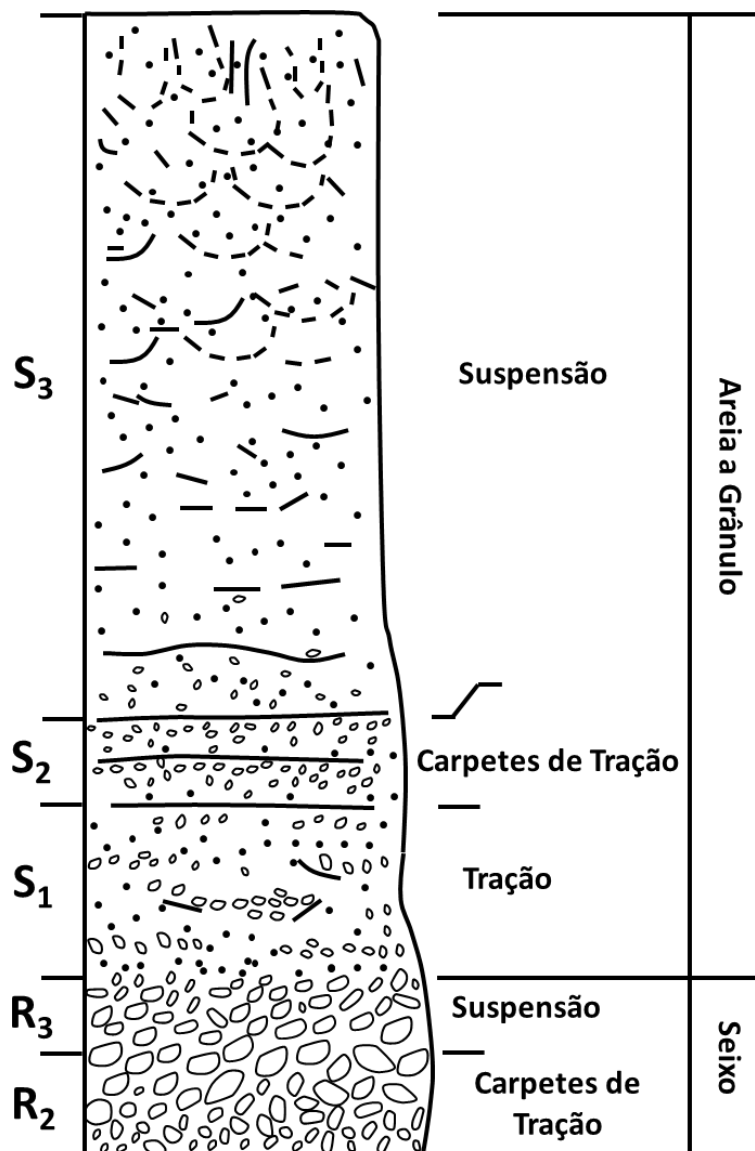


Figura 3.8 – Sequência ideal de um depósito gerado por corrente de turbidez de alta densidade. Em ambientes reais, seqüências completas de alta densidade raramente se formam. Modificado de Lowe (1982).

Correntes de turbidez de baixa densidade: São compostas principalmente por grãos da população 1 e apresentam geralmente uma fase inicial de sedimentação por tração, formando seqüências Tb e Tc de Bouma, seguida de tração/suspensão (seqüência Td) e um período terminal de deposição de finos por suspensão (seqüência Te). Esses sedimentos podem ser totalmente suspensos como grãos individuais pela turbulência do fluxo, independente da concentração. A deposição inicia-se com a desaceleração gradativa da corrente, iniciando com areias depositadas sob tração e finalizando com silte e argila com feições de tração e suspensão. Com o término da corrente de turbidez, depositam-se os sedimentos pelágicos e hemipelágicos provenientes da carga muito fina em suspensão.

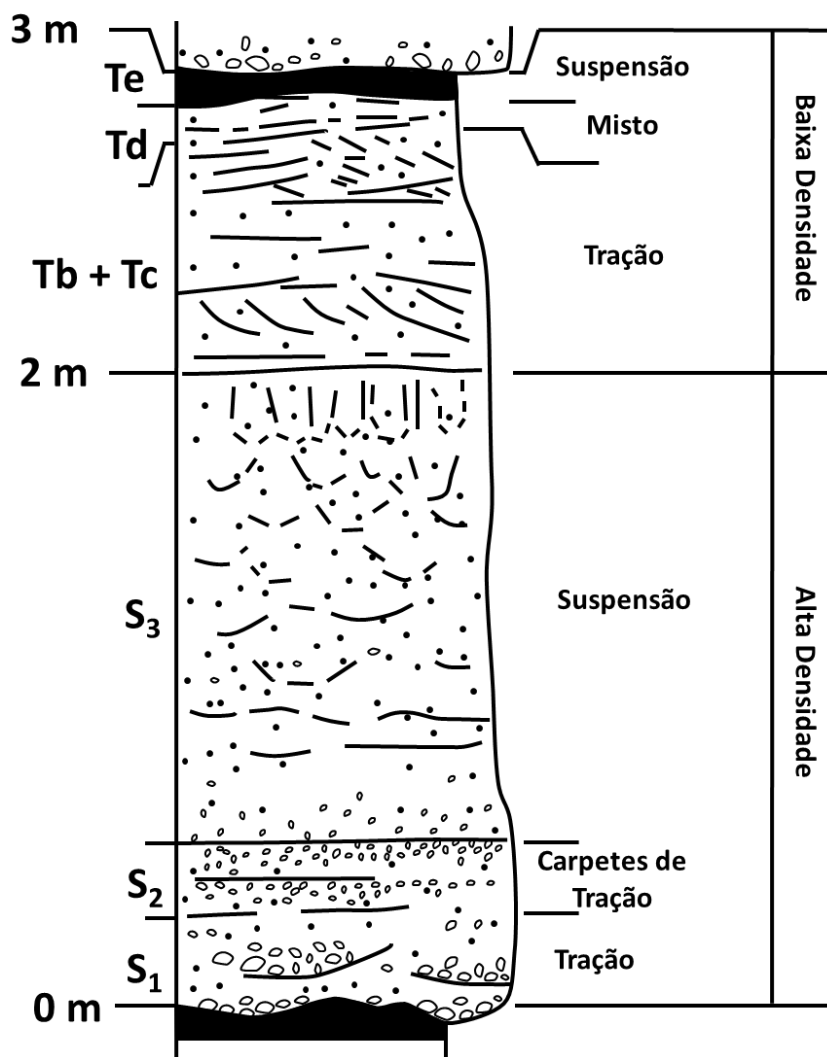


Figura 3.9 – Deposição ideal a partir de uma corrente de turbidez de alta densidade (S₁-S₃) seguido por depósitos tardios de baixa densidade (Tb-Te). Modificado de Lowe (1982).

Mutti (1992) e Mutti *et al.* (1999) propuseram um novo modelo para a definição do arcabouço genético de fácies turbidíticas. Este modelo parte de um conceito denominado trato de fácies; que demonstra como uma fácies se relaciona com outra no espaço. Com esse conceito é possível representar a segregação textural que ocorre durante a movimentação dos fluxos gravitacionais para a bacia. As fácies que compõem um trato estão geneticamente relacionadas e são depositadas ao longo do caminho de um mesmo fluxo, refletindo constantes ajustes da capacidade e competência da corrente em erodir, depositar ou realizar transformações de fluxo.

Os autores assumem os seguintes princípios para a definição desse arcabouço genético: (1) a corrente de turbidez é um fluxo bipartido com base concentrada e laminar e topo diluído e turbulento; (2) complexas interações entre diversos mecanismos de suporte

atuam ao longo da evolução do fluxo se relacionando com diferentes populações de tamanhos de grãos; (3) a deposição ocorre através de ondas de sedimentação, com repetidos ciclos de tração e suspensão, ocorrendo correntes de turbidez de alta e baixa densidade; (4) correntes de turbidez evoluem por meio de sucessivas transformações de fluxo, levando a segregação gradual da carga sedimentar; (5) o salto hidráulico é de extrema importância porque através dele, a corrente ganha uma nova “força” ao percorrer trechos de desconfinamento; (6) os fluxos apresentam eficiências variadas quanto à capacidade de distribuição de sedimentos na bacia.

O mecanismo denominado de salto hidráulico separa a zona de transferência (câñions e canais) da zona de acumulação (lobos) em um sistema turbidítico (Figura 3.10). Escavações proeminentes do substrato, *bypass* de sedimentos e camadas lenticulares de conglomerados e arenitos grossos (ambos depositados a partir de correntes de turbidez de alta densidade) predominam na zona de transferência. Nos lobos, por sua vez, predominam superfícies erosivas pouco expressivas, camadas tabulares arenosas ou pelíticas associadas a correntes de turbidez de alta ou baixa densidade.

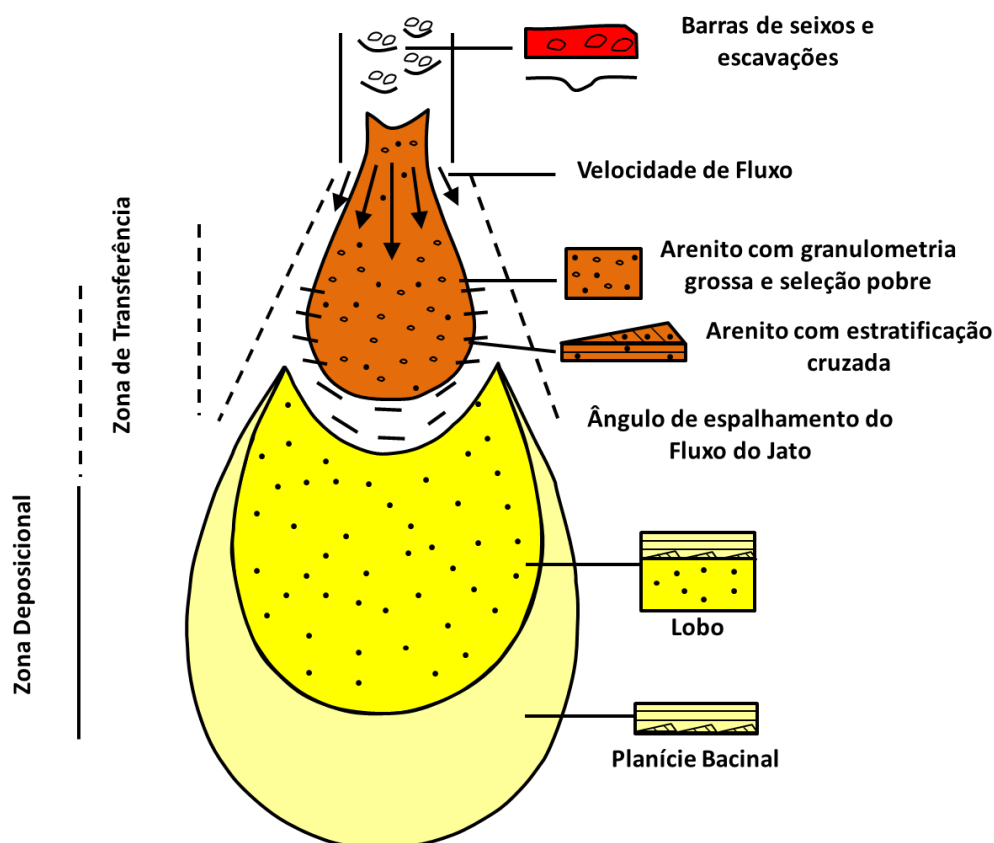


Figura 3.10 – Vista em planta de um depósito padrão gerado por uma corrente de turbidez de alta eficiência (sem escala). Modificado de Mutti *et al.* (1999).

Os autores incluem nas fácies turbidíticas todos os sedimentos cuja deposição se relaciona a fluxos gravitacionais de sedimentos, variando desde depósitos de fluxos de detri-

tos coesivos (paraconglomerados com matriz argilosa) a argilitos gradados depositados por correntes de turbidez muito diluídas. O esquema de distribuição de fácies apresentado na Figura 3.11 é basicamente o mesmo de Mutti (1992). Essas fácies representam estágios de deposição durante um fluxo caracterizado pelos seguintes estágios evolutivos: fluxos de detritos coesivos (Fácies F1), fluxos hiperconcentrados (Fácies F2), correntes de turbidez de alta densidade (Fácies F4 a F8) e correntes de turbidez de baixa densidade (Fácies F9). Ressalta-se que o modelo que consta na Figura 3.11 é compatível com a revisão proposta por Mutti *et al.* (1999) onde as fácies F1 e F4 foram retiradas. A Fácies F1 relaciona-se a escorregamentos e fluxos de detritos que ocorrem em regiões proximais de sistemas turbidíticos e não possuem relação genética com as correntes de turbidez. As Fácies F4, onde se desenvolvem carpetes de tração e ocorrem sedimentos de granulometria grossa também foram retiradas do esquema, provavelmente por se tratarem de depósitos pouco comuns (D'Ávila *et al.*, 2008).

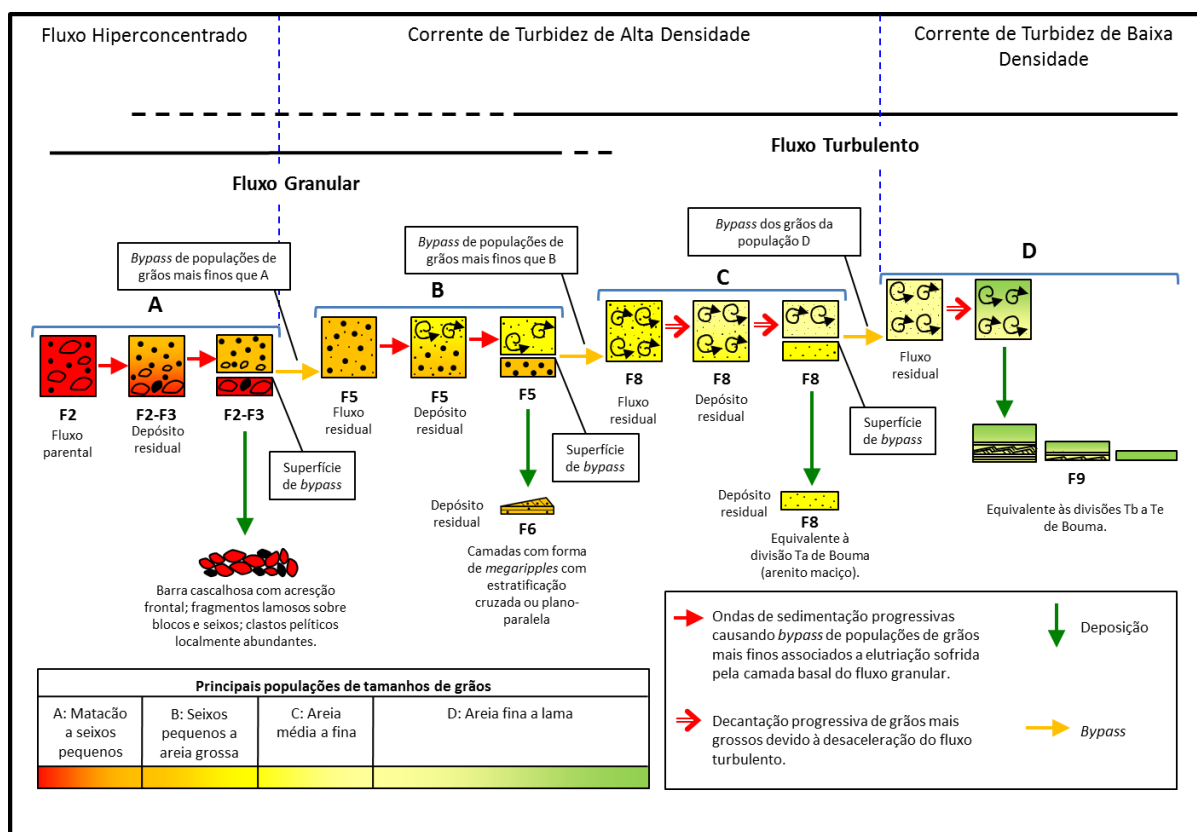


Figura 3.11 – Fácies e processos de uma corrente de turbidez de alta eficiência. Modificado de Mutti *et al.* (1999).

As associações de fácies com grande proporção de conglomerados e arenitos com seixos são interpretadas como depósitos de fluxos granulares submarinos diretamente alimentados por fluxos hiperconcentrados provenientes de sistemas deltaicos. Os fluxos representam uma evolução mergulho abaixo de sistemas iniciados por inundações fluviais. Ao atingirem a

bacia receptora, eles separam sua fase mais diluída (fluxo hipopical) e afunilam em condutos submarinos como fluxos granulares.

Fluxos granulares submarinos se transformam em correntes bipartidas. Estas correntes bipartidas possuem um intervalo basal denso com movimentação mais rápida (fluxo inercial ou granular) onde a turbulência é amortecida pela alta concentração do intervalo superior. Sedimentos de granulometria grossa estão restritos ao fluxo basal que é sustentado por uma complexa interação entre alta concentração sedimentar, flutuabilidade, escape de fluidos devido ao excesso de pressão de poros, coesão de fluido e pressão dispersiva. Sedimentos de granulometria fina tendem a ser transportados como carga suspensa pela pluma superior diluída do fluxo.

O conceito de camada granular basal coincide com o conceito de corrente de turbidez de alta densidade proposto por Lowe (1982). Este tipo de fluxo é desencadeado por forças inerciais em condições de excesso de pressão de poros.

Muitas sucessões turbidíticas são dominadas por fácies de granulometria fina, sugerindo deposição a partir de correntes de turbidez de baixa densidade, sendo que a maioria delas é originada diretamente a partir de fluxos turbulentos.

Durante o transporte mergulho abaixo da camada granular basal, grãos maiores ultrapassam os grãos menores e, como resultado, a cabeça do fluxo apresenta populações de granulometria maior que o restante do fluxo. No “congelamento” da parte frontal do fluxo, devido à fricção interna, grãos menores fluem por cima dos depósitos de granulometria grossa distais recém-formados, produzindo um novo gradiente de tamanho de grão com o fluxo. O processo continua até que a camada basal densa se deposite por inteiro como uma série de ondas de sedimentação; caracterizadas por sedimentos de granulometria progressivamente mais fina na direção jusante da corrente. As ondas de sedimentação produzem zonas de *bypass* sedimentar e esse processo é registrado nas distintas quebras no registro dos tamanhos de grãos nos depósitos. Longas distâncias de transporte da camada granular somente são explicadas através do excesso de pressão de poros presente nos fluxos que são responsáveis pela manutenção da velocidade.

O fluxo superior turbulento jusante da corrente torna-se progressivamente mais espesso em virtude da mistura com o fluido ambiente. Isto implica que durante a movimentação mergulho abaixo, a energia do fluxo é progressivamente convertida para turbulência nas bordas do fluxo. O fluxo superior turbulento pode eventualmente ultrapassar a camada granular basal e carregar para regiões distais a pluma sedimentar suspensa.

O conceito de eficiência relaciona-se a habilidade de uma corrente de turbidez em carregar seus sedimentos mergulho abaixo e segregar suas populações de grãos em fácies distintas ao longo do caminho do fluxo. Considerando o fluxo bipartido, a eficiência resulta de diferentes processos atuantes na camada basal granular e superior turbulenta. A taxa de

escape de água e a presença de finos no fluxo influenciam diretamente a eficiência da camada granular basal. Se a taxa de escape de fluidos for alta, a eficiência do fluxo decresce em razão do aumento das colisões intergranulares e, conseqüentemente, da fricção interna. Por outro lado, o alto teor de finos dificulta o escape de fluidos na camada granular basal aumentando sua eficiência. Se argila estiver presente entre os grãos finos, uma significativa redução de atrito pode ocorrer em razão dos argilominerais formarem um filme lubrificante entre os grãos maiores, o que resulta no amortecimento dos impactos entre esses grãos, propiciando distâncias de transporte maiores. A energia turbulenta gerada na interface entre as camadas inferior e superior influencia diretamente na eficiência da pluma superior turbulenta. A maior eficiência é diretamente proporcional a maior energia turbulenta. Essa energia turbulenta é dependente da quantidade de finos que o fluxo pode incorporar da camada basal a partir de suas transformações e do volume de material erodido do substrato pela cabeça do fluxo (processo de elutriação).

Uma importante consequência da elutriação é o surgimento de uma zona onde ocorre o processo de fluidização na interface entre a camada granular basal e a pluma superior turbulenta. Esta camada “protege” momentaneamente o topo do intervalo granular do retrabalhamento por tração em razão do fluxo turbulento acima. Tração e retrabalhamento se iniciam somente quando os processos de escape de fluidos são interrompidos.

A análise de Mulder & Cochonat (1996) baseada no estudo de mais de 100 depósitos gerados por movimento de massa submarino em sedimentos pleistocênicos e holocênicos possibilitou a divisão dos processos em três tipos principais: deslizamentos / escorregamentos, fluxos plásticos e correntes de turbidez. Os três tipos são diferenciados pela cinemática, arquitetura e forma da superfície de colapso. Nos deslizamentos, a morfologia dos depósitos pode frequentemente ser associada ao processo gerador. Em fluxos plásticos e correntes de turbidez, entretanto, a informação sobre a cinemática provém do registro sedimentar.

A classificação estática dos movimentos de massa submarinos proposta pelos autores é apresentada na Figura 3.12. Existe sempre uma evolução dinâmica associada aos movimentos de massa e todos os caminhos possíveis na evolução ou transformação dos processos de fluxo de massa submarinos encontram-se representados na Figura 3.13. Como exemplo, cita-se a descarga de um rio durante sua inundação, capaz de criar fluxos tanto do tipo hipopícnais quanto hiperpícnais. A pluma hipopícnal pode depositar suavemente sedimentos hemipelágicos ou ser convertida em uma corrente de turbidez de baixa densidade.

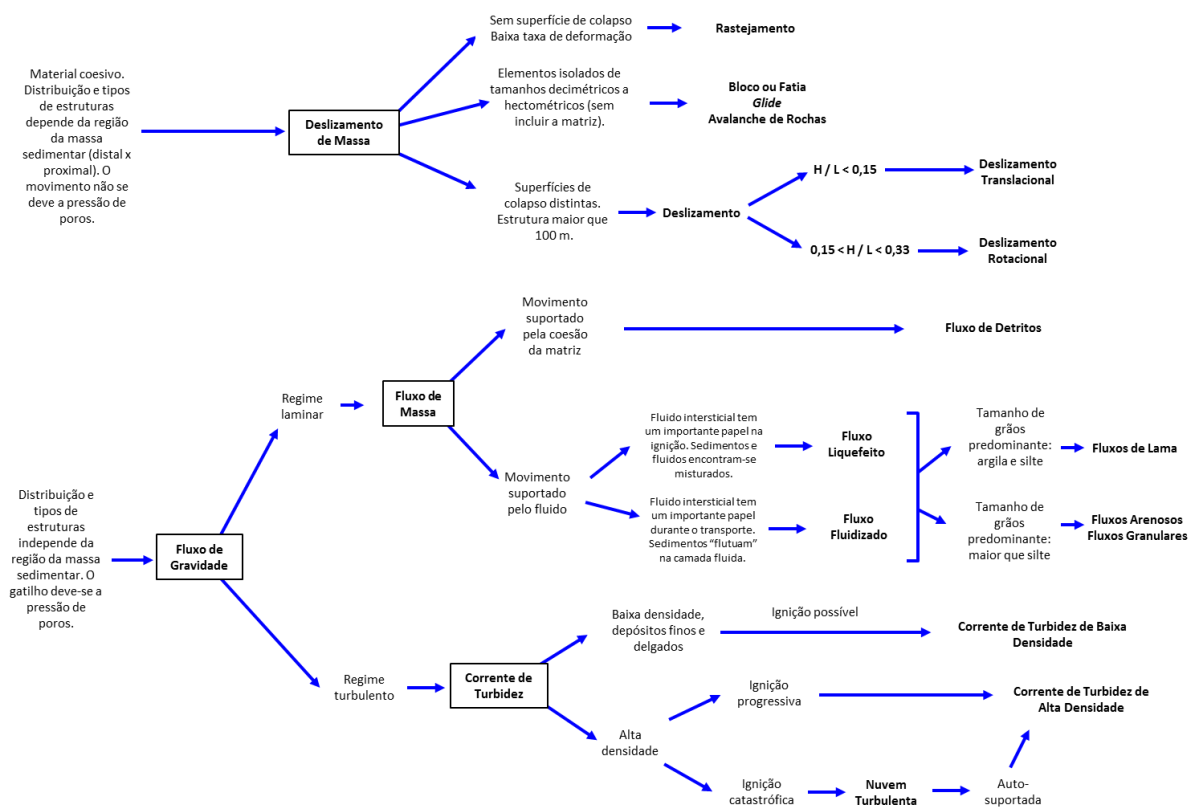


Figura 3.12 – Classificação global estática dos movimentos de massa em ambiente marinho. Modificado de Mulder & Cochonot (1996).

A classificação entre deslizamentos e escorregamentos baseia-se, principalmente, na geometria da superfície de colapso, quantificada pela razão H/L (espessura / comprimento) ou, qualitativamente, pela estimativa do grau de desintegração do corpo sedimentar. Razões H/L inferiores a 0,15 associam-se a deslizamentos translacionais, enquanto que, razões entre 0,15 e 0,33 caracterizam deslizamentos rotacionais (escorregamentos).

Fluxos plásticos podem estar associados a condições de alto suprimento sedimentar ou a taludes íngremes. Fluxos plásticos e correntes de turbidez são classificados com base em dois conjuntos de critérios: (1) tamanho de grão do material carregado e concentração volumétrica (fluxos de detritos são separados das correntes de turbidez, por exemplo, usando o Limite Bagnold para a concentração volumétrica); (2) Números de Froude e Reynolds podem ser utilizados de maneira aproximada para avaliar a evolução de um evento complexo.

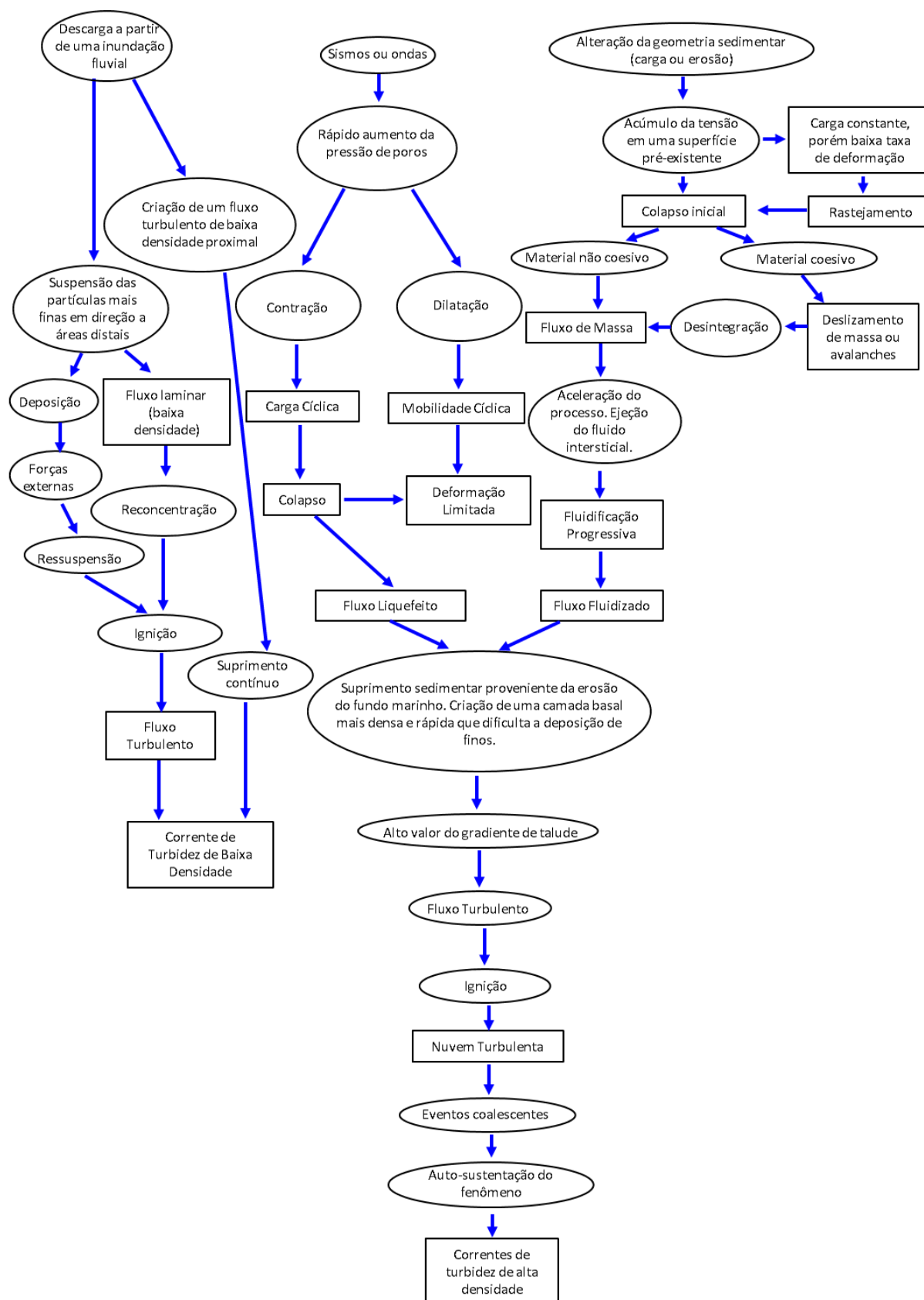


Figura 3.13 – Possível evolução dinâmica de processos de talude submarinos. Modificado de Mulder & Cochonat (1996).

