

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

**ANÁLISE TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DAS
FORMAÇÕES ITAPARICA E ÁGUA GRANDE (BACIA
DO RECÔNCAVO, BAHIA)**

FABIANE WIEDERKEHR

ORIENTADOR – Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

BANCA EXAMINADORA

Dr. André Weissheimer Borba – Ministério Público / RS

Prof. Dr. Eduardo Guimarães Barboza – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro

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

Porto Alegre – 2010

Wiederkehr, Fabiane

Análise tectono-estratigráfica das formações Itaparica e Água Grande (Bacia do Recôncavo, Bahia) / Fabiane Wiederkehr. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2010.

99 f. : il.

Dissertação (mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2010.

Orientação: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

1. Depósito flúvio-eólico-lacustre. 2. Início do rifte. 3. Cretácio Inferior. I. Título.

Catálogo na Publicação
Biblioteca Geociências - UFRGS
Luciane Scoto da Silva CRB 10/1833

“Five hundred years from now, who’ll know the difference?”

Linus Van Pelt, 1955

AGRADECIMENTOS

Este trabalho deve-se em especial ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, pela bolsa de mestrado, e à Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, pela infra-estrutura e corpo docente qualificado.

Agradecimentos também à Agência Nacional do Petróleo, no corpo do seu Programa de Recursos Humanos PRH-12/ ANP e na pessoa de Glauco Mercadante, pelo financiamento de parte da formação e pela cadência de dados de poços incluídos neste trabalho. Também à PETROBRAS e UFPE, pela atuação conjunta no Projeto Rife e aos integrantes deste projeto na UFRGS, destacando as parcerias no campo e as valorosas discussões (geológicas e futebolísticas).

Igualmente agradeço aos companheiros neste caminho, aos amigos que entraram pequeninhos, mas estão sempre aí pro que der e vier, aos que cruzaram minha estrada, deixaram muito aprendizado (e muitas saudades), mas que estão sempre presentes, apesar dos encontros e desencontros da vida, e aos que seguem na mesma estrada geológica, por vezes juntos, por vezes longe, mas sempre em sintonia.

Agradecimentos especiais à minha família, sempre do meu lado, mesmo quando não estou do lado deles, e ao meu amor eterno, pela paciência, ensinamentos e por ser sempre o ‘olho do furacão’.

RESUMO

Com base em afloramentos da borda oeste da Bacia do Recôncavo foi efetuada uma análise estratigráfica do intervalo entre as formações Itaparica e Água Grande. Os resultados obtidos foram correlacionados com poços na confecção de seções geológicas no sentido *dip* e de mapas de espessuras para o intervalo total, arenito e pelito. Os dados de campo mostram os pelitos lacustres da Formação Itaparica sendo sucedidos por um sistema deltaico, que dá lugar a arenitos fluviais e eólicos da Formação Água Grande. Portanto, o perfil composto é caracterizado por uma sucessão progradacional, associada a uma progressiva diminuição da razão da taxa de subida do nível freático *versus* a taxa de influxo sedimentar. A seção de correlação com poços revela um espessamento do intervalo em direção ao depocentro da bacia. Os mapas gerados apresentam, também, boa relação com os compartimentos estruturais da bacia, além de corroborar com a progradação de um sistema siliciclástico de norte sobre um sistema lacustre a sul. Estes resultados revelam que as unidades estudadas foram depositadas sob controle da geometria do meio-gráben do Recôncavo, nos seus estágios iniciais de formação.

Palavras-chave: depósito flúvio-eólico-lacustre; início do rifte; Cretácio Inferior

ABSTRACT

A stratigraphical analysis was performed on the Itaparica and Água Grande formations interval, based on outcrops of the western margin of Recôncavo Basin. The obtained results were correlated with boreholes for dip geologic sections and for isopach and isolith maps generation. The field data shows the Itaparica Formation lacustrine mudstones being succeeded by a deltaic system, which make way for the Água Grande Formation fluvio-eolian sandstones. Then, the composite profile is characterized by a progradational pattern and a drying upwards cycle. The geologic section with field and borehole data reveals the thickening of the interval towards the basin depocenter. Also the generated maps present good correlation with the basin's compartments, besides corroborating the progradation of a siliciclastic system coming from north to a lacustrine system at south. So, these results demonstrate that the studied units were deposited under the control of the Recôncavo's half-graben geometry, in its initial stages of evolution.

Key-words: lacustrine-fluvial-eolian deposits; rift initiation; Lower Cretaceous

SUMÁRIO

TEXTO EXPLICATIVO DA ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	7
1. CONSIDERAÇÕES INICIAIS	8
1.1. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA	8
1.2. OBJETIVOS	12
1.3. CONTEXTO GEOLÓGICO	12
1.3.1. A ruptura do Gondwana na área de estudo	12
1.3.2. A Bacia do Recôncavo	14
1.3.3. Trabalhos anteriores nas Formações Itaparica e Água Grande	17
1.4. EVOLUÇÃO DE BACIAS RIFTE	21
1.4.1. Evolução tectônica	22
1.4.1. Modelos de evolução tectono-estratigráfica	26
1.5. MATERIAIS E MÉTODOS	34
1.5.1. Levantamento dos dados de campo	35
1.5.1.1. Perfis colunares	36
1.5.1.2. Medida de estruturas sedimentares	36
1.5.1.3. Fotomosaicos	37
1.5.2. Análise estratigráfica	38
1.5.3. Mapas de isópacas e isólitais	39
1.6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	41
2. CORPO PRINCIPAL – ARTIGO SUBMETIDO	46
2.1. INTRODUCTION	47
2.2. REGIONAL GEOLOGICAL SETTING	48
2.3. STRATIGRAPHIC FRAMEWORK	51
2.3.1. Facies associations	52
2.3.1.1. Prodelta / Lacustrine	52
2.3.1.2. Delta front	52
2.3.1.3. Fluvial / Delta plain	53
2.3.1.4. Eolian dunes and interdunes	55
2.3.2. Stratigraphic succession	56
2.4. MAPS GENERATION AND INTERPRETATION	57
2.5. TECTONIC IMPLICATIONS	59
2.5.1. A review on tectono-sedimentary models	59
2.5.2. Evolutionary context of the Itaparica and the Água Grande Formations	62
2.6. CONCLUSIONS	64
2.7. REFERENCES	66
3. CONSIDERAÇÕES FINAIS	70
3.1. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	77
ANEXO A – COMPILAÇÃO DOS DADOS DE CAMPO	79
ANEXO B – COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DO ARTIGO	99

Texto explicativo da estrutura da dissertação

Esta dissertação está organizada em três itens principais e uma seção de anexos, cujo conteúdo é sumarizado a seguir.

O primeiro item, *Considerações Iniciais*, aborda a caracterização do problema (item 1.1), os objetivos do trabalho (1.2) e a contextualização geológica da área de estudo (1.3) O item 1.4 faz uma revisão sobre a evolução tectono-estratigráfica de bacias rifte, enquanto o item 1.5 discute a metodologia empregada no presente trabalho. Ao final (item 1.6), é apresentada a lista de referências bibliográficas utilizadas na discussão dos itens supracitados.

O segundo capítulo, denominado *Corpo principal – Artigo submetido*, apresenta, na íntegra, o artigo intitulado “*Stratigraphic architecture and tectonic context of the lacustrine-fluvial-eolian deposits of the Itaparica and the Água Grande formations, Recôncavo Basin, Brazil*”. Este artigo foi submetido à revista científica *Journal of South American Earth Sciences* e inclui os principais resultados obtidos na presente pesquisa.

O terceiro e último capítulo, *Considerações finais*, engloba uma síntese dos resultados obtidos e da interpretação destes resultados. Além das conclusões apresentadas, são abordadas algumas discussões sobre as mesmas.

Finalmente, nos *Anexos* são apresentadas a compilação das descrições de campo dos pontos utilizados neste trabalho (anexo A) e a comprovação de submissão do artigo à revista JSAES (anexo B).

1. CONSIDERAÇÕES INICIAIS

As primeiras descrições das unidades sedimentares da Bacia do Recôncavo datam de relatos da época do descobrimento do Brasil (Ghignone, 1979). No entanto, as primeiras proposições oficiais ocorrem a partir da década de 40, como resultado do acompanhamento da perfuração de poços. Segundo Milani (1987), os estudos intensificaram-se com a descoberta de petróleo (Campo de Lobato em 1939), resultando em cerca de 1000 poços perfurados, 95 campos produtores de dimensões variáveis e 250 milhões de m³ recuperáveis de petróleo.

Entretanto, o direcionamento econômico dos estudos na bacia restringiu o espectro da pesquisa científica e o tempo a ser empregado na mesma, deixando lacunas no conhecimento geológico adquirido. Assim, mesmo bacias há muito conhecidas, como a que é objeto deste estudo, há perguntas não respondidas e respostas mal sustentadas.

O objetivo deste estudo é focar na resolução de uma questão levantada por Bueno (2001). Este autor apresenta um quadro que sintetiza diferentes propostas para a transição pré-rifte / rifte dadas por diversos pesquisadores na Bacia do Recôncavo. Destas propostas, a presente dissertação testa a mais basal, cujas unidades envolvidas também careciam de estudos faciológicos e estratigráficos.

1.1. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA

Recentemente, o conhecimento acerca de bacias rifte tem crescido significativamente. Diversos estudos tectônicos têm sido conduzidos a fim de compreender os mecanismos de iniciação e crescimento de falhas normais (*e.g.* Gupta *et al.*, 1998; Morley, 1999; Morley, 2002). Além disso, o papel da evolução tectônica na formação da rede de drenagem, geometria da bacia e padrão de sedimentação tem sido fortemente reconhecido (Leeder & Gawthorpe, 1987; Frostick & Reid, 1990; Gawthorpe & Leeder, 2000; Morley, 2002). Como resultado, foram propostos modelos preditivos para a evolução tectono-estratigráfica de bacias rifte (*e.g.* Prosser, 1993; Bosence, 1998; Gawthorpe & Leeder, 2000).

No entanto, este conhecimento acumulado nas últimas décadas ainda não foi aplicado significativamente na análise de bacias sedimentares antigas. Muitas bacias ainda são interpretadas à luz de paradigmas já superados. Por exemplo, a evolução tectônica da Bacia do Recôncavo apresentada na carta estratigráfica da bacia (Silva *et al*, 2007) não se adapta aos modelos evolutivos citados no parágrafo anterior. Esta proposição baseia-se na proposta de Asmus & Guazelli (1981, *apud* Szatmari *et al*, 1987), que subdivide o preenchimento nas fases pré-, sin- e pós-rifte, de acordo com sua deposição em relação à formação do meio-gráben (*rift valley*).

O problema se agrava na identificação do evento de “formação do *rift valley*” no registro estratigráfico. Diversos pesquisadores utilizam diferentes critérios, resultando em diferentes propostas para o limite pré-rifte / rifte (Figura 1). A proposição mais basal é dada por Cupertino (2000), que argumenta que os pelitos da Formação Itaparica já tiveram sua deposição restrita aos limites do meio-gráben do Recôncavo. Silva (1993) se baseia no modelo de Lambiase (1990), em que a sedimentação rifte inicia com deposição de arenitos fluviais, posicionando o limite na base da Formação Água Grande. Já Magnavita (1992) considera a que a intensa tafrogenia da fase rifte só é representada pelos folhelhos negros da Formação Candeias. Silva *et al* (2007) utilizam o mesmo limite, argumentando também que a defasagem entre a base da Formação Candeias e o primeiro registro de conglomerados de borda é compatível com o tempo necessário para o soerguimento das ombreiras do rifte e sua posterior erosão e deposição na forma de leques aluviais e fan-deltas. Já Dias (1991, *apud* Bueno, 2001) acredita que a deposição dos conglomerados sintectônicos de borda ocorre imediatamente após a formação da falha de borda, propondo o limite pré-rifte / rifte na entrada destes depósitos.

Outra linha de pensamento com relação à evolução tectônica da bacia é dada por Chang *et al* (1988) e Matos (1999). Estes autores consideram todo o preenchimento juro-cretácico da bacia como pertencentes à fase sin-rifte da Megassequência Continental. Eles argumentam que os critérios utilizados na distinção entre os estratos pré-rifte e sin-rifte estão relacionados a uma taxa de geração de espaço de acomodação superior à taxa de aporte sedimentar, o que não ocorreria nas fases iniciais de falhamento. Assim, a fase Sin-rifte I representa a extensão inicial e deposição de clásticos em uma ampla depressão. Matos (1999) ressalta que, embora esta unidade seja comumente tratada como “pré-rifte”, sua deposição está relacionada às fases

iniciais da extensão relacionada ao rifte, sendo por isso nomeada “sin-rifte”. O estágio Sin-rifte II é caracterizado pela ocorrência de estratos tafrogênicos depositados em bacias rifte intracontinentais. Já durante o estágio Sin-rifte III a extensão passa a ser focada ao longo da futura margem continental.

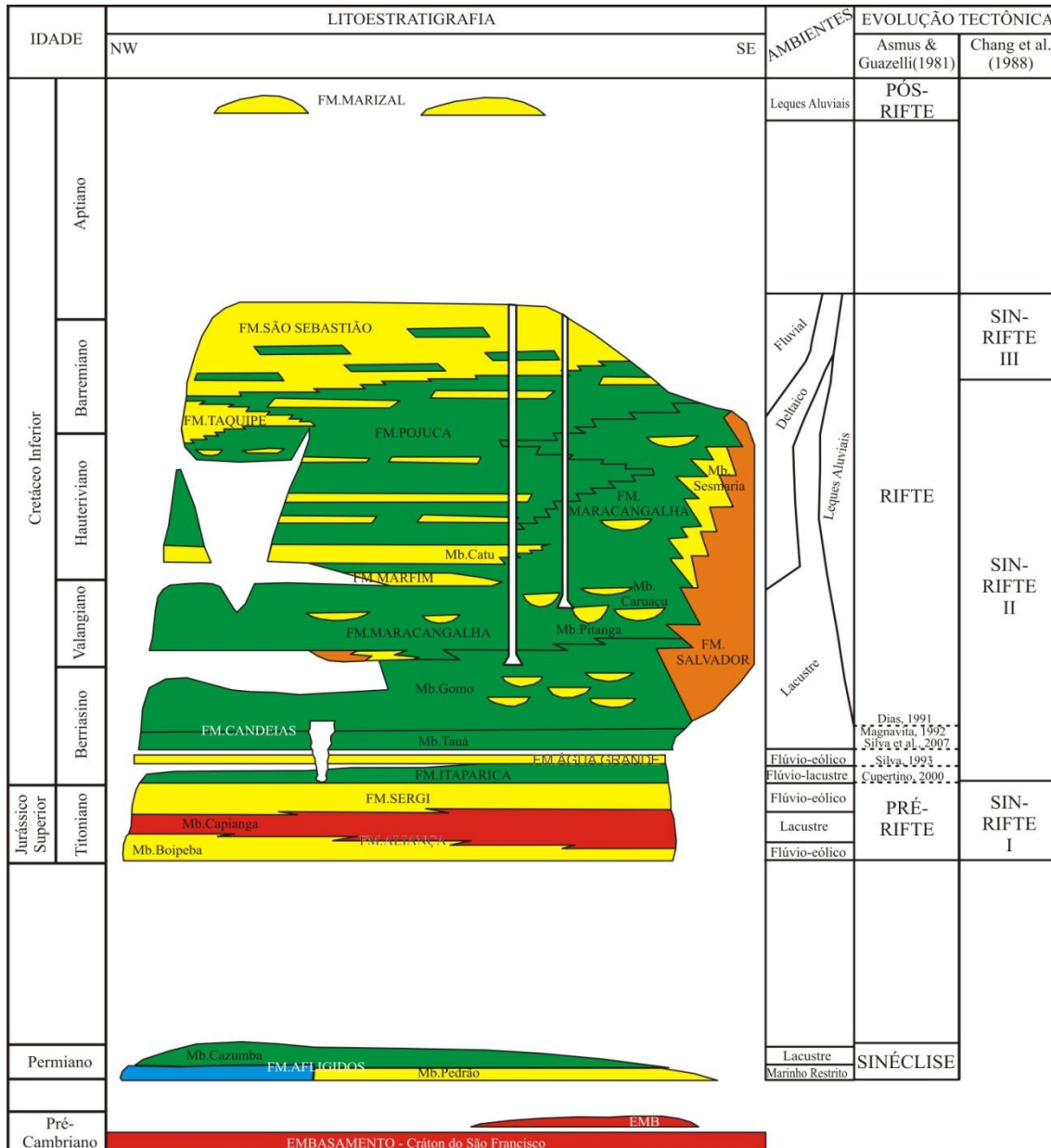


Figura 1 – Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo (Silva *et al.*, 2007), com indicação das diferentes interpretações de sua evolução tectônica (modificado de Bueno, 2001).