Geralmente, segundo Mulder & Cochonat (1996), existe pouca informação sobre a área fonte dos fluxos plásticos ou das correntes de turbidez. Em consequência disto, a classificação destes últimos baseia-se em seus depósitos (isto é, o corpo sedimentar turbidítico) e feições erosivas observadas ao longo do caminho que o fluxo ou corrente de turbidez percorreu. A classificação estática acarreta em perda de informação, porque os depósitos de movimentos de massa mudam continuamente sua geometria e dinâmica (com exceção dos deslizamentos). Consequentemente, muitas mudanças ocorrem entre a área fonte e o sítio deposicional final. É necessário que a classificação estática esteja associada à dinâmica para o entendimento de como essa evolução se processa. Outro problema é que a classificação de um evento gravitacional necessita de parâmetros descritivos e interpretativos de alta confiabilidade, como por exemplo, descrições geológicas associada com testes geotécnicos e, possivelmente, modelagem. Na maioria das publicações, esses parâmetros não são apresentados de forma simultânea e integrada. O esquema de classificação proposto pelos diferentes autores restringe o número de parâmetros essenciais para descrever processos de instabilidade e representa etapas fundamentais para a construção de modelos simples, porém precisos.

4. Caracterização do Intervalo Estudado: Formação Maracangalha (Evolução dos Conhecimentos)

O intervalo estratigráfico foco do presente trabalho corresponde à Formação Maracangalha, pertencente ao Grupo Santo Amaro cuja deposição, no Compartimento Central da bacia, data do Andar Rio da Serra Superior (Valanginiano ao Hauteriviano). A amplitude temporal envolvida se torna maior nas proximidades da borda falhada da bacia, correspondendo aos andares Rio da Serra Superior a Jiquiá (Valanginiano ao Eoaptiano). Os corpos arenosos da Formação Maracangalha pertencem aos membros Caruaçu e Pitanga (Figura 2.4). Antes da revisão litoestratigráfica proposta por Caixeta *et al.* (1994), o Membro Caruaçu recebia a denominação informal de “Camadas Caruaçu” e pertencia à Formação Marfim. O Membro Pitanga, por sua vez, pertencia a Formação Candeias.

A Formação Maracangalha é composta predominantemente por pelitos lacustres intercalados com lentes erráticas arenosas pertencentes aos membros Caruaçu e Pitanga. Estes intervalos litoestratigráficos são portadores de significativos volumes de hidrocarbonetos na forma de gás, e, óleo, em menor proporção. Ao longo da história exploratória e explotatória da bacia, especialmente a partir da década de 1980, a Formação Maracangalha foi objeto de inúmeros estudos. Os trabalhos trataram de aspectos acerca da geometria externa e interna dos depósitos arenosos e foram desenvolvidos por equipes multidisciplinares da Petrobras, assim como por pesquisadores acadêmicos.

Esta unidade apresenta arquitetura deposicional complexa e apesar da grande espessura relativa dos depósitos, a rastreabilidade lateral por correlação e correta definição da conectividade hidráulica dos corpos arenosos é extremamente difícil devido a abruptas variações faciológicas verticais e laterais. A definição e correlação de superfícies que permitam a elaboração de um arcabouço estratigráfico de alta resolução são dificultadas pelo fato dos corpos normalmente apresentarem grandes espessuras e serem compostos internamente por camadas amalgamadas de arenitos deformados (Scherer *et al.*, 2007). A baixa resolução do conteúdo fossilífero no intervalo de estudo dificulta ainda mais as correlações estratigráficas em escala de reservatório. Outro grande obstáculo é o imageamento sísmico desses depósitos, mesmo em levantamentos 3D recentes adquiridos com parâmetros de reservatório, devido às anomalias de velocidade de propagação de ondas nos arenitos de Membro Pitanga e associações, quando presentes, com conglomerados extrabaciais.

O modelo deposicional da Formação Maracangalha é motivo de controvérsias. Teixeira Netto & Oliveira (1985) denominam esses depósitos clásticos de lago profundo correspondentes aos membros Pitanga e Caruaçu (cuja razão arenito/folhelho se situa por volta de 1/12) de fluxos turbiditos do Maracangalha.

Caixeta (1988) individualiza esses pacotes sedimentares associando sua gênese a um contínuo de processos que compreendem desde depósitos de tração em água rasa (frente deltaica), passando por deslizamentos e escorregamentos até fluxos gravitacionais de água relativamente profunda (correntes de turbidez de alta densidade e fluxos de detritos). Esse autor associa o Membro Caruaçu aos quatro primeiros processos. O Membro Pitinga estaria relacionado aos fluxos de detritos e foi classificado como *tight sands* em virtude de suas características permo-porosas e alto teor siltico-argiloso. O estudo do autor foi desenvolvido no Campo de Jacuípe, que se situa no Compartimento Central da Bacia do Recôncavo, assim como o Campo de Miranga. O Campo de Jacuípe é limitado a sul pela Falha de Mata-Catu e dista 20 km a SSW do Campo de Miranga (Figura 4.1). Ambos os campos se encontram na mesma calha deposicional alongada de sentido aproximadamente norte-sul no depocentro denominado Baixo de Miranga.

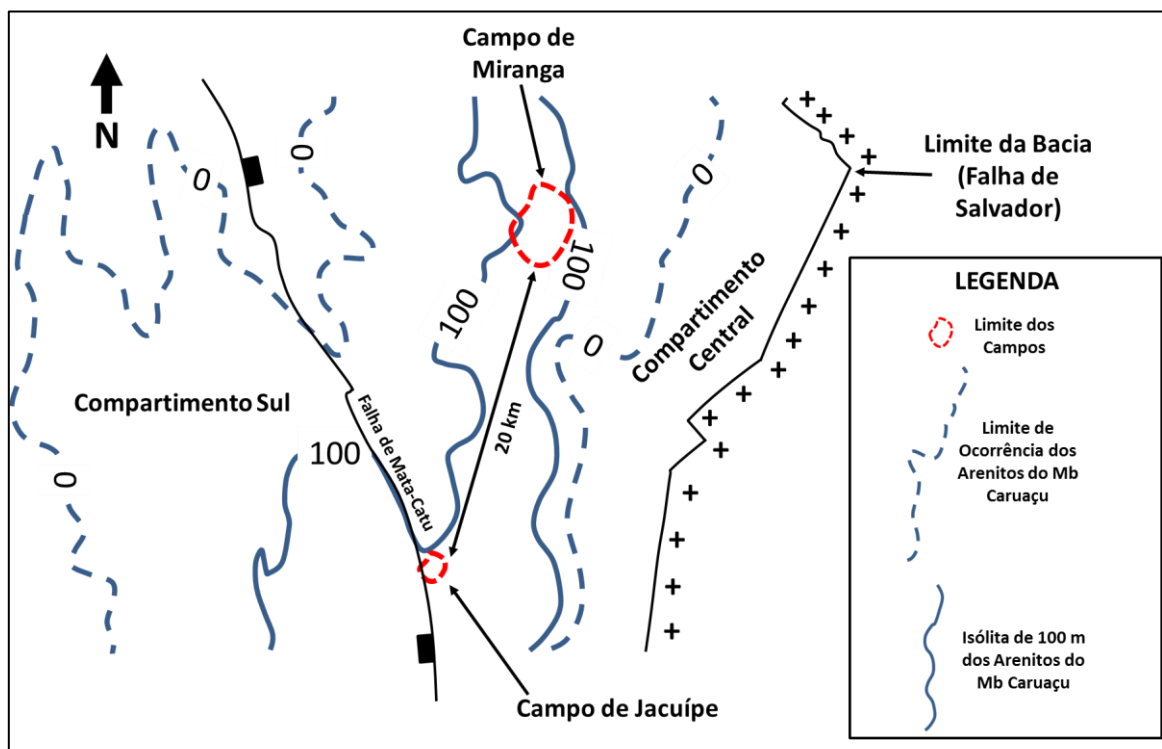


Figura 4.1 – Arcabouço estrutural simplificado do limite entre os compartimentos central e sul da Bacia do Recôncavo superposto ao mapa de isólicas dos arenitos do Membro Caruaçu com ênfase na relação entre os campos de Jacuípe e Miranga (mesma calha deposicional).

Caixeta (1988) compartimentou a Formação Maracangalha no Campo de Jacuípe em cinco unidades faciológicas que representam o registro de sistemas deposicionais distintos, cada uma com geometria externa própria e geometria interna condicionada pelo teor da matriz. Segue abaixo, a descrição das unidades faciológicas definidas pelo autor:

(A) Arenitos siltico-argilosos gerados por fluxos de detritos;

- (B) Intercalação de arenitos, arenitos com níveis de conglomerados intraformacionais e folhelhos compondo lobos turbidíticos;
- (C) Pacotes homogêneos de arenitos confinados a calhas originadas por falhas lísticas e antitéticas, interpretados como turbiditos canalizados;
- (D) Depósitos de deslizamentos e escorregamentos em zonas de talude;
- (E) Arenitos representativos de frente deltaica, praticamente, *in situ*.

O modelo de Caixeta (1988) propõe evolução diagenética condicionada aos processos envolvidos na formação de cada fácies e teor da matriz com dois caminhos possíveis: (1) arenitos com teor de argila superior a 10% apresentam como evento diagenético mais expressivo, a recristalização da matriz no sentido de uma agradação da clorita rica em ferro; (2) em arenitos com teor de argila inferior a 10%, a diagênese prosseguiu seu curso normal e os eventos diagenéticos são os mesmos observados em outros arenitos da bacia (compactação mecânica, crescimentos sintaxiais em quartzo e feldspatos, cimentação calcítica, geração de porosidade secundária pela dissolução do cimento calcítico ou de constituintes do arcabouço, e cimentação tardia de albita, pirita e carbonatos ferrosos).

As unidades faciológicas A e D definidas pelo autor (depósitos de fluxos de detritos e depósitos de deslizamentos e escorregamentos, respectivamente), encerram arenitos síltico-argilosos, porosos, porém com baixa permeabilidades, o que permite classifica-los na categoria de *tight sands*. As unidades B, C e E (turbiditos em lobos, turbiditos canalizados e barras de frente deltaica, respectivamente) apresentam baixos teores de argila, e possuem em comum, porosidades inter e intragranulares, constituindo-se em reservatórios convencionais.

A distribuição espacial das unidades faciológicas mapeada por Caixeta (1988) dentro do Campo de Jacuípe obedece à evolução tectono-sedimentar que culmina com o assoreamento da calha deposicional no Compartimento Central da Bacia do Recôncavo. Inicialmente, ocorreu a sedimentação agradacional nas porções mais profundas da calha com a deposição de turbiditos e fluxos de detritos. Após a colmatação da calha, ocorreu a progradação de frentes deltaicas, propiciando a formação de depósitos de deslizamentos e escorregamentos em seus estágios iniciais. Os depósitos deltaicos da Formação Marfim (Membro Catu) recobrem toda a sequência.

Raja Gabaglia (1991) acredita que as estruturas de deformação observadas nos arenitos dos membros Caruaçu e Pitanga surgiram durante seu estado inconsolidado e estariam associadas à paleossismicidade. Esse autor atribui que a fração granulométrica (areia fina a silte) e a saturação de água são fatores que favoreceram o surgimento das feições deformacionais dúcteis em arenitos de frente deltaica. A análise se baseia em analogias com os processos observados no presente, além de estudo quantitativo ou semi-quantitativo que vincula paleossismicidade e sedimentação utilizando dados de testemunho e de aflora-

mento. Trabalhos experimentais (em laboratório) suportam qualitativamente a viabilidade física do fenômeno envolvendo os materiais em questão.

A linha de argumentação do autor se baseia no fato de que o diapirismo de areia muito fina a silte é um fenômeno viável, que ocorre principalmente quando existe contraste vertical com sobrecarga de areia fina. A possibilidade de ejeção e injeção desta fração granulométrica, sob a forma de corpos tabulares (diques de areia), é amplamente aceita e documentada na Bacia do Recôncavo. Atribui-se que as bruscas variações laterais dos arenitos maciços do Membro Pitanga, registradas em perfis de poços, estão relacionadas não somente ao confinamento deposicional, como é proposto na maioria dos estudos. O caráter maciço e homogêneo que lhes é tradicionalmente atribuído é raro na literatura. Na realidade, a sobrecarga diferencial e a acentuada sismicidade na bacia foram os fatores que podem responder por uma liquidação e consequente movimentação pós-deposicional, ainda que parcial, das fácies areno-siltosas.

Dentre os trabalhos mais recentes, destaca-se o de Guerra & Borghi (2003), que através da descrição de afloramentos, propõem que em depósitos pouco deformados, típicos do Membro Caruaçu, observa-se a associação de fácies do tipo “rampa” (dividida em tratos de fácies de “turbiditos” e “inunditos”). Em depósitos com maior grau de deformação, típicos do Membro Pitanga, interpreta-se a associação de fácies do tipo “plataforma-talude” (dividida em tratos “arenáceo” e “heterolítico”). Associam ainda a um paleoambiente deposicional com deltas lacustres dominados por inundações fluviais que evoluem de uma morfologia em rampa para o sistema plataforma-talude.

Os autores descrevem 10 fácies sedimentares na Formação Maracangalha sendo que três foram definidas por Mutti (1992) e duas por Mutti *et al.* (1996). O modelo deposicional levanta discussão sobre o contexto deposicional de águas lacustres profundas para muitas das fácies observadas, além do caráter de homogenitos sísmicos de muitas das fácies deformacionais. Guerra & Borghi (2003) sugerem que a inundação fluvial e o excesso de carga de sedimentos acumulados em frentes deltaicas, instabilizados pela declividade de um talude (somado ou não a eventos sísmicos) tenha contribuído de forma significativa para a acumulação dos arenitos reservatório da Formação Maracangalha.

Carlotto (2006) define três facies deposicionais e seis fácies deformacionais para a área do Campo de Jacuípe. A interpretação das fácies deposicionais segue duas alternativas: (1) associam-se a fluxos gravitacionais de sedimentos (turbiditos e fluxos de detritos) *in situ* nas porções mais profundas da bacia ou; (2) relacionam-se com fluxos gravitacionais de massa (deslizamentos e escorregamentos), refletindo as configurações originais anteriores à ressedimentação. A origem das fácies deformacionais é associada aos processos de ressedimentação (deslizamentos, escorregamentos e fluxos de detritos) e representam litologias que sofreram algum tipo de deformação (rúptil, dúctil ou produzida por escapes de fluidos).

A interpretação das fácies e seus processos proposta por Carlotto (2006) aponta para uma ampla predominância de processos gravitacionais subaquosos, tais como deslizamentos, escorregamentos e fluxos turbidíticos. O agrupamento de fácies em conjuntos que apresentam características similares resultou em cinco associações de fácies que traduzem um progressivo aumento no grau de deformação. Essas associações foram interpretadas da seguinte forma: (1) *background* lacustre, (2) deslizamentos, (3) escorregamentos, (4) escorregamentos altamente móveis, plásticos a fluxos de detritos e (5) turbiditos. O autor definiu um *datum* estratigráfico composto por um intervalo pelítico (seção condensada) na porção intermediária da Formação Maracangalha. Os deslizamentos e escorregamentos concentram-se acima do *datum* estratigráfico. Os corpos organizam-se segundo uma arquitetura retrogradacional resultante do *backstepping*.

Scherer *et al.* (2007) caracterizam a Formação Maracangalha no Campo de Jacuípe da Bacia do Recôncavo como um complexo de fluxos de massa. Os autores propuseram três grandes domínios faciológicos: complexos basais, intermediários e de topo. Os complexos basais são compostos por corpos arenosos interpretados como depósitos intermediários entre escorregamentos evoluídos e fluxos de detritos. Estes corpos são constituídos por arenitos maciços com abundante pseudomatriz, o que reflete um estágio avançado de fragmentação das camadas e homogeneização dos depósitos. Os complexos basais apresentam os valores médios de porosidade mais baixos de todo o intervalo. A porção intermediária é dominada por complexos formados por depósitos de escorregamentos, que internamente apresentam variação no grau de deformação. Conseqüentemente, geram depósitos com porosidades variáveis e a qualidade dos reservatórios também é controlada predominantemente pelo teor de pseudomatriz. Os complexos do topo são constituídos por corpos de deslizamento (predominantemente arenosos) apresentando pouca deformação interna e porosidades mais elevadas.

5. Artigo Científico

Arquitetura de Fácies e Arcabouço Estratigráfico dos Depósitos de Fluxos Gravitacionais da Formação Maracangalha no Campo de Miranga, Bacia do Recôncavo

Facies Architecture and Stratigraphic Framework of Gravitational Flows Deposits of Maracangalha Formation in Miranga Oil and Gas Field, Reconcavo Basin

AUTORES: César Henrique de Aleixo ROCHA*1 & Claiton Marlon dos Santos SCHERER 2

(1) Mestrando do Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS e Geólogo da Petrobras (Petróleo Brasileiro S. A.). Endereço: Av. República do Chile, 330, Ed. Ventura (Petrobras), 24º Andar, Torre Leste – Centro – CEP: 20031-170 – Rio de Janeiro, RJ, Brasil. Endereço Eletrônico: cesar.rocha@petrobras.com.br

(2) Doutor, Docente e Pesquisador do Instituto de Geociências da UFRGS. Linhas de Pesquisa: Estratigrafia de Bacias Sedimentares e Geologia do Petróleo. Endereço: Av. Bento Gonçalves, 9500 – Bloco 1 – Prédio 43113 – Caixa Postal: 15001 – CEP: 91509-900 – Porto Alegre, RS, Brasil. Endereço Eletrônico: claiton.scherer@ufrgs.br

Resumo: O Campo de Miranga, localizado no Compartimento Central da Bacia do Recôncavo, é um importante produtor de óleo e gás. As rochas reservatório portadoras de hidrocarbonetos aqui apresentadas constituem-se de corpos arenosos gerados por fluxos gravitacionais subaquosos intercalados por folhelhos e pertencem a Formação Maracangalha (depositada no Cretáceo Inferior). Com a descrição de 775 m de testemunhos, definiu-se 8 fácies deposicionais e 6 deformacionais para o intervalo estudado. O agrupamento de fácies em conjuntos que apresentam feições estruturais e genéticas similares permitiu a proposição de Associações de Fácies cujas interpretações são: AF1 - lobos turbidíticos distais; AF2 - canais e/ou lobos turbidíticos arenosos; AF3 - franjas de sistemas turbidíticos conglomeráticos; AF4 - deslizamentos ou regiões proximais de escorregamentos; AF5 - porções mais deformadas de corpos de deslizamentos a escorregamentos; AF6 - escorregamentos altamente móveis, plásticos a fluxos de detritos. Foi definido um *datum* na porção intermediária da formação constituído por uma espessa seção pelítica. Depósitos distais da AF6 dominam a porção basal do intervalo estudado e são sucedidos verticalmente (em direção ao *datum*) por intercalações entre turbiditos (AF2) e escorregamentos (AF5). Imediatamente acima do *datum* ocorrem níveis conglomeráticos (AF3) que são sucedidos verticalmente por um domínio onde se intercalam deslizamentos (AF4), escorregamentos (AF5) e turbiditos (AF2), definindo-se uma grande sucessão progradacional para a Formação Maracangalha na área estudada. O disparo desses fluxos provavelmente associa-se a movimentação de falhas durante estágio sin-rifte responsáveis por intensa sismicidade e remobilização de frentes deltaicas. Um mecanismo auxiliar associa-se ao intenso diapirismo argilocinético. A conectividade lateral rastreada em seções sísmicas é baixa e os melhores reservatórios do campo são os representantes da AF4 e AF2. Por critérios preditivos é possível determinar os intervalos mais propícios para a ocorrência desses corpos.

Palavras-Chave: reservatório, fluxos gravitacionais subaquosos, associações de fácies, deslizamentos, escorregamentos, turbiditos.

Abstract: The Miranga Field, which is located in the Central Compartment of Reconcavo Basin, is an important oil and gas producer. The bearing hydrocarbon reservoirs presented here are composed of sand bodies generated by subaqueous gravity flows inserted between shales, belonging to the Maracangalha Formation (deposited during the Lower Cretaceous). Through the description of 775 m well cores, 8 depositional and 6 deformational facies were defined for the interval studied. These facies were grouped together according to structural and genetic characteristics making it possible to define Facies Associations with the following interpretations: AF1 - distal portions of turbidite lobes; AF2 - channels and/or sandy turbidite lobes; AF3 - borders of conglomeratic turbidite systems; AF4 - slides or proximal parts of slumps; AF5 - distal portions of the slides bodies or slumps; AF6 - highly mobile slumps to debris flows. A *datum* was chosen in the middle portion of Maracangalha Formation which consists of thick layer of shale. Distal deposits (AF6) dominate the basal portion of interval studied and they are succeeded vertically (toward to the *datum*) by layers interbedded between turbidites (AF2) and slump deposits (AF5). Immediately above the *datum*, conglomeratic intervals (AF3) occur and they are succeeded vertically by layers interbedded between slides (AF4), slumps (AF5) and turbidites (AF2), defining a great progradational succession to Maracangalha Formation in the studied area. Trigger mechanisms responsible for the genesis of gravitational flows are probably associated with faults activities during the syn-rift stage which led to intense seismic activity and caused the destabilization of sediments in delta fronts. An alternative cause for triggering may have been intense diapiric shale movements. The lateral connectivity traced in seismic sections is low and the sand bodies that should constitute the best reservoirs in this field belong to AF4 and AF2 categories. It is possible to determine the most favorable intervals for the occurrence of these sand bodies using predictive criteria.

Keywords: reservoir, subaqueous gravity flows, facies association, slides, slumps, turbidites.

1. Introdução

A Formação Maracangalha da Bacia do Recôncavo é composta por corpos arenosos intercalados com pelitos lacustres que foram depositados na fase rifte. Os corpos arenosos pertencem aos membros Caruaçu e Pitanga. Estes intervalos litoestratigráficos são portadores de significativos volumes de hidrocarbonetos na forma de gás, e, óleo, em menor proporção. Ao longo da história exploratória e explotatória da bacia, especialmente a partir da década de 1980, a Formação Maracangalha foi objeto de inúmeros estudos. Os trabalhos trataram de aspectos acerca da geometria externa e interna dos depósitos arenosos e foram desenvolvidos por equipes multidisciplinares da Petrobras, assim como por pesquisadores acadêmicos.

Esta unidade apresenta arquitetura deposicional complexa e apesar da grande espessura relativa dos depósitos, a rastreabilidade lateral por correlação e correta definição da conectividade hidráulica dos corpos arenosos é extremamente difícil devido a abruptas variações faciológicas verticais e laterais. A definição e correlação de superfícies que permitam a elaboração de um arcabouço estratigráfico de alta resolução é dificultada pelo fato dos corpos normalmente apresentarem grandes espessuras e serem compostos internamente por camadas amalgamadas de arenitos deformados (Scherer et al., 2007). A baixa resolução do conteúdo fossilífero no intervalo de estudo dificulta ainda mais as correlações estratigráficas em escala de reservatório. Outra grande dificuldade é o imageamento sísmico desses depósitos, mesmo em levantamentos 3D recentes adquiridos com parâmetros de reservatório, devido às anomalias de velocidade de propagação de ondas nos arenitos de Membro Pitanga e associações, quando presentes, com conglomerados extrabaciais.

O modelo deposicional da Formação Maracangalha é motivo de controvérsias. Teixeira Netto & Oliveira (1985) denominam esses depósitos clásticos de lago profundo correspondentes aos membros Pitanga e Caruaçu (cuja razão arenito/folhelho se situa por volta de 1/12) de fluxoturbiditos do Maracangalha. Caixeta (1988) individualiza esses pacotes sedimentares associando sua gênese a um contínuo de processos que compreendem desde depósitos de tração em água rasa, passando por deslizamentos e escorregamentos até fluxos gravitacionais de água relativamente profunda (correntes de turbidez de alta densidade e fluxos de detritos). Esse autor associa o Membro Caruaçu aos quatro primeiros processos. O Membro Pitanga estaria relacionado aos fluxos de detritos e foi classificado como tight sands em virtude suas características permo-porosas e alto teor siltico-argiloso. Raja Gabaglia (1991) interpreta que estruturas de deformação observadas nos arenitos dos membros Caruaçu e Pitanga surgiram durante seu estado inconsolidado e estão associadas a paleossismicidade. Esse autor atribui que fração granulométrica (areia fina a silte) e a saturação de água são fatores que favoreceram o surgimento das feições deformacionais dúcteis em arenitos de frente deltaica. Dentre os trabalhos mais recentes, destaca-se o de Guerra & Borghi (2003), que através da descrição de afloramentos, propõem que em depósitos pouco deformados, típicos do Membro Caruaçu, observa-se associação de fácies do tipo “rampa” (dividida em tratos de fácies de “turbiditos” e “inunditos”). Em depósitos com maior grau de deformação, típicos do Membro Pitanga, interpreta-se associação de fácies do tipo “plataforma-talude” (dividida em tratos “arenáceo” e “heterolítico”). Associam ainda a um paleoambiente deposicional com deltas lacustres dominados por inundações fluviais que evoluem de uma morfologia em rampa para o sistema plataforma-talude.

O presente estudo visa apresentar o resultado de uma análise integrada utilizando perfis de poços, testemunhos de rocha e seções sísmicas extraídas de um dado 3D com o objetivo de propor um arcabouço estratigráfico para os depósitos da Formação Maracanga-

Iha no Campo de Miranga; importante campo produtor de óleo e gás da Bacia do Recôncavo.

2. Área, materiais e métodos

A Bacia do Recôncavo faz parte de um conjunto de bacias cretáceas situadas ao longo da costa leste do Brasil. A origem dessas bacias relaciona-se ao processo de estiramento crustal responsável pela fragmentação do Supercontinente Gondwana e a subsequente abertura do Oceano Atlântico Sul (Almeida, 1967). A fase rifte, presente em todas essas bacias, é extremamente variável quanto à sua geometria, extensão, espessura, preenchimento sedimentar e idade. As bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá são segmentos abandonados do rifte, que se desenvolveram na mesma época que as bacias adjacentes (Camamu e Sergipe-Alagoas). Entretanto, as bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá não evoluíram para a abertura continental e formação de uma bacia oceânica, como ocorreu nas bacias de Sergipe-Alagoas, Jacuípe, Camamu-Almada, Jequitinhonha e Cumuruxatiba (Milani & Thomas Filho, 2000).

2.1. Arcabouço geológico regional

O rifte intracontinental Recôncavo-Tucano-Jatobá, localiza-se na Região Nordeste do Brasil e ocupa uma área total aproximada de 45.000 km² (Figura 1). A Bacia do Recôncavo se situa no estado da Bahia e ocupa uma área aproximada de 11.500 km². Seus limites são o Alto de Aporá, a norte e noroeste; Falha da Barra, a sul; Falha de Maragogipe, a oeste; e pela Falha de Salvador, a leste (Figura 1). A bacia apresenta uma configuração arquitetural básica de um meio-gráben com orientação geral NE-SW, borda falhada a leste e borda flexural a oeste (Figura 2). Os falhamentos normais planares com direção preferencial N30°E condicionam os mergulhos regionais das camadas para leste. Acomodando taxas de extensão variáveis entre diferentes compartimentos da bacia ocorrem zonas de transferência com orientação N40°W.

O embasamento da Bacia do Recôncavo é composto predominantemente por gnais-ses granulíticos arqueanos do Bloco Serrinha, a oeste e norte; cinturões Itabuna-Salvador-Curaçá, a oeste-sudoeste e Salvador-Esplanada, a leste-nordeste. Ocorrem também, ao norte, rochas metassedimentares de idade neoproterozóica, relacionadas ao Grupo Estância.

No presente trabalho, será adotada a atualização da nomenclatura litoestratigráfica da bacia realizada por Caixeta et al. (1994) e a revisão proposta por Silva et al. (2007) para a divisão das sequências sedimentares que preenchem a bacia, em sequências deposicio-

centes aos membros Pitanga e Caruaçu (objeto deste trabalho). Nesse intervalo de tempo, associada à intensa sedimentação clástica grossa nas depressões, iniciou-se processos diápicos argliocinéticos, que durariam até o Andar Buracica (Barremiano). Os depósitos de fluxos gravitacionais da Formação Maracangalha foram disparados por uma combinação de mecanismos sísmicos (terremotos), com altas taxas de sedimentação em frentes deltaicas e soerguimento de diápiros de folhelhos (Carlotto, 2006). No final do Andar Rio da Serra até a porção média do Andar Aratu (Hauteriviano), a atividade tectônica já estava bastante atenuada assim como a subsidência. Sistemas deltaicos provenientes da margem flexural da bacia começam a progradar sobre rochas sedimentares lacustres. Esses sistemas deram origem aos arenitos da Formação Marfim e são sucedidos por depósitos (também deltaicos) da Formação Pojuca. Durante o Andar Buracica / Jiquiá (Barremiano / Eoaptiano) iniciou-se o assoreamento final da bacia, com a chegada de sedimentação fluvial, provinda noroeste, que deu origem aos depósitos da Formação São Sebastião. Durante toda a fase rifte, leques aluviais sintectônicos (pertencentes à Formação Salvador) foram depositados junto ao sistema de falhas da borda leste, intercalando-se aos demais pacotes sedimentares. A terceira e última supersequência marca a fase pós-rifte (Neo-Aptiano), com a deposição dos pacotes sedimentares fluviais da Formação Marizal e marinhos (localmente) da Formação Sabiá.

2.2. Área de estudo

A área de estudo é o Campo de Miranga que se localiza no Compartimento Central da Bacia do Recôncavo em um depocentro na forma de calha deposicional alongada com direção NE-SW com área aproximada de 3.500 km² denominada Baixo de Miranga (Carlotto, 2006) (Figura 1). Diápiros de folhelhos são importantes feições ao redor do campo que condicionam sua configuração estrutural dômica além de ter importante papel na geração, migração e trapeamento de hidrocarbonetos nos reservatórios arenosos presentes. Destacam-se, nesse contexto, os diápiros de Lagoa Verde (também conhecido como Pedra do Salgado), Biriba e Miranga Norte.

Geograficamente, o campo se situa no município de Pojuca e dista 80 km a nordeste da cidade de Salvador, ocupando uma área de 25 km². O campo foi descoberto através da perfuração de um poço exploratório em 1965 que constatou óleo em reservatórios arenosos de origem deltaica pertencentes às formações Pojuca e Marfim. A partir da década de 1980, se iniciou o interesse por reservatórios portadores de gás em horizontes mais profundos, pertencentes à Formação Maracangalha (objetivo desse estudo).

2.3. Materiais e métodos

No presente trabalho, foram utilizados os seguintes dados:

- (A) Suíte de perfis de 30 poços, compostas pelos registros de raios gama (RG), potencial espontâneo (SP), resistividade (ILD), densidade (RHOB), neutrão (NPHI), sônico (DT) e *caliper* (CAL);
- (B) Testemunhos de rocha de sete poços no intervalo de interesse, dentro dos quais, três amostraram intervalos mais representativos e contínuos da Formação Maracangalha; BR-1007, BR-1023 e BR-1040. Nos demais poços, BR-1001, BR-1018, BR-1029 e BR-1039, os intervalos amostrados são descontínuos e de baixa representatividade. Foram descritos no total, 775 m de rocha (vide Figura 4 para localização desses poços na área de trabalho);
- (C) Cubo sísmico 3D, cuja aquisição data de 2008, com resolução adequada para a interpretação de horizontes na escala de reservatórios. As seções sísmicas apresentadas e interpretadas no presente trabalho foram extraídas do volume sísmico migrado para profundidade. Cubo sísmico 3D, cuja aquisição data de 2008, com resolução adequada para a interpretação de horizontes na escala de reservatórios. As seções sísmicas apresentadas e interpretadas no presente trabalho foram extraídas do volume sísmico migrado para profundidade.

No início realizou-se trabalho de compilação bibliográfica da Formação Maracangalha, assim como levantamento de bibliografia relacionada a uma diversidade de exemplos de depósitos de fluxos gravitacionais com o objetivo de melhor compreender o intervalo sedimentar estudado e seus potenciais processos geradores.

Optou-se por descrever, na escala de 1:50, e utilizar na interpretação do modelo todos os testemunhos disponíveis no intervalo de interesse dentro da área do campo. Os demais poços (sem testemunhos de rocha) foram escolhidos por se situar entre poços testemunhados e são de fundamental importância, pois em seções sísmicas e por correlação, pode-se observar continuidade lateral dos corpos mapeados ou interrupção dos mesmos.

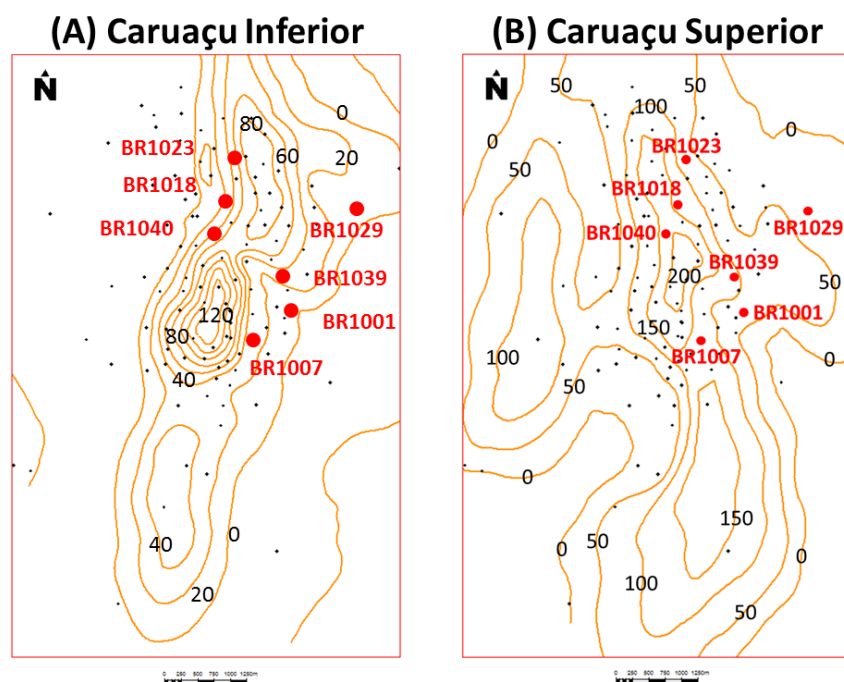


Figura 4 – Mapa de isóbatas de arenitos presentes nos intervalos Caruaçu Inferior (A) e Superior (B) no Campo de Miranga com a localização dos poços testemunhados. Os demais pontos menores, na cor preta, são os poços que também perfuraram o intervalo de interesse, porém sem testemunhos.

A análise faciológica forneceu insumos fundamentais para o desenvolvimento do trabalho. A metodologia utilizada foi: (1) Aquisição de dados de litofácies; (2) Interpretação de associação de fácies (relacionadas a um contexto genético); (3) Reconhecimento de pacotes aqui denominados de complexos para o rastreamento de suas continuidades laterais em seções sísmicas e estratigráficas; (4) Análise estratigráfica final com a proposta de um modelo de deposição.

3. Resultados

3.1. Fácies

A Formação Maracangalha no Campo de Miranga é constituída por arenitos, pelitos e, mais subordinadamente, conglomerados. Com base na descrição de testemunhos provenientes dos poços do Campo de Miranga foram definidas oito fácies deposicionais e seis fácies deformacionais para a Formação Maracangalha na área de estudo. Serão descritas primeiramente as fácies deposicionais e, em seguida, as fácies deformacionais. A Figura 5 ilustra percentualmente a contribuição de cada fácies em relação ao total de testemunhos descritos.

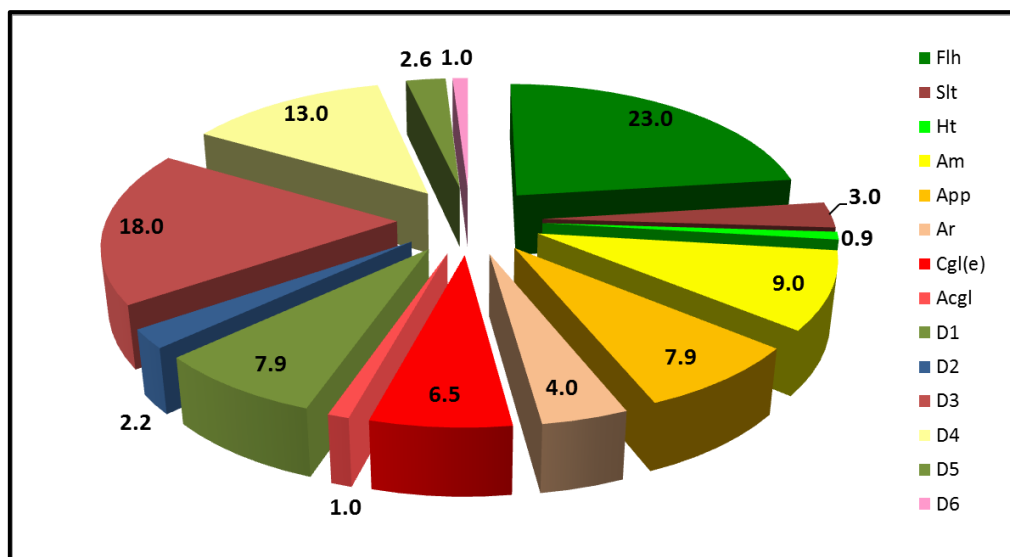


Figura 5 – Contribuição percentual de cada fácies identificada em relação ao total de testemunhos descritos. Os códigos de fácies correspondem aos utilizados nas tabelas 1 e 2.

3.2. Fácies deposicionais

A tabela abaixo (Tabela 1) sintetiza de forma esquemática as fácies deposicionais descritas em testemunhos do Campo de Miranga com seus respectivos códigos e interpretação de processos. Na Figura 6 é apresentado um quadro resumo com a imagem de todas as fácies deposicionais identificadas.

Fácies Flh

Descrição: Essa fácies é composta por folhelhos cinza esverdeados (com alta fissilidade). A laminação plano-paralela é uma feição bem desenvolvida. Compreende 23,0% dos testemunhos descritos.

Interpretação: Sedimentos na fração argila transportados por correntes de turbidez de baixa densidade em desaceleração depositam-se por suspensão gerando os depósitos laminados que equivalem ao intervalo Te de Bouma (Lowe, 1982).

Fácies Slt

Descrição: Essa fácies é composta por siltitos marrom escuro com laminações delgadas. Compreende 3,0% dos testemunhos descritos.

Interpretação: Assim como a fácies anteriormente descrita, os siltitos laminados depositam-se a partir dos estágios finais de uma corrente de turbidez de baixa densidade em desaceleração com processo misto de suspensão e tração. Esses depósitos equivalem ao intervalo Td de Bouma (Lowe, 1982).

Fácies	Litologia	Estruturas	Intepretação de Processos
Fih	Folhelhos	Laminação plano-paralela	Decantação pelágica / hemipelágica de correntes de turbidez de baixa densidade em desaceleração
Slt	Siltitos	Laminação plano-paralela	Tração e decantação a partir de correntes de turbidez de baixa densidade em desaceleração
Ht	Heterolitos	Maciços ou com laminação fina	Alternância rítmica entre processos de tração e decantação associado a correntes de turbidez de baixa densidade.
Am	Arenitos finos a médios, parte com fragmentos lamosos dispersos (Afl)	Maciços ou com gradação normal	Deposição <i>en masse</i> de grãos (<i>frictional freezing</i>) a partir de correntes de turbidez de alta densidade em desaceleração.
App	Arenitos finos a médios	Estratificação plano-paralela (Ap) ou cruzada de baixo ângulo (Ax) em menor proporção	Tração em condições de regime de fluxo superior a partir de correntes de turbidez de baixa densidade.
Ar	Arenitos muito finos a finos	Laminação cruzada cavalgante	Tração e decantação em condições de regime de fluxo inferior a partir de correntes de turbidez de baixa densidade.
Cgl(e)	Conglomerado polimítico extrabacial	Maciços ou com gradação normal	Fluxos de detritos arenosos ou correntes de turbidez de alta densidade.
Acgl	Arenitos conglomeráticos	Maciços ou com gradação normal	Fluxos de detritos arenosos ou correntes de turbidez de alta densidade.

Tabela 1 – Código de litofácies, estruturas sedimentares e interpretação de processos geradores das fácies deposicionais presentes na Formação Maracangalha no Campo de Miranga.

Fácies Ht

Descrição: Composta por depósitos heterolíticos, em geral, intercamadados rítmicos delgados entre arenito muito fino e silito laminado ou folhelhos. A estrutura dos arenitos é maciça ou com estratificação plano-paralela. Esta fácies se encontra presente em apenas 0,9% dos testemunhos analisados e as espessuras dos intervalos variam de 10 a 90 cm.

Interpretação: Associa-se essa alternância rítmica e delgada entre arenitos finos e pelitos a ciclicidade entre processos de tração e decantação. Processos de tração seriam os responsáveis pela deposição dos intervalos psamíticos e a decantação, pela deposição dos intervalos pelíticos. Esta fácies tem sua gênese vinculada a porção distal de correntes de turbidez de baixa densidade.

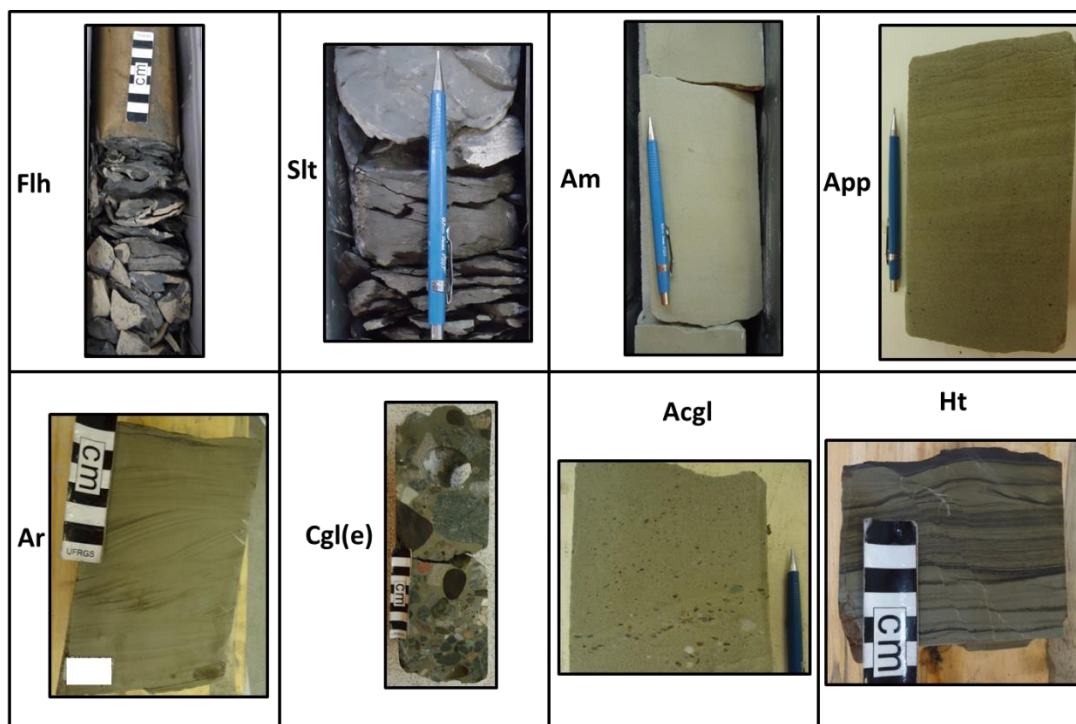


Figura 6 – Fotografias de todas as fácies deposicionais identificadas e descritas. O tamanho da escala graduada é de 10 cm (cada divisão representa 1 cm) e o tamanho da lapiseira é de 14,5 cm. Os códigos utilizados são: Flh - Folhelho; Slt - Siltito; Ht - Heterolito; Am - Arenito maciço; App - Arenito com estratificação plano-paralela; Ar - Arenito com laminação cruzada cavalgante; Cgl(e) - Conglomerado polimítico extrabacial; Acgl – Arenito conglomerático.

Fácies Am

Descrição: É formada por arenitos finos a médios, maciços, por vezes, com graduação normal. As espessuras dos pacotes variam de 10 cm a 4,7 m (espessura máxima constatada no poço BR-1040), porém tratam-se de camadas amalgamadas onde devido o aspecto homogêneo do depósito, não é possível definir a espessura real de cada camada individualmente. Acredita-se, entretanto que a espessura real de cada camada não deva ser superior a 1 m. A base é em geral erosiva e estruturas de carga são comuns. A presença de fragmentos lamosos submilimétricos erráticos e dispersos é uma feição típica e, às vezes, revelam uma orientação incipiente. É rara a presença de fragmentos lamosos centimétricos, mas quando constatados, os mesmos chegam a 5 cm. A fácies Am encontra-se presente em 9,0% dos testemunhos analisados.

Interpretação: Mutti *et al.* (1999) interpretam que depósitos com ausência de estruturas trativas e compostos por arenitos cujo tamanho de grão predominante equivale a fração granulométrica de areia fina relacionam-se a fácies F8. O intervalo denominado Ta por Bouma (1962) também constitui um equivalente à fácies Am aqui descrita. A partir da se-

quência de empilhamento que será descrita no decorrer do texto é possível caracterizar essa fácies como integrante de um depósito cujo mecanismo gerador se associa a correntes de turbidez de alta densidade. Bruhn (1999) descreve fragmentos lamosos deformados e dispersos em arenitos maciços depositados em lagos profundos e associa-os a erosão do fundo e margens do canal cuja composição desses substratos é predominantemente argilosa.

Fácies App

Descrição: É formada por arenitos muito finos a médios com estratificação plano-paralela. A espessura do pacote varia de 10 a 70 cm. Eventualmente há fragmentos lamosos nas lâminas. Essas fácies encontram-se presentes em 7,9% dos testemunhos analisados.

Interpretação: Seguindo a linha de interpretação das fácies anteriormente descritas, a gênese desta fácies estaria relacionada à tração em condições de regime de fluxo superior a partir de correntes de turbidez de baixa densidade devido ao amplo predomínio de estratificação plano-paralela dos depósitos observados. O estágio de transição entre regimes de fluxo inferior e superior ficam bem marcados pela presença de arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo, de ocorrência subordinada (Scherer *et al.*, 2007). Mutti *et al.* (1999) associam origem desta fácies, juntamente com a fácies Ar (que será descrita posteriormente) e as fácies pelíticas (já descritas), a processos de tração e decantação em estágios finais e depletivos de uma corrente de turbidez de eficiência alta a muito alta. Em seu modelo, esta corresponderia a fácies F9. Bouma (1962), por sua vez, define um intervalo denominado Tb onde predominam arenitos com estratificação plano-paralela.

Fácies Ar

Descrição: É formada por arenitos finos a muito finos com marcas onduladas cavalgantes. As espessuras dessa fácies são restritas com variação entre 10 e 40 cm. O topo é gradacional para folhelhos físseis ou siltitos laminados. Essa fácies encontra-se presente em 4,0% dos testemunhos analisados.

Interpretação: Marcas onduladas cavalgantes são formadas pela migração e cavalgamento de ondas sob condições de regime de fluxo inferior (Scherer *et al.*, 2007). Estes depósitos juntamente com os da fácies App caracterizam a transição para correntes de turbidez de baixa densidade. No modelo proposto por Mutti *et al.* (1999) esses arenitos estariam relacionados à fácies F9, ou seja, sua gênese é atribuída a processos de tração e decantação em estágios finais e depletivos de uma corrente de turbidez de eficiência alta a

muito alta. O modelo elaborado por Bouma (1962) caracteriza estes depósitos ao intervalo Tc.

Fácies Cgl(e)

Descrição: Sua ocorrência restringe-se ao intervalo aqui denominado Caruaçu Superior (imediatamente acima do *datum* estratigráfico composto por uma espessa seção pelítica). Composta por conglomerados arenosos a clasto suportados, polimíticos com clastos extrabaciais e matriz arenosa fina a muito fina. Os clastos são em geral subarredondados a subangulosos de tamanhos variados (3 mm a 10 cm); variando de grânulos a blocos. São compostos por rochas do embasamento (quartzitos, gnaisses, granulitos e granitóides) e, às vezes, é possível distinguir imbricamento incipiente. Esta fácies se encontra presente em 6,5% dos testemunhos analisados. A espessura dos pacotes varia em geral de 20 cm a 4,4 m, porém identificaram-se dois corpos no BR-1023 com espessuras anômalas maiores (8,1 e 10,2 m).

Interpretação: Interpreta-se a origem desta fácies como relacionada a correntes de turbidez de alta densidade ou fluxos de detritos arenosos. Os depósitos tendem a apresentar aspecto maciço quando a viscosidade do fluxo é alta. Em condições de baixa viscosidade, apresentam gradação normal e imbricamento dos clastos devido ao cisalhamento interno penetrativo (Assine, 2008). Esses fluxos de gravidade são característicos de eventos catastróficos de natureza episódica.

Fácies Acgl

Descrição: É formada por arenitos finos a médios, maciços e com clastos polimíticos subarredondados a subangulosos de origem extrabacial dispersos. Assim como na fácies anteriormente descrita, os clastos são compostos por rochas do embasamento (quartzitos, gnaisses, granulitos e granitóides). Esta fácies se encontra presente em apenas 1,0% dos testemunhos analisados. A espessura dos pacotes é baixa, em geral, com variação entre 15 a 70 cm. Espessura anômala de 2 m foi constatada em testemunho de um dos poços (BR-1023).

Interpretação: Da mesma forma que a fácies anteriormente descrita, esta é uma fácies exógena e sua gênese também se relaciona a correntes de turbidez de alta densidade ou fluxos de detritos arenosos. A diminuição dos tamanhos de grãos deve-se a redução do gradiente topográfico, diminuição da energia da corrente e da perda d'água nas porções distais (base) em relação à área fonte (cabeceira) do fluxo (Assine, 2008).

3.3. Fácies deformacionais

A tabela abaixo (Tabela 2) sintetiza de forma esquemática as fácies deformacionais descritas em testemunhos do Campo de Miranga com seus respectivos códigos e interpretação de processos. A Figura 5 ilustra percentualmente a contribuição de cada fácies em relação ao total de testemunhos descritos e na Figura 7, é apresentado um quadro resumo com a imagem de todas as fácies deformacionais identificadas.

Fácies	Litologia	Estruturas	Intepretação de Processos
D1	Arenitos finos a médios	Estruturas rúpteis como falhas normais e fraturas, raras falhas reversas de acomodação com rejeitos mínimos	Sítios deposicionais sujeitos a esforços distensivos. A existência de falhas reversas (subordinadamente) pode relacionar-se a compressões locais por acomodação.
D2	Arenitos finos a médios	Pratos, pilares ou estruturas em chama	Movimentação de sedimentos saturados em água nas direções horizontal e vertical.
D3	Arenitos finos a muito finos	Estruturas de deformação plástica na forma de corrugações descontínuas e dobras convolutas suaves de pequena amplitude	Cisalhamento durante o fluxo de massa. Provavelmente associa-se às porções basais de corpos em deslizamento.
D4	Arenitos finos a muito finos	Estruturas de deformação plástica pervasiva com superposição de dobras de grande amplitude e de geometria complexa	Sítios deposicionais sujeitos a esforços compressivos. Estruturas compressivas na forma de deformações dúcteis e rúpteis (falhas reversas) associadas a fluxo gravitacional mergulho abaixo.
D5	Arenitos finos a médios	Feições de escape de fluidos como “bolhas”, “anzóis” além de estruturas de carga desenvolvidas como pseudonódulos	Deformação de sedimentos inconsolidados por instabilidade gravitacional combinado com gradiente reverso de densidade.
D6	Ritmitos e arenitos finos; Diques de arenitos em siltitos	Ritmitos com estruturas de carga, chamas e pseudo-nódulos além de feições de injeção de arenitos em intervalos sílticos	Liquificação pós deposicional.

Tabela 2 – Código de litofácies, estruturas sedimentares e interpretação de processos geradores das fácies deformacionais presentes na Formação Maracangalha no Campo de Miranga.

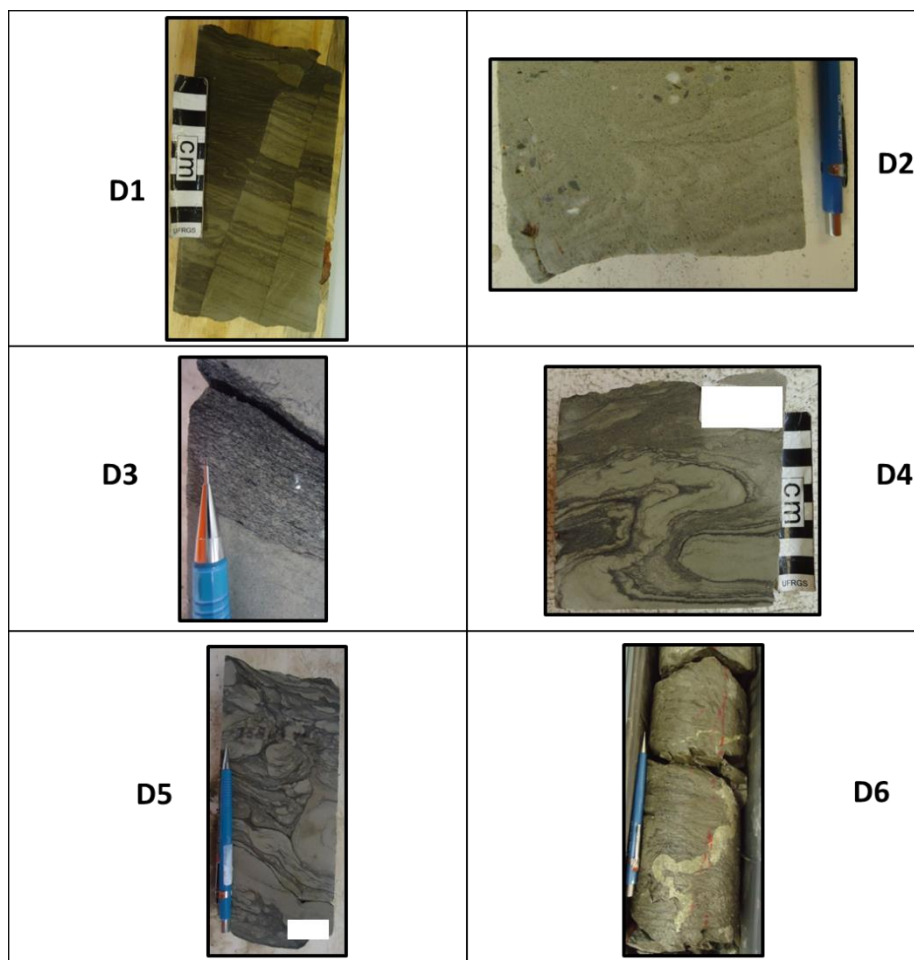


Figura 7 – Fotografias de todas as fácies deformacionais identificadas e descritas. O tamanho da escala graduada é de 10 cm (cada divisão representa 1 cm) e o tamanho da lapiseira é de 14,5 cm. Os códigos utilizados são: D1 - Estruturas deformacionais rúpteis; D2 - Estruturas do tipo pratos e pilares; D3 – Estruturas dúcteis na forma de corrugações descontínuas e dobras suaves de pequenas amplitudes; D4 - Estruturas dúcteis na forma de dobras convolutas de grande amplitude, muitas vezes recumbentes; D5 - Feições de escape de fluidos como “bolhas” e “anzóis” além de estruturas de carga desenvolvidas; D6 – Ritmitos com diques de arenitos em intervalos sílticos além de chamás, cargas e/ou pseudonódulos.