Ao considerar a proposta mais basal de limite entre as fases pré-rifte / rifte (base da Formação Itaparica), outra lacuna é encontrada: existem poucas publicações que tratem das formações Itaparica e Água Grande. Em se tratando de

sucessões que obedecem à Lei de Walther¹ (flúvio-lacustre, a primeira formação, e flúvio-eólica, a segunda), poderia esperar-se uma transição entre as duas. As intercalações arenosas observadas na Formação Itaparica poderiam ser a fácies distal dos arenitos da Formação Água Grande. No entanto, a carta estratigráfica (Silva *et al*, 2007; Figura 1) apresenta discordâncias tanto na base quanto no topo da Formação Água Grande. A justificativa para tais discordâncias é pobremente justificada na bibliografia disponível.

A discordância basal está baseada na identificação de uma discordância angular entre os marcos elétricos da Formação Itaparica e o pacote arenoso da Água Grande (Silva, 1978, *apud* Cortez, 1996). Já Ghignone (1979) admite contato diastemático entre as formações, embora também identifique o desaparecimento de marcos internos. O mesmo trabalho cita freqüentes gradações entre as formações, inclusive o reconhecimento de ostracodes típicos da Formação Itaparica nos pelitos intercalados à Formação Água Grande. No entanto, ambas as formações estão incluídas na subzona NRT 002.1 (Viana *et al*, 1971; Cunha & Moura, 1979), não havendo, portanto, resolução bioestratigráfica para diferenciar as formações ou justificar qualquer discordância.

A segunda discordância é apenas justificada com base nos estratos eólicos. Caixeta *et al* (1994) justificam a discordância baseados na ampla distribuição dos arenitos eólicos no topo da Formação Água Grande, o que evidenciaria uma pausa na sedimentação. Já Cortez (1996) interpreta uma super-superfície no topo dos depósitos eólicos, que seria concordante com os marcos estratigráficos do Membro Tauá. A autora cita evidências de erosão apenas como feições localizadas. No entanto, pesquisadores da bacia descrevem um processo transicional de lenta subsidência e estabelecimento de clima mais úmido entre as formações Água Grande e Candeias (Santos *et al*, 1990; Figueiredo *et al*, 1994; Cortez, 1996), o que implicaria em contato gradacional. Além disso, de acordo com Ghignone (1979) ocorrem interdigitações entre os arenitos Água Grande e os pelitos do Membro Tauá da Formação Candeias. Um fator a ser considerado é o fato de a Formação Candeias representar um sistema lacustre de baixa energia, portanto sem potencial erosivo sobre os arenitos da Formação Água

¹ “it is a basic statement of far reaching significance that only those facies and facies areas can be superimposed primarily which can be observed beside each other at the present time.” (Johannes Walther, 1894; traduzido por Middleton, 1973; extraído de Posamentier & Walker, 2006). Ou seja, as fácies que ocorrem em sucessões verticais concordantes também ocorrem em ambientes lateralmente adjacentes.

Grande. Além disso, se a erosão está associada à deflação eólica é mais provável que seja interna à Formação Água Grande, e não associada a seu limite superior.

1.2. OBJETIVOS

Esta dissertação tem por objetivo caracterizar faciologicamente e estratigraficamente as Formações Itaparica e Água Grande, testando a hipótese de serem um sistema flúvio-eólico-lacustre contemporâneo. Além disso, objetiva-se correlacionar informações de campo e poços a fim de testar a hipótese de Cupertino (2000) de que estas unidades já estariam condicionadas pela geometria do meio-gráben do Recôncavo.

1.3. CONTEXTO GEOLÓGICO

O intervalo estudado está associado às fases iniciais de ruptura do Gondwana, ocorrida no Cretáceo Inferior. A Bacia do Recôncavo é parte de um rifte intracontinental abortado do nordeste brasileiro, juntamente com as bacias do Tucano e Jatobá (Figura 2). Aspectos evolutivos da ruptura e desenvolvimento do meio gráben do Recôncavo são abordados a seguir. O estado da arte com relação às formações Itaparica e Água Grande são apresentados ao final.

1.3.1. A ruptura do Gondwana na área de estudo

Segundo Szatmari *et al* (1987), o supercontinente Gondwana passou a sofrer extensão crustal a partir do Triássico, acompanhada de intrusões de diabásio entre Amapá e Maranhão ('Evento Sul Atlântico Inicial' de Matos, 1999). A partir do Jurássico, três áreas principais foram individualizadas onde hoje é a margem leste brasileira: uma área dômica entre Florianópolis e Rio de Janeiro, uma entre Pernambuco e Paraíba, além de uma depressão relativa entre as anteriores (Medeiros & Ponte, 1981; Chang *et al*, 1988). Esta ampla depressão intracratônica foi denominada "Depressão Afro-Brasileira" por Ponte *et al* (1971, *apud* Medeiros & Ponte, 1981). Segundo Medeiros & Ponte (1981), esta depressão foi gerada por deformação plástica da litosfera frente ao afinamento crustal causado pelos esforços distensivos. De acordo com os autores, o limite da deformação plástica e formação dos vales rifte só foram alcançados durante o Berriasiano, devido à Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967).

De acordo com Milani (1987), esforços distensivos predominantemente orientados N60°W aproveitaram fraquezas do embasamento no embrionamento de falhas normais durante o Jurássico, culminando na formação de meio-grábens (Figura 2). Já no Cretáceo Inferior, a Placa da América do Sul sofreu uma rotação em sentido horário em relação à Placa Africana (Szatmari *et al*, 1987). A ruptura crustal segundo planos de fraqueza do embasamento, associada à rotação da placa sul-americana proporcionou a individualização da Microplaca do Nordeste Brasileiro (Szatmari *et al*, 1987; Figura 3).

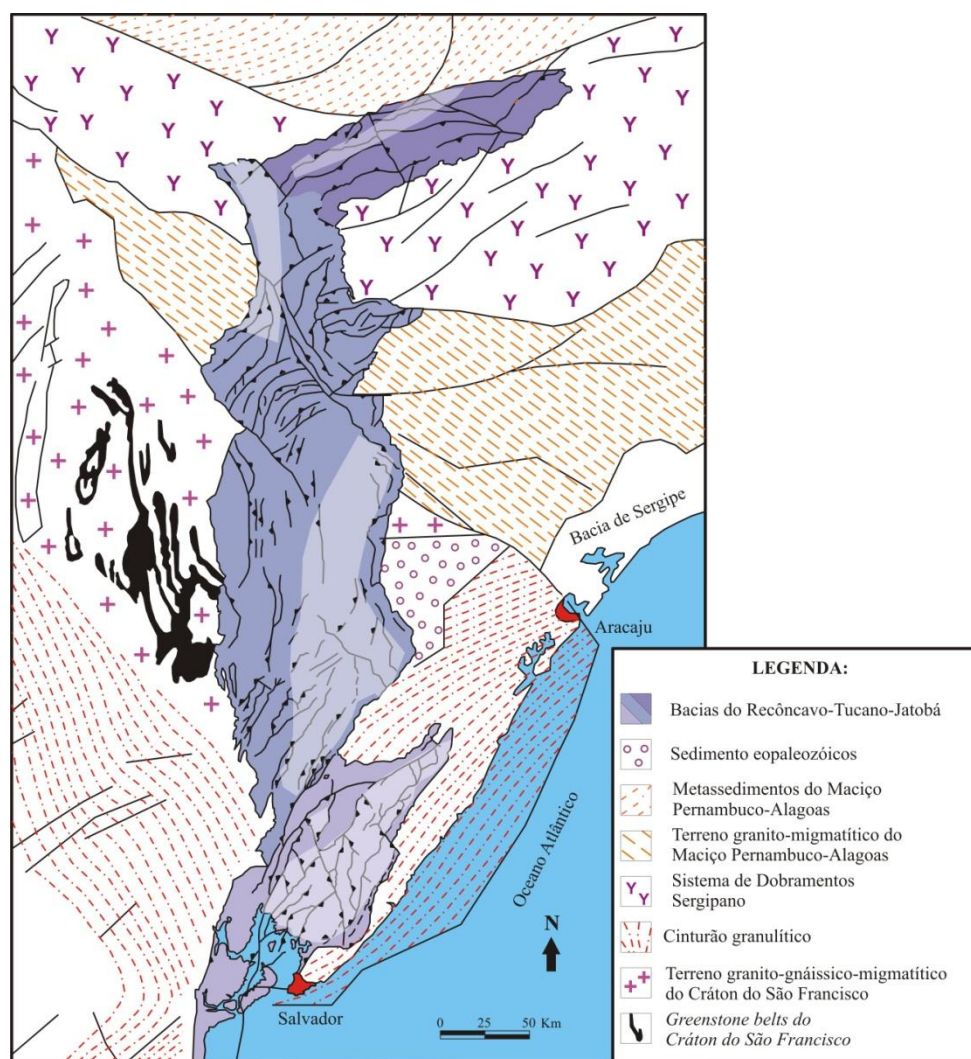


Figura 2 – O rifte abortado do Recôncavo – Tucano – Jatobá e sua forte relação com as estruturas do embasamento. As áreas clareadas das bacias são os principais depocentros (modificado de Milani, 1987).

Esta microplaca teve movimento relativo anti-horário, com eixo situado próximo a leste da Bacia de Jatobá, o qual foi responsável pela formação dos rifte intracontinental das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá (Figura 2). Posteriormente (no Aptiano), o eixo principal de rifteamento se concentrou na abertura do Oceano

Atlântico (Bacia de Sergipe-Alagoas), abandonando o rifte interior ('Evento Sul-Atlântico' de Matos, 1999). Esta migração do lócus deformacional possivelmente deve-se à migração para norte ter sido "barrada" pelo Lineamento de Pernambuco – Alagoas (Szatmari & Milani, 1999; Figura 2). Bueno (2001) correlaciona este evento à discordância Pré-Aratu, identificada em diversas bacias da margem e interpretada como uma discordância de propagação do rifte.

Segundo Szatmari & Milani (1999), esta Microplaca do Leste Brasileiro em muito se assemelha à atual zona de rifte do Sinai. Ambas foram formadas onde zonas de cisalhamento NE impedem a propagação do rifte com tendência norte-sul, proporcionando abertura oceânica em zonas transformantes NE.

De acordo com Matos (1999), estudos bioestratigráficos de detalhe conduzidos pela PETROBRAS mostraram um sutil diacronismo entre a abertura dos riftes de Reconcavo-Tucano-Jatobá em relação às bacias de Cariri-Potiguar. Estes dados indicam uma propagação do rifteamento de sul para norte ao longo do tempo.

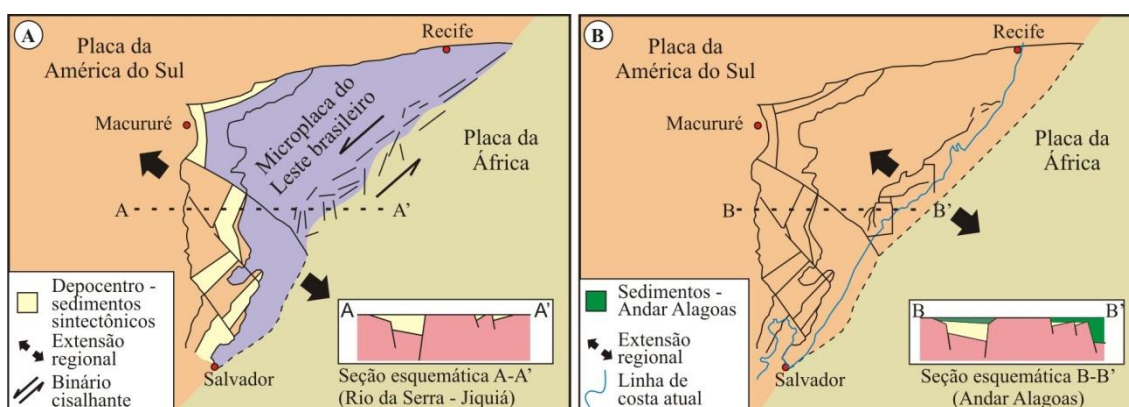


Figura 3 – Evolução da Microplaca do Nordeste Brasileiro. A) Formação do rifte intracontinental e cisalhamento na borda oeste da microplaca. B) Eixo de ruptura migra para a margem continental, abandonando o rifte interior e consolidando a placa da América do Sul (Milani, 1987).

1.3.2. A Bacia do Recôncavo

A Bacia do Recôncavo situa-se no nordeste brasileiro, ocupando cerca de 11.500 km² do território baiano. Possui geometria alongada NE-SW, marcada pelas principais falhas da bacia, que por sua vez foram condicionadas pelas heterogeneidades do embasamento (cisalhamento do Cinturão Granulítico Atlântico; Figura 2).

Esta bacia é limitada a sul pela Falha da Barra (herdada da inflexão do cinturão granulítico junto ao Cráton do São Francisco) e a norte pelos altos de Aporá e Dom João. A leste situa-se o Sistema de Falhas de Salvador, com rejeito de até 6 km, e

a oeste o limite admitido é a Falha de Maragogipe, cujo rejeito não ultrapassa 200 m. Estas características lhe conferem geometria de meio-gráben mergulhante para SE, sendo que a leste fica a borda falhada e a oeste a margem flexural.

Internamente, a bacia possui complexa estruturação (Figura 4). Uma série de falhas normais sintéticas de alto mergulho individualiza os blocos estruturais da bacia (baixos, altos, plataformas). Ocorrem também falhas de alívio (Destro *et al*, 2003), resultantes da acomodação de diferentes taxas de estiramento ao longo da bacia. Estas falhas (Mata-Catu e Itanagra-Araçás) individualizam três compartimentos na bacia: Sul, Central e Nordeste.

O preenchimento desta calha tectônica é inteiramente continental. Sua estratigrafia foi oficializada por Viana *et al* (1971), sendo então revisada por diversos autores até a proposição mais recente de Silva *et al* (2007; Figura 1). Os aspectos evolutivos da sedimentação na Bacia do Recôncavo estão bem sintetizados em Figueiredo *et al* (1994) e Santos *et al* (1990).

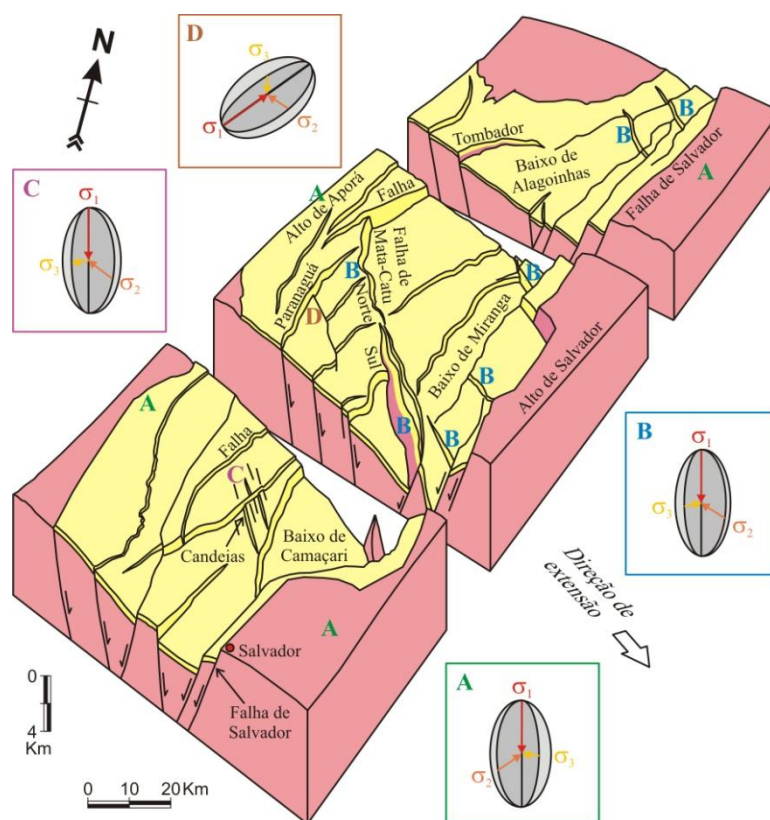


Figura 4 – Bloco estrutural da Bacia do Recôncavo (Destro *et al*, 2003).

Sobre o embasamento pré-cambriano, é registrada a sedimentação de um pacote paleozóico (Formação Afligidos) de tendência geral regressiva, caracterizada por pelitos, arenitos e evaporitos de ambiente marinho restrito que dão lugar a pelitos

lacustres. Devido à desconformidade com os depósitos mesozóicos, acredita-se que esta formação tenha sido depositada em uma bacia SAG em sinéclise anterior ao processo de rifteamento (Santos *et al*, 1990).