Fácies D1

Descrição: São deformações rúpteis na forma de falhas e fraturas que ocorrem em qualquer uma das fácies deposicionais anteriormente descritas. As falhas são normais, com rejeitos de poucos centímetros, ou podem ser reversas de acomodação, com rejeitos mínimos. Essa deformação se encontra presente em 7,9% dos testemunhos analisados e a espessura dos intervalos que sofreram essas deformações rúpteis varia de 20 cm a 7,7 m.

Interpretação: A ocorrência de níveis falhados limita-se a intervalos restritos e não afetam camadas adjacentes. Rossetti & Góes, 2000 interpretam que a ocorrência de falhas e fissuras de alto ângulo restritas a níveis que não apresentam relação com camadas que o

envelopam (i. e. camadas com deformação dúctil ou sem deformação em contato direto com níveis falhados) são evidências de que o evento deformacional rúptil ocorreu quando os sedimentos encontravam-se inconsolidados ou parcialmente consolidados. Falhas em pequena escala indicam comportamento coesivo com o aumento da pressão de poros em decorrência da tensão aplicada, porém esse aumento não foi o suficiente para que houvesse liquificação dos sedimentos (Owen, 1987; Vanneste *et al.*, 1999). Ressalta-se ainda que a ocorrência, de forma muito subordinada, de falhas reversas com pequenos rejeitos devem-se a acomodações locais e sua gênese não implica em compressões em grande escala.

Fácies D2

Descrição: Arenitos com estruturas em prato evidenciadas pela alternância de coloração das lâminas com concavidade voltada para cima, com tamanho individual de aproximadamente 3 cm. As colunas verticais ou pilares que passam entre os pratos apresentam espessuras de 0,2 a 1,0 cm. Essa fácies ocorre frequentemente associada com arenitos com estruturas em chamas ou cargas incipientes. Estas fácies se encontram presentes em 2,2% dos testemunhos descritos e a espessura dos pacotes varia de 5 cm a 1,7 m.

Interpretação: Estruturas em pratos e pilares formam-se durante a consolidação de sedimentos rapidamente depositados em camadas parcialmente consolidadas (Lowe & Lopiccolo, 1974). Esses autores interpretam que durante a compactação gradual e perda de água, laminações semi-permeáveis atuam como barreiras hidráulicas parciais para a movimentação ascendente de sedimentos fluidificados ricos em argilominerais, obrigando o fluxo a mover-se em planos horizontais até o momento em que haja descontinuidade desses obstáculos e o movimento vertical seja possível. O escape de água na vertical (através de laminações confinantes) é acompanhado pelo transporte de sedimentos finos, filossilicatos planares, argilominerais e outros grãos de baixa densidade. Os resultados do processo são laminações (ricas em matéria orgânica e argilas) na forma de pratos planos com as terminações laterais curvas e voltadas para cima devido ao escape de água. As rotas verticais de passagem de sedimentos saturados em água entre os pratos individuais constituem os pilares. Arenitos com estruturas em chama ou cargas incipientes ocorrem de forma subordinada e sua gênese relaciona-se a gradientes reversos de densidade.

Fácies D3

Descrição: Arenitos com estruturas de deformação plástica principalmente na forma de corrugações descontínuas e dobras convolutas suaves de pequena amplitude. Presença de fragmentos lamosos submilimétricos que acompanham os aspectos deformacionais da rocha é uma feição muito comum. Essas são as fácies mais frequentes nos testemunhos

analisados totalizando 18,0% do total. As espessuras dos intervalos afetados por esses tipos de deformações plásticas variam de 2 cm a 9,2 m.

Interpretação: Sedimentos coesivos ricos em argila e saturados em água exibem plasticidade e podem sofrer deformações dúcteis assim que pressão de poros seja excedida em decorrência de uma tensão cisalhante aplicada. Esses sedimentos continuam móveis mesmo com o decréscimo da tensão cisalhante ou que conteúdo de água intersticial seja reduzido (Owen, 2003). Interpreta-se que esta fácies tenha sido gerada por deformação dúctil associada a zonas de cisalhamento horizontais a sub-horizontais devido a geometria das feições deformacionais observadas. Provavelmente se relacionam a intervalos basais de corpos em deslizamento.

Fácies D4

Descrição: Arenitos com estruturas de deformação plástica pervasiva com superposição de dobras de grande amplitude e de geometria complexa. Por vezes, ocorrem dobras em “S” ou em “Z”. Presença de fragmentos lamosos que acompanham os aspectos deformacionais da rocha é uma feição muito comum, com tamanhos variados (de submilimétricos a decimétricos). Esta fácies se encontra presente em 13,0% dos testemunhos analisados. As espessuras dos intervalos afetados por esses tipos de deformações plásticas variam de 5 cm a 12,8 m.

Interpretação: A presença dos dobramentos centimétricos muitas vezes associados a falhas reversas observados nesta fácies relaciona-se a porções distais de escorregamentos onde predominam processos compressivos.

Fácies D5

Descrição: São arenitos finos, argilosos/siltosos com ausência quase que completa das estruturas deposicionais originais e ricos em feições de escape de fluidos tais como “bolhas”, “anzóis” e pseudonódulos. Estão presentes em apenas 2,6% dos testemunhos analisados e os pacotes possuem espessuras que variam entre 10 cm e 3,1 m.

Interpretação: Estruturas de cargas estão associadas a instabilidade gravitacional (Moretti *et al.*, 1999). Estas estruturas relacionam-se a situações de “desequilíbrio” deposicional quando camadas sedimentares densas são depositadas sobre pacotes sedimentares parcialmente consolidados de densidade inferior em condições de alta saturação de água (Selker, 1993). Denomina-se esse processo de instabilidade Rayleigh-Taylor e durante a perda de água, os sedimentos tornam-se fluidificados e o material de densidade maior “mergulha” para o interior do material menos denso subjacente. A subsidência da camada mais

densa ocorre em função da liquefação parcial e ascensão da mistura composta por fluidos e sedimentos da camada inferior (Visher & Cunningham, 1981). A natureza dos protólitos pode influenciar no tipo de processo responsável pela gênese das estruturas aqui observadas; em sedimentos de baixa coesão, dominam processos de liquefação e fluidização, por outro lado, em sedimentos coesivos de granulometria fina dominam processos tixotrópicos (Alfaro *et al.*, 1997). Owen (2003) interpreta que todas essas estruturas pertencem ao mesmo contexto genético e à medida que a deformação ocorre, as estruturas de carga “evoluem” a partir de cargas simples e pendulares (onde a camada superior e mais densa se mantém lateralmente contínua) para pseudonódulos desconectados da camada original a, finalmente, bolas e almofadas. Interpreta-se que o processo responsável pela geração dos depósitos desta fácies tenha sido ainda mais efetivo para a formação de feições extremamente deformadas e desconectadas do tipo “bolhas” e “anzóis”. Nessa fácies são praticamente ausentes as feições deposicionais originais.

Fácies D6

Descrição: Intervalos heterolíticos marcados por alternâncias rítmicas entre arenitos muito finos e siltitos laminados ou folhelhos com os mais variados tipos de estruturas deformacionais (convolutas, chamas, cargas e pseudonódulos), além de estruturas deposicionais primárias preservadas. Por vezes, ocorrem diques de arenito que rompem a estratificação do corpo heterolítico (Slt / D5) ou que cortam intervalos puramente sílticos. Essa fácies foi observada em apenas 1,0% dos testemunhos descritos e sua espessura varia de 20 cm a 1,7 m.

Interpretação: Intrusões semelhantes a diques, soleiras e domos são descritas por Nichols (1994) em arenitos do Terciário de Mar do Norte, sendo que tais geometrias devem-se ao resultado da liquificação pós deposicional de turbiditos. Segundo o autor, a liquificação de uma areia inconsolidada acontece no momento em que seus grãos não são mais suportados pelo contato intergranular. A consequência é a redução da coesão até o ponto que ocorre a movimentação do corpo arenoso que passa a ter comportamento semelhante a um fluido de reologia variável (a depender do conteúdo de argila presente). Diques de arenitos podem assumir feições de dobras ptigmáticas durante o alto grau de compactação nos sedimentos pelíticos hospedeiros (Kuenen, 1968).

3.4. Associações de Fácies

Com base nas fácies constituintes e análise de diversas seções sísmicas e estratigráficas de correlação, definiu-se seis associações de fácies (AF) para os depósitos sedimentares presentes na Formação Maracangalha no Campo de Miranga (vide Tabela 3).

Associação de Fácies	Fácies Constituintes	Ambiente Depositional	Freq. Relativa (%)
AF1	Flh + Slt + Ht	Porções distais de lobos turbidíticos.	26,9
AF2	Am + App + Ar + Ht	Canais e/ou lobos turbidíticos arenosos.	20,9
AF3	Cgl(e) + Acgl + Am	Franjas de sistemas turbidíticos conglomeráticos.	7,5
AF4	D1 (afetando fácies deposicionais)	Porções menos deformadas de corpos de deslizamentos.	7,9
AF5	D2 + D3 + D4 + D5 + D6	Porções mais deformadas de corpos de deslizamentos a escorregamentos <i>strictu sensu</i> .	35,8
AF6	D5	Estágio Intermediário entre escorregamentos altamente móveis, plásticos e fluxos de detritos.	1,0

Tabela 3 – Tabela resumo das associações de fácies interpretadas para a Formação Maracangalha.

Associação de Fácies 1 (AF1)

Descrição: Esta associação corresponde aos espessos pacotes sedimentares pelíticos que ocorrem intercalados com os corpos arenosos em todo o intervalo de interesse. São construídos pela fácies Flh, Slt e, eventualmente, Ht. Os pacotes apresentam espessura média de 30 m, podendo chegar a 200 m. A AF1 representa 26,9% de todos os testemunhos analisados.

Em perfil de raios gama, esta associação apresenta um padrão serrilhado, com valores médios de 90° API podendo atingir até 110° em alguns trechos. Sísmicamente os refletores apresentam-se e com baixa amplitude.

Interpretação: Siltitos e folhelhos laminados refletem processos de decantação com algumas estruturas trativas e provavelmente representam o estágio final de uma corrente de

turbidez de baixa densidade em desaceleração (Lowe, 1982). Bruhn (1999) identifica argilitos “blocosos” (maciços) no Membro Gomo da Formação Candeias (unidade estratigráfica abaixo da Formação Maracangalha) e interpreta-os como representantes da sedimentação de *background* lacustre. Essa litofácies não foi identificada no presente trabalho.

Fácies heterolíticas são interpretadas como o registro de depósitos marginais aos canais de passagem dos fluxos gravitacionais onde extravasamentos periódicos são responsáveis pela deposição dos corpos arenosos. A sedimentação de *background* lacustre, por sua vez, é responsável pela deposição dos sedimentos pelágicos e hemipelágicos durante as fases de não extravasamento de canais. Uma interpretação alternativa possível é a franja de lobos turbidíticos. Em situações distais, a depender da energia do fluxo turbidítico, haveria deposição de areias por tração ou argilas por decantação.

Associação de Fácies 2 (AF2)

Descrição: Esta associação de fácies é composta predominantemente por arenitos finos a médios, dispostos em camadas de 50 cm a 1 m, que se amalgamam formando pacotes de 5 a 9 m de espessura, homogêneos (padrão em caixote no perfil de raios gama, com valores médios de 40° API) ou formando sucessões de granodecrescência ascendente (padrão em sino no perfil de raios gama com valores variando de 35 a 80° API) (Figuras 8, 9 e 10). A base das sucessões é caracterizada por arenitos médios, moderadamente selecionados, maciços (Fácies Am), dispostos em camadas amalgamadas de 50 cm a 1 m. A base é em geral erosiva e estruturas de carga são comuns. A presença de fragmentos lamosos submilimétricos erráticos e dispersos é uma feição típica e, às vezes, revelam uma orientação incipiente. Conglomerados intrabaciais com fragmentos lamosos extremamente deformados e rompidos podem ocorrer na base das sucessões.

A porção intermediária da sucessão é composta pela alternância decimétrica entre arenitos finos a médios, maciços (Fácies Am) e com laminação plano-paralela (Fácies App), ocorrendo trechos onde domina uma fácies em relação a outra. Por sua vez, a porção superior é caracterizada pela ocorrência adicional de arenitos com laminações cruzadas de marcas onduladas (Fácies Ar) e heterolitos areno-pelíticos (Fácies Ht) intercalados na sucessão. A AF2 representa 20,9% de todos os testemunhos analisados.

Interpretação: Essa associação de fácies pode ser interpretada como depósitos de correntes de turbidez. As sucessões de granodecrescência ascendente sugerem depósitos de canais turbidíticos areno-pelíticos, possivelmente sinuosos, ou representam lobos turbidíticos retrogradacionais. A base das sucessões é constituída por arenitos maciços, amalgamados, correspondentes a correntes de turbidez de alta densidade. A presença de intraclas-

tos argilosos na base das camadas indica algum grau de turbulência, que incorpora fragmentos argilosos dos pelitos adjacentes. A porção intermediária é caracterizada pela presença de arenitos com laminação horizontal intercalados com os arenitos maciços indicando alternância entre correntes de turbidez de alta e baixa densidade, decorrente de uma diluição do fluxo e formação de correntes bipartidas, com uma base mais densa e um topo mais diluído. Finalmente, a diminuição da ocorrência de arenitos maciços, aliado a presença frequente de estratificações plano paralelas e laminações cruzadas de marcas onduladas intercaladas com heterolitos nas porções superiores dos pacotes arenosos, indica um predomínio de correntes de turbidez de baixa densidade. Por sua vez, os pacotes homogêneos dominados por depósitos de correntes de turbidez de alta densidade sugerem canais turbidíticos arenosos amalgamados ou porções proximais de lobos turbidíticos.

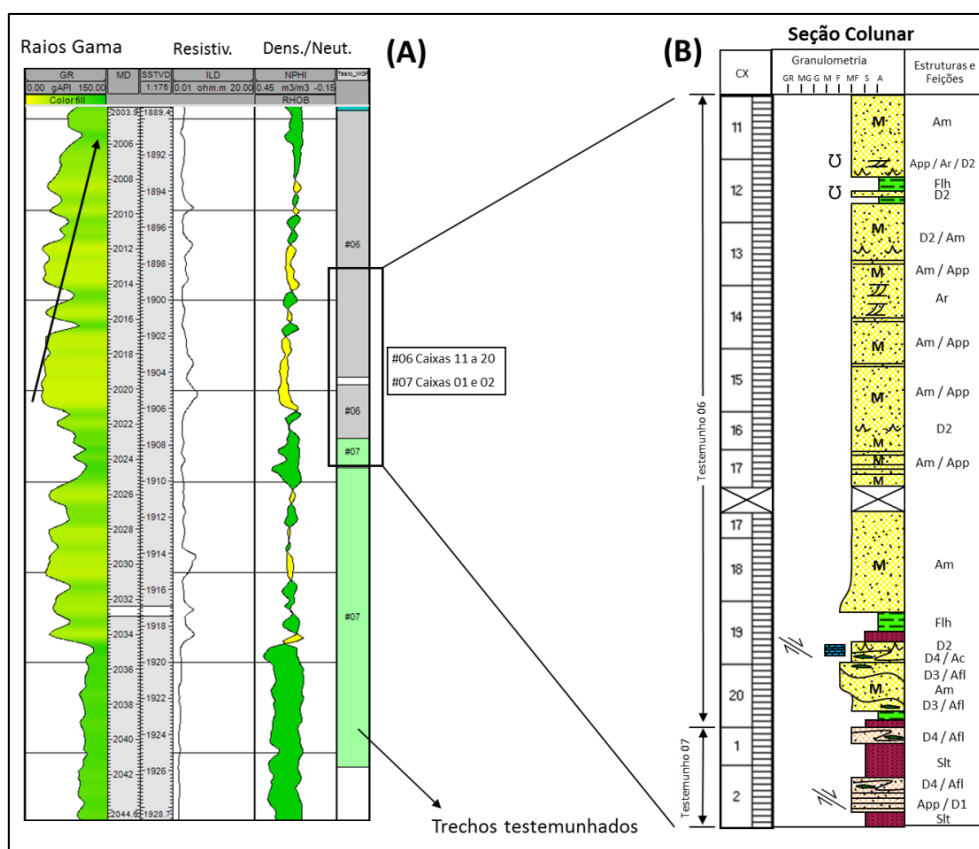


Figura 8 – (A) Sucessão granodrecrescente da AF2. (B) Detalhe mostrando o contato abrupto da AF2 com os finos subjacentes. A base da sucessão é marcada por camadas amalgamadas de arenitos maciços (Fácies Am), por vezes intercaladas com plano-paralelas (Fácies App), sendo raros os arenitos com laminações cruzadas de marcas onduladas. Demais códigos utilizados: Afl - Arenito com fragmentos lamosos; Ac - Arenito com cimento carbonático. Poço BR-1040, Caruaçu Superior.

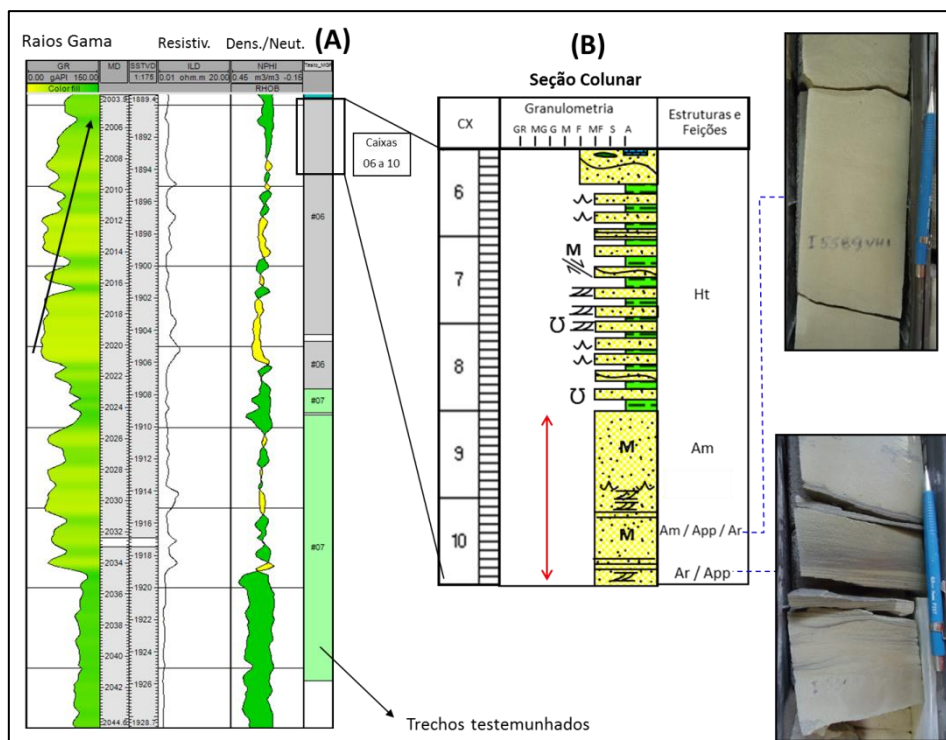


Figura 9 – (A) Sucessão granodrecrescente da AF2 (marcada pela seta preta). (B) Detalhe do topo da sucessão granodrecrescente mostrando a ocorrência mais frequente de arenitos com laminações cruzadas e marcas onduladas (Fácies Ar) e de heterolitos (Fácies Ht). Poço BR-1040, Caruaçu Superior.

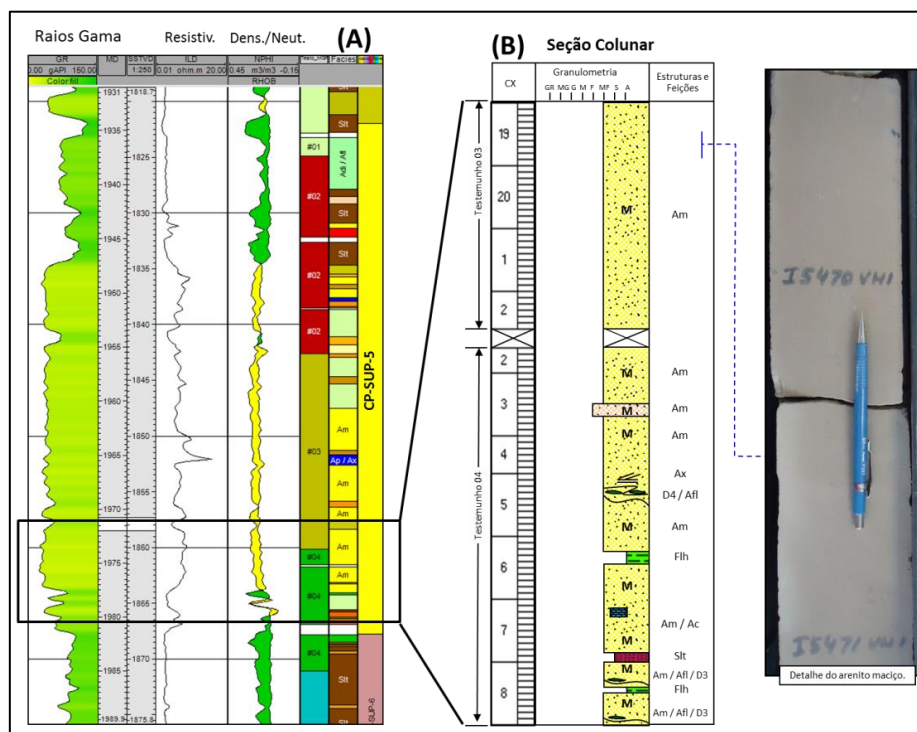


Figura 10 – (A) Pacote homogêneo da AF2, definindo um padrão em caixote no perfil de raios gama. (B) Sucessão de fácies composta por arenitos maciços amalgamados. Poço BR-1040, Caruaçu Superior.

Associação de Fácies 3 (AF3)

Descrição: É composta predominantemente pela fácies Cgl(e) e, em menor proporção, Am e Acgl. Essa associação apresenta ocorrência restrita aos poços BR-1007 e 1023. Os pacotes conglomeráticos apresentam-se em geral com contatos abruptos na base e empilhamento segundo um padrão de granodecrescência ascendente (Figura 11). A espessura dos pacotes varia em geral de 20 cm a 4,4 m, porém identificaram-se duas espessuras anômalas no BR-1023 (8,1 e 10,2 m; constituindo camadas amalgamadas). Esta associação corresponde a 7,5% dos testemunhos analisados.

Em perfil de raios gama, a associação mostra valores entre 50° a 90° API. Sismicamente, o intervalo se apresenta com refletores mais contínuos que os observados nas demais associações e com amplitude maior. A depender da região do campo, a amplitude relativa se torna significativamente maior, provavelmente influenciada por anomalias locais de velocidade.

Interpretação: A presença de conglomerados extrabaciais e arenitos conglomeráticos, maciços ou gradados, indica que a origem desta associação de fácies está relacionada a fluxos gravitacionais de sedimentos, com forte contribuição de área fonte próxima. As fácies representam porções proximais e intermediárias de fluxos gravitacionais densos e pouco diluídos. A formação de ciclos de granodecrescência ascendente, associada à granulometria grossa dos sedimentos, sugere que esta associação de fácies foi depositada em canais turbidíticos ou representam lobos turbidíticos proximais.

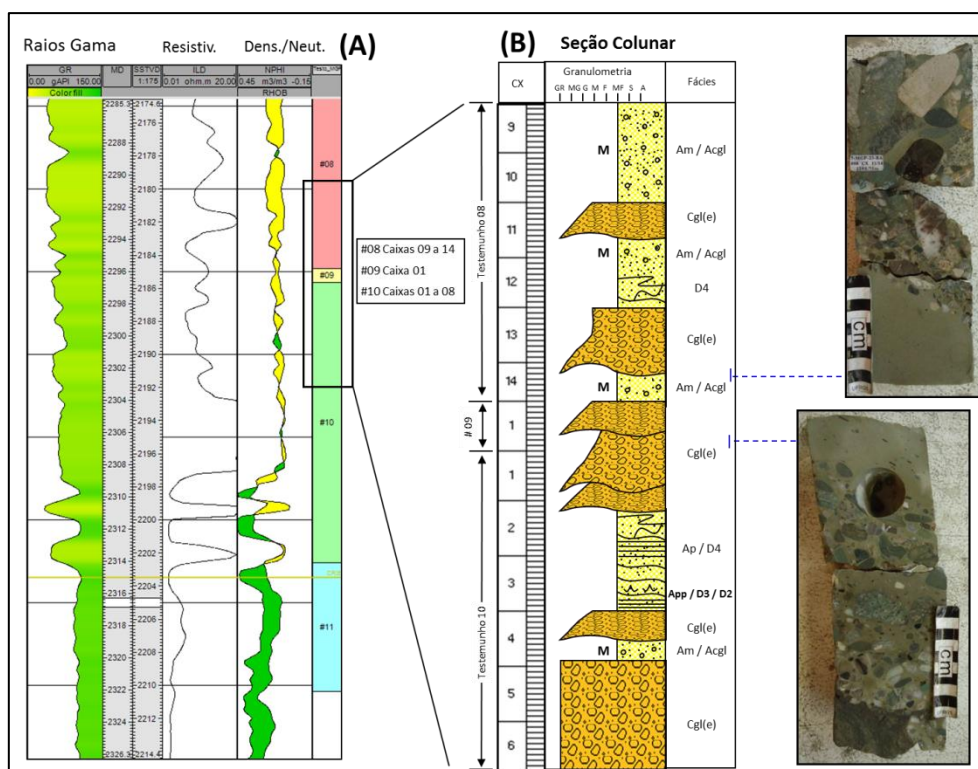


Figura 11 – (A) Perfis a poço aberto da AF3. (B) Detalhe mostrando alternância entre conglomerados maciços (Cgl(e)) e arenitos maciços (Am e Acgl) formando sucessões de granodecrescência ascendente. À direita, fotos com detalhes das fácies. Poço BR-1023, Caruaçu Superior.

Associação de Fácies 4 (AF4)

Descrição: Esta associação é representada pelas fácies deformacionais rúpteis D1, e mais raramente D4, afetando protólitos constituídos pelas fácies deposicionais (Am, App, Ar e Ht). As falhas são, geralmente, normais com rejeitos de poucos centímetros podendo ser reversas de acomodação com rejeitos mínimos e a espessura dos intervalos que sofreram essas deformações rúpteis varia de 20 cm a 7,7 m. A AF4 foi identificada em 7,9% de todos os testemunhos descritos.

O poço que identificou intervalos mais contínuos da AF4 foi o BR-1023. Não existe um padrão característico de assinaturas em raios gama para a associação devido a diversidade de protólitos possíveis com amplo espectro de argilosidade. Também não foi possível a definição de sismofácies características em virtude da baixa espessura dos pacotes afetados por este tipo de deformação (a espessura máxima detectada da AF4 não chega a 6 m) (Figura 12).

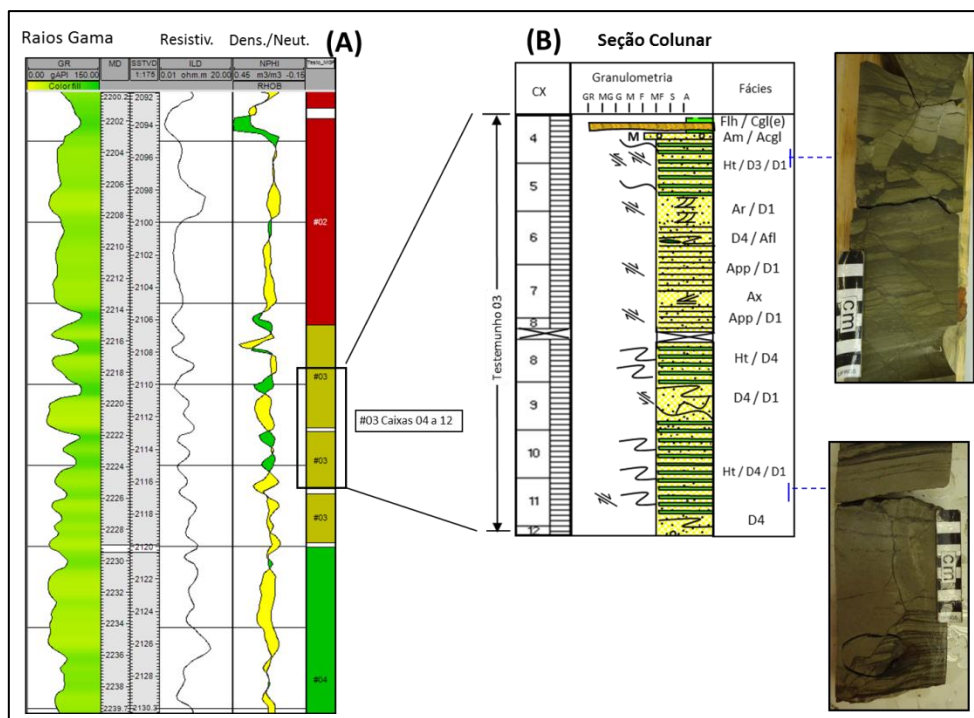


Figura 12 – (A) Sucessão de fácies da AF4. (B) Detalhe mostrando a preservação de fácies deposicionais, parcialmente afetadas por estruturas deformacionais rúpteis sin-deposicionais. A fácies de código Ax corresponde a arenito com estratificação cruzada (ocorrência muito subordinada). Poço BR-1023, Caruaçu Superior.

Interpretação: As deformações são predominantemente distensionais e não pervasivas. A ocorrência pontual de estruturas compressivas na forma de falhas reversas de baixo rejeito deve-se provavelmente a acomodações locais tardi-deposicionais. As estruturas sedimentares deposicionais dos protólitos encontram-se bem preservadas com coerência interna bem definida. Todas essas características permitem interpretar gênese associada a corpos de deslizamentos ou porções menos deformadas de corpos de escorregamentos (Stow *et al.*, 1996). O provável protólito para os fluxos de massa seriam os depósitos turbidíticos da AF2, ou frentes deltaicas de áreas mais proximais da bacia.

Associação de Fácies 5 (AF5)

Descrição: A associação engloba uma grande quantidade de fácies deformacionais dúcteis: D2, D3, D4, D5 e D6. As fácies mais presentes são as D2, D3 e D4 (Figura 13) e os pacotes variam entre 20 cm a 12,8 m. Esta associação corresponde a 35,8% de todos os testemunhos descritos.

A AF5 não apresenta uma assinatura típica em perfis de raios gama, sendo mais comum o padrão em caixote. Em valores absolutos, medidos em perfis de raios gama, a associação apresenta-se com variação entre 35 a 90° API. A sismofácies caótica é o tipo

dominante desta associação, com refletores sísmicos de baixa continuidade lateral e baixa amplitude.

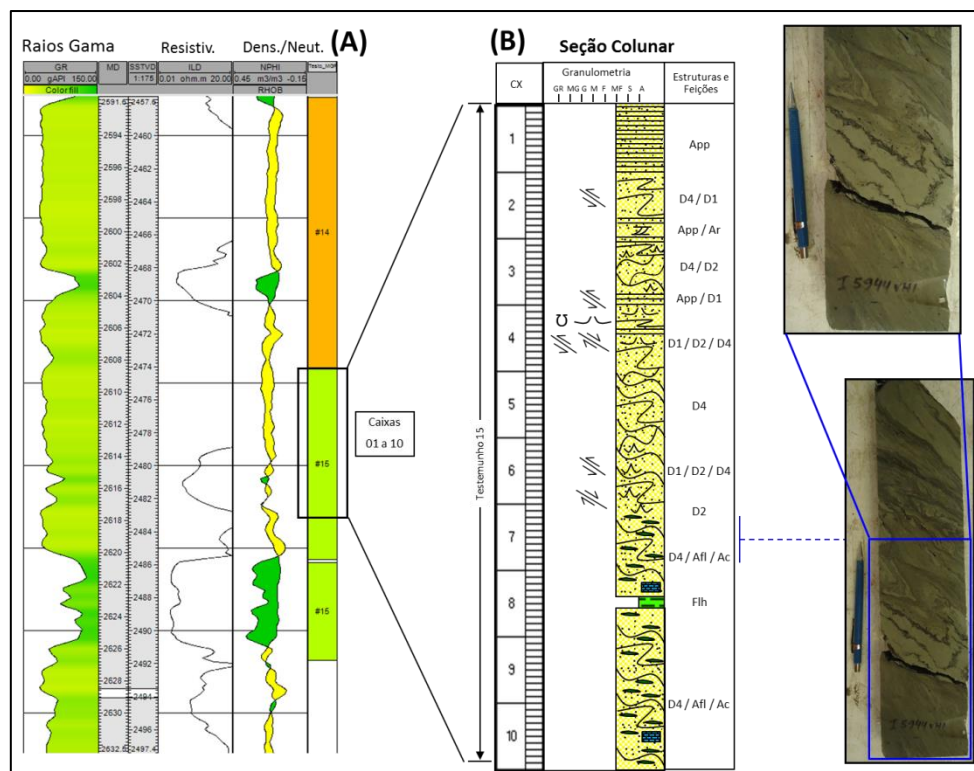


Figura 13 – (A) Perfis a poço aberto da AF5. (B) Detalhe dos pacotes arenosos da AF5 mostrando base e topo abruptos com depósitos pelíticos (AF1). Internamente apresentam dobra convoluta em Z onde no detalhe (foto superior a direita) onde é possível distinguir superfícies corrugadas em níveis argilosos extremamente delgados e descontínuos devido ao intenso cisalhamento sub-horizontal. Poço BR-1040, Caruaçu Inferior.

Interpretação: A ampla predominância de fácies com estruturas deformacionais dúcteis e feições indicativas de processos compressivos possibilita interpretar origem desses depósitos relacionada a porções mais deformadas de corpos de escorregamento, onde a massa de sedimentos inconsolidados sofreu ação de escape de fluidos durante seu transporte (Middleton & Hampton, 1973; Stow *et al.*, 1996). O grau e estilo da deformação interna variam em relação à heterogeneidade, competência e região do material que se encontra em processo de escorregamento (Stow *et al.*, 1996). Em um modelo simples com duas dimensões (e.g. Lewis, 1971), a cabeça do escorregamento é dominada por estruturas distensivas, enquanto a porção distal (pé), onde o movimento é interrompido, tende a ser dominada por estruturas compressivas na forma de dobras e falhas de empurrão. Entretanto, a reologia interna controla também o padrão de deformação. Em decorrência disto, padrões complexos de distribuição de estruturas compressivas, distensivas e de cisalhamento podem ocorrer. As diferenças composicionais dos protólitos geradores em relação ao teor de argila con-

dicionam o grau de deformação dos depósitos formados, sendo que as litologias originais mais argilosas são as mais suscetíveis à deformação dúctil (Scherer *et al.*, 2007). Além disso, devido ao fato dos escorregamentos envolverem deformação plástica, uma camada escorregada “congela” se a tensão cisalhante aplicada decresce para um valor abaixo de um determinado valor crítico. Este “congelamento” pode não ocorrer de forma síncrona em toda extensão da camada escorregada, aumentando a complexidade dos padrões deformacionais do depósito gerado (Stow *et al.*, 1996). No interior de uma mesma camada, é comum encontrar estilos de deformação que variam desde rúpteis a dúcteis e estruturas compressivas a distensivas, mesmo em distâncias muito pequenas (e.g. Martinsen & Bakken, 1990).

Associação de Fácies 6 (AF6)

Descrição: A associação é representada por arenitos do Membro Pitanga e só foi testemunhada no poço BR-1001, onde a fácies dominante é a D5, caracterizada por arenitos e pelitos intensamente deformados. Como se trata de um poço antigo e com suíte de perfis reduzida face aos recursos tecnológicos disponíveis à época da aquisição, não foi registrado a curva de raios gama no referido intervalo. Porém, o perfil de potencial espontâneo (SP) mostra padrão bastante homogêneo a ligeiramente serrilhado com baixos valores na forma de caixotes espessos. A amostragem por testemunhos é muito restrita (apenas 8 m de testemunho no poço BR-1001), em virtude disso não há como definir uma espessura média da associação. No entanto, interpretação de perfis mostram espessuras que variam entre 50 e 130 m, porém o grau de incerteza é elevado devido a inexistência de assinatura típica e diagnóstica da associação. A associação representa apenas 1,0% de todos os testemunhos descritos.

O aspecto geral é bastante homogêneo em todo o intervalo. Na Figura 14, é possível visualizar o aspecto faciológico dessa associação. Sismicamente, o intervalo é caótico com baixa amplitude e refletores sísmicos de baixa continuidade lateral.

Interpretação: O alto grau de deformação dos depósitos, não havendo resquícios de acamamento e de estruturas sedimentares originais, permite interpretar que esta associação de fácies foi depositada por processos intermediários entre escorregamentos altamente móveis, plásticos e fluxos de detritos, conforme já defendido por Scherer *et al.* (2007). Autores anteriores interpretaram esta associação de fácies como sismitos (Raja Gabaglia, 1991). Seilacher (1969) introduziu o termo “simito” para sequências que variam desde camadas sedimentares sem deformação a camadas liquificadas completamente homogeneizadas, com feições similares às descritas na presente associação de fácies. Entretanto, os horizontes associados a sismitos, normalmente são delgados, associados a camadas discretas, que estão em contato acima e abaixo com camadas não deformadas (Sims, 1973, 1975; Allen,

1986; Obermeier, 1996; Rossetti, 1999; Jones & Omoto, 2000; Mazumder *et al.*, 2006). Por sua vez, a AF6 forma pacotes espessos (até 100 m) e lenticulares em escala sísmica, atributos estes incompatíveis com sismitos clássicos e bastante similares com corpos de escorregamentos discutidos na literatura (*e.g.* Moscardelli *et al.*, 2006; Vernhet *et al.*, 2006, Trip-sanas *et al.*, 2008). Considerando o contexto de fácies e associações descritas até o momento, pode-se afirmar que esta associação constitui um dos termos mais distais do sistema como um todo, tendo um significado de grande importância para a definição do modelo de evolução estratigráfica. Ressalta-se ainda que o alto grau de deformação dos depósitos desta associação de fácies, não havendo resquícios de acamamento e de estruturas sedimentares originais interpreta-se que esta associação foi depositada por processos intermediários entre escorregamentos altamente móveis, plásticos e fluxos de detritos (Stow *et al.*, 1996). Tal interpretação é corroborada pelo contexto estratigráfico observado. Escorregamentos altamente móveis, onde a fragmentação dos corpos foi de tamanha magnitude que possibilitou a distinção entre clastos e matriz, constituem membros transicionais para fluxos de detritos coesivos e seus depósitos tendem a se aproximar da fácies A2 de Mutti & Ricci-Lucchi (1972), (Stow *et al.*, 1996).

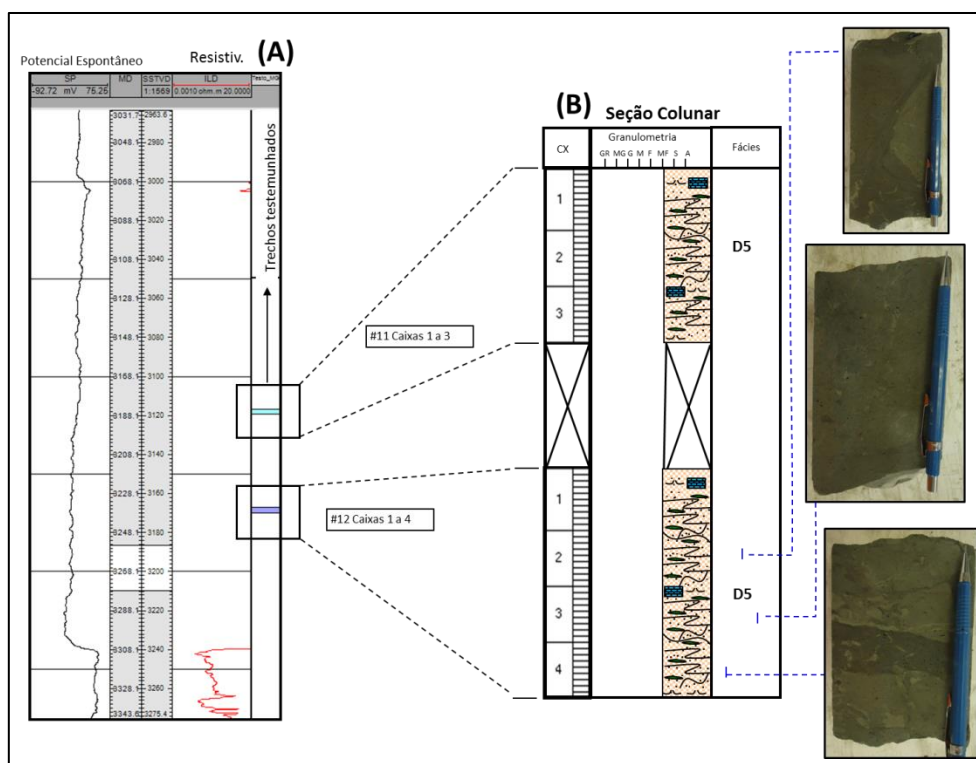


Figura 14 – (A) Pacotes de arenitos argilosos da AF6 com base abrupta e padrão em caixote do perfil SP. (B) Os corpos são constituídos internamente pela fácies deformacionais D5. Fotos de detalhe mostrando estruturas do tipo “bolhas” e “anzóis” e fragmentos lamosos submilimétricos dispersos. As diferenças de coloração refletem diferentes graus de argilosidade dos arenitos. Poço BR-1001, Membro Pitanga.

3.5. Complexos de fluxos gravitacionais

Visando operacionalizar a interpretação da distribuição espacial das associações ao longo de todo o pacote da Formação Maracangalha, em seções estratigráficas de poços e em seções sísmicas, definiu-se pacotes correlacionáveis, aqui denominados de complexos de fluxos gravitacionais (sigla CP). Estes foram agrupados por semelhança em relação às associações de fácies presentes, assinatura em perfil e posicionamento estratigráfico. Os complexos foram enumerados em ordem crescente da base para o topo sendo que quatro deles se situam abaixo do *datum* (CP-INF-0 a CP-INF-3) e sete, acima do *datum* (CP-EXT e CP-SUP-1 a CP-SUP-6). O esquema de individualização dos complexos com suas respectivas espessuras além das frequências relativas de ocorrência se encontra na Tabela 4.

CP /Poço	BR1001	BR1007	BR1018	BR1023	BR1029	BR1039	BR1040	Freq.(%)
FLH FINAL	-	-	-	7,0	-	-	-	0,9
CP-SUP-6	-	-	-	-	-	-	14,7	1,9
CP-SUP-5	-	18,0	-	-	-	-	45,0	8,1
CP-SUP-4	1,5	55,1	-	-	-	-	14,6	9,2
CP-SUP-3	11,3	46,0	-	-	-	-	36,1	12,1
CP-SUP-2	-	-	-	-	-	-	-	0,0
CP-SUP-1	-	-	-	16,0	27,2	-	-	5,6
CP-EXT	-	23,5	-	98,0	-	-	-	15,7
DATUM	-	6,9	-	8,0	-	-	-	1,9
CP-INF-4	-	55,7	-	-	-	-	-	7,2
CP-INF-3	-	80,8	17,1	-	-	24,9	57,8	23,3
CP-INF-2	-	29,4	9,3	-	-	-	63,1	13,1
CP-INF-1	-	-	-	-	-	-	-	0,0
CP-INF-0	8,0	-	-	-	-	-	-	1,0

Tabela 4 – Tabela resumo que mostra o que foi interpretado em cada poço a partir da análise de testemunhos. LEGENDA: CP-INF = Complexo Inferior / CP-SUP = Complexo Superior / CP-EXT = Complexo Extrabaciais / Freq.(%)= Frequência relativa de ocorrência do complexo em relação ao total de testemunhos descritos (percentual em negrito) / (Num) = Espessura em metros do trecho testemunhado no poço que identificou o complexo / (-) = Não há testemunho no poço que tenha identificado o complexo. Nota-se que a CP-INF-1 e a CP-SUP-2 não foram amostrados por nenhum dos poços.

A seção estratigráfica representada na Figura 15 ilustra a relação entre os complexos situados abaixo do Folhelho *Datum*. Esta seção estratigráfica de correlação foi horizontalizada na base desse espesso pacote pelítico. Nota-se que os pacotes são relativamente contínuos e sem anomalias de espessura. A não ocorrência do CP-INF-1 deve-se a não amostragem por testemunhos em nenhum dos poços dessa porção basal do Caruaçu Inferior e não a inexistência do complexo.

A seção estratigráfica representada na Figura 16, por sua vez, ilustra a relação entre os complexos situados acima do Folhelho *Datum*. Esta seção estratigráfica de correlação foi horizontalizada no topo desse espesso pacote pelítico.

Para a construção de seções estratigráficas, os complexos foram agrupados por envoltórias, o que não significa que haja necessariamente conexão entre eles. Estas envoltórias simplesmente agrupam unidades correlacionáveis. As seções sísmicas representada nas Figuras 17 e 18 foram construídas com o objetivo de interpretar continuidade lateral dos complexos em duas direções; ao longo e transversal ao eixo deposicional respectivamente.

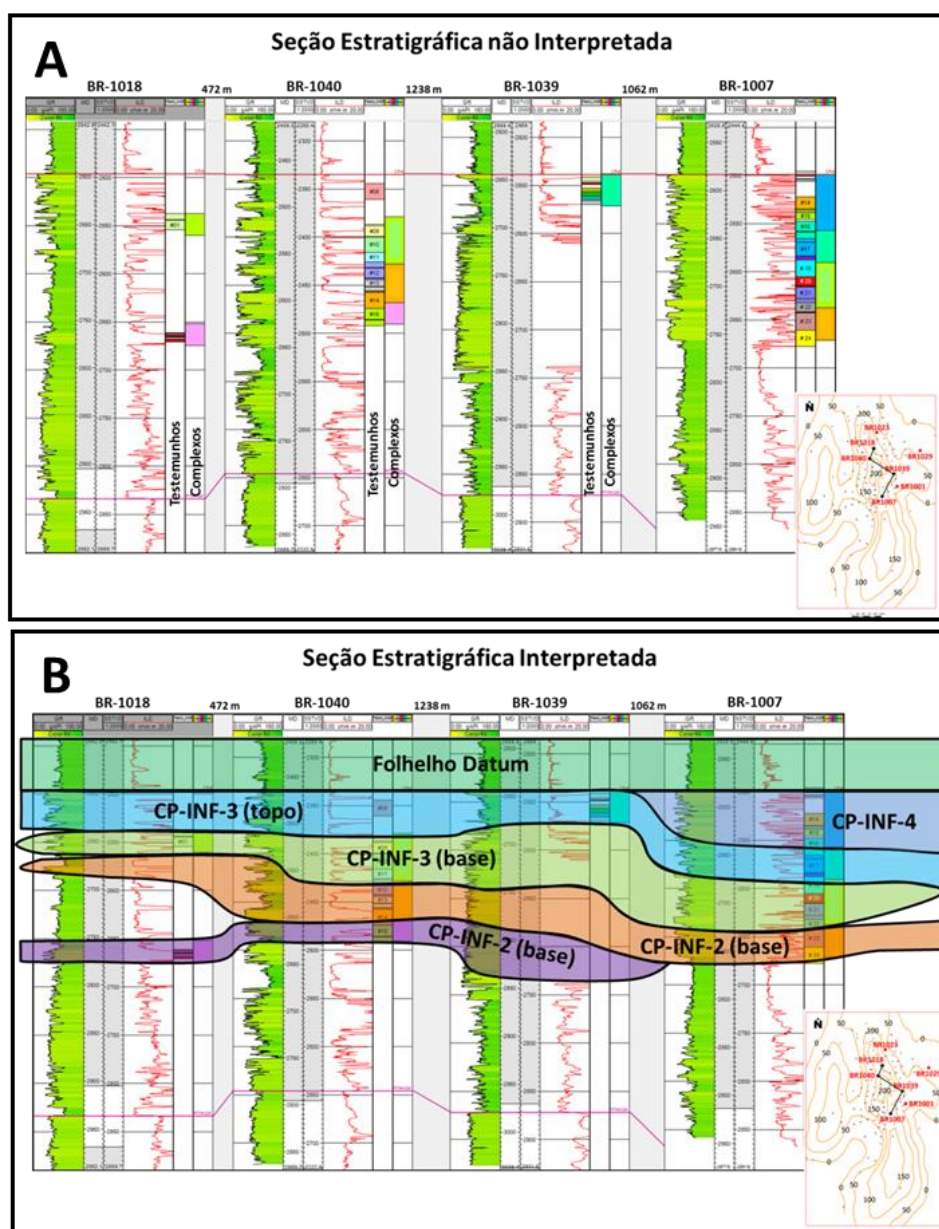


Figura 15 – Seção estratigráfica que correlaciona as superfícies envoltórias dos complexos presentes no pacote Caruaçu Inferior (abaixo do Folhelho *Datum*). Seção horizontalizada na base do Folhelho *Datum*. (A) Seção sem interpretação e (B) Seção interpretada.

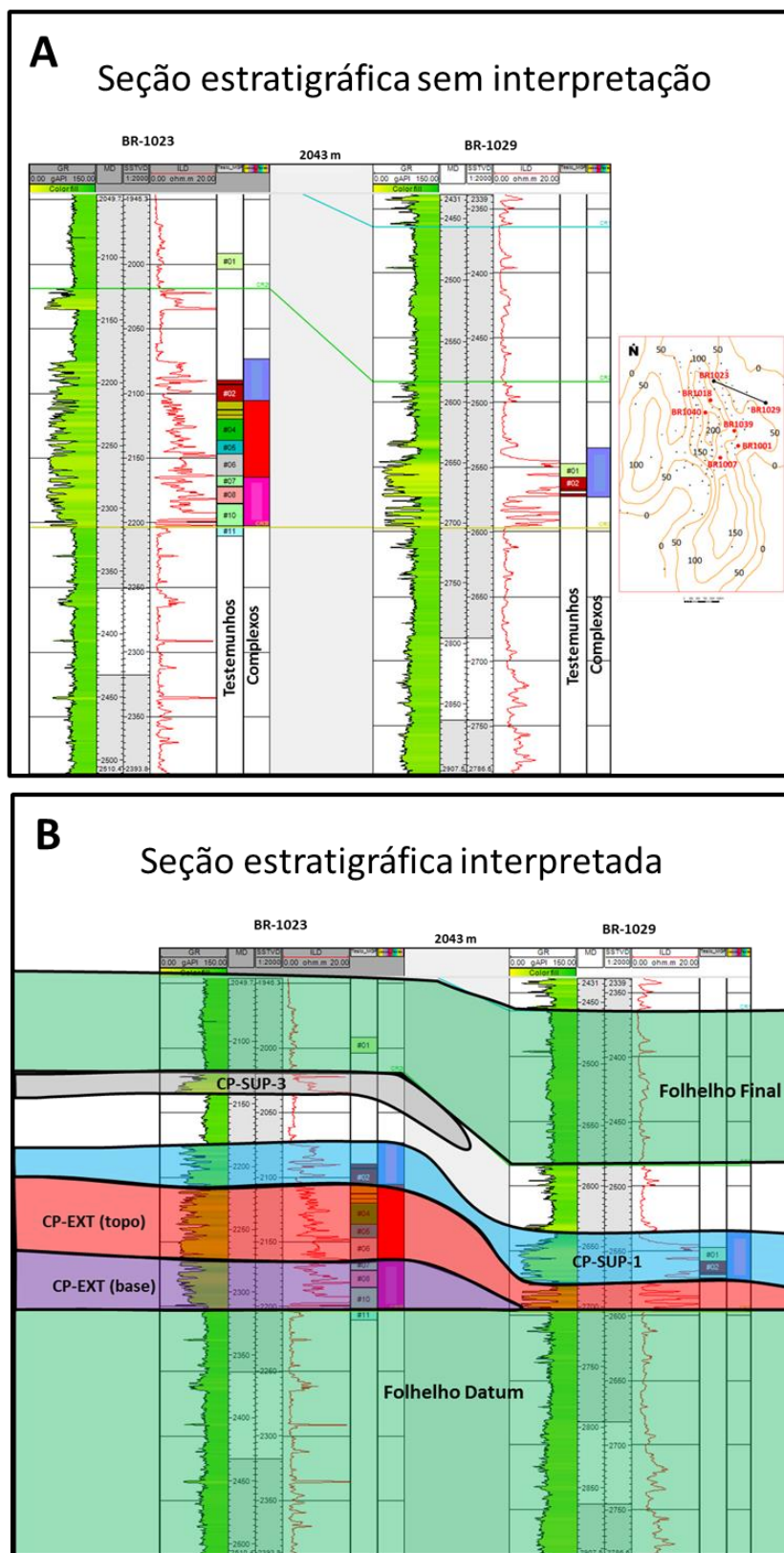


Figura 16 – Seção estratigráfica que correlaciona as superfícies envoltórias dos complexos presentes no pacote Caruaçu Superior (acima do Folhelho *Datum*). Nota-se tendência de aumento geral da espessura dos complexos extrabaciais (CP-EXT) para a direção noroeste. A seção encontra-se horizontalizada no topo do *Folhelho Datum*. (A) Seção sem interpretação e (B) Seção interpretada.

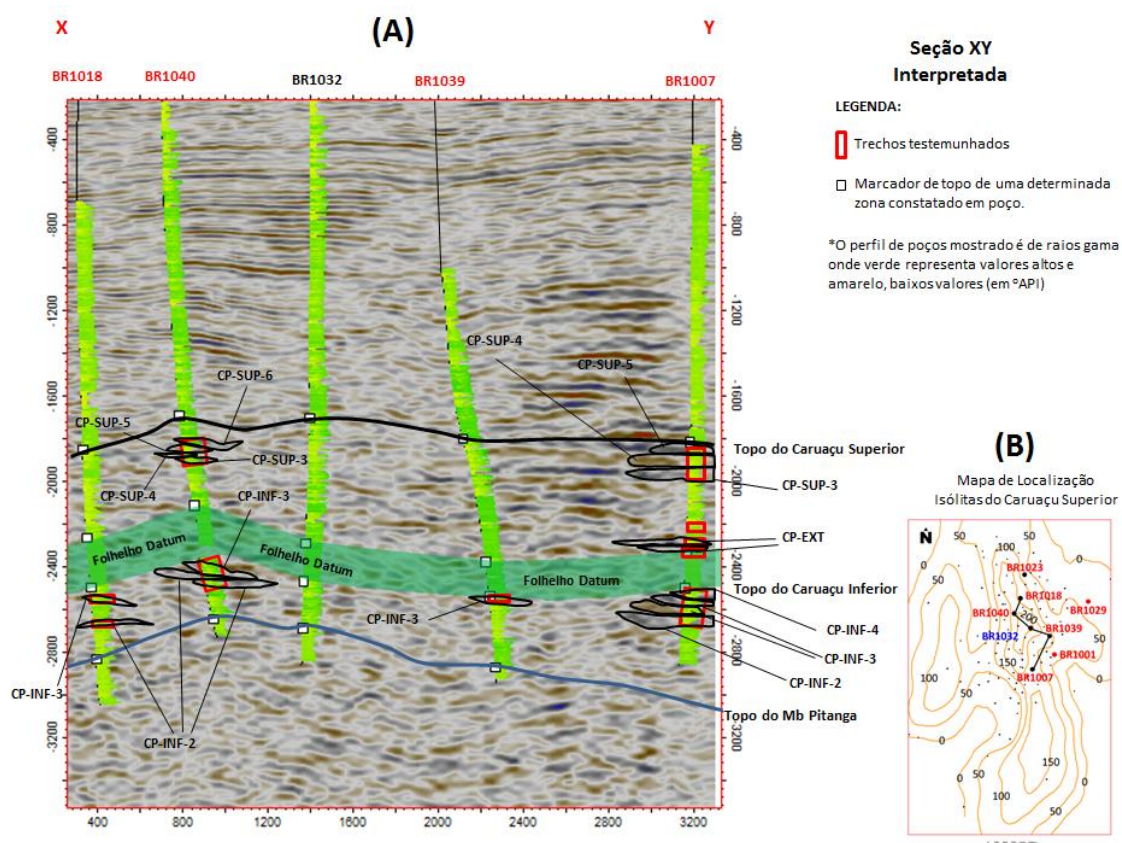


Figura 17 – (A) Seção sísmica XY (em profundidade) interpretada com o objetivo de determinar continuidade lateral dos complexos. (B) Mapa de localização da seção. Direção subparalela ao eixo deposicional. Os códigos utilizados correspondem aos complexos (CP) presentes na Tabela 4.