A deposição juro-cretácica que segue possui relação mais direta com o processo de rifteamento do Recôncavo. É comumente subdividida em andares locais, baseados em litoestratigrafia e biozonas de ostracodes. Estes andares foram formalizados por Viana *et al* (1971): Andar Dom João, Rio da Serra, Aratu, Buracica, Jiquiá e Alagoas. No entanto, a correlação destes andares locais com os internacionais é imprecisa e de difícil execução (Bueno, 2001).

A sedimentação jurássica (Titoniano / Andar Dom João) é representada pelo Grupo Brotas, depositado em uma ampla depressão que ultrapassava os limites da bacia (Ghignone, 1979). Esta depressão poderia já ter um tectonismo incipiente (Magnavita e Cupertino, 1987) ou ter sido formada apenas por flexuramento crustal resultante dos esforços distensivos (Milani, 1987; Matos, 1999). O Grupo Brotas é caracterizado por lamitos da Formação Aliança entre arenitos fluviais (provenientes de sul) e eólicos das Formações Boipeba e Sergi (Santos *et al*, 1990). São caracterizados por *red beds* de clima árido.

No Cretáceo Inferior (Berriasino / Andar Rio da Serra) os contornos da bacia começavam a ser esboçados. O período é marcado pelo tectonismo mais intenso e clima mais úmido. Com isto, lagos foram rapidamente instalados, inicialmente raso e com modestas incursões fluviais (Formação Itaparica). Este lago foi assoreado e substituído pelo sistema flúvio-eólico da Formação Água Grande. A deposição seguinte representa o primeiro lago anóxico e francamente tectônico (Formação Candeias), geoquimicamente identificada como principal geradora da bacia (Figueiredo *et al*, 1994). Estes lagos profundos recebiam deposição clástica por correntes de turbidez e por redeposição de arenitos deltaicos por fluxos gravitacionais (Formação Maracangalha). Esta deposição siliciclástica nos depocentros motivou argilocinese e desenvolvimento de falhamentos lístricos sindeposicionais (Figueiredo *et al*, 1994). Também ocorrem interdigitações dos folhelhos lacustres com cunhas clásticas de leques aluviais próximo à borda leste (Formação Salvador). A partir do Hauteriviano, a progradação deltaica (formações Marfim e Pojuca) passa a dominar o contexto deposicional da bacia do Recôncavo (Santos *et al*, 1990). No Andar Buracica (Barremiano) a deposição de clásticos relacionados à falha de borda cessa, e a bacia é

assoreada por sistema predominantemente fluvial proveniente de NW (Formação São Sebastião). Nos andares Aratu e Buracica, caracterizados pela progradação flúvio-deltaica derradeira, é possível a identificação de ciclos, possivelmente relacionados a variações climáticas, indicando quiescência tectônica.

No Andar Alagoas (Aptiano) foram depositados os arenitos e leques aluviais da Formação Marizal, em discordância angular sobre a sedimentação anterior. Estes depósitos são considerados resultantes da subsidência termal pós-rifte (Silva, 1993). Posteriormente, a sedimentação é modesta, mascada por uma incursão marinha miocênica (Formação Sabiá) e leques aluviais pliocênicos (Formação Barreiras).

1.3.3. Trabalhos anteriores nas Formações Itaparica e Água Grande

O intervalo a ser focado neste trabalho corresponde aos depósitos basais do Grupo Santo Amaro, depositado no Berriasiano (Cretáceo Inferior) ou Andar Rio da Serra. Existe pouco material publicado que aborde as formações Itaparica e Água Grande. Segundo Ghignone (1979) “não se estudou ainda, convenientemente, o ambiente deposicional determinante da faciologia Itaparica²”. Pela carência de informações encontradas, essa afirmação parece ainda hoje verdadeira. A maior parte dos estudos foram conduzidos por empresas de petróleo, focados nos reservatórios Formação Água Grande, aos quais o acesso direto não foi possível.

O contexto deposicional de deposição das formações Itaparica e Água Grande é normalmente tido como de clima árido e subsidência modesta (Santos *et al*, 1990). Medeiros & Ponte (1981), afirmam que um basculamento para SSE propiciou uma transgressão e instalação do lago Itaparica. Este lago sofria modestas incursões arenosas motivadas por aumento no suprimento sedimentar a cada elevação da área fonte. Quando a progradação tornou-se mais intensa, grande parte da região foi assoreada por sistemas fluviais provenientes de N - NE (arenitos Água Grande).

Para Figueiredo *et al* (1994), as Formações Itaparica e Água Grande representam uma fase transicional de implantação do sistema francamente lacustre, mas ainda no contexto da Depressão Afro-Brasileira. De acordo com os autores, o lago Itaparica foi instalado e assoreado por um sistema fluvial cuja planície foi exposta

² No trabalho do autor, os arenitos Água Grande são considerados Membro da Formação Itaparica, portanto incluídos na afirmação.

tempo suficiente para o desenvolvimento de uma planície eólica (Formação Água Grande). Em seguida, o autor sugere que a instalação do sistema lacustre da Formação Candeias deve-se a lenta subsidência e umidificação do clima.

Taylor (1947, *apud* Ghignone, 1979), definiu inicialmente os pelitos Itaparica como membros informais da Formação Santo Amaro, que continha também camadas de Candeias e o “arenito superior”. Em 1958, este arenito foi renomeado para Zona A e posicionado na base da Formação Candeias (Ghignone, 1979). Na primeira oficialização da Carta Estratigráfica da Bacia do Recôncavo (Viana *et al* , 1971), a unidade Santo Amaro foi elevada a grupo, contendo as formações Itaparica e Candeias, sendo que o arenito A passou a ser nomeado Membro Água Grande e posicionado no topo da Formação Itaparica. Posteriormente, a identificação de uma discordância por Silva (1978, *apud* Cortez, 1996) levou à proposição atualmente utilizada (Silva *et al*, 2007), em que os arenitos Água Grande estão elevados à categoria de Formação.

A Formação Itaparica foi inicialmente denominada e descrita por Pack & Almeida (1945, *apud* Viana, 1971) como folhelhos de cores variadas situados entre os folhelhos Candeias e os arenitos Sergi. Viana *et al* (1971) define esta formação como uma seqüência de folhelhos e siltitos de cor cinza-esverdeada a marrom, com camadas delgadas de calcário e intercalações de arenitos finos e bem selecionados. De acordo com estes autores, sua seção tipo ocorre nos poços Itaparica-43 (3-I-43-BA; Figura 5) e Água Grande-219 (7-AG-219-BA), além de aflorar de forma incompleta no km 5 da BA-001 (Figura 5). Segundo Ghignone (1979), a característica mais distinta da Formação Itaparica é a ocorrência de calcita fibrosa entre as lâminas da estratificação. Tanto Viana *et al* (1971) quanto Ghignone (1979) citam a presença persistente de uma camada arenosa na parte intermediária do pacote pelítico, denominada “arenito B”, bem marcado nos perfis elétricos.

As espessuras da Formação Itaparica chegam a aproximadamente 200 m a sul da bacia, adelgçando-se para norte. O contato inferior é gradacional, podendo ser brusco, com a Formação Sergi. Viana *et al* (1971) incluem no seu topo o Água Grande como membro, alegando o seguinte: 1) a marcação de topo é mais operacional do que da base, devido à maior semelhança litológica com o pacote sedimentar inferior; e 2) testemunhos mostram freqüentes intercalações entre os pelitos Itaparica e os arenitos Água Grande, indicando íntima relação entre eles.

Ghignone (1979) destaca a importância dos perfis de resistividade na identificação desta formação. O autor cita três marcos utilizados em seções de correlação através da bacia: Mu, Teta e Delta, sub-paralelos ao “arenito B”. Segundo o autor, estes marcos desaparecem sucessivamente acompanhando o adelgaçamento da unidade em direção a norte, sendo indicativos de que, na deposição da Formação Itaparica, os contornos da Bacia do Recôncavo já eram esboçados.

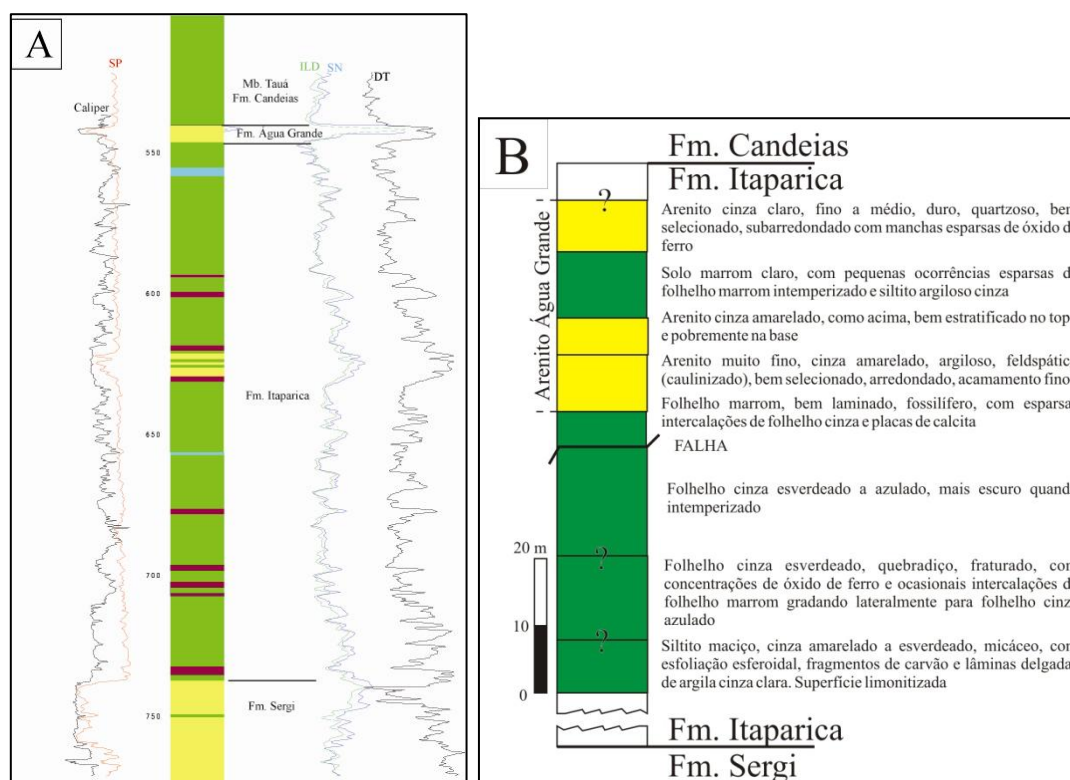


Figura 5 – Seção tipo da Formação Itaparica: A) no poço 4-I-43-BA e B) na BR-101 (Viana *et al*, 1971).

Segundo Viana *et al* (1971), o arenito Água Grande tem forma aproximada de lençol, com espessura entre 1 e 50 m. Os autores descrevem-no como um arenito fino a médio, raramente grosso a conglomerático, de composição quartzosa e às vezes feldspática, cor acinzentada, localmente com estratificações cruzadas (Figura 5). Nas porções inferiores pode ser calcífero e apresentar fragmentos de folhelhos de até 3 cm de diâmetro (Viana *et al*, 1971). Os contatos inferior e superior são concordantes com os folhelhos Itaparica a Candeias. Sua seção tipo é o poço Água Grande-219 (7-AG-219-BA).

Silva (1978, *apud* Cortez, 1996) estudou a distribuição do arenito Água Grande em toda a bacia, concluindo a ocorrência de dois sistemas deposicionais distintos: um sistema fluvial meandrante de direção NNE-SSW e um sistema lacustre costeiro constituído por cordões litorâneos orientados E-W. Já Pantoja (1980, *apud*

Cortez, 1996), reconhece apenas o sistema fluvial, subdividindo-o em proximal (superior) e distal (inferior).

De acordo com Ghignone (1979), a formação Água Grande apresenta grande variabilidade granulométrica, composicional e de espessura. O autor identifica apenas estratificação paralela e horizontal, admitindo também a ocorrência de arenitos maciços e com estratificação cruzada. Devido ao arredondamento e esfericidade sugere contribuição eólica no topo do pacote arenoso. Segundo o autor, a grande variabilidade espacial das espessuras indica que os arenitos foram depositados sem continuidade lateral. Ghignone (1979) afirma também que os pelitos Itaparica e os arenitos Água Grande estão geneticamente relacionados, pois há frequentes gradações entre eles. Usa o mesmo critério para justificar contato gradacional entre os arenitos Água Grande e os pelitos Tauá.

Mato (1984 *apud* Cortez, 1996) individualizou na Formação Água Grande, no Campo de Cassarongongo, dois a três ciclos de granodecrescência ascendente, considerados pelo autor típicos de sistema fluvial meandrante. Segundo o mesmo, os ciclos descritos correspondem a sucessões incompletas, estando apenas a porção inferior e média das barras em pontal. No entanto, segundo Barroso & Rivas (1984, *apud* Cortez, 1996) no centro-sul da bacia ocorre uma sucessão que representa a evolução de um sistema meandrante para entrelaçado. Esta hipótese foi reforçada no trabalho de Durães (1989, *apud* Cortez, 1996), que acrescentou a ocorrência de fácies eólicas intercaladas às fluviais. A partir de então, os estudos convergiram na identificação e mapeamento das fácies fluvial e eólica. Integrando os trabalhos de Barroso & Rivas (1984, *apud* Cortez, 1996) e Durães (1989, *apud* Cortez, 1996), tem-se um resumo da faciologia da Formação Água Grande (Tabela 1).

Campos & Perroni (1990) diferenciaram depósitos fluviais e eólicos em perfis e testemunhos do Campo de Araçás. A fácies eólica é caracterizada por arenitos médios a grossos, de seleção moderada, estratificação cruzada e bimodalidade entre as lâminas, enquanto a fácies fluvial é constituída por arenitos finos a conglomeráticos, mal selecionados, dispostos em ciclos de granodecrescência ascendente, com estratificação cruzada. Segundo as autoras, o perfil de densidade é o que melhor permite a diferenciação entre as fácies descritas, devido à melhor porosidade das rochas eólicas. Neste campo, a distribuição das fácies parecem controladas pela Falha de Araçás (NE-SW). As fácies fluviais apresentam orientação alongada NE-SW e as eólicas ENE-

WSW. No bloco alto, a espessura dos eólicos é maior, sendo interpretada na seção das autoras como um topo de duna preservado. Campos & Perroni (1990) também identificam recorrência de depósitos eólicos dentro do pacote fluvial, mas destacam o posicionamento preferencial no topo da seção.

Tabela 1 – Caracterização faciológica da Formação Água Grande, baseada em dados de poços na área central da Bacia do Recôncavo (Durães, 1989 e Barroso & Rivas, 1984, *apud* Cortez, 1996)

Associação de fácies	Descrição
Fluvial meandrante	Ciclos de granodecrescência ascendente iniciados com arenitos conglomeráticos que gradam a arenitos grosso a médios com estratificação cruzada acanalada de médio porte, seguidos de arenitos finos com estratificação cruzada de pequeno porte e laminações onduladas cavalgantes, culminando em folhelhos argilo-siltosos.
Fluvial entrelaçado	Arenitos médios, de seleção moderada, com estratificação cruzada acanalada e planar de médio porte.
Eólica	Arenitos médios, bem selecionados e bem arredondados, com estratificações planares de baixo, médio e alto ângulo, ocorrendo lâminas de fluxo de grãos e laminações de queda de grãos.

1.4. EVOLUÇÃO DE BACIAS RIFTE

Desde Posamentier & Vail (1988) e o desenvolvimento da estratigrafia de seqüências, a busca por estudos preditivos na análise bacias sedimentares tem se intensificado. Após uma fase inicial em que esta técnica tendia a ser aplicada como modelo, forçando muitas interpretações, as particularidades de cada tipo de bacia e os fatores controladores da deposição passaram a ser mais bem estudados. Então, a abordagem preditiva passou a ser aplicável em diferentes contextos deposicionais.

Em bacias rifte os mecanismos controladores da sedimentação são o tectonismo, o magmatismo e as oscilações climáticas (Bosence, 1998). Howell & Flint (1996) destacam que a aplicação da estratigrafia de seqüências neste tipo de bacia deve levar em consideração sua topografia extremamente complexa e a ocorrência de subsidência diferencial ao longo do sítio deposicional. Küchle *et al* (2007) também ressaltam que a correlação direta e indiscriminada de padrões de empilhamento como ferramenta cronoestratigráfica é errônea em bacias extensionais. Assim sendo, fez-se

necessário o desenvolvimento de modelos evolutivos que integrassem a tectônica e a sedimentação em bacias do tipo rifte.