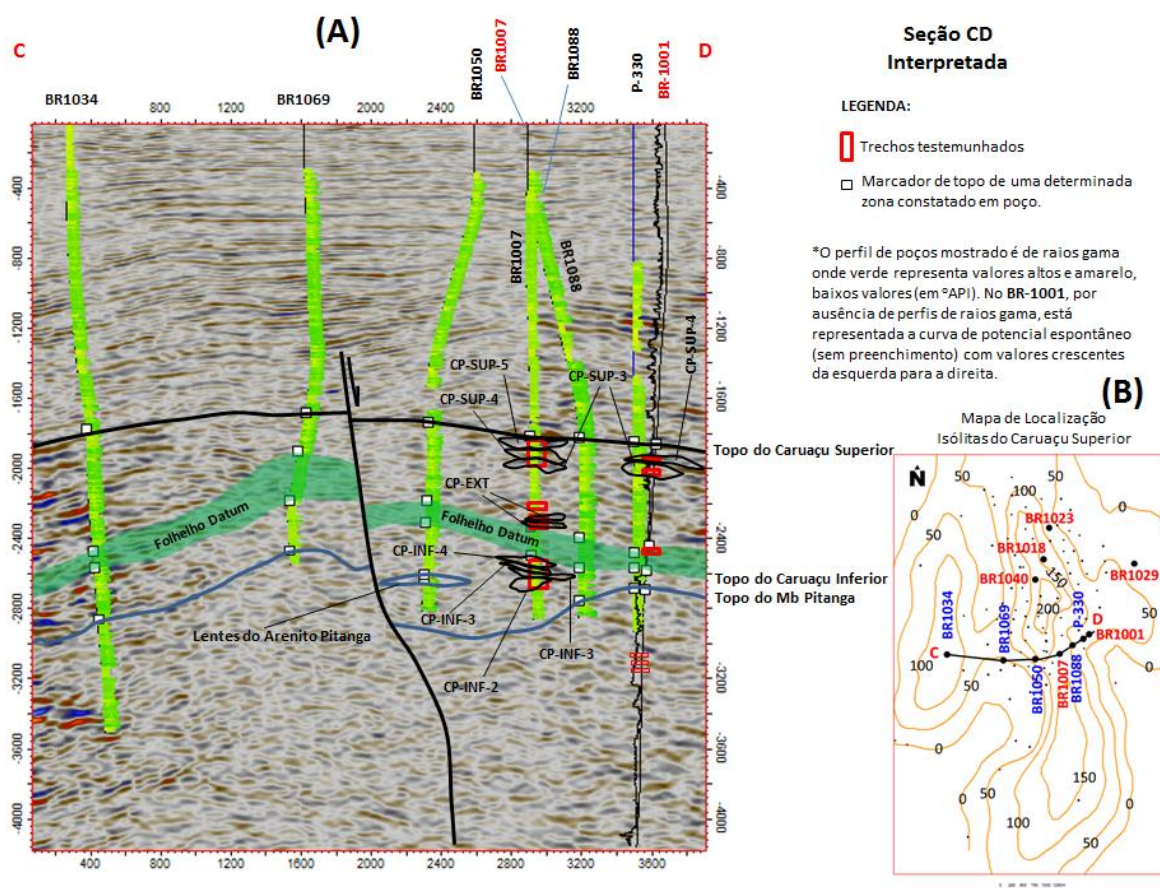


Figura 18 – (A) Seção sísmica CD (em profundidade) interpretada com o objetivo de determinar continuidade lateral dos complexos. (B) Mapa de localização da seção. Direção transversal ao eixo deposicional. Os códigos utilizados correspondem aos complexos (CP) presentes na Tabela 4.

4. Discussão dos resultados

As relações entre as associações de fácies propostas permitem inferir um modelo deposicional sob a ótica da estratigrafia de seqüências dentro de um ciclo de 2ª ordem para a Formação Maracangalha no Campo de Miranga. Mesmo com a baixa resolução do conteúdo fossilífero no intervalo estudado, é possível, por correlações estratigráficas, encaixá-lo em uma faixa de 140 a 137 Ma (vide carta estratigráfica apresentada anteriormente na Figura 3), compatível com o Andar Rio da Serra Superior (Idade Valanginiana).

Küchle & Scherer (2010), dentro da conceituação de sismoestratigrafia em bacias rifte, propõem ciclos de 2ª ordem que são compatíveis com a Formação Maracangalha (Figura 19). A bacia como um todo estaria inserida em um grande ciclo de 1ª ordem.

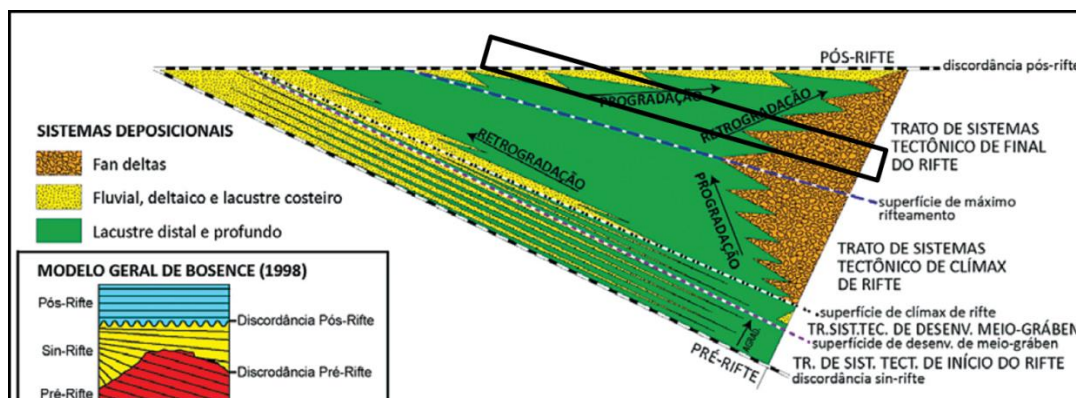


Figura 19 – A superfície de máximo rifteamento (1ª ordem) estaria no contexto da Formação Candeias (abaixo da Formação Maracangalha). A Formação Maracangalha se encaixa em um dos ciclos de mais alta frequência logo acima (2ª ordem); área evidenciada em um retângulo preto na figura (adaptado de Küchle & Scherer, 2010).

Na Figura 20, propõe-se um bloco diagrama esquemático com a distribuição espacial dos depósitos por associações de fácies e complexos. Nesse diagrama, a Formação Maracangalha (acima do Membro Pitanga) encontra-se fatiada em quatro intervalos. Ressalta-se que em cada intervalo, optou-se por representar por simplificação (através de desenhos) apenas as associações que mais se destacam proporcionalmente. Os diagramas em pizza ao lado representam as proporções relativas reais de cada associação por fatia. A predominância de associações específicas por intervalo quando se observa o esquema de transporte de sedimentos para águas profundas proposto por Shanmugam *et al.* (1994) permite inferir distância de transporte em relação a área fonte para cada depósito formado (Figura 21).

Partindo desse princípio, os termos mais distais observados seriam os representantes da AF6 e AF1; respectivamente arenitos do Membro Pitanga e intervalos pelíticos encontrados no Folhelho *Datum* e Folhelho Final. Esses três importantes pacotes sedimentares se localizam respectivamente na base, porção intermediária e topo do intervalo estudado. O pacote aqui denominado Folhelho *Datum* seria o melhor candidato a superfície de inundação máxima por duas razões: (1) presença de espessos pacotes de sistemas conglomeráticos extrabaciais (AF3) imediatamente acima e (2) magnitude da espessura dos próprios depósitos pelíticos (em torno de 150 m).

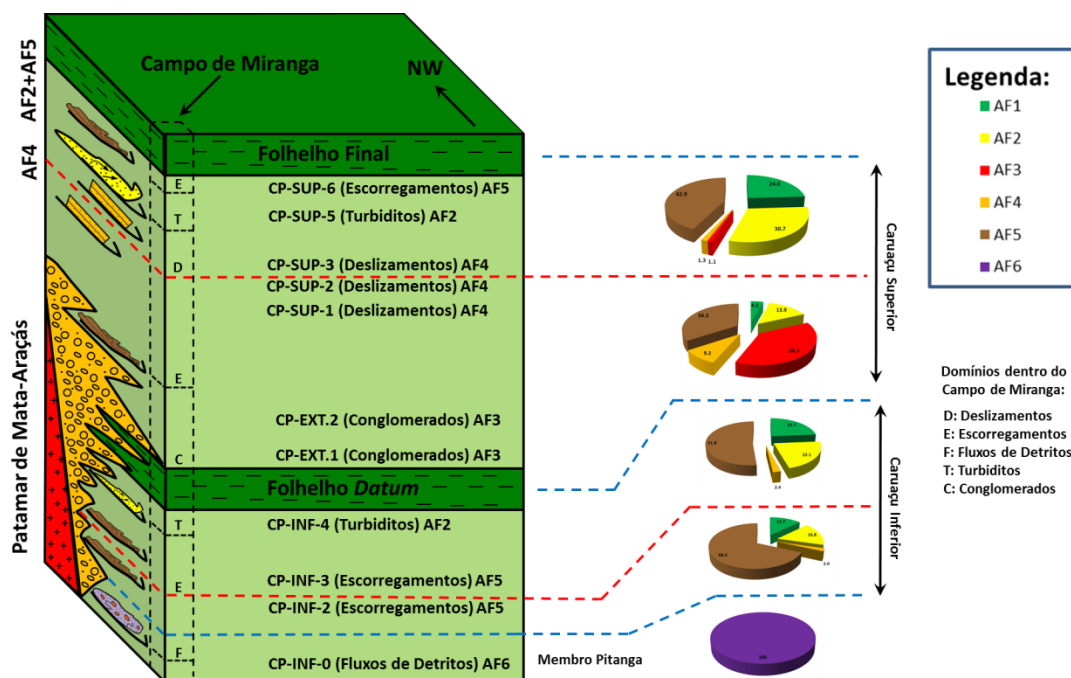


Figura 20 – Bloco diagrama esquemático da Formação Maracangalha no Baixo de Miranga (sem escala). Os diagramas em pizza ao lado representam as proporções relativas de cada associação de fácies para cada intervalo da formação. O volume dentro do prisma (tracejado em preto) corresponde ao Campo de Miranga. Nota-se que apenas uma cunha conglomerática alcança o campo em sua porção de máxima progradação, logo acima do *Folhelho Datum*. As letras maiúsculas no interior do prisma representam domínios por intervalo (legendas a direita).

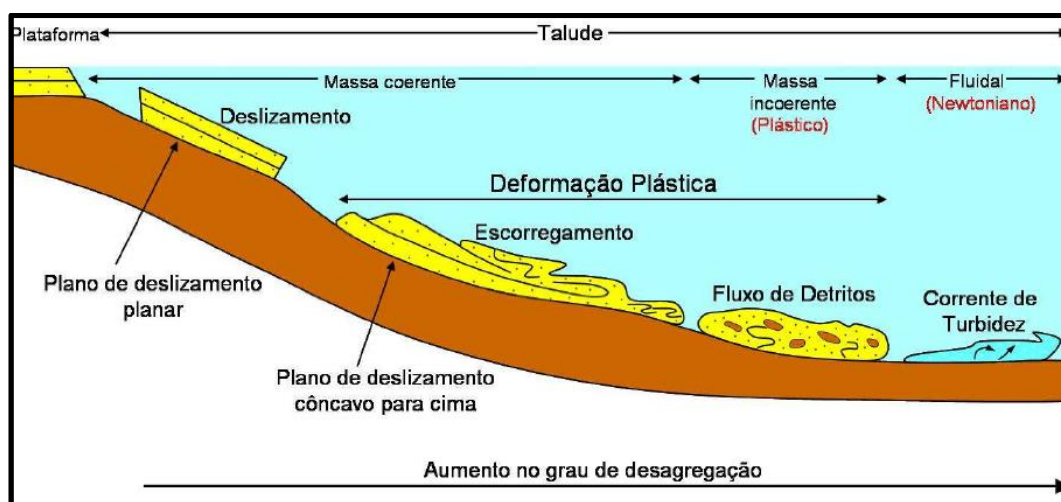


Figura 21 – *Continuum* de processos de transporte de sedimentos em águas profundas. Modificado de Shanmugam *et al.* (1994).

Considerando que o Campo de Miranga situa-se no interior do prisma (volume tracejado) do bloco diagrama mostrado na Figura 20, podemos afirmar que:

(1) A AF5 se encontra estratigraficamente presente em toda a extensão da Formação Maracangalha em alta proporção relativa (superior a 30%; porém não representada por simplificação). Existe, entretanto, tendência de aumento dessa proporção próximo a base do Caruaçu Inferior e próximo ao topo do Caruaçu Superior (imediatamente abaixo do *datum* aqui denominado Folhelho Final);

(2) Atribui-se origem da AF3 aos pulsos tectônicos responsáveis por incrementos na subsidência do depocentro e conseqüentemente um recuo dos sistemas deltaicos na borda flexural, reduzindo o volume de escorregamentos que conseguem alcançar as porções distais e mais profundas do meio gráben. Altos estruturais do embasamento nas bordas do Baixo de Miranga (porção noroeste) são potenciais áreas-fonte para os conglomerados (Figura 22). Ressalta-se que a existência desses conglomerados polimíticos extrabaciais somente acima do *datum* reforça essa ideia. Ao analisar as seções estratigráficas (Figura 16), nota-se aumento da espessura dos complexos basais do Caruaçu Superior (CP-EXT) na direção oeste e norte (intervalos em lilás e vermelho). Algumas seções regionais mostram um alto do embasamento próximo à borda noroeste do campo, a exemplo da mostrada na Figura 22. Tendo isto em vista, a provável origem dos conglomerados pode estar relacionada a esse alto estrutural com exposição do embasamento.

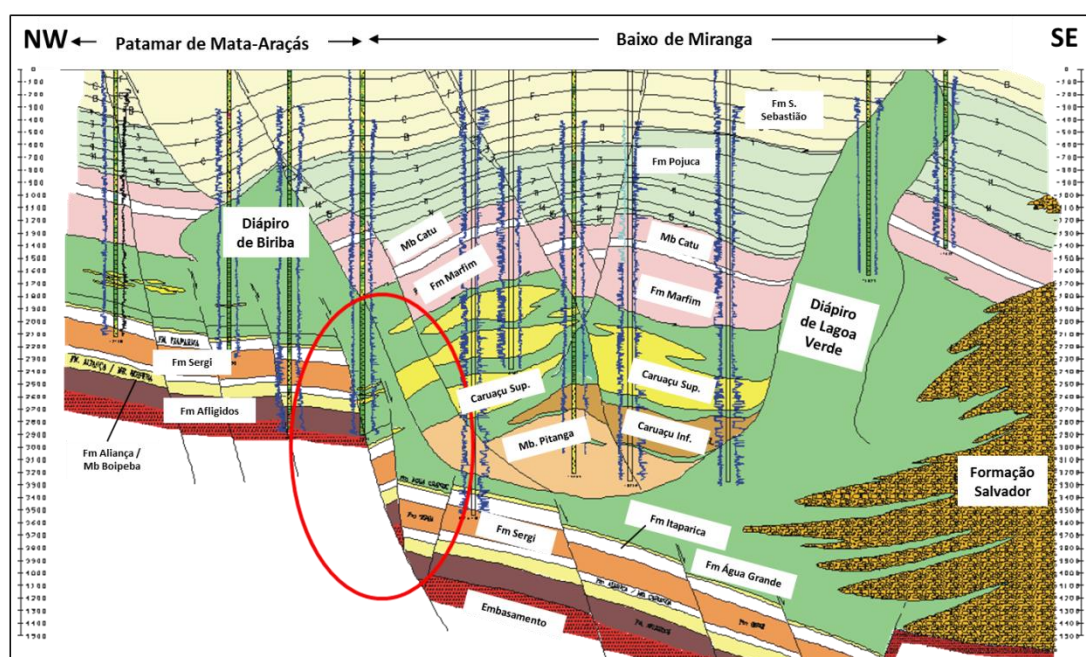


Figura 22 – Seção geológica regional passando pelo Campo de Miranga de direção NW (esquerda) – SE (direita) onde é possível distinguir alto estrutural na borda noroeste do campo (área evidenciada no interior do círculo vermelho). Modificado de De Maman *et al.* (1997).

(3) A AF4 encontra-se presente em toda extensão estratigráfica da Formação Maracangalha, em baixa proporção, porém existe uma tendência de aumento de sua ocorrência relativa no intervalo intermediário do Caruaçu Superior (acima do Folhelho *Datum*, vide Figura 20). Esses pacotes representam intervalos com menor distância de transporte em relação à área fonte e são compatíveis com as porções menos deformadas de corpos de deslizamentos. Tendo isto em vista, é possível inferir que, provavelmente, as oscilações batimétricas do nível do lago foram de maiores amplitudes durante a deposição do Caruaçu Superior.

Interpreta-se em linhas gerais que a Formação Maracangalha no Campo de Miranga constitui um grande sistema progracional. Os membros mais distais desse sistema são os arenitos do Membro Pitanga (intervalo basal) que foram depositados a partir de processos intermediários entre escorregamentos altamente móveis, plásticos a fluxos de detritos (Figura 20). Imediatamente acima (ainda no intervalo pertencente ao Caruaçu Inferior) observa-se predominância de arenitos depositados por escorregamentos com progressivo aumento da proporção relativa de depósitos gerados por correntes de turbidez proximais nas imediações do Folhelho *Datum*. Este intervalo pelítico é sucedido imediatamente acima por representantes da AF3 (conglomerados extrabaciais). A proporção relativa desta associação de fácies decresce em direção ao topo da Formação Maracangalha onde começa a predominar depósitos de escorregamentos e deslizamentos. Nas imediações do topo da formação (próximo ao Folhelho Final), ocorre aumento significativo dos depósitos gerados por correntes de turbidez proximais e escorregamentos. A origem destes últimos escorregamentos pode estar relacionada a pulsos tectônicos, visto que a espessa seção pelítica aqui denominada de Folhelho Final sucede estes depósitos. Durante os andares Aratu e Buracica, a relativa quiescência tectônica, deu continuidade ao processo de progradação dos depósitos deltaicos das formações Marfim (Membro Catu) e Pojuca (Membro Santiago) sobre os depósitos da Formação Maracangalha com progressivo raseamento da bacia.

5. Conclusões

Para a Formação Maracangalha no Campo de Miranga os reservatórios com características permo-porosas mais adequadas para a produção de hidrocarbonetos pertencem às AF2 e AF4. Na porção basal da AF2 observam-se grandes espessuras de arenitos maciços e homogêneos com altas permo-porosidades. A AF4, por sua vez, apresenta depósitos fraturados cujas características deposicionais do protólito (depósitos de frente deltaica e turbiditos proximais) encontram-se bem preservadas. Por outro lado, representantes da AF6 (depósitos gerados por fluxos de detritos ou porções distais de escorregamentos pertencentes ao Membro Pitanga) constituem os corpos de mais baixo potencial como rochas reservatório, principalmente devido ao alto conteúdo de argila e homogeneização dos depósitos.

Através do modelo proposto, é possível por critérios preditivos determinar os níveis estratigráficos com características mais favoráveis à ocorrência das rochas reservatório. A construção do modelo de evolução estratigráfica possibilitou a definição desse arcabouço, porém recomenda-se cautela no uso do método em situações específicas da Bacia do Recôncavo. Fatores como espaço de acomodação, aporte sedimentar, tectônica e condições paleoclimáticas específicas podem modificar por completo a distribuição espacial, espessura e até mesmo a existência de reservatórios favoráveis a produção de petróleo dentro da Formação Maracangalha. Esses fatores são críticos e fortemente influenciados pelo compartimento interno da bacia no qual o campo se encontra inserido, proximidade de altos estruturais do embasamento, distância de área fonte, situações de borda bacial dentre outros.

Ressalta-se que com o grau de maturidade avançado no histórico de produção de petróleo na Bacia do Recôncavo, “reservatórios não convencionais” como os representantes da Formação Maracangalha apresentam um bom potencial no futuro exploratório e exploratório da bacia e o entendimento de seu comportamento permo-poroso, geometria e distribuição espacial de fácies é de vital importância para otimização de recursos em futuros projetos de perfuração de poços.

Agradecimentos: O presente artigo é parte integrante da dissertação de mestrado do autor e aluno do Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS. Os autores agradecem ao apoio da Petrobras e UFRGS para o andamento e conclusão dos trabalhos. Em especial agradecemos aos geólogos da Petrobras: Flávio Miranda, Lucas Beggiato, João Paulo Borges, Aglaia Brandão, Alexandre Zanatta, Beatriz Fanha, Lúcia Mesquita, Wladiston Dias, Fernanda Araújo, Sandóval, Jaciara Barreto, Sérgio Nham, Adroaldo Camões, Daniel Liberal, Juliana Almeida e Artur Dutra pelas valiosíssimas discussões geológicas e aos técnicos da Petrobras (UO-BA) Claudineuza Oliveira e Edmilson Pereira pelo apoio logístico na disponibilização dos testemunhos para a análise. Agradecemos também ao Carlos Feijó pelo apoio logístico nas atividades da UFRGS. Agradecemos especialmente aos gerentes da Petrobras Carlos Bruhn (E&P-ENGP/RR/GR), Isa Veiga (E&P-NNE/UO-BA/ATP-S/RES) e, principalmente, a Roberta Alves Mendes (E&P-PDP/CTPDP/GGER-I) pelo apoio para a concretização do projeto.

6. Referências

Alfaro, P., Moretti, M. & Soria, J. M. 1997. Soft-Sediment Deformation Structures Induced by Earthquakes (Seismites) in Pliocene Lacustrine Deposits (Guadix-Baza Basin, Central Betic Cordillera). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 90: 531-540.

- Allen, J. R. L. 1986. Earthquakes Magnitude-Frequency, Epicentral Distance, and Soft-Sediment Deformation in Sedimentary Basins. *Sedimentary Geology*, 46: 67-75.
- Almeida, F. F. M. 1967. *Origem e Evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro, Departamento Nacional de Produção Mineral; Divisão de Geologia e Mineralogia. Boletim, v.241, 36p.
- Assine, M. L. 2008. Ambientes de Leques Aluviais. In: Silva, A. J. C. L. P., Aragão, M. A. N. F. & Magalhães, A. J. C. (Ed.). *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil*. São Paulo, Editora Beca, p. 52-71.
- Bouma, A. H. 1962. *Sedimentology of Some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation*. Amsterdam, Elsevier Publishing Company, 168p.
- Bruhn, C. H. L. 1999. Reservoir Architecture of Deep-Lacustrine Sandstones from the Early Cretaceous Recôncavo Rift Basin, Brazil. *AAPG Bulletin*, 83(9): 1502-1525.
- Caixeta, J. M. 1988. *Estudo Faciológico e Características de Reservatório dos Arenitos Produtores de Gás no Campo de Jacuípe (Cretáceo Inferior) Bacia do Recôncavo – Brasil*. Ouro Preto, 147p. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto.
- Caixeta, J. M., Bueno, G. V., Magnavita, L. P. & Feijó, F. J. 1994. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1): 163-172.
- Carlotto, M. A. 2006. *Análise Estratigráfica dos Fluxos Gravitacionais da Formação Maracangalha no Campo de Jacuípe, Bacia do Recôncavo, Brasil*. Porto Alegre, 128p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

De Maman, E. J., Santos, P. L. P. & Silva, O. B. 1997. *3D de Miranga Norte: Resultados da Campanha Exploratória*. Salvador, Bahia, PETROBRAS/E&P-BA/GEXP/GEINT. 78p. (Relatório Interno PETROBRAS/E&P/GEDOC Reg.110-11206v1).

Dias Filho, D. C. 2002. *Arquitetura Estratigráfica da Formação Sergi na Porção Centro-Oeste da Bacia do Recôncavo*. Porto Alegre, 102p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Guerra, G. S. & Borghi, L. 2003. Fácies Sedimentares Gravitacionais e Deformacionais da Formação Maracangalha em Afloramentos e sua Importância na Exploração da Bacia do Recôncavo. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D DE PETRÓLEO E GÁS*, 2, 2003. Rio de Janeiro, *Anais...* Rio de Janeiro, p.1-6.

Jones, A. P. & Omoto, K. 2000. Towards Establishing Criteria for Identifying Trigger Mechanisms for Soft Sediment Deformation: A Case Study of Late Pleistocene Lacustrine Sands and Clays, Onikibe and Nakayamadaira Basins, Northeastern Japan. *Sedimentology*, 47: 1211-1226.

Küchle, J. & Scherer, C. M. S. 2010. Sismoestratigrafia em Bacias Rife: Técnicas, Métodos e sua Aplicação na Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 18(2): 179-206.

Kuenen, P. H. 1968. Origin of Ptygmatic Features. *Tectonophysics*, 6(2): 143-158.

Lewis, K. B. 1971. Slumping on a Continental Slope Inclined at 1°-4°. *Sedimentology*, 16: 97-110.

- Lowe, D. R. & LoPiccolo, R. D. 1974. The Characteristics and Origins of Dish and Pillar Structures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44(2): 484-501.
- Lowe, D. R. 1982. Sediment Gravity Flows: II. Depositional Models with Special Reference to the Deposits of High-Density Turbidity Currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52(1): 279-297.
- Martinsen, O. J. & Bakken, B. 1990. Extensional and Compressional Zones in Slumps and Slides in the Namurian of County Clare, Ireland. *Journal of Geological Society*, 147: 153-164.
- Mazumder, R., Van Loon, A. J. (T) & Arima, M. 2006. Soft-Sediment Deformation Structures in the Earth's Oldest Seismites. *Sedimentary Geology*, 186: 19-26.
- Middleton, G. V. & Hampton, M. A. 1973. Sediment Gravity Flows: Mechanics of Flow and Deposition. In: Middleton G. V. & Bouma, A. H. (Ed.). *Turbidites and Deep-Water Sedimentation: Lecture Notes for a Short Course*. Los Angeles, California, Pacific Section SEPM, p.1-38.
- Milani, E. J. & Thomaz Filho, A. 2000. Sedimentary Basins of South America. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A. & Campos, D. A. (ed.) *Tectonic Evolution of South America*. 855p. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, 2000, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro p. 389-449.
- Milhomem, P. S., De Maman, E. J., Oliveira, F. M., Carvalho, M. S. S. & Souza-Lima, W. 2003. Bacias Sedimentares Brasileiras – Bacia do Recôncavo. *Fundação Paleontológica Phoenix*, 51: 1-6. Disponível em: < http://www.phoenix.org.br/Phoenix51_Mar03.html >. Acesso em: 31/jan./2014.

Moretti, M., Alfaro, P., Caselles, O. & Canas, J. A. 1999. Modelling Seismites with a Digital Shaking Table. *Tectonophysics*, 304: 369-383.

Moscardelli, L., Wood, L. & Mann, P. 2006. Mass-Transport Complexes and Associated Processes in the Offshore Area of Trinidad and Venezuela. *AAPG Bulletin*, 90(7):1059-1088.

Mutti, E. & Ricci Lucchi, F. 1972. *Le Torbiditi dell'Appennino Settentrionale: Introduzione all'Analisi di Facies*. Roma, Memorie della Società Geografica Italiana, 199p.

Mutti E., Tinterri, R., Remacha, E., Mavilla, N., Angella, S. & Fava, L. 1999. *An Introduction to the Analysis of Ancient Turbidite Basin from an Outcrop Perspective*, AAPG Continuing Education Course Note Series #39. Oklahoma, Tulsa, 96p.

Nichols, R. J., Sparks, R. S. J. & Wilson, C. J. N. 1994. Experimental Studies of the Fluidization of Layered Sediments and the Formation of Fluid Escape Structures. *Sedimentology*, 41: 233-253.