Este sub-capítulo visa sintetizar os avanços obtidos na interpretação de bacias rifte, de forma a fundamentar as interpretações deste trabalho.

1.4.1. Evolução tectônica

Rifte pode ser definido como uma depressão alongada e estreita, limitada por falhas normais profundas em regiões sob afinamento litosférico. Embora sejam bacias resultantes de esforços distensivos, sua origem não está diretamente relacionada a limites divergentes de placas, podendo ocorrer nos mais diversos contextos geotectônicos (Condie, 1997). O estiramento litosférico pode ter origem térmica (ascensão mantélica) ou mecânica, sendo classificados como ativos no primeiro caso e passivos no segundo (Condie, 1997; Allen & Allen, 1990).

O vale rifte pode ser simétrico, quando limitado por falhas em ambos os lados (*full-graben*), ou assimétrico, quando apenas uma falha é de grande porte (*half-graben*). Recentes observações têm demonstrado que meio-grábens são mais comuns. De acordo com Magnavita (1992), um rifte é composto basicamente por oito elementos (Figura 6): 1) margem falhada, caracterizada por uma falha principal com rejeito da ordem de quilômetros; 2) margem flexural, caracterizada por uma não-conformidade ou falhas de dezenas a centenas de metros de rejeito; 3) margem escalonada, causada por falhas sintéticas formando ‘degraus’ entre a falha principal e o depocentro; 4) baixo estrutural, que formam os principais depocentros nas áreas mais subsidentes, em geral próximo ao encontro da falha principal e da zona de transferência; 5) plataforma, que são zonas mais estáveis, podendo tanto ser flexural (típico de margens flexurais) quanto em rampa (blocos menos subsidentes internos à bacia); 6) zona de acomodação, na forma de zonas de transferência ou horst alongado que truncam todas as outras estruturas da bacia; 7) gráben; e 8) estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados.

A evolução de riftes possui relação direta com a iniciação e desenvolvimento de suas falhas normais. As grandes falhas que limitam uma bacia rifte são formadas pelo crescimento e interação de diversos segmentos de falha menores. Diversos tipos de interação foram identificados por Nelson *et al* (1992).

Uma falha ocorre quando a concentração de tensões faz com que determinado material seja rompido, o que é facilitado em estruturas preexistentes, herdadas do embasamento (*e.g.* Rosendahl, 1987; Milani, 1987). No entanto, para que a anisotropia do embasamento determine a orientação da falha de borda, zona de acomodação e/ ou a estruturação interna do rifte, é necessário que a tensão máxima (σ_1) não ultrapasse determinado ângulo crítico em relação aos planos de fraqueza preexistentes (Magnavita, 1992).

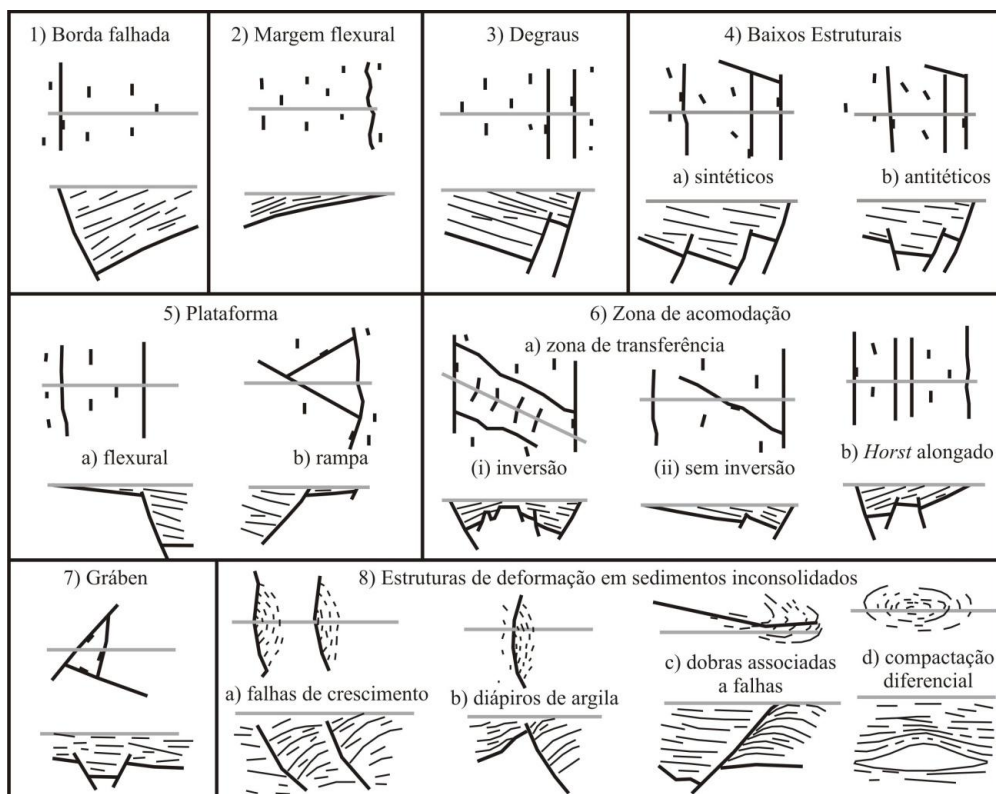


Figura 6 – Elementos estruturais básicos de bacias rifte (Magnavita, 1992).

Observações de campo em falhas normais revelam haver uma relação relativamente fixa entre o comprimento lateral da falha e seu deslocamento vertical (Walsh & Watterson, 1991). O rejeito é maior no ponto de iniciação (zona central da falha), tendendo a zero nas terminações, onde o limite entre as deformações plástica e rígida é alcançado. Gráficamente, esta relação seria representada por uma elipse em curvas de iso-rejeito (Walsh & Watterson, 1991). Esta relação elíptica pode ser fortemente desviada nos seguintes casos: 1) crescimento de falhas por conexão lateral efetiva de segmentos; 2) interferência entre segmentos de falhas em zonas de revezamento, onde ocorre interação dúctil de falhas; e 3) quando uma falha atinge a superfície ou a base da crosta. As situações 1 e 2 são detalhadas por Gawthorpe & Leeder (2000; Figura 7).

O mecanismo de iniciação e propagação das falhas determina o padrão de sedimentação inicial em bacias rifte (Schlische & Anders, 1996). De acordo com Morley (2002), a conexão inicial e propagação de falhas podem ocorrer: **(1)** antes de formação significativa da bacia; **(2)** após falhamento menos expressivo ter criado uma extensiva área de subsidência; e **(3)** durante o desenvolvimento da bacia (Tabela 2). Estes são extremos, entre os quais os exemplos naturais podem ocorrer. Morley (1999) cita o reconhecimento de composição entre estes modelos em falhas de longa duração do leste africano, cuja evolução segue o modelo 3 (*propagating basin*), passando posteriormente para o 1 (*non-propagating basin*).

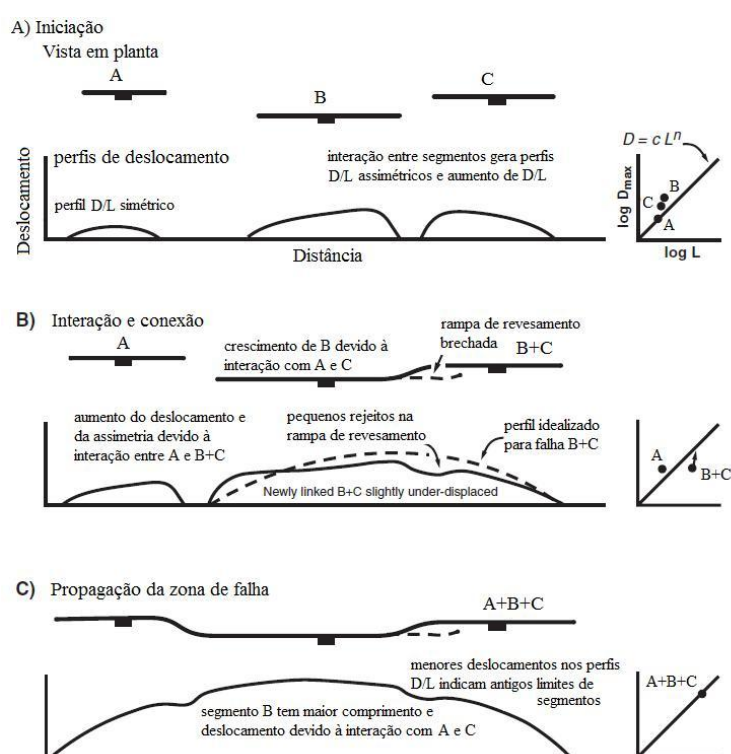
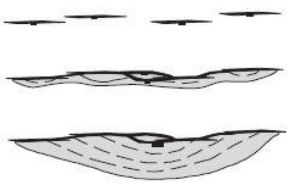

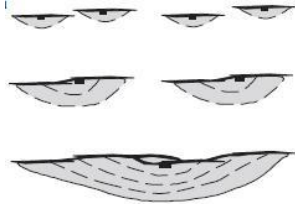

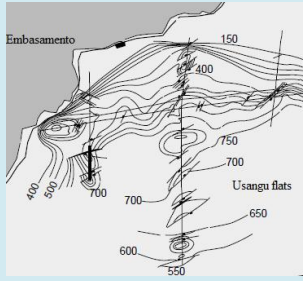



Figura 7 – Influência da interação e conexão de falhas normais e sua influência na relação entre rejeito (D) e comprimento (L) (Gawthorpe & Leeder, 2000).

Estes padrões idealizados apresentados são modificados devido à segmentação de falhas de diversas formas e em diferentes escalas (Walsh & Watterson, 1991). Esta segmentação pode ser reconhecida pela presença de anticlinais transversas ou junto à falha de borda, relacionadas a zonas de acomodação e/ou conexão de segmentos de falhas (Schlische & Anders, 1996). As zonas de acomodação são feições comuns e tendem a compartimentar bacias rifte. Separam áreas com diferenças nas taxas de movimentação ou na polaridade estrutural e são identificadas por diversas morfologias (Rosendahl, 1987): rampas, blocos altos, falhas transversais de transferência ou alívio (Destro *et al.*, 2003). Estas zonas de acomodação influem na sedimentação,

especialmente por facilitar o aporte sedimentar na margem falhada através de rampas de revezamento (Howell & Flint, 1996; Gawthorpe & Leeder, 2000) e por individualizar sub-bacias.

Tabela 2 – Síntese dos mecanismos de conexão e propagação iniciais de falhas (números nos parênteses correspondem à referência no texto).

	(1) <i>Non-propagating basin</i>	(2)	(3) <i>Propagating basin</i>
Autores	Gupta <i>et al</i> , 1998 Morley, 1999 Morley, 2002	Morley, 2002 Harper <i>et al</i> , 1999	Walsh & Watterson, 1991 Schlische & Anders, 1996 Gawthorpe & Leeder, 2000 Morley, 2002
Mecanismo	Propagação lateral máxima e rápida coalescência de falhas, seguido de abrupto incremento nas taxas de subsidência; a extensão lateral da falha se mantém durante a subsidência. 	Formação de uma ampla depressão de geometria sinformal; distensão produzida por falhas em profundidade e inúmeras falhas rotacionais e não-rotacionais de pequeno e idêntico rejeito (sem evidências de concentração de deformação). 	Propagação lateral de falhas, com crescimento progressivo do comprimento, largura e profundidade. Mantêm-se o padrão de elipse aproximada. 
Sedimentação	Não há deposição em sub-bacias na base dos estratos sin-rifte; rápido incremento da taxa de geração de espaço de acomodação, formando bacias famintas e lagos profundos. 	Espessamento da seção sedimentar em direção ao centro da bacia é dado pela expansão da seção de numerosas falhas normais. 	Crescimento progressivo da área deposicional, resultando em <i>onlap</i> progressivo dos sedimentos sobre as margens flexural e axial; sedimentação em sub-bacias isoladas por altos intrabaciais. 
Exemplo	<i>Lokichar Basin</i> (Kenia, Rifte do Leste Africano)	<i>Usangu Flats</i> (Tanzânia, Rifte do Leste Africano)	<i>Basin and Range</i> (oeste dos Estados Unidos)

1.4.1. Modelos de evolução tectono-estratigráfica

As primeiras tentativas de elaboração de modelos de evolução tectono-estratigráfica em bacias rifte datam das décadas de 80 / 90 (Leeder & Gawthorpe, 1987; Frostick & Reid, 1990; Lambiase, 1990; Schlische, 1991; Prosser, 1993; Schlische & Anders, 1996; Bosence, 1998). Desde então, certos modelos têm sido aprimorados (Gawthorpe & Leeder, 2000) e novos criados (Morley, 2002; Martins-Neto & Catuneanu, 2010). Este sub-capítulo sintetiza as propostas.

Frostick & Reid (1990) focam seu modelo na evolução das drenagens em riftes ativos do leste africano. As bacias são classificadas de acordo com o tamanho, profundidade, complexidade estrutural e atividade vulcânica. Segundo os autores, o início do desenvolvimento do rifte é caracterizado por drenagens divergentes, sendo que a margem flexural concentra a área de drenagem e a complexidade faciológica. Já nas fases finais de desenvolvimento, esta assimetria do rifte é perdida.

Lambiase (1990), com base em similaridades entre diversas bacias estudadas, propõe um modelo preditivo baseado na sucessão de sistemas deposicionais (Figura 8). Para o autor, inicialmente uma ampla bacia com poucas falhas é preenchida por sedimentos fluviais. Segue-se uma fase de maior atividade tectônica, aliando maior subsidência (maior geração de espaço de acomodação) com menor aporte sedimentar, devido à divergência de drenagens ocasionada pelo soerguimento das ombreiras. Nesta fase um sistema lacustre é instalado, que progressivamente passa a receber sedimentação flúvio-deltaica, até que este sistema domine a área deposicional. Lambiase (1990) afirma que o aumento da contribuição siliciclástica deve-se ao amadurecimento de drenagens e à diminuição da atividade tectônica. Ao final, a sedimentação tende a exceder os limites da bacia em decorrência da subsidência térmica e denudação dos altos que limitavam a bacia (ombreiras).

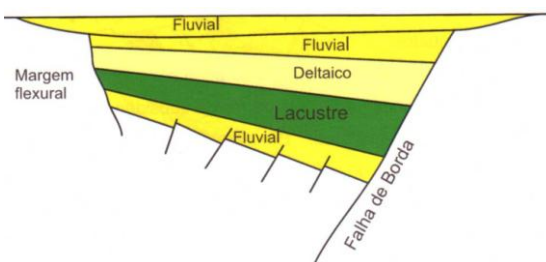


Figura 8 – Sucessões deposicionais em bacias rifte propostas por Lambiase (1990).

Schlische (1991) baseia sua análise nas inter-relações entre sistemas deposicionais e na análise das terminações de refletores. O autor sugere que bacias rifte

podem ser subdivididas em três membros finais, cada qual com preenchimento específico: de falha de descolamento, em estilo dominó e de crescimento da falha. No primeiro as taxas de subsidência são aproximadamente constantes, resultando em terminações *pinch-out* dos estratos. No estilo dominó, ocorre rotação de blocos, resultando em cunhas divergentes de sedimentação fluvial e *pinch-out* dos estratos lacustres. No modelo de crescimento da falha, a bacia aumenta em área e profundidade ao longo do tempo. Schlische (1991) ressalta que este terceiro modelo é o mais comum, sendo então detalhado por Schlische & Anders (1996). Estes autores propõem as seguintes feições resultantes do crescimento da falha: relação positiva entre comprimento e largura da bacia (possivelmente também entre comprimento e profundidade); consolidação de sub-bacias no preenchimento basal; *onlap* transversal e longitudinal; *pinch-out* longitudinal; e transição de sedimentação predominantemente fluvial para um sistema lacustre que ocupa praticamente toda bacia.

Prosser (1993) sugere o termo “trato de sistemas tectônico” (TST) para individualizar as diferentes fases evolutivas reconhecidas. Sua proposta é baseada na interpretação da configuração de refletores e fácies sísmicos. O conjunto de quatro estágios (Figura 9) corresponde à evolução completa de uma bacia rifte, não podendo ser hierarquizado (Prosser, 1993). O TST de Início do Rifte é caracterizado por pequenas sub-bacias com pequena área de deposição, limitadas por rochas consolidadas e competentes. O sistema deposicional é fluvial perene herdado de drenagens preexistentes e há equilíbrio entre geração de espaço e aporte sedimentar (padrão agradacional, com raras progradações).

O TST de Clímax do Rifte (Prosser, 1993) é subdividido em três fases: inicial, intermediário e final. O TST Inicial de Clímax do Rifte tem sua base marcada por superfície de *downlap*. O padrão é progradacional na margem flexural, caracterizada por sistema de drenagem imaturo, e agradacional junto à falha de borda, devido à instalação de lagos ou golfos marinhos (embora possa ocorrer progradações por deltas e leques aluviais). É comum *offlap* em direção ao depocentro devido à simultaneidade da sedimentação e subsidência diferencial. Segundo a autora, o potencial de preservação destes depósitos é baixo. O TST Intermediário de Clímax do Rifte é caracterizado pelo afogamento da bacia causando padrão retrogradacional na margem flexural ou em toda bacia. A velocidade da inundação depende da inclinação da margem da bacia. O aporte sedimentar é dominado por correntes *along-slope*, formando cinturões de fácies axiais

na margem flexural. Na margem falhada ocorrem depósitos de leques intercalados aos finos do depocentro. No TST Final de Clímax do Rife corresponde à fase em que todos os ambientes estão submersos. É identificado por refletores extremamente contínuos na linha sísmica, com aporte na margem flexural, turbiditos distais, leques submarinos e erosões submarinas, além dos leques aluviais junto à falha de borda.

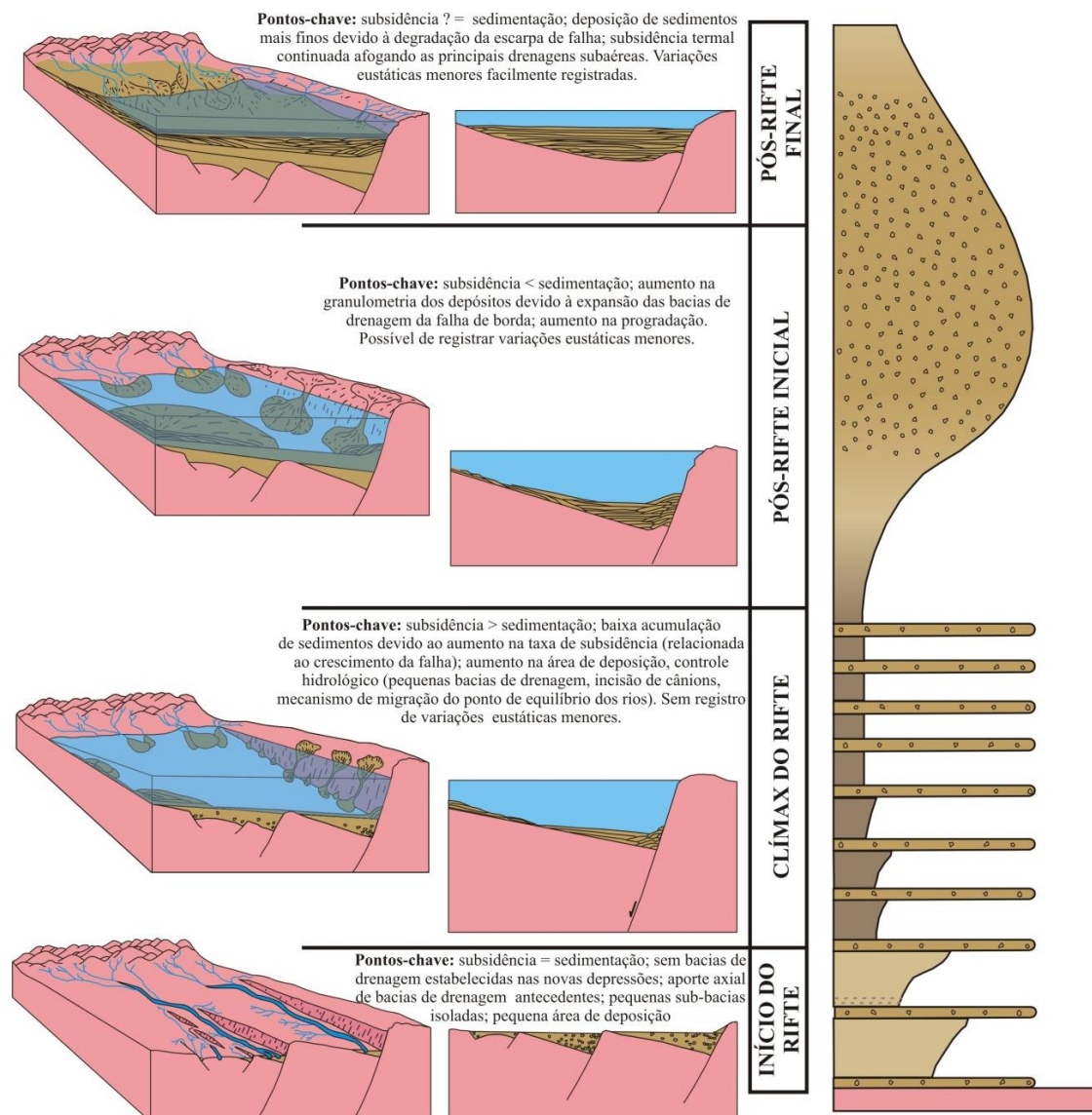


Figura 9 – Modelo tectono-estratigráfico proposto por Prosser (1993). À direita, o perfil composto idealizado para o preenchimento de bacias rifte. À esquerda, os blocos-diagrama e seções *dip* para cada trato de sistemas tectônicos.

O TST de Pós-Rifte Imediato caracteriza o fim do tectonismo ativo, resultando em crescente progradação, embora a agração possa persistir nos depocentros. A superfície basal é de *downlap* no centro da bacia e *offlap* nas margens, os refletores internos são paralelos e descontínuos, assumindo geometria em cunha sujeita ao registro de ciclos (eustáticos / climáticos). Se a bacia de drenagem for

exposta, a sucessão resultante é granocrescente, caso contrário esta variação granulométrica não é observada, mas ciclos de variação eustática / climática. Já no TST de Pós-rifte Tardio ocorre a peneplanação da topografia, resultando em refletores paralelos e contínuos. A sucessão esperada é granodecrescente devido à degradação dos altos tectônicos.

Gupta *et al* (1998) aplica o modelo de Prosser (1993) em curvas de subsidência construídas para o Golfo de Suez (Steckler *et al*, 1988 *apud* Gupta *et al*, 1998) para investigar os mecanismos de transição entre os estágios de Iniciação e de Clímax do Rifte (Figura 10). Seus modelos numéricos se aproximam do modelo e mostram que não há necessidade de aumento no campo de tensões durante o desenvolvimento da bacia. A conexão e propagação de falhas a tensões constantes produz o mesmo padrão observado no modelo e em curvas de subsidência (Figura 10).

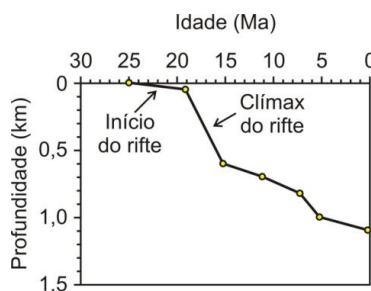


Figura 10 – Gráfico de subsidência x tempo construído para o poço El Morgan 8 do Golfo de Suez e sua interpretação com base no modelo de evolução proposto por Prosser (1993) (Gupta *et al*, 1998).

Küchle *et al* (2005) sugerem uma adaptação do modelo de Prosser (1993). Os autores substituem os dois TST de Pós Rifte (Imediato e Tardio) por um TST de Preenchimento do Rifte, onde ocorre preenchimento do espaço criado no clímax do rifte. Neste trato, o padrão de empilhamento é progradacional e pode ultrapassar os limites da bacia. Outro ponto sustentado por Küchle *et al* (2005) que contraria a proposição inicial de Prosser é a possibilidade de hierarquização dos tratos. Segundo os autores, dentro de cada fase é possível reconhecer os mesmos tratos em escala menor.

Bosence (1998) baseia sua interpretação na identificação de discordâncias limítrofes, denominadas discordância de início do rifte e de pós-rifte (Figura 11). Os estratos sin-rifte são limitados na base pela erosão do início do rifte, que, no entanto, pode ser registrada apenas em altos tectônicos. As bacias de drenagem antecedentes se adaptam continuamente à movimentação das falhas, tendendo à retrogradação. Posteriormente, a topografia é reduzida pela erosão dos altos e assoreamento das depressões. Os estratos do pós-rifte são limitados do sin-rifte pela

discordância de pós-rifte. São preservados em depressão resultante de subsidência térmica e caracterizados por progradação clástica. O autor propõe variações neste preenchimento conforme o mecanismo de rifteamento (se por cisalhamento simples, puro, estiramento heterogêneo ou relacionado a plumas).

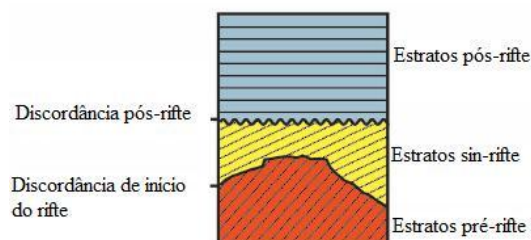


Figura 11 – Discordâncias e padrão estratigráfico do modelo de Bosence (1998).

Gawthorpe & Leeder (2000) revisam seu modelo inicial (Leeder & Gawthorpe, 1987). Os autores discutem separadamente a evolução de riftes marinhos e continentais. Devido ao enfoque desta dissertação aqui apenas os continentais serão discutidos. Sua proposta é focada na evolução tridimensional das estruturas e ambientes sedimentares, individualizando os estágios de Iniciação, de Interação e Conexão, de Propagação e de Abandono da Falha (Figura 12). No estágio de Iniciação, pequenas falhas ou dobras limitam pequenas sub-bacias de deposição. Estas estruturas interagem com drenagens pré-existentes. O sistema deposicional fluvial é dominante, embora ocorram lagos e campos eólicos. No estágio de Interação e Conexão de Falhas, algumas pequenas falhas do estágio anterior começam a se ligar lateralmente, esboçando a formação de uma falha principal, enquanto outras são abandonadas. Ocorre coalescência de depocentros e conseqüente instalação de um lago em áreas mais subsidentes, cujo aporte siliciclástico é predominantemente transversal. Nesta fase, o sistema de drenagem pré-existente ainda atua, cortando ou desviando as estruturas tectônicas.

Em seguida a deformação passa a se concentrar na falha principal formada no estágio anterior. Neste estágio de Propagação da Falha as taxas de subsidência são elevadas e o tectonismo passa a ser o fator determinante do relevo, proporcionando a definição do meio-gráben e a reversão de drenagens pré-existentes. Em alguns casos, a incisão de altos pode ligar bacias proporcionando aporte axial entre meio-grábens. Se o balanço hídrico for favorável, formam-se lagos profundos. Em clima árido podem desenvolver-se *playa lakes*, lagos rasos com significativo aporte siliciclástico e/ ou zonas de retrabalhamento eólico nas planícies aluviais e margem lacustre.

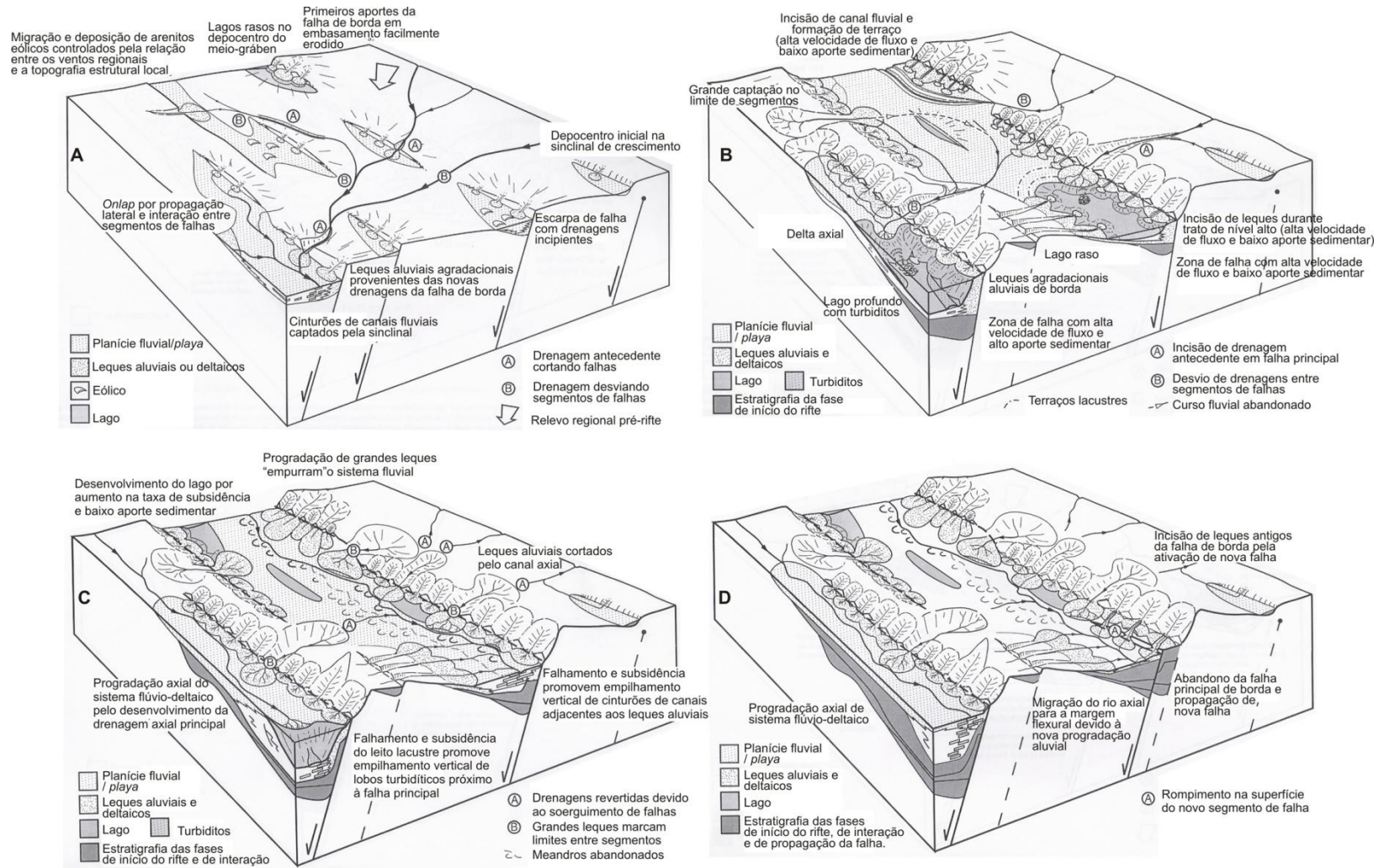


Figura 12 – Modelo de evolução tectono-estratigráfica de bacias rifte de Gawthorpe & Leeder (2000).

A) Estágio de Iniciação; B) Estágio de Interação e Conexão de falhas; C) Estágio de Propagação da Falha; D) Estágio de abandono da Falha.

No estágio de abandono da falha, o foco do tectonismo migra lateralmente, ativando nova falha normal e abandonando a principal. Este evento causa soerguimento e incisão dos depósitos anteriores, além de deslocamento do rio axial.

Morley (2002), estudando em linhas sísmicas a evolução de falhas em diversas bacias do Sistema de Riftes do Leste Africano, estabeleceu um modelo evolutivo para meio-grábens, fundamentado em quatro estágios estruturais principais: Rifte Inicial, Meio-gráben inicial, Meio-gráben maduro e Meio-gráben final (Figura 13).

No Estágio de Rifte Inicial, a falha principal pode ser inferida, mas não é muito expressiva, não concentra deslocamento vertical, nem controla a geometria da bacia. O preenchimento sedimentar assume uma ampla geometria sinclinal. O espessamento de seção deve-se a inúmeras falhas normais rotacionais e não-rotacionais de rejeito idêntico.