Obermeier, S. F. 1996. Use of Liquefaction-Induced Features for Paleo-Seismic Analysis – An Overview of How Seismic Liquefaction Features can be Distinguished from Other Features and How Their Regional Distribution and Properties of Source Sediment can be Used to Infer The Location and Strength of Holocene Paleo-Earthquakes. *Engineering Geology*, 44: 1-76.

Owen, G. 1987. Deformation Processes in Unconsolidated Sands. *The Geological Society of London, Special Publications*, 29: 11-24.

Owen, G. 2003. Load Structures: Gravity-Driven Sediment Mobilization in the Shallow Sub-surface. *The Geological Society of London, Special Publications*, 216: 21-34.

- Raja Gabaglia G. P. 1991. Paleossismicidade e Sedimentação – Evidências no Compartimento Sul da Bacia do Recôncavo, Bahia. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 5(1/4): 39-68.
- Rossetti, D. F. 1999. Soft Sediment Deformation Structures in Late Albian to Cenomanian Deposits, São Luís Basin, Northern Brazil: Evidence for Palaeoseismicity. *Sedimentology*, 46: 1065-1081.
- Rossetti, D. F. & Góes, A. M. 2000. Deciphering the Sedimentological Imprint of Paleoseismic Events: An Example from the Aptian Codó Formation, Northern Brazil. *Sedimentary Geology*, 135: 137-156.
- Santos, C. F. 1998. *Sequências Estratigráficas, Variações do Nível do Lago e Ciclicidade no Andar Buracica (Formação São Sebastião) das Bacias do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil*. Porto Alegre, 313p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Scherer, C. M. S., Galves, A. C. M., Bolognon, A., Feijó, C., Campos, C., Wiederkehr, F., Da Poian, G., Ketzer, J. M., Batista, J., Kuchle, J., De Ros, L. F., Castillo, L., Bállico, M. B., Botelho, M. A. B., Carlotto, M. A., Quinteiros, M. A., D'Abbadia, M. R., Holz, M., Lima, O. A. L., Alvarenga, R. S., Lykawka, R., Argolo R. & Cruz, S. C. P. 2007. *Arquitetura Estratigráfica, Geometria e Heterogeneidade de Arenitos Reservatórios da Formação Maracangalha, Bacia do Recôncavo, Bahia*. 248p. Porto Alegre. (Relatório de Projeto de Pesquisa UFRGS-UFBA Contratado pela Petrobras).
- Seilacher, A. 1969. Fault Graded Beds Interpreted as Seismites. *Sedimentology*, 13:155-159.

- Selker, J. S. 1993. Expressions for the Formation of Load Casts in Soft Sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63(6): 1149-1151.
- Shanmugam, G., Lehtonen, L. R., Straume, T., Syvertsen, S. E., Hodgkinson, R. J. & Skibeli, M. 1994. Slump and Debris-Flow Dominated Upper Slope Facies in the Cretaceous of the Norwegian and Northern Seas (61 – 67° N): Implications for Sand Distribution. *AAPG Bulletin*, 78(6): 910-937.
- Silva, O. B., Caixeta, J. M., Milhomem, P. S. & Kosin M. D. 2007. Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2): 423-431.
- Sims, J. D. 1973. Earthquake-Induced Structures in Sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California. *Science*, 182:161-163.
- Sims, J. D. 1975. Determining Earthquake Recurrence Intervals from Deformational Structures in Young Lacustrine Sediments. *Tectonophysics*, 29: 141-152.
- Stow D. A. V., Reading, H. G. & Collinson, J. D. 1996. Deep Seas. In: Reading, H. G. (Ed.). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Oxford, Blackwell Science, p. 395-453.
- Teixeira Netto, A. S. & Oliveira, J. J. 1985. O Preenchimento do Rift-Valley na Bacia do Recôncavo. *Revista Brasileira de Geociências*, 15: 97-102.
- Tripsanas, E. K., Piper, D. J. W., Jenner, K. A. & Bryant, W. R. 2008. Submarine Mass-Transport Facies: New Perspectives on Flow Processes from Cores on the Eastern North American Margin. *Sedimentology*, 55:97-136.

Vanneste K., Meghraoui, M. & Camelbeeck, T. 1999. Late Quaternary Earthquake-Related Soft-Sediment Deformation Along the Belgian Portion of the Feldbiss Fault, Loxer Rhine Graben System. *Tectonophysics*, 309: 57-79.

Vernhet, E., Heubeck, C., Zhu, M.-Y., Zhang, J.-M. 2006. Large-Scale Slope Instability at the Southern Margin of the Ediacaran Yangtze Platform (Hunan Province, Central China). *Precambrian Research*, 148:32-44.

Visher, G. S. & Cunningham, R. D. 1981. Convolute Laminations, a Theoretical Analysis, Example of a Pennsylvanian Sandstone. *Sedimentary Geology*. 28: 175-188.

6. Considerações Finais

Interpreta-se, em linhas gerais, que a Formação Maracangalha no Campo de Miranga apresentam um padrão geral de empilhamento prográdacional. Os membros mais distais desse sistema são os arenitos do Membro Pitanga (intervalo basal) que foram depositados a partir de processos intermediários entre escorregamentos altamente móveis, plásticos a fluxos de detritos (Figura 20 do artigo). Imediatamente acima (ainda no intervalo pertencente ao Caruaçu Inferior) observa-se a predominância de arenitos depositados por escorregamentos, com progressivo aumento da proporção relativa de acumulações geradas por correntes de turbidez proximais nas imediações do Folhelho *Datum*. Este intervalo pelítico é sucedido imediatamente acima por representantes da AF3 (conglomerados extrabaciais). A proporção relativa desta associação de fácies decresce em direção ao topo da Formação Maracangalha onde predominam depósitos de escorregamentos e deslizamentos. Nas imediações do topo da formação (próximo ao Folhelho Final), ocorre aumento significativo de pacotes gerados por correntes de turbidez proximais e escorregamentos. A origem destes últimos escorregamentos pode estar relacionada a pulsos tectônicos, visto que a espessa seção pelítica aqui denominada de Folhelho Final sucede estes depósitos. Durante os andares Aratu e Buracica, a relativa quiescência tectônica deu continuidade ao processo de progradação dos depósitos deltaicos das formações Marfim (Membro Catu) e Pojuca (Membro Santiago) sobre os depósitos da Formação Maracangalha com o progressivo raseamento da bacia.

Este grande sistema prográdacional se associa a uma baixa frequência, provavelmente de 2ª ordem. Porém, a análise do bloco diagrama apresentado na Figura 20 do artigo em conjunto com o esquema de transporte de sedimentos para águas profundas proposto por Shanmugam *et al.* (1994) (Figura 21 do artigo) sugere a existência e rastreabilidade de um ciclo de mais alta frequência para a área, possivelmente de 3ª ordem. A melhor candidata à superfície de inundação máxima de 2ª ordem seria o intervalo aqui denominado de Folhelho *Datum* por duas razões: (1) presença de espessos pacotes de sistemas conglomeráticos extrabaciais (AF3) imediatamente acima e (2) magnitude da espessura dos depósitos pelíticos onde a SIM está contida (em torno de 150 m).

Na região intermediária do Caruaçu Inferior (Figura 20 do artigo) há predominância de depósitos de escorregamentos (CP-INF-2 e 3; AF5). Esta ocorrência corresponde ao menor grau de deformação constatado no Caruaçu Inferior, possivelmente o termo “mais proximal” deste subsistema. Na região intermediária do Caruaçu Superior é constatado algo similar no domínio dos deslizamentos (CP-SUP-1, 2 e 3; AF4). Tal observação também corresponderia àqueles depósitos de menor grau de deformação identificados no Caruaçu Superior. É possível que o ciclo de 3ª ordem seja limitado por estes dois domínios.

Os depósitos da AF4 representam intervalos que experimentaram menor distância de transporte em relação à área fonte e são compatíveis com as porções menos deformadas de corpos de deslizamentos. O aumento da concentração relativa destes depósitos na região intermediária do Caruaçu Superior pode implicar que, provavelmente, as oscilações batimétricas do nível do lago tiveram maiores amplitudes durante a deposição do Caruaçu Superior. Esta interpretação é corroborada pelo trabalho de Da Silva & Picarelli (1990) no qual identificaram rebaixamentos do nível de base no sistema lacustre do Recôncavo associado à mudança climática de caráter regional (de clima úmido para clima seco) entre os andares Rio da Serra Médio e Rio da Serra Superior.

Atribui-se origem da AF3 aos pulsos tectônicos responsáveis por incrementos na subsidência do depocentro e, conseqüentemente, um recuo dos sistemas deltaicos na borda flexural, reduzindo o volume de escorregamentos que alcançaram as porções distais e mais profundas do meio gráben. Altos estruturais do embasamento nas bordas do Baixo de Miranga (porção noroeste) são potenciais áreas-fonte para os conglomerados (Figura 22 do artigo). Ressalta-se que a existência desses conglomerados polimíticos extrabaciais somente acima do *datum* reforça essa ideia. Ao analisar as seções estratigráficas (Figura 16 do artigo), nota-se aumento da espessura dos complexos basais do Caruaçu Superior (CP-EXT) na direção oeste e norte (intervalos em lilás e vermelho). Algumas seções regionais mostram um alto do embasamento próximo à borda noroeste do campo, a exemplo daquela apresentada na Figura 22 do artigo. Tendo isto em vista, a provável origem dos conglomerados pode estar relacionada a essa feição alto estrutural responsável pela exposição e consequente erosão do embasamento.

A definição dos complexos de fluxos de massa (CP) foi de fundamental importância para o entendimento das relações estratigráficas e rastreabilidade lateral em seções estratigráficas (entre poços) e sísmicas. Os critérios para a definição destes corpos correlacionáveis são as similaridades entre associações de fácies presentes em cada um deles (Tabela 4 do artigo). É sabido que as associações variam espacialmente, porém adotou-se como premissa, por simplificação, que dentro do Campo de Miranga (área pequena; 25 km²) estas variações são desprezíveis.

Para a Formação Maracangalha no Campo de Miranga os reservatórios com características permo-porosas mais favoráveis à produção de hidrocarbonetos pertencem às AF2 e AF4. Na porção basal da AF2 observam-se grandes espessuras de arenitos maciços e homogêneos com altas permo-porosidades. A AF4, por sua vez, apresenta depósitos com deformações rúpteis cujas características deposicionais do protólito (depósitos de frente deltaica e turbiditos proximais) encontram-se bem preservadas. Por outro lado, representantes da AF6 (depósitos gerados por fluxos de detritos ou porções distais de escorregamentos pertencentes ao Membro Pitanga) constituem os corpos de mais baixo potencial como rochas

reservatório, principalmente devido ao alto conteúdo de argila e homogeneização dos depósitos.

Através do modelo proposto, é possível estabelecer critérios preditivos para determinar os níveis estratigráficos com características mais favoráveis à ocorrência das rochas reservatório. A construção do modelo de evolução estratigráfica possibilitou a definição desse arcabouço, porém recomenda-se cautela no uso do método em situações específicas da Bacia do Recôncavo. Fatores como espaço de acomodação, aporte sedimentar, tectônica, condições paleoclimáticas específicas e a história diagenética podem modificar por completo a espessura e distribuição espacial dos corpos arenosos da Formação Maracangalha. Esses fatores são críticos e fortemente influenciados pelo compartimento interno da bacia no qual o campo se encontra inserido, proximidade a altos estruturais do embasamento, distância da área fonte, posição em relação às margens da bacia dentre outras variáveis.

Tendo isto em vista, recomenda-se que análises com integração de dados de testemunhos e sísmica sejam realizadas em outras áreas para uma melhor definição dos modelos de evolução estratigráfica. Em muitas situações, os testemunhos são adquiridos em campanhas distintas e descritos por diferentes intérpretes com objetivos e metodologias distintas o que resulta na carência de informações integradas para a definição de um arcabouço único e coeso.

Este projeto é apenas um modelo inicial. Recomenda-se o uso de outras ferramentas para integração de dados que possibilitem interpretações mais robustas, a exemplo da petrografia (para melhor caracterização de fácies), petrofísica (para uma melhor compreensão do sistema permo-poroso), uso de atributos sísmicos e inversão (para uma melhor definição da distribuição espacial de associações de fácies), dados de pressão, modelagem geológica 3D e simulação de fluxo da engenharia.

Ressalta-se que com o grau de maturidade avançado no histórico de produção de petróleo na Bacia do Recôncavo, “reservatórios não convencionais” como os representantes da Formação Maracangalha apresentam um bom potencial no futuro exploratório e exploratório da bacia. O entendimento de seu comportamento permo-poroso, geometria e distribuição espacial de fácies é de vital importância para otimização de recursos em futuros projetos de perfuração de poços.

7. Referências Bibliográficas

- Aguiar, G. A. & Mato, L. F. 1990. Definição e Relações Estratigráficas da Formação Afligidos nas Bacias do Recôncavo, Tucano Sul e Camamu, Bahia, Brasil. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 36., 1990, Natal. *Anais...* São Paulo: SBG, v.1, p.157-170.
- Amorim, J. L. 1992. *Evolução do Preenchimento do Cânion de Taquipe, Neocomiano da Bacia do Recôncavo, sob o Enfoque da Estratigrafia Moderna*. Porto Alegre, 114 p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Aragão, M. A. N. F. & Peraro, A. A. 1994. Elementos estruturais do Rifte Tucano / Jatobá. *In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL*, 3., 1994, Rio Claro. *Boletim...* Rio Claro, Universidade Estadual Paulista, p.161-165.
- Blanc, E. J. -P, Blanc-Alétru, M. -C, Mojon, P. -O. 1998. Soft-Sediment Deformation Structures Interpreted as Seismites in the Uppermost Aptian to Lowermost Albian Transgressive Deposits of the Chihuahua Basin (Mexico). *Geol. Rundsch*, 86: 875-883.
- Boehm, A. & Moore, J. C. 2002. Fluidized Sandstone Intrusions as an Indicator of Paleostress Orientation, Santa Cruz, California. *Geofluids*, 2: 147-161.
- Bouma, A. H. 1962. *Sedimentology of Some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation*. Amsterdam, Elsevier Publishing Company, 168p.
- Bueno, G. V. 1987. *Considerações Sobre a Sedimentação e Origem do Paleocanyon de Taquipe, Bacia do Recôncavo (Brasil)*. Ouro Preto, 132p. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto.
- Bueno, G. V. 2001. *Discordância Pré-Aratu: Marco Tectono-Isotópico no Rifte Afro-Brasileiro*. 2001. Porto Alegre, 149p. Teste de Doutorado, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Bueno, G. V. 2004. Diacronismo de Eventos no Rifte Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 12(2): p.203-209.

- Caixeta, J. M. 1988. *Estudo Faciológico e Características de Reservatório dos Arenitos Produtores de Gás no Campo de Jacuípe (Cretáceo Inferior) Bacia do Recôncavo – Brasil*. Ouro Preto, 147p. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto.
- Caixeta, J. M., Bueno, G. V., Magnavita, L. P. & Feijó, F. J. 1994. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1): 163-172.
- Carlotto, M. A. 2006. *Análise Estratigráfica dos Fluxos Gravitacionais da Formação Maracangalha no Campo de Jacuípe, Bacia do Recôncavo, Brasil*. Porto Alegre, 128p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Carter, R. M. 1975. A Discussion and Classification of Subaqueous Mass-Transport with Particular Application to Grain Flow, Slurry-Flow and Fluxoturbidites. *Earth-Science Reviews*, 11: 145-177.
- Coleman, J. M. & Prior, D. B. 1988. Mass Wasting on Continental Margins. *Annual Reviews Earth Planetary Sciences*, 16: 101-119.
- Cupertino, J. A. & Bueno, G. V. 2005. Arquitetura das Sequências Estratigráficas Desenvolvidas na Fase de Lago Profundo no Rifte do Recôncavo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 13(2): p.245-267.
- D'Ávila, R. S. F., Arienti, L. M., Aragão, M. A. N. F., Vesely, F. F., Santos, S. F., Voelcker, H. E., Viana, A. R., Kowsmann, R. O., Moreira, J. L. P., Coura, A. P. P., Paim, P. S. G., Matos, R. S. & Machado, L. C. R. 2008. Ambientes Marinhos Profundos. In: Silva, A. J. C. L. P., Aragão, M. A. N. F. & Magalhães, A. J. C. (Ed.). *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil*. São Paulo, Editora Beca, p.245-301.
- Da Silva, H. T. F. & Picarelli, A. T. 1990. Variações da Linha de Costa do Lago Recôncavo e Taxa de Acumulação Durante o Andar Rio da Serra, Fase Rifte. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 4(2): p.205-216.

- Da Silva, H. T. F. 1993. *Flooding Surfaces, Depositional Elements and Accumulation Rates: Characteristics of the Lower Cretaceous Tectonosequence in the Recôncavo Basin, Northeast Brazil*. Austin, Texas, EUA, 312p. Tese de Doutorado, Texas University.
- Da Silva, H. T. F. 1996. Caracterização do Início da Fase Sin-Rifte na Bacia do Recôncavo, Estado da Bahia: Discussão Sobre a Formação Água Grande e o Reconhecimento da Erosão do Início do Rifteamento. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 39., 1996, Salvador. *Anais...* São Paulo: SBG, p.325-328.
- Dias Filho, D. C. 2002. *Arquitetura Estratigráfica da Formação Sergi na Porção Centro-Oeste da Bacia do Recôncavo*. Porto Alegre, 102p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Destro, N., Szatmari, P., Alkmim, F. F. & Mgnavita, L. P. 2003. Release Faults, Associated Structures and their Control on Petroleum Trends in the Recôncavo Rift, Northeast Brazil. *AAPG Bulletin*, 87(7): 1123-1144.
- Dott Jr, R. H. 1963. Dynamics of Subaqueous Gravity Depositional Processes. *AAPG Bulletin*, 47(1): 104-128.
- Farrell, S. G. 1984. A Dislocation Model Applied to Slump Structures, Ainsa Basin, South Central Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 6(6): 727-736.
- Ghignone, J. I. 1979. Geologia dos Sedimentos Fanerozóicos do Estado da Bahia. *In: Inda, H. A. V. (Ed.) Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia: textos básicos*. Salvador, Secretaria das Minas e Energia, v.1, p.24-117.
- Guerra, G. S. & Borghi, L. 2003. Fácies Sedimentares Gravitacionais e Deformacionais da Formação Maracangalha em Afloramentos e sua Importância na Exploração da Bacia do Recôncavo. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D DE PETRÓLEO E GÁS*, 2, 2003. Rio de Janeiro, *Anais...* Rio de Janeiro, p.1-6.
- Henrich, R., Hanebuth, T. J. J., Krastel, S., Neubert, N., Wynn, R. B. 2008. Architecture and Sediment Dynamics of the Mauritania Slide Complex. *Marine and Petroleum Geology*, 25(1): 17-33.

- Jones, A. P. & Omoto, K. 2000. Towards Establishing Criteria for Identifying Trigger Mechanisms for Soft Sediment Deformation: A Case Study of Late Pleistocene Lacustrine Sands and Clays, Onikibe and Nakayamadaira Basins, Northeastern Japan. *Sedimentology*, 47: 1211-1226.
- Laberg, J. S. & Vorren, T. O. 2000. The Traenadjupet Slide, Offshore Norway – Morphology, Evacuation and Triggering Mechanisms. *Marine Geology*, 171: 95-114.
- Lambiase, J.J. 1990. A Model for Tectonic Control of Lacustrine Stratigraphic Sequences in Continental Rift Basins. In: Katz, B. J. (Ed.). *Lacustrine Basin Exploration: Case Studies and Modern Analogs*. Tulsa, Oklahoma, EUA. AAPG Special Publication, p.265-276.
- Lowe, D. R. 1979. Sediment Gravity Flows: Their Classification and Some Problems of Application to Natural Flows and Deposits. *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM) Special Publication*, 27: 75-82.
- Lowe, D. R. 1982. Sediment Gravity Flows: II. Depositional Models with Special Reference to the Deposits of High-Density Turbidity Currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52(1): 279-297.
- Lucente, C. C. & Pini, G. A. 2008. Basin-Wide Mass-Wasting Complexes as Markers of the Oligo-Miocene Foredeep-Accretionary Wedge Evolution in the Northern Apennines, Italy. *Basin Research*, 20: 49-71.
- Nardin, T. R., Hein, F. J., Gorsline, D. S. & Edwards, B. D. 1979. A Review of Mass Movement Processes, Sediment and Acoustic Characteristics, and Contrasts in Slope and Base-of-Slope Systems Versus Canyon-Fan-Basin Floor Systems. *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM) Special Publication*, 27: 61-73.
- Nichols, R. J. 1995. The Liquefaction and Remobilization of Sandy Sediments. *Geological Society, London, Special Publications*, 94: 63-76.
- Magnavita, L. P. 1992. *Geometry and Kinematics of the Reconcavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil*. Oxford, 493p. PhD. Thesis, Wolfson College, Earth Sciences Department, University of Oxford.

- Magnavita, L. P. 1996. Sobre a Implantação da Fase Sin-Rifte em Riftes Continentais. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 39., 1996, Salvador. *Anais...* São Paulo: SBG, p.335-338.
- Martinsen, O. J. 1989. Styles of Soft-Sediment Deformation on a Namurian (Carboniferous) Delta Slope, Western Irish Namurian Basin, Ireland. *In: Whateley, M. K. G. & Pickering K. T. (Ed.). Deltas: Sites and Traps for Fossil Fuels*. London, Spec. Publ. Geol. Soc. of London, p.167-177.
- Mato, L. F., Caixeta, J. M. & Magalhães, M. R. C. 1992. Padrões de Sedimentação na Passagem da Formação Pojuca (Andar Rio da Serra / Andar Aratu) e Significado Estratigráfico do Marco 15, Cretáceo Inferior, Bacia do Recôncavo, Bahia. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 6(1/2): 59-72
- Mazumder, R., Van Loon, A. J. (T) & Arima, M. 2006. Soft-Sediment Deformation Structures in the Earth's Oldest Seismites. *Sedimentary Geology*, 186: 19-26.
- Medeiros, R. A. & Ponte, F. C. 1981. *Roteiro Geológico da Bacia do Recôncavo (Bahia)*. Salvador, PETROBRAS-SENAI. 63p.
- Middleton, G. V. & Hampton, M. A. 1973. Sediment Gravity Flows: Mechanics of Flow and Deposition. *In: Middleton G. V. & Bouma, A. H. (Ed.). Turbidites and Deep-Water Sedimentation: Lecture Notes for a Short Course*. Los Angeles, California, Pacific Section, The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), p.1-38.
- Middleton, G. V. & Hampton, M. A. 1976. Subaqueous Sediment Transport and Deposition of Sediment Gravity Flows. *In: Stanley, D. J. & Swift D. J. P. (Ed.). Marine Sediment Transport and Environmental Management*, New York, Wiley, p.197-218.
- Milani, E. J. 1987. *Aspectos da Evolução Tectônica das Bacias do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil*. Outro Preto, 57p. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto.
- Milani, E. J. & Davison, I. 1988. Basement Controls and Transfer Tectonics in Reconcavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil. *Tectonophysics*, 154(1/2): 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. *Fundação Paleontológica Phoenix*, 51: 1-6. Disponível em: <http://www.phoenix.org.br/Phoenix51_Mar03.html>. Acesso em: 31/jan./2014.
- Moretti, M. 2000 Soft-Sediment Deformation Structures Interpreted as Seismites in Middle-Late Pleistocene Aeolian Deposits (Apulian Foreland, Southern Italy). *Sedimentary Geology*, 135: 167-179.
- Moretti, M. & Sabato, L. 2007. Recognition of Trigger Mechanisms for Soft-Sediment Deformation in the Pleistocene Lacustrine Deposits of the Sant’Arcangelo Basin (Southern Italy): Seismic Shocks vs. Overloading. *Sedimentary Geology*, 196: 31-45.
- Moscardelli, L., Wood, L. & Mann, P. 2006. Mass-Transport Complexes and Associated Processes in the Offshore Area of Trinidad and Venezuela. *AAPG Bulletin*, 90(7):1059-1088.
- Mulder, T. & Cochonat, P. 1996. Classification of Offshore Mass Movements. *Journal of Sedimentary Research*, 66(1): 43-57.
- Mutti, E. & Ricci Lucchi, F. 1972. *Le Torbiditi dell’Appennino Settentrionale: Introduzione all’Analisi di Facies*. Roma, Memorie della Società Geografica Italiana, 199p.
- Mutti, E. 1992. *Turbidite Sandstones*. Milano, Istituto di Geologia Università di Parma, AGIP. 272p.
- Mutti, E.; Davoli, G.; Tinterri, R.; Zavala, C. 1996. The Importance of Ancient Fluvio-Deltaic Systems Dominated by Catastrophic Flooding in Tectonically Active Basins. *Estratto da Memorie di Scienze Geologiche*, Padova, 48:233-291.
- Mutti E., Tinterri, R., Remacha, E., Mavilla, N., Angella, S. & Fava, L. 1999. *An Introduction to the Analysis of Ancient Turbidite Basin from an Outcrop Perspective*, AAPG Continuing Education Course Note Series #39. Tulsa, Oklahoma, 96p.
- Obermeier, S. F. 1996. Use of Liquefaction-Induced Features for Paleo-Seismic Analysis – An Overview of How Seismic Liquefaction Features can be Distinguished from Other Features and How Their Regional Distribution and Properties of Source Sediment can

- be Used to Infer The Location and Strength of Holocene Paleo-Earthquakes. *Engineering Geology*, 44: 1-76.
- Ojeda, H. A. O. 1982. Structural Framework, Stratigraphy and Evolution of Brazilian Marginal Basins. *The AAPG Bulletin*, 66(6): 732-749.
- Oliveira, F. M. 2005. *Análise Estratigráfica da Formação Sergi, Campo de Fazenda Bálsamo, Bacia do Recôncavo, Bahia*. Porto Alegre, 192 p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Pereira, C. P. & Viana, C. F. 1984. *Petrografia e Ambiente Depositional do Marco 15 na Bacia do Recôncavo, Bahia*. 42p. Salvador. (Relatório Interno Petrobras; E&P-BA/GEXP/GEDOC, Ref: 108-02376 / Ex.: 2154676 / Ri.: 30071).
- Petri, S. 1972. Foraminíferos e o ambiente de deposição dos Sedimentos do Mioceno do Recôncavo Baiano. *Revista Brasileira de Geociências*, 2(1): 51-67.
- Pickering, K. T., Hiscott, R. N. & Hein, F. J. 1986. *Deep Marine Environments: Clastic Sedimentation and Tectonics*. London, Unwin Hyman, 416p.
- Ponte, F. C. & Asmus, H. E. 1976. The Brazilian Marginal Basins: Current State of Knowledge. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, (48): 215-240.
- Raja Gabaglia G. P. 1991. Paleossismicidade e Sedimentação – Evidências no Compartimento Sul da Bacia do Recôncavo, Bahia. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 5(1/4): 39-68.
- Rodríguez-López, J. P., Meléndez, N., Soria, A. N., Liesa, C. L. & (Tom) Van Loon, A. J. 2007. Lateral Variability of Ancient Seismites Related to Differences in Sedimentary Facies (The Synrift Escucha Formation, Mid-Cretaceous, Eastern Spain). *Sedimentary Geology*, 201: 461-484.
- Rodríguez-Pascua, M. A., Calvo, J. P., De Vicente, G. & Gómez-Gras, D. 2000. Soft-Sediment Deformation Structures Interpreted as Seismites in Lacustrine Sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their Potential use as Indicators of Earthquake Magnitudes During the Late Miocene. *Sedimentary Geology*, 135: 117-135.