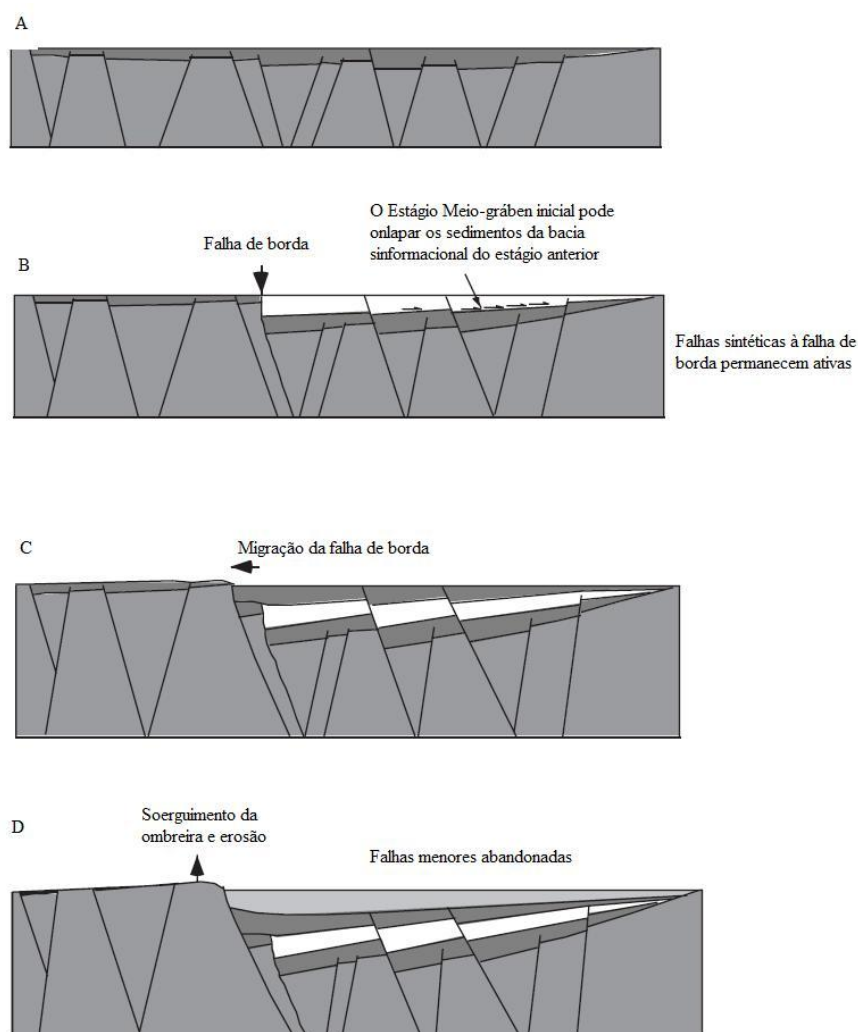


Figura 13 – Seções esquemáticas ilustrando a evolução idealizada de bacias rifte segundo Morley (2002).
A) Estágio Rifte Inicial; B) Meio-gráben Inicial; C) Meio-gráben maduro; D) Meio-gráben final.

No estágio de Meio-gráben Inicial muitas das falhas formadas no estágio anterior tornam-se inativas, especialmente as antitéticas à falha principal. Posteriormente, falhas secundárias podem também tornar-se inativas e a deformação passa a ser concentrada na falha principal. Morley (2002) ressalta que o crescimento de certas falhas torna-as dominantes e levam ao abandono progressivo de falhas menores (efeito “bola de neve”). Nesta fase a sedimentação ocorre em *onlap* sobre os do estágio anterior. Após a individualização da falha principal, sua história ativa subsequente pode variar muito (Estágio de Meio-gráben Maduro). Estas variações dependem do mecanismo de desenvolvimento do rifte (Tabela 2, p. 25). O estágio de Meio-gráben Final é marcado pelo fim da atividade na falha principal, que pode ser abrupto ou gradual. Extinção abrupta da atividade tectônica deve-se a eventos externos, como inversões tectônicas, enquanto extinções graduais são resultantes da migração de falhas e conseqüente restrição da área deposicional. Morley (2002) afirma que a diferenciação entre sedimentação sin-rifte (concomitante ao desenvolvimento da falha) e pós-rifte (preenchimento da calha preexistente após o cessamento da atividade na falha) permanece controverso. Para riftes continentais, no entanto, a tendência à progradação e assoreamento do lago facilita a individualização.

Martins-Neto & Catuneanu (2010) propõem um modelo de evolução de bacias rifte baseado na estratigrafia de seqüências (Figura 14). Segundo os autores, os pulsos tectônicos episódicos geram seqüências deposicionais com unidades progradacionais compondo padrão de empilhamento granocrescente. Um pulso tectônico resulta em imediata geração de espaço de acomodação (afogamento), enquanto nos períodos de quiescência o aporte sedimentar alcança a bacia gradualmente. Portanto, os limites de seqüências são marcados por abruptas inundações resultantes de rápidas transgressões ocasionadas pela subsidência tectônica. Martins-Neto & Catunenau (2010) afirmam que uma seqüência completa deve apresentar uma curta porção retrogradacional na base (Trato de Sistemas Transgressivo), seguida de uma longa progradação (Trato de Sistemas de Nível Alto). Este padrão de empilhamento pode ser observado em diferentes escalas, desde seqüências de 1ª ordem (englobando todo o preenchimento da bacia) até seqüências de alta frequência resultantes dos pulsos de movimentação da falha.

As observações de Martins-Neto & Catuneanu (2010) fundamentam a prévia interpretação Silva (1993), que intuitivamente já havia baseado sua interpretação

da evolução da Bacia do Recôncavo individualizando seqüências limitadas por superfícies de inundação. No entanto, o modelo não considera a possibilidade de subsidência da bacia por rotação de blocos, como sugerido por Küchle *et al* (2005). Neste caso, a subsidência no depocentro da bacia é concomitante com o soerguimento e erosão na margem flexural, resultando em diferentes padrões de empilhamento ao longo da bacia (Küchle *et al*, 2005; Küchle *et al*, 2007).

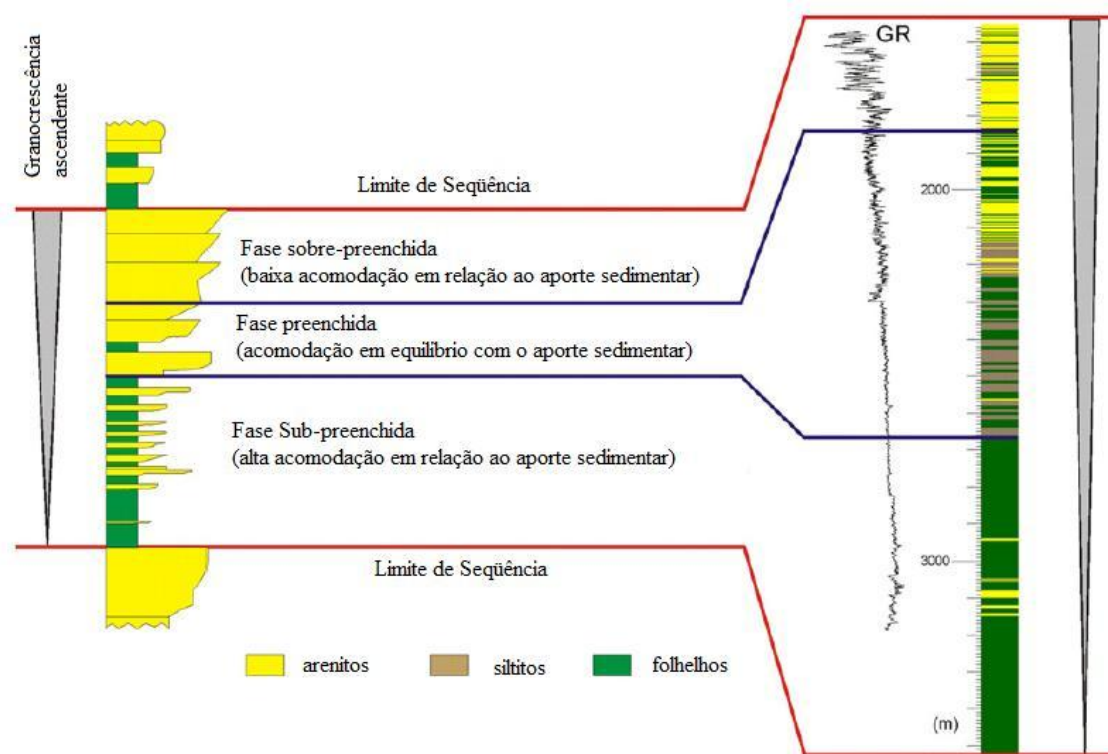


Figura 14 – Modelo idealizado da arquitetura de uma seqüência rifte completa (Martins-Neto & Catuneanu, 2010).

1.5. MATERIAIS E MÉTODOS

A análise tectono-estratigráfica das formações Itaparica e Água Grande envolve estudos tanto em escala local como de bacias. Portanto, a metodologia engloba ferramentas adequadas às duas escalas. Assim, esta pesquisa incluiu trabalho de campo, correlação estratigráfica e geração de mapas de unidades estratigráficas.

A base de dados utilizada no desenvolvimento deste estudo é composta essencialmente por poços e afloramentos. Neste trabalho foram descritos cinco afloramentos, localizados a sul da cidade de Alagoinhas (BA), entre os quilômetros 128 e 139 da BR-101, (Figura 15; compilação no ANEXO A). As atividades de campo foram desenvolvidas com financiamento da ANP (no âmbito do Programa de Recursos

Humanos PRH-12) e de convênios com a Petrobras (Projeto Rifte, coordenado pelo Prof. Dr. Mário de Lima Filho, da UFPE). Para a seção de correlação e geração dos mapas foram utilizados cerca de 70 poços, bem distribuídos pela bacia (Figura 15). Estes dados de sub-superfície foram compilados da bibliografia ou fornecidos pela Agência Nacional do Petróleo (ANP).

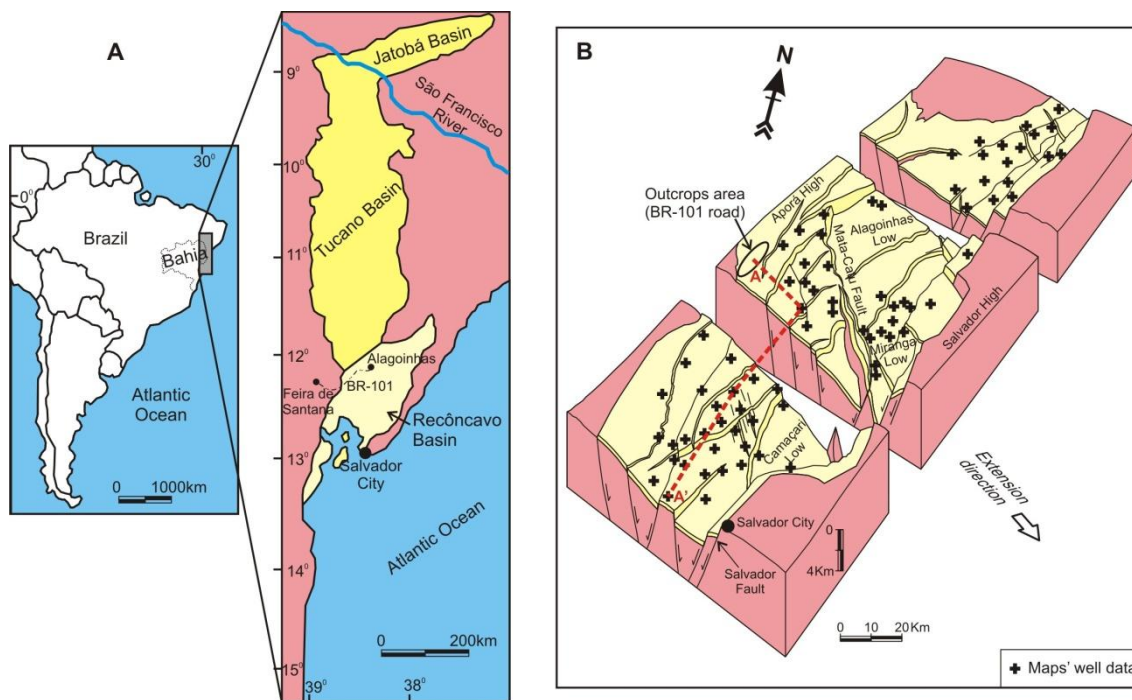


Figura 15 – Mapa de localização A) da Bacia do Recôncavo; e B) dos afloramentos e poços utilizados neste trabalho.

A revisão bibliográfica constituiu etapa contínua do projeto. A compilação de dados bibliográficos expôs o problema, motivando o presente estudo. No desenvolvimento, forneceu sustentação e complementação às observações, através do acesso a uma grande quantidade de informações a serem utilizadas na interpretação dos dados obtidos, da reavaliação de conceitos e da busca por novas hipóteses de trabalho, novas teorias e modelagens.

1.5.1. Levantamento dos dados de campo

Embora o intervalo estudado ocorra em toda a bacia, suas exposições restringem-se à margem flexural. Portanto, o trabalho de campo desenvolvido neste projeto limitou-se ao centro-oeste da Bacia do Recôncavo (Figura 15). Devido ao intenso tectonismo na bacia, os afloramentos ocorrem de forma bastante descontínua, em blocos basculados, dificultando a identificação da sucessão vertical de fácies e de

suas variações laterais. Por isso tornou-se importante a sistematização da coleta e interpretação de dados, incluindo o levantamento de seções colunares, a medida de estruturas e a representação dos afloramentos em fotomosaicos. A compilação dos dados adquiridos e utilizados na presente dissertação encontra-se no ANEXO A.

1.5.1.1. Perfis colunares

No levantamento de perfis, a descrição seguiu a análise faciológica, com registro das medidas de paleocorrentes, em que estrutura foi obtida e localização das medidas, fotos e amostras coletadas no perfil colunar. As fácies foram nomeadas de acordo com as propostas de Miall (1996), na qual a primeira letra é maiúscula e indica a granulometria e a segunda, minúscula, indica a estrutura. Entretanto, o presente trabalho adapta a tabela do autor para englobar fácies não-fluviais, inexistentes em Miall (1996).

As fácies foram descritas conforme seus atributos definidores (cor, textura, estruturas, paleocorrente e conteúdo fossilífero), e analisadas em conjunto na definição de sucessões de fácies. Estas sucessões implicam na mudança progressiva e sistemática das fácies, tanto vertical quanto horizontalmente. A íntima relação entre os ambientes deposicionais e a sucessão de fácies resultante (Lei de Walther¹) possibilita a interpretação e a reconstrução paleoambiental, auxiliando no entendimento da história evolutiva da bacia.

As seções colunares levantadas foram empilhadas de acordo com as associações de fácies, de forma a obter-se um perfil composto que represente toda a unidade estudada. O perfil composto foi utilizado na interpretação paleoambiental e nas correlações estratigráficas entre poços e afloramentos. Este tipo de correlação demonstra correspondência lateral entre unidades fisicamente separadas, com base na idade, litologia, fósseis ou outra propriedade. A identificação de superfícies-chave nos poços e prováveis superfícies-chave em afloramentos é uma ferramenta de correlação amplamente utilizada, aplicada também nesta dissertação.

1.5.1.2. Medida de estruturas sedimentares

A medida de paleocorrentes é uma ótima ferramenta para investigar mudança na orientação de barras de canais e variabilidades direcionais através da unidade estratigráfica; reconstrução do padrão de paleofluxo regional ou local; mudanças na direção do fluxo através da seção estratigráfica como um indicador da

interação de sistemas fluviais ou mudanças verticais na orientação de um sistema, em resposta a mudanças paleogeográficas na bacia.

Neste trabalho foram medidas as estruturas indicadoras do fluxo e do plano de acamamento, já que os afloramentos estudados encontram-se em blocos basculados (Tucker, 1982; Figura 16). As medidas que indicam sentido de migração das formas de leito são corrigidas em projeções estereográficas pela horizontalização virtual do plano de acamamento, restaurando, assim, o sentido de fluxo original (não basculado). Esta correção é efetuada em programas específicos. O Stereonet© (2003, gentilmente disponibilizado pelo professor Richard W. Allmendinger em seu *site*) mostra ótimos resultados nesta correção. As paleocorrentes corrigidas são plotadas em estereogramas a fim de dar confiabilidade estatística ao dado coletado.

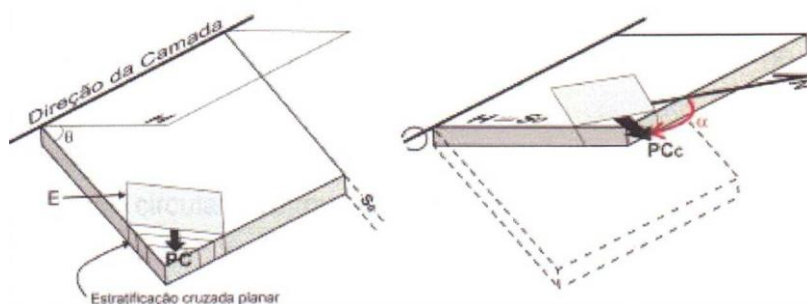


Figura 16 – Efeito da inclinação tectônica de camadas sobre a medida de paleocorrentes (Tucker, 1982).

1.5.1.3. Fotomosaicos

Fotomosaicos são imagens de grandes dimensões, compostas por um conjunto de fotografias com recobrimento de pelo menos 30%, tomadas a uma distância constante do afloramento. Na fotomontagem as bordas das fotos são cortadas, de forma a diminuir as distorções. Estes mosaicos são utilizados na representação da continuidade lateral de superfícies, estruturas e litologias traçadas em *overlay* (Miall, 1990; Miall, 1996). É uma excelente técnica de representação das variações laterais de afloramentos, já que a seção colunar os representa em apenas uma dimensão. Além disso, as relações laterais de estruturas podem definir elementos arquiteturais, como canais, lençóis de areia, barras, dunas simples ou compostas,... (Miall, 1990; Miall, 1996). Entretanto, a aplicação desta técnica só é possível quando há ótimas exposições no afloramento.

Nesta dissertação foram efetuados fotomosaicos de três afloramentos. As hierarquias das superfícies limítrofes identificadas nestas interpretações seguem as propostas de Miall (1988) nos sistemas fluviais e de Kocureck (1996) nos eólicos.

1.5.2. Análise estratigráfica

A análise estratigráfica foi aplicada na seção de correlação entre o perfil composto de afloramentos e de poços, bem como na delimitação do intervalo na construção dos mapas. No perfil de campo, a sucessão faciológica e o padrão de empilhamento foram utilizados na identificação de superfícies-chave. Nos poços, fez-se uso de curvas geofísicas.

Dentro do arcabouço estratigráfico, as primeiras unidades reconhecidas são as parasseqüências, limitadas por superfícies de inundação abruptas. Conjuntos de parasseqüências definem um padrão de empilhamento, que pode ser retro- ou progradacional, constituindo tratos de sistemas, classificados quanto à mudança nesse padrão. O conjunto de tratos define as seqüências deposicionais, unidade básica da estratigrafia de seqüências. No modelo clássico, estas seqüências são limitadas no topo e na base por discordâncias ou suas concordâncias correlatas (Posamentier & Vail, 1988). De acordo com Martins-Neto & Catuneanu (2010), em bacias rifte, estas seqüências são delimitadas por superfícies de inundação (Figura 14, p. 34).

Nesta dissertação foi aplicado o modelo de interpretação estratigráfica sugerido por Martins-Neto & Catuneanu (2010). Análises de maior detalhe, especialmente com relação à distribuição do aporte sedimentar, foram baseadas em Howell & Flint (1996; Figura 17).

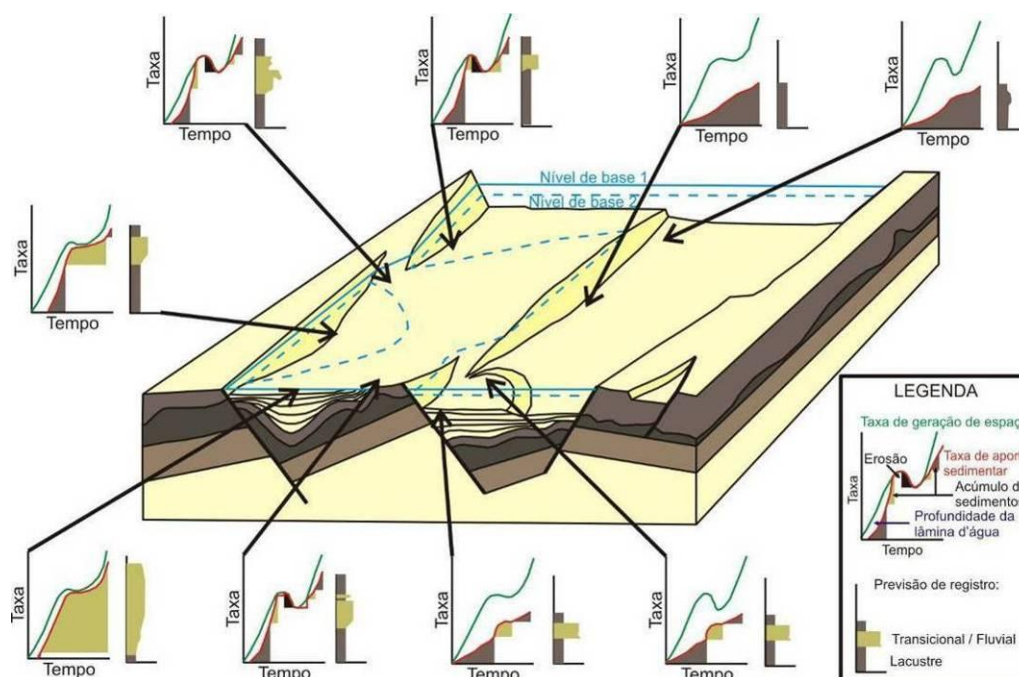


Figura 17 – Desenho esquemático mostrando a variação do aporte sedimentar em relação à subsidência ao longo de uma bacia rifte (Howell & Flint, 1996).

Os perfis granulométricos de poços são construídos a partir da descrição de amostras de calha e são acompanhados de curvas geofísicas (diagrfias). A interpretação destas curvas fornece importantes informações quanto às características físicas das rochas e dos fluidos em seus interstícios. Os perfis elétricos, por exemplo, são utilizados na identificação do tipo de litologia que o poço atravessa com base na sua resistividade, podendo também indicar o tipo de fluido presente nos poros. Os sensores nucleares medem a radioatividade emitida pelos intervalos, sendo um bom indicador de camadas argilosas. Já a ferramenta acústica emite ondas sonoras e mede o tempo de retorno das mesmas até o receptor (tempo de trânsito), a partir do qual se infere o tipo de rocha devido à impedância acústica de diferentes litologias.

Nesta dissertação, as correlações foram baseadas na interpretação conjunta do perfil de raio gama (GR) e o potencial espontâneo (SP), ocasionalmente fazendo uso do perfil de resistividade (RES). Ambos refletem ciclos deposicionais, um devido à radioatividade da matéria argilosa e outro devido à baixa condutividade elétrica de rochas não-porosas. No entanto, a curva SP tende a ser inversa à GR, formando linhas-base não deflexionadas frente a folhelhos com alta radiatividade. O perfil de resistividade (RES) fornece informações da resistividade elétrica dos corpos em subsuperfície, refletindo essencialmente as camadas porosas e os fluidos que contêm, partindo de princípio elétrico semelhante ao do perfil SP.

1.5.3. Mapas de isópacas e isólitais

A construção de mapas de isópacas é uma ferramenta essencial para a interpretação da história de uma bacia sedimentar. Eles indicam a evolução da forma e orientação da bacia, as variações na geometria do preenchimento da mesma, além de possivelmente fornecer informações paleogeográficas associadas. De acordo com Miall (1990), o mapa de isópacas ilustra a geometria da bacia pela variação da espessura da sedimentação no espaço, destacando os principais depocentros e altos intra-bacinais.

Os mapas de isólitais, por sua vez, são construídos de forma a fatiar ainda mais um intervalo estratigráfico, individualizando as espessuras referentes a cada litofácies (Miall, 1990). Sua interpretação permite que a distribuição de cada litofácies seja interpretada individualmente, com base em seus próprios controles deposicionais. É possível, também, construir mapas multicomponentes, obtendo-se a razão entre duas diferentes litologias para ressaltar as variações ao longo da bacia (Miall, 1990).

Uma característica importante destes mapas é que eles revelam o preenchimento da bacia na sua forma original e não deformada (Miall, 1990). Portanto, sua utilização é essencial para áreas estruturalmente complexas por mascarar estruturas posteriores e indicar estruturas contemporâneas à sedimentação. Sua utilização é, entretanto, restrita a unidades facilmente correlacionáveis, pois a confusão com outros intervalos deposicionais interfere na qualidade dos resultados. Outra restrição é o uso apenas em unidades que não sofreram erosão posterior à deposição, a qual pode interferir negativamente na informação sin-deposicional.

Assim, esta metodologia só foi possível devido à interpretação dos dados de campo, que indicam contemporaneidade na deposição do intervalo de estudo. Para resultados efetivos e confiáveis, foi compilada a maior quantidade de dados possíveis para a elaboração dos mapas aqui apresentados. Foi obtida uma boa distribuição, embora faltem dados no lado oeste do compartimento central da Bacia do Recôncavo (Figura 15). Esta região foi, por isso, excluída da representação dos mapas apresentados.

A construção dos mapas foi realizada através da medida visual dos intervalos identificados nas imagens dos poços. Estas medidas foram organizadas apropriadamente na forma de uma tabela, cujo conteúdo foi interpolado com a utilização do *software* Surfer®. Esta interpolação gera um *grid* regular a partir dos dados irregularmente distribuídos e então aplicam algoritmos que ajustam os dados em superfícies elípticas ou esféricas, traçando assim os mapas de contornos (Figura 18).

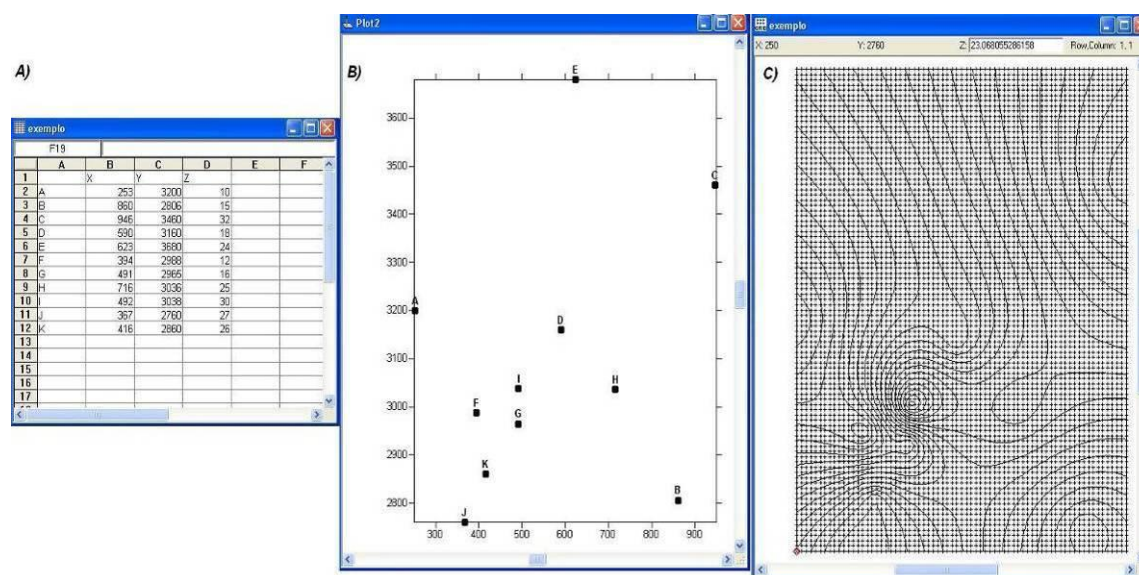


Figura 18 – Procedimento de geração de mapas de contornos a partir de uma tabela de dados (Surfer®).
 A) Tabela com as informações de coordenadas (X, Y) e espessura do intervalo (Z); B) Mapa de pontos;
 C) Grid regular gerado a partir dos dados inseridos e curvas de contornos geradas a partir do grid.

1.6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, P.A. & ALLEN, J.R. 1990. **Basin analysis, principles and applications**. Londres: Blackwell Scientific Publications. 451 p.
- ALLMENDINGER, R. 2003. Stereonet © download available online (acessado em jan. 10): <<http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs.html>>
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, **Boletim 241**, p. 1-36.
- ASMUS, H.E. & GUAZELLI, W. 1981. Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes. In: PETROBRAS. **Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira, e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais**. Rio de Janeiro, CENPES/DINTEP. p. 187-269. (Projeto Remac 9).
- BARROSO, A.S. & RIVAS, A.J.P. 1984. Arenitos eólicos do Membro Água Grande – Formação Itaparica – Bacia do Recôncavo – Bahia. Salvador, PETROBRAS, **Relatório interno não publicado**. 11p.
- BOSENCE, D.W.J. 1998. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. In: PURSER, B.H. & BOSENCE, D.W.J. (ed.). **Sedimentation and tectonics of rift basins: Red Sea – Gulf of Aden**. London: Chapman & Hall. p. 9-25.
- BUENO, G.V. 2001. **Discordância Pré-Aratu: marco tectono-isotópico no Rifte Afro-brasileiro**. Porto Alegre. 149 p. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- CAIXETA, J. M.; BUENO, G.V.; MAGNAVITA, L.P. & FEIJÓ, F.J. 1994. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, **8** (1): 163-172.
- CAMPOS, J.A. & PERRONI, R.B. 1990. O arenito Água Grande no Campo de Araçás: controle da fácies sedimentar na produtividade do reservatório. **Boletim Técnico da Petrobras**, **8** (1): 163-172.
- CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O. & FIGUEIREDO, A.M.F. 1988. New concepts on the development of east brazilian marginal basins. **Episodes**, **11** (3): 194-202.
- CONDIE, K. C. 1997. **Plate tectonics and crustal evolution**. 4. ed. Oxford: Butterworth Heinemann. 282p.
- CORTEZ, M.M.M. 1996. **Análise geoestatística da geometria externa dos reservatórios fluvial e eólico da Formação Água Grande, área central da Bacia do Recôncavo**. Campinas. 104 p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Campinas. Disponível online (acessado em jan. 10): <<http://libdigi.unicamp.br/document/?code=vtls000104329>>

- CUNHA, M. da C. C. & MOURA, J. A. 1979. Espécies novas de ostracodes não-marinhos da Série do Recôncavo: Paleontologia e Bioestratigrafia. **Boletim Técnico da PETROBRAS** 22 (2): 87-100.
- CUPERTINO, J.A. 2000. **Evolução tectono-climática da fase rifte das Bacias de Camamu, parte norte, e sul do Recôncavo, com ênfase na utilização de isótopos estáveis e traço de fissão**. Porto Alegre. 2v. 248 p. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- DESTRO, N.; SZATMARI, P.; ALKMIN, F. & MAGNAVITA, L.P. 2003. Release faults, associated structures, and their control on petroleum trends in the Recôncavo rift, northeast Brasil. **AAPG Bulletin**, 87 (7): 1123-1144.
- DIAS, J.L. 1991. **Análise estratigráfica e evolução da fase “rift” nas bacias das margens leste e sudeste do Brasil**. Rio de Janeiro. 145 p. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- DURÃES, E.M. 1989. **Estudo do reservatório Água Grande da Formação Itaparica no Campo de Rio Pojuca, Bacia do Recôncavo – Brasil**. Ouro Preto. 141 p. Dissertação de mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto.
- FIGUEIREDO, A.M.F.; BRAGA, J.A.E.; ZABALAGA, H.M.C; OLIVEIRA, J.J.; AGUIAR, G.A.; SILVA, O.B.; MATO, L.F.; DANIEL, L.M.F.; MAGNAVITA, L.P. & BRUHN, C.H.L. 1994. Recôncavo Basin: a prolific intracontinental rift basin. In: LANDON, S.M. (ed.) **Interior rift basins**. Tulsa, UK, AAPG Memoir 59, p. 157-203.
- FROSTICK, L.E. & REID, I. 1990. Structural controls of sedimentation patterns and implications for the economic potential of the East African rift basins. **Journal of African Earth Science**, 10 (1/2): 307-318.
- GAWTHORPE, R.L. & LEEDER, M.R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. **Basin Research**, 12 (2) 195-218.
- 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**. v.1. Salvador, Secretaria de Minas e Energia do estado da Bahia, CPM. p. 24-117.
- GUPTA, S.; COWIE, P.A.; DAWERS, N.H. & UNDERHILL, J.R. 1998. A mechanism to explain rift-basin subsidence and stratigraphic patterns through fault-array evolution. **Geology**, 26 (7) 595-598.
- HARPER, R.M.; STONE, D.M. & MORLEY, C.K. 1999. Geophysics of the Usangu Flats, Tanzania. In: MORLEY, C. K. (ed) **Geoscience of rift systems—evolution of East Africa**. AAPG Studies in Geology 44. p. 111–114.
- HOWELL, J.A. & FLINT, S.S. 1996. A model for high resolution sequence stratigraphy within extensional basins. In: HOWELL, J.A. & AITKEN, J.F. (ed.). **High resolution sequence stratigraphy: innovations and applications**. London, Geological Society Special Publication 104. p. 129-137.

- KOCURECK, G. 1996. Desert aeolian systems. *In*: READING, H.G. (ed.) **Sedimentary environments: processes, fácies and stratigraphy**. Oxford, Blackwell Science, p.125-153.
- KÜCHLE, J.; HOLZ, M.; BRITO, A.F. de & BEDREGAL, R.P. 2005. Análise estratigráfica de bacias rifte: aplicação de conceitos genéticos nas bacias de Camamu-Almada e Jequitinhonha. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 13 (2): 227-244.
- KÜCHLE, J.; HOLZ, M.; SCHERER, C.M.S; FERNANDES, F. & BEDREGAL, R.P. 2007. Mapeamento estratigráfico de bacias rifte a partir de padrões de empilhamento e seus significados genéticos. Campinas, 4º PDPETRO. **Resumos**. Disponível online (acessado em jan/10): <http://www.portalabpg.org.br/PDPetro/4/resumos/4PDPETRO_1_1_0097-1.pdf>
- 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 analogues**. AAPG Memoir 50, p.265-276.
- LEEDER, M.R. & GAWTHORPE, R.L. 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. *In*: Coward, M.P.; Dewey, J.F. & Hancock, P.L. (eds.) **Continental Extensional Tectonics**, Geological Society of London Special Publication n. 28, p. 139-152.
- MAGNAVITA, L.P. 1992. **Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, NE Brasil**. Oxford. 493 p. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade de Oxford, Grã-Bretanha.
- MAGNAVITA, L.P.; CUPERTINO, J.A. 1987. Concepção atual sobre as bacias do Tucano e Jatobá, Nordeste do Brasil. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, 1 (2): 119-134.
- MARTINS-NETO, M.A. & CATUNEANU, O. 2010. Rift sequence stratigraphy. **Marine and Petroleum Geology**, 27: 247-253.
- MATO, F.L. 1984. Sedimentologia, diagênese e reservatórios do Membro Água Grande – Formação Itaparica, no Campo de Cassarongongo, Bacia do Recôncavo. Salvador, PETROBRAS, **Relatório interno não publicado**. 25 p.
- MATOS, R.M.D. 1999. History of the Northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West-Africa. *In*: Cameron, N.R.; Bate, R.H. & Clure, V.S. (ed.). **The oil and gas habitats of South Atlantic**. London, Geological Society Special Publication 153. p. 55-73.
- MEDEIROS, R.A. & PONTE, F.C. 1981. **Roteiro Geológico da Bacia do Recôncavo (Bahia)**. Salvador, PETROBRAS – SENAI.63 p.
- MIALL, A.D. 1988. Facies architecture in sedimentary basins. *In*: Kleinspehn, K.L. & Paola, C.(ed.) **New perspectives in basin analysis**. Berlin, Springer-Verlag, p. 67-81.

- MIALL, A.D. 1990. **Principles of sedimentary basin analysis**. 2 ed. New York, Springer. 668 p.
- MIALL, A.D. 1996. **The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology**. New York, Springer-Verlag, 582 p.
- MILANI, E.J. 1987. **Aspectos da evolução tectônica das bacias do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil**. Ouro Preto. 57 p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto.
- MORLEY, C.K. 1999. Patterns of displacement along large normal faults: implications for basin evolution and fault propagation, based on examples from East Africa. **AAPG Bulletin**, **83** (4): 613-634.
- MORLEY, C.K. 2002. Evolution of large normal fault: evidence from seismic reflection data. **AAPG Bulletin** **86** (6) 961-978.
- NELSON, R.A.; PATTON, T.L. & MORLEY, C.K. 1992. Rift-segmentation and its relation to hydrocarbon exploration in continental rift systems. **AAPG Bulletin**, **76** (8): 1153-1169.
- PACK, O.L. & ALMEIDA, A.L. 1945. Annual geological report for the year of 1945. Salvador, CNP. **Relatório interno não publicado**.
- PANTOJA, J.L. 1980. Distribuição do arenito Água Grande nas áreas de Biriba e Sussuarana – Bacia do Recôncavo. Rio de Janeiro, PETROBRAS, **Relatório interno não publicado**. 14 p.
- PONTE, F.C. *et al.* 1971. Evolução paleogeológica do Brasil oriental e da África ocidental. PETROBRAS – SETUB/BA. CPEG IV. **Relatório interno não publicado n. 6**.
- POSAMENTIER, H. W. & VAIL, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II – Sequence and systems tract models. *In*: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDALL, C.G; St. C.; POSAMENTIER, H.W; ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. (ed.). **Sea level changes: an integrated approach**. Society of Economic paleontologists and mineralogists Special Publication 42. p. 125-154.
- PROSSER, S. 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. *In*: Williams, G.B. & Dobb, A. (ed.). **Tectonics and seismic sequence stratigraphy**. London: Geological Society Special Publication 71. p. 35-66.
- ROSENDAHL, B.R., 1987. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences** **15**: 445-503.
- SANTOS, C.F.; CUPERTINO, J.A. & BRAGA, J.A.E. 1990. Síntese sobre a geologia das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *In*: Raja Gabaglia, G.P. & Milani, E.J. (ed.) **Origem e evolução de Bacias Sedimentares**. Rio de Janeiro, PETROBRAS. p. 235-266.

- SCHLISCHE, R.W. & ANDERS, M.H. 1996. Stratigraphic effects and tectonic implications of the growth of normal faults and extensional basins. *In*: BERATON, K. K. (ed.) **Reconstructing the history of Basin and Range extension using sedimentology and stratigraphy**. Geological Society of America Special Paper n. 303, p. 183–203.
- SCHLISCHE, R.W. 1991. Half-graben filling models: implications for the evolution of continental extensional basins. **Basin Research** 3: 123-141.
- SILVA, H.T.F. 1993. **Flooding surfaces, depositional elements, and accumulation rates – characteristics of the Lower Cretaceous tectono-sequences in the Recôncavo Basin, northeast Brazil**. Austin. 312 p. Tese de doutorado, University of Texas.
- SILVA, O.B. 1978. Estudo do Membro Água Grande da Formação Itaparica. Salvador, PETROBRAS. **Relatório interno não publicado**. 27 p.
- 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.
- STECKLER, M.S.; BERTHELOT, F.; LYBERIS, N. & LEPICHON, X. 1988. Subsidence in the Gulf of Suez: implications for rifting and plate kinematics. **Tectonophysics** 153 (1/4): 249-270.
- SZATMARI, P. & MILANI, E.J. 1999. Microplate rotation in northeast Brazil during South Atlantic rifting: analogies with the Sinai microplate. **Geology** 27 (12): 1115-1118.
- 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.
- TAYLOR, E.F. 1947. Proposed nomenclature for the Recôncavo. Salvador, CNP, **Relatório interno não publicado n. 18**
- TUCKER, M.E. 1986. **The field description of sedimentary rocks**. Milton Keynes, England: Open University. 112p.
- VIANA, C.F.; GAMA JUNIOR, E.G. da; SIMÕES, I. de A.; MOURA, J.A.; FONSECA, J. dos R. & ALVES, R.J. 1971. Revisão estratigráfica da Bacia do Recôncavo. **Boletim Técnico da PETROBRAS**, 14 (3/4): 157-192.
- WALSH, J.J. & WATTERSON, J. 1991. Geometric and kinematic coherence and scale effects in normal faults systems. *In*: ROBERTS, A.M.; YIELDING, G.; FREEMAN, B. (eds). **The geometry of normal faults**. London, Geological Society of London Special Publication n. 56, p. 193-203.

2. CORPO PRINCIPAL – ARTIGO SUBMETIDO

Segue o artigo submetido ao Journal of South American Sciences. A comprovação da submissão encontra-se no ANEXO B.

STRATIGRAPHIC ARCHITECTURE AND TECTONIC CONTEXT OF THE LACUSTRINE–FLUVIAL-EOLIAN DEPOSITS OF THE ITAPARICA AND THE ÁGUA GRANDE FORMATIONS, RECÔNCAVO BASIN, BRAZIL

Fabiane Wiederkehr*, Claiton M. S. Scherer

Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Estratigrafia. Av. Bento Gonçalves, 9500, Bairro Agronomia. CEP 91501-970. Porto Alegre, Rio Grande do Sul. Brazil.

ABSTRACT

Field studies at the western margin of the Recôncavo Basin allow the faciologic characterization of the Água Grande and the Itaparica Formations, as well as the interpretation of their tectono-stratigraphic evolution. The composite log reveals a deltaic progradation to southeast upon the Itaparica lacustrine deposits. These deltaic deposits evolved into fluvial ones, with periodic eolian reworking. This succession implies a gradational contact between the Itaparica and the Água Grande Formations, what allowed the construction of isopach and isolith maps. The correlation of field data and boreholes along dip shows thickening of this interval towards the basin depocenter. The characteristics of the isolith and isopach maps of these units corroborate the hypothesis of a fluvio-deltaic system coming from the north and prograding into a tectonic lake with a depocenter in the south compartment of the Recôncavo Basin. These data showed the Itaparica and the Água Grande Formations were deposited under the control of the half-graben geometry of the basin.

Keywords: faciologic characterization, tectono-stratigraphic analysis, rift initiation

RESUMO

Dados de campo obtidos na margem oeste da Bacia do Recôncavo permitiram a caracterização faciológica e a interpretação da evolução tectono-estratigráfica das formações Itaparica e Água Grande. O perfil composto revela uma progradação deltaica provinda de nordeste sobre os depósitos lacustres da Formação Itaparica. Este sistema deltaico evolui para fluvial com periódicos retrabalhamentos eólicos. A sucessão observada implica em um contato gradacional entre as formações Itaparica e Água Grande, permitindo a construção de mapas de isópacas e isólitais. A seção de correlação entre afloramentos e poços mostra um espessamento do intervalo de estudo em direção ao depocentro da bacia. As características dos mapas de isólitais e isópacas corroboram com a hipótese de progradação de um sistema flúvio-deltaico provindo de norte em um lago tectônico, cujo principal depocentro corresponde ao compartimento sul da Bacia do Recôncavo. Estes dados revelam que as formações Itaparica e Água Grande foram depositadas sob o controle tectônico do meio-gráben da Bacia do Recôncavo.

Palavras-chave: caracterização faciológica, análise tectono-estratigráfica, início do rifte

2.1. INTRODUCTION

After the first oil field discovery in Brazil (1939, Lobato Field, Bahia), the geologic studies of the Recôncavo Basin were much intensified. These studies were concentrated in the discovery of new oil fields, and very important aspects of the stratigraphy and tectonic evolution were neglected. Now, as a mature basin, these aspects have become important to improve oil exploitation.

The Água Grande Formation is interpreted as fluvio-eolian deposits that are the second most important reservoirs in the Recôncavo Basin. Its basal contact, with the lacustrine Itaparica Formation, is depicted as erosive in the stratigraphic chart (Silva et al, 2007). However, very little was published about the sedimentology and stratigraphy of this interval. The main goals of this paper are: (1) to characterize and interpret the main facies associations; (2) to present a high-resolution stratigraphic framework for the studied formations, and (3) to discuss the stratigraphic evolution of the lacustrine-fluvial–eolian Itaparica and Água Grande Formations in relation to the Recôncavo rift basin evolution.

To achieve these goals, we selected an area of good outcrops, in the basin's western border. The studied rocks crop out along the BR-101 road, between Alagoinhas and Feira de Santana cities (Figure 1). The applied methodology included the composition of columnar sections and of photomosaics. The interpretation of facies and facies associations provided the stratigraphic framework and paleoenvironmental interpretation for the analyzed interval. The resulting composite log was correlated with borehole data to understand the lateral variations of the depositional systems identified in the field studies. A compilation of borehole data from the literature permitted the construction of isopach and isolith maps of the studied interval.

2.2. REGIONAL GEOLOGICAL SETTING

The Recôncavo Basin is located in the Bahia state, northeastern Brazil, and occupies an area of 11,500 km² (Figure 1). It constitutes the southern part of a northward aborted rift, formed in response of extensive forces that broke Gondwana apart in the Lower Cretaceous. This basin is an eastward dipping half graben, limited by the Salvador Fault to the east (with a maximum vertical displacement of 5,000 m) and by the Maragogipe Fault to the west (with a maximum displacement of 200 m). It has some oblique transfer faults that individualize three blocks: South, Central and Northeast.

Since the 19th century, a lot of geological studies were carried out in this basin. Good syntheses of all this work are found in Figueiredo et al. (1994) or Santos et al. (1990). The simplified stratigraphic column is presented in Figure 2. The infilling of the Recôncavo Basin consists of continuous continental strata that overlies Precambrian and Permian rocks. Sedimentation started in Jurassic times with a fluvio-eolian-lacustrine sequence called the Brotas Group, deposited beyond the present limits of the Recôncavo Basin. This group is overlain by extensive lacustrine rocks of the Itaparica Formation, which is overlain by the fluvio-eolian deposits of the Lower Cretaceous Água Grande Formation. The contact between Itaparica and Água Grande formations has been considered as unconformity (Silva, 1978 apud Cortez, 1996). After that, the sedimentation was exclusively deep lacustrine, associated with alluvial fans in the east border, characteristic of the main tectonic phase of accommodation space creation. This depositional system occupied the entire basin, and it was progressively filled by turbiditic, deltaic and, finally, fluvial sandstones, which finalized the basin filling. In

angular unconformity over these fluvial sandstones, the alluvial fan deposits of Marizal Formation were formed and preserved in depressions of post-rift thermal subsidence.

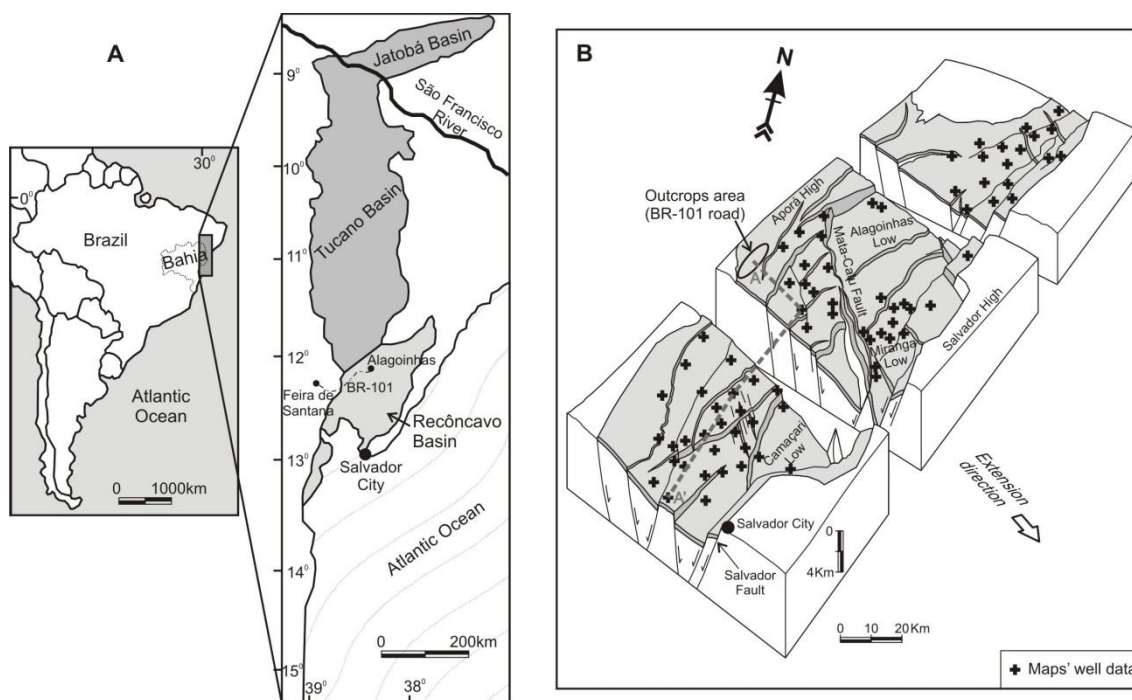


Figure 1 – A) The location map of the Recôncavo-Tucano-Jatobá aborted rift, highlighting the Recôncavo Basin. B) Structural schematic model of the Recôncavo Basin's half graben. The ellipse in the west indicates the location of the studied outcrops, the line A-A' indicates the cross-section of Figure 10, and the crosses give the approximate location of well data.

Stratigraphy in the Brazilian marginal basins is commonly interpreted as megasequences, according with their tectonic evolution. In the Recôncavo Basin, pre-rift, syn-rift and post-rift phases occur. According to Magnavita (1992), the pre-rift sequence corresponds to the units deposited in large depressions formed before the main normal fault development phase. The syn-rift phase was formed when displacement along the main fault was at the maximum. The post-rift sequence is, as the pre-rift, indirectly formed by the rifting process, deposited in basins formed during the thermal subsidence phase.

In the official proposal, presented in the Stratigraphic Chart (Silva et al., 2007) (Figure 2), the syn-rift phase starts with the installation of anoxic tectonic lakes, with alluvial fans along the main fault (at the base of the Candeias Formation). The Brotas Group and the Itaparica and the Água Grande Formations are considered as pre-rift phase. Only the Marizal Formation represents the post-rift stage.

This interpretation is somewhat ambiguous, because different researchers proposed lots of different interpretations of the geological record to characterize each of these phases. This confusion is specially observed at the limit between pre-rift and syn-

rift phases (Tectonic Evolution column in Figure 2). This limit varies from the base of the Itaparica Formation (Cupertino, 2000) to the top of the Candeias Formation (Matos, 1999).