- Rossetti, D. F. 1999. Soft Sediment Deformation Structures in Late Albian to Cenomanian Deposits, São Luís Basin, Northern Brazil: Evidence for Palaeoseismicity. *Sedimentology*, 46: 1065-1081.
- Rossetti, D. F. & Góes, A. M. 2000. Deciphering the Sedimentological Imprint of Paleoseismic Events: An Example from the Aptian Codó Formation, Northern Brazil. *Sedimentary Geology*, 135: 137-156.
- Rossetti, D. F. & Santos Jr, A. E. 2003. Events of Sediment Deformation and Mass Failure in Upper Cretaceous Estuarine Deposits (Cametá Basin, Northern Brazil) as Evidence for Seismic Activity. *Sedimentary Geology*, 161: 107-130.
- Sims, J. D. 1973. Earthquake-Induced Structures in Sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California. *Science*, 182:161-163.
- Santos, C. F. 1998. *Sequências Estratigráficas, Variações do Nível do Lago e Ciclicidade no Andar Buracica (Formação São Sebastião) das Bacias do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil*. Porto Alegre, 313p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Seilacher, A. 1969. Fault Graded Beds Interpreted as Seismites. *Sedimentology*, 13:155-159.
- Scherer, C. M. S., Galves, A. C. M., Bolognon, A., Feijó, C., Campos, C., Wiederkehr, F., Da Poian, G., Ketzer, J. M., Batista, J., Küchle, J., De Ros, L. F., Castillo, L., Bállico, M. B., Botelho, M. A. B., Carlotto, M. A., Quinteiros, M. A., D'Abbadia, M. R., Holz, M., Lima, O. A. L., Alvarenga, R. S., Lykawka, R., Argolo R. & Cruz, S. C. P. 2007. *Arquitetura Estratigráfica, Geometria e Heterogeneidade de Arenitos Reservatórios da Formação Maracangalha, Bacia do Recôncavo, Bahia*. 248p. Porto Alegre. (Relatório de Projeto de Pesquisa UFRGS-UFBA Contratado pela Petrobras).
- Schnellmann, M., Anselmetti, F. S., Giardini, D. & McKenzie, J. A. 2005. Mass Movement-Induced Fold-and-Thrust Belt Structures in Unconsolidated Sediments in Lake Lucerne (Switzerland). *Sedimentology*, 52: 271-289.

- Shanmugam, G., Lehtonen, L. R., Straume, T., Syvertsen, S. E., Hodgkinson, R. J. & Skibeli, M. 1994. Slump and Debris-Flow Dominated Upper Slope Facies in the Cretaceous of the Norwegian and Northern Seas (61 – 67° N): Implications for Sand Distribution. *AAPG Bulletin*, 78(6): 910-937.
- Silva, O. B., Caixeta, J. M., Milhomem, P. S. & Kosin M. D. 2007. Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2): 423-431.
- Strachan, L. J. 2002. Slump-Initiated and Controlled Syndepositional Sandstone Remobilization: An Example from the Namurian of County Clare, Ireland. *Sedimentology*, 49: 25-41.
- Stow D. A. V., Reading, H. G. & Collinson, J. D. 1996. Deep Seas. In: Reading, H. G. (Ed.). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Oxford, Blackwell Science, p.395-453.
- Szatmari, P., Françolin, J. B. L., Zanotto, O. & Wolff, S. 1987. Evolução Tectônica da Margem Equatorial Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(2): 180-188.
- Szatmari, P. & Milani, E. J. 1999. Microplate Rotation in Northeast Brazil During South Atlantic Rifting: Analogies with the Sinai Microplate. *Geology*, 27: 1115-1118.
- Teixeira Netto, A. S. & Oliveira, J. J. 1985. O Preenchimento do Rift-Valley na Bacia do Recôncavo. *Revista Brasileira de Geociências*, 15: 97-102.
- Teixeira, C., Oberlaender, F. & Rebouças, D. 2009. *História do Petróleo na Bahia*. Salvador, EPP Publicações e Publicidade, 352p.
- Vanneste, M., Mienert, J. & Bünz, S. 2006. The Hinlopen Slide: A Giant, Submarine Slope Failure on the Northern Svalbard Margin, Arctic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 245: 373-388.
- Vernhet, E., Heubeck, C., Zhu, M.-Y., Zhang, J.-M. 2006. Large-Scale Slope Instability at the Southern Margin of the Ediacaran Yangtze Platform (Hunan Province, Central China). *Precambrian Research*, 148:32-44.

ANEXO – Comprovação da Submissão do Artigo

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Pesquisas em Geociências

Porto Alegre, 23 de julho de 2014.

Ao

César Henrique de Aleixo Rocha & Claiton Marlon dos Santos Cherer

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

Agradeço a seleção de *Pesquisas em Geociências* para a publicação de sua contribuição. O manuscrito será analisado quanto ao conteúdo e enquadramento nas normas de preparação, para que seja iniciado o processo de análise por pares.

Título: Arquitetura de fácies e arcabouço estratigráfico dos depósitos de fluxos gravitacionais da Formação Maracangalha no Campo de Miranga, Bacia do Recôncavo.

Autores: César Henrique de Aleixo Rocha & Claiton Marlon dos Santos Scherer.

Atenciosamente,

Prof. Dr. Paulo Alves de Souza
Editor Chefe

Pesquisas em Geociências

Instituto de Geociências – Departamento de Paleontologia e Estratigrafia

Av. Bento Gonçalves, n° 9500 - Bloco 1 - Prédio 43127, Sala 209

CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brasil.

Email: paulo.alves.souza@ufrgs.br

Título da Dissertação:

“ARQUITETURA DE FÁCIES E ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO DOS DEPÓSITOS DE FLUXOS GRAVITACIONAIS DA FORMAÇÃO MARACANGALHA NO CAMPO DE MIRANGA, BACIA DO RECÔNCAVO”

Área de Concentração: Estratigrafia

Autor: CESAR HENRIQUE DE ALEIXO ROCHA

Orientador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Examinador: Prof. Dr. Luiz José Tomazelli

Data: 15/12/2014

Conceito:

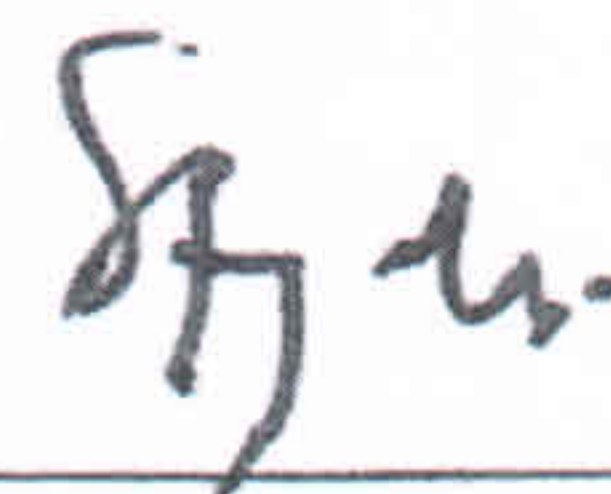
A (Excelente)

PARECER

Trata-se de uma Dissertação de Mestrado constituída por uma parte introdutória, um resumo integrador, conclusivo, e um corpo principal inserido em um artigo científico submetido à revista Pesquisas em Geociências. O trabalho está muito bem elaborado, bem organizado, com uma redação clara e bastante precisa. As ilustrações são de boa qualidade e necessárias à compreensão do texto.

O trabalho teve como principal objetivo a elaboração de um modelo estratigráfico preditivo que contribuísse ao melhor entendimento da distribuição espacial das principais rochas reservatórios da Formação Maracangalha, do Cretáceo da Bacia do Recôncavo. Para atingir este objetivo o autor realizou uma ótima revisão bibliográfica sobre fluxos gravitacionais subaquosos (o principal processo deposicional responsável pelas rochas reservatório estudadas) e integrou os estudos de análise de testemunhos, interpretação de perfis geofísicos de poços e análise de sísmica 3D.

A meu ver o autor desenvolveu com sucesso um tema interessante, tanto sob o ponto de vista científico como econômico, e demonstrou dominar as ferramentas envolvidas na análise estratigráfica. O objetivo principal do trabalho foi alcançado e representa uma importante contribuição ao conhecimento estratigráfico da Formação Maracangalha e, por extensão, ao conhecimento da Bacia do Recôncavo. A meu ver, atende plenamente os requisitos para uma Dissertação de Mestrado.



Ciente do Orientando:

Ciente do Orientador:

Data: 15 de dezembro de 2014

ANEXO I	
Título da Dissertação/Tese:	
"ARQUITETURA DE FÁCIES E ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO DOS DEPÓSITOS DE FLUXOS GRAVITACIONAIS DA FORMAÇÃO MARACANGALHA NO CAMPO DE MIRANGA, BACIA DO RECÔNCAVO"	
Área de Concentração: Estratigrafia	
Autor: CESAR HENRIQUE DE ALEIXO ROCHA	
Orientador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer	
Examinador: Dr. Carlos Henrique Lima Bruhn	
Data: 15/10/2014	
Conceito: A	
PARECER:	
OS OBJETIVOS DA PESQUISA SÃO BEM DEFINIDOS E DE RELEVANTE VALOR GEOCIENTÍFICO. O AUTOR TEM BOM DOMÍNIO DA LITERATURA RELACIONADA A GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO E NOS POSSÍVEIS PROCESSOS DEPOSICIONAIS RESPONSÁVEIS PELA FORMAÇÃO DAS FÁCIES SEDIMENTARES PRESENTES NA FORMAÇÃO MARACANGALHA NO CAMPO DE MIRANGA.	
O TEXTO É BEM ESCRITO, CLARO, NÃO SENDO ENCONTRADAS OMISSÕES NA LISTA DE REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS. NO GERAL A DISSERTAÇÃO ESTÁ BEM ESTRUTURADA, EMBORA A INSERÇÃO DE UM "ARTIGO CIENTÍFICO" NO CORPO DA DISSERTAÇÃO, COM DUAS LISTAS DE REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS, NÃO FACILITE A FLUÊNCIA DA LEITURA DO TEXTO (TALVEZ ESTA SEJA UMA PRÁTICA COMUM NA UFRGS?).	
O CANDIDATO DEMONSTRA DOMINAR VÁRIAS FERRAMENTAS DE TRABALHO E UTILIZAR DIFERENTES TIPOS DE DADOS PARA DESENVOLVER A SUA PESQUISA: TESTEMUNHOS, PERFIS DE POÇOS E DADOS SISMICOS.	
PONTOS PARA MELHORIA:	
- A DISPONIBILIDADE DE 30 POÇOS NA ÁREA DE ESTUDO PERMITIRIA A CONSTRUÇÃO DE MAPAS PARA OS DIFERENTES COMPLEXOS DE FLUXOS DE MASSA (CFS). A ANÁLISE COMPARATIVA ENTRE ESTES MAPAS DARIA UMA MAIOR ROBUSTEZ PARA AS INTERPRETAÇÕES SEDIMENTOLÓGICAS/ESTRATIGRÁFICAS.	

- AS FOTOGRAFIAS REPRESENTATIVAS DAS FÁCIES DESCRITAS SÃO PEQUENAS DEMAIS, ASSIM COMO VÁRIAS FIGURAS PODERIAM SER MAIORES, COM POR EXEMPLO AS FIGURAS 2, 3, 15, 17, 18 E 22, ENTRE OUTRAS.

Carla H. Freilich

15/10/2014.

Assinatura: *Carla H. Freilich*

Data: 15/10/2014

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
“ARQUITETURA DE FÁCIES E ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO DOS DEPÓSITOS DE FLUXOS GRAVITACIONAIS DA FORMAÇÃO MARACANGALHA NO CAMPO DE MIRANGA, BACIA DO RECÔNCAVO”
Área de Concentração: Estratigrafia
Autor: CESAR HENRIQUE DE ALEIXO ROCHA
Orientador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer
Examinador: Dr. Carlson de Matos Maia Leite
Data: 06 novembro 2014
Conceito: A (EXCELENTE)
PARECER:
<p>Inicialmente, gostaria de agradecer ao honroso convite da Comissão de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS para participar da Comissão Organizadora desta Dissertação de Mestrado.</p> <p>A proposta de pesquisa teve como objetivo caracterizar as fácies e associações de fácies, bem como, os processos e mecanismos deposicionais dos arenitos e lamitos dos Membros Carvão e Pitanga da Fm. Maracangalha, Bacia de Recôncavo, Campo de Miranga. A metodologia utilizada foi a descrição faciológica de testemunhos, a correlação rocha x perfil x sismica neste campo.</p> <p>A metodologia de pesquisa, mostra-se atualizada e pertinente aos objetivos almejados, assim como, a interpretação dos dados obtidos que resultou na redação da Dissertação de leitura objetiva e de fácil compreensão.</p> <p>A Dissertação dividida em sete itens envolve pesquisa bibliográfica, estudo de testemunhos do Campo de Miranga, correlação fácies x perfil (log-fácies) de poços do campo x seção sísmica 3D para o estabelecimento do arcabouço estratigráfico ao tempo de deposição dos reservatórios. Além das correções ortográficas e gramaticais que foram enviados por e-mail para o mestrando, seguem abaixo as principais considerações e questionamentos para cada um dos itens que são dignos de correções e comentários. Os demais itens, não comentados, estão devidamente bem escritos. Em adição, correções gramaticais e de compreensão geológica seguem em</p>

Carla Leite

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

“ARQUITETURA DE FÁCIES E ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO DOS DEPÓSITOS DE FLUXOS GRAVITACIONAIS DA FORMAÇÃO MARACANGALHA NO CAMPO DE MIRANGA, BACIA DO RECÔNCAVO”

Área de Concentração: Estratigrafia

Autor: CESAR HENRIQUE DE ALEIXO ROCHA

Orientador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Examinador: Dr. Carlson de Matos Maia Leite

Data:

Conceito:

PARECER:

arquivo que foi encaminhado ao mestrando César Rocha
ITEM 2. Cabe citar o trabalho de Kluche et al. (2011) que versa sobre nova hipótese para o início do rifte na Bacia do Recôncavo pois trata-se de atualização bibliográfica. Mesmo que depois você opte por adotar a hipótese de Couxeta e Magnavita sobre a implantação da fase rifte na Bacia do Recôncavo

ITEM 3. O mestrando descreve o aprendizado obtido com sua pesquisa bibliográfica que ~~é~~ é aplicável para os membros Carvacu e Pitanga da Fm. Maracangalha. Esta pesquisa envolve os processos e mecanismos de gatilhos, transporte e deposição de sedimentos resultantes de fluxos gravitacionais de massa (lanunares) e de correntes de turbidez. A pesquisa bibliográfica é atual e a narrativa de descrição é simples e objetiva. Minha sugestão é que se acrescente os trabalhos de Pierre Magalhães (PETROBRAS) e de Roberto Tinterri (Universidade de Parma) sobre depósitos de arenitos laminares formados por processos de "slurry" e que podem ser aplicados para os arenitos da "fácies Pitanga".

ITEM 4. O artigo submetido à revista científica "PESQUISA EM GEOCIÊNCIAS", editada pelo IGEO/UFRGS está bem fundamentado como trabalho de estudo de caso de reservatórios não-convencionais cujos modelos deposicionais são motivos de controvérsias na comunidade geo-científica. As geometrias internas e externas destes depósitos são complexas e suas fácies são de difícil previsibilidade quanto ao posicionamento espacial.

A metodologia de abordagem dos materiais estudados, teste-

CMLeite

munhos, perfis gama-elétricos e seção sísmica para correlação entre os poços do Campo de Miranga, é muito pertinente para posterior sugestão de um modelo interpretativo deposicional e preditivo daquelas associações de fácies sedimentares que podem constituir "plays" para serem investigados pela geologia do petróleo.

Reafirmo minhas sugestões de que para o modelo deposicional apresentado devam ser levados em consideração os trabalhos de Magalhães & Tinetti publicados na "Sedimentology (2010)" e na "Marine and Petroleum Geology" (2011) como modelos alternativos à deposição da "Fácies Pitanga"; (2) as associações de fácies AF5 e AF6 podem ser agrupadas em uma única fácies, visto que são fácies plásticas muito deformadas; (3) o modelo deposicional apresentado pelo mestrando César Rocha, sintetizado na figura 20, pode ser reformulado, visto que a representação dos conglomerados junto ao patamar de Mata-Aragão sugere que estes são depósitos de fan-delta e que os mesmos seriam as fontes dos depósitos de ressedimentação para os membros Carvão e Pitanga. Esta interpretação contraria suas conclusões de que um delta lacustre seria a fonte para a ressedimentação. Além disso, nunca foi constatado ou sugerido que junto à falha de Mata-Catu ocorreria um depósito de fan-delta adjacente.

Diante do exposto no parecer acima, consideramos que a Dissertação do Sr. César Henrique de Azeiteiro Rocha atingiu os objetivos propostos para a pesquisa de Mestrado.

Certamente, após as correções sugeridas, esta Dissertação enriquecerá o conhecimento geológico da área investigada

Assinatura: Carlos de Matos Maia Leite

Data: 06 novembro 2014

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

C. Leite

e constituirá uma obra de referência para pesquisas futuras na Bacia do Recôncavo. Aprovo com louvor esta Dissertação.

Assinatura: *Carlson de Matos Maia Leite* Data: *06 novembro 2014*

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

Título da Dissertação:

“ARQUITETURA DE FÁCIES E ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO DOS DEPÓSITOS DE FLUXOS GRAVITACIONAIS DA FORMAÇÃO MARACANGALHA NO CAMPO DE MIRANGA, BACIA DO RECÔNCAVO”

Área de Concentração: Estratigrafia

Autor: CESAR HENRIQUE DE ALEIXO ROCHA

Orientador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Examinador: Prof. Dr. Luiz José Tomazelli

Data: 15/12/2014

Conceito:

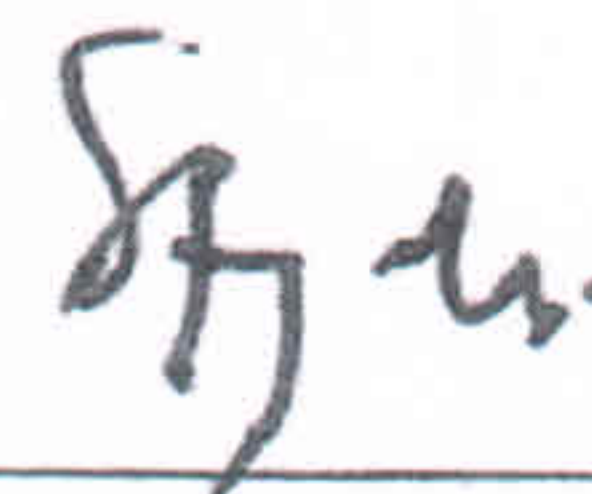
A (Excelente)

PARECER

Trata-se de uma Dissertação de Mestrado constituída por uma parte introdutória, um resumo integrador, conclusivo, e um corpo principal inserido em um artigo científico submetido à revista Pesquisas em Geociências. O trabalho está muito bem elaborado, bem organizado, com uma redação clara e bastante precisa. As ilustrações são de boa qualidade e necessárias à compreensão do texto.

O trabalho teve como principal objetivo a elaboração de um modelo estratigráfico preditivo que contribuísse ao melhor entendimento da distribuição espacial das principais rochas reservatórios da Formação Maracangalha, do Cretáceo da Bacia do Recôncavo. Para atingir este objetivo o autor realizou uma ótima revisão bibliográfica sobre fluxos gravitacionais subaquosos (o principal processo deposicional responsável pelas rochas reservatório estudadas) e integrou os estudos de análise de testemunhos, interpretação de perfis geofísicos de poços e análise de sísmica 3D.

A meu ver o autor desenvolveu com sucesso um tema interessante, tanto sob o ponto de vista científico como econômico, e demonstrou dominar as ferramentas envolvidas na análise estratigráfica. O objetivo principal do trabalho foi alcançado e representa uma importante contribuição ao conhecimento estratigráfico da Formação Maracangalha e, por extensão, ao conhecimento da Bacia do Recôncavo. A meu ver, atende plenamente os requisitos para uma Dissertação de Mestrado.



Ciente do Orientando:

Ciente do Orientador:

Data: 15 de dezembro de 2014

ANEXO I	
Título da Dissertação/Tese:	
"ARQUITETURA DE FÁCIES E ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO DOS DEPÓSITOS DE FLUXOS GRAVITACIONAIS DA FORMAÇÃO MARACANGALHA NO CAMPO DE MIRANGA, BACIA DO RECÔNCAVO"	
Área de Concentração: Estratigrafia	
Autor: CESAR HENRIQUE DE ALEIXO ROCHA	
Orientador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer	
Examinador: Dr. Carlos Henrique Lima Bruhn	
Data: 15/10/2014	
Conceito: A	
PARECER:	
OS OBJETIVOS NA PESQUISA SÃO BEM DEFINIDOS E DE RELEVANTE VALOR GEOCIENTÍFICO. O AUTOR TEM BOM DOMÍNIO DA LITERATURA RELACIONADA A GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO E NOS POSSÍVEIS PROCESSOS DE POSICIONAIS RESPONSÁVEIS PELA FORMAÇÃO DAS FÁCIES SEDIMENTARES PRESENTES NA FORMAÇÃO MARACANGALHA NO CAMPO DE MIRANGA.	
O TEXTO É BEM ESCRITO, CLARO, NÃO SENDO ENCONTRADAS OMISSÕES NA LISTA DE REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS. NO GERAL A DISSERTAÇÃO ESTÁ BEM ESTRUTURADA, EMBORA A INSERÇÃO DE UM "ARTIGO CIENTÍFICO" NO CORPO DA DISSERTAÇÃO, COM DUAS LISTAS DE REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS, NÃO FACILITE A FLUÊNCIA DA LEITURA DO TEXTO (TALVEZ ESTA SEJA UMA PRÁTICA COMUM NA UFRGS?).	
O CANDIDATO DEMONSTRA DOMINAR VÁRIAS FERRAMENTAS DE TRABALHO E UTILIZAR DIFERENTES TIPOS DE DADOS PARA DESENVOLVER A SUA PESQUISA: TESTEMUNHOS, PERFIS DE POÇOS E DADOS SÍSMICOS.	
PONTOS PARA MELHORIA:	
- A DISPONIBILIDADE DE 30 POÇOS NA ÁREA DE ESTUDO PERMITIRIA A CONSTRUÇÃO DE MAPAS PARA OS DIFERENTES COMPLEXOS DE FLUXOS DE MASSA (CFS). A ANÁLISE COMPARATIVA ENTRE ESTES MAPAS DARIA UMA MAIOR ROBUSTEZ PARA AS INTERPRETAÇÕES SEDIMENTOLÓGICAS/ESTRATIGRÁFICAS.	

- AS FOTOGRAFIAS REPRESENTATIVAS DAS FÁCIES DESCRITAS SÃO PEQUENAS DEMAIS, ASSIM COMO VÁRIAS FIGURAS PODERIAM SER MAIORES, COM POR EXEMPLO AS FIGURAS 2, 3, 15, 17, 18 E 22, ENTRE OUTRAS.

Carla H. Arubm

15/10/2014.

Assinatura: *Carla H. Arubm*

Data: 15/10/2014

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

“ARQUITETURA DE FÁCIES E ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO DOS DEPÓSITOS DE FLUXOS GRAVITACIONAIS DA FORMAÇÃO MARACANGALHA NO CAMPO DE MIRANGA, BACIA DO RECÔNCAVO”

Área de Concentração: **Estratigrafia**

Autor: **CESAR HENRIQUE DE ALEIXO ROCHA**

Orientador: **Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer**

Examinador: **Dr. Carlson de Matos Maia Leite**

Data:

06 novembro 2014

Conceito:

A (EXCELENTE)

PARECER:

Inicialmente, gostaria de agradecer ao honroso convite da Comissão de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS para participar da Comissão Organizadora desta Dissertação de Mestrado.

A proposta de pesquisa teve como objetivo caracterizar as fácies e associações de fácies, bem como, os processos e mecanismos deposicionais dos arenitos e lamitos dos Membros Carvão e Pitanga da Fm. Maracangalha, Bacia de Recôncavo, Campo de Miranga. A metodologia utilizada foi a descrição faciológica de testemunhos, a correlação rocha x perfil x sísmica neste campo.

A metodologia de pesquisa, mostra-se atualizada e pertinente aos objetivos almejados, assim como, a interpretação dos dados obtidos que resultou na redação da Dissertação de leitura objetiva e de fácil compreensão.

A Dissertação dividida em sete itens envolve pesquisa bibliográfica, estudo de testemunhos do Campo de Miranga, correlação fácies x perfil (log-fácies) de poços do campo x seção sísmica 3D para o estabelecimento do arcabouço estratigráfico no tempo de deposição dos reservatórios. Além das correções ortográficas e gramaticais que foram enviadas por e-mail para o mestrando, seguem abaixo os principais considerações e questionamentos para cada um dos itens que são dignos de correções e comentários. Os demais itens, não comentados, estão devidamente bem escritos. Em adição, correções gramaticais e de compreensão geológica seguem em

Claiton

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

"ARQUITETURA DE FÁCIES E ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO DOS DEPÓSITOS DE FLUXOS GRAVITACIONAIS DA FORMAÇÃO MARACANGALHA NO CAMPO DE MIRANGA, BACIA DO RECÔNCAVO"

Área de Concentração: Estratigrafia

Autor: CESAR HENRIQUE DE ALEIXO ROCHA

Orientador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Examinador: Dr. Carlson de Matos Maia Leite

Data:

Conceito:

PARECER:

arquivo que foi encaminhado ao mestrando César Rocha
ITEM 2. Cabe citar o trabalho de Kluche et al. (2011) que versa sobre nova hipótese para o início do rifte na Bacia do Recôncavo pois trata-se de atualização bibliográfica. Mesmo que depois você opte por adotar a hipótese de Colxeta e Magurita sobre a implantação da fase rifte na Bacia do Recôncavo

ITEM 3. O mestrando descreve o aprendizado obtido com sua pesquisa bibliográfica que ~~é~~ aplicável para os membros Carvaço e Pitanga da Fm. Maracangalha. Esta pesquisa envolve os processos e mecanismos de gatilhos, transporte e deposição de sedimentos resultantes de fluxos gravitacionais de massa (lanunares) e de correntes de turbidez. A pesquisa bibliográfica é atual e a narrativa de descrição é simples e objetiva. Minha sugestão é que se acrescente os trabalhos de Pierre Magalhães (PETROBRAS) e de Roberto Tinetti (Universidade de Parma) sobre depósitos de arenitos laminares formados por processos de "slurry" e que podem ser aplicados para os arenitos da "fácies Pitanga".

ITEM 4. O artigo submetido à revista científica PESQUISA EM GEOCIÊNCIAS, editada pelo IGEO/UFRGS está bem fundamentado como trabalho de estudo de caso de reservatórios não-convencionais cujos modelos deposicionais são motivos de controvérsias na comunidade geo-científica. As geometrias internas e externas destes depósitos são complexas e suas fácies são de difícil previsibilidade quanto ao posicionamento espacial.
A metodologia de abordagem dos materiais estudados, teste-

CMLeite

munhos, perfis gama-elétricos e seção sísmica para correlação entre os poços do Campo de Miranga, é muito pertinente para posterior sugestão de um modelo interpretativo deposicional e preditivo daquelas associações de fácies sedimentares que podem constituir "plays" para serem investigados pela geologia do petróleo.

Reafirmo minhas sugestões de que: (1) para o modelo deposicional apresentado devam ser levados em consideração os trabalhos de Magalhães & Tinetti publicados na "Sedimentology" (2010) e na "Marine and Petroleum Geology" (2011) como modelos alternativos à deposição da "Fácies Pitanga"; (2) as associações de fácies AF5 e AF6 podem ser agrupadas em uma única fácies, visto que são fácies plásticas muito deformadas; (3) o modelo deposicional apresentado pelo mestrando César Rocha, sintetizado na figura 20, pode ser reformulado, visto que a representação dos conglomerados junto ao patamar de Mata-Aragão sugere que estes são depósitos de fan-delta e que os mesmos seriam as fontes dos depósitos de ressedimentação para os membros Carvão e Pitanga. Esta interpretação contraria suas conclusões de que um delta lacustre seria a fonte para a ressedimentação. Além disso, nunca foi constatado ou sugerido que junto à falha de Mata-Catu ocorreria um depósito de fan-delta adjacente.

Diante do exposto no parecer acima, consideramos que a Dissertação do Sr. César Henrique de Azeiteiro Rocha atingiu os objetivos propostos para a pesquisa de Mestrado.

Certamente, após as correções sugeridas, esta Dissertação enriquecerá o conhecimento geológico da área investigada.

Assinatura: Carlos de Matos Maia Leite Data: 06 novembro 2014

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

CM Leite

e constituirá uma obra de referência para pesquisas futuras na Bacia do Recôncavo. Aprovo com louvor esta Dissertação.

Assinatura: *Carlson de Matos Maia Leite* Data: 06 novembro 2014

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: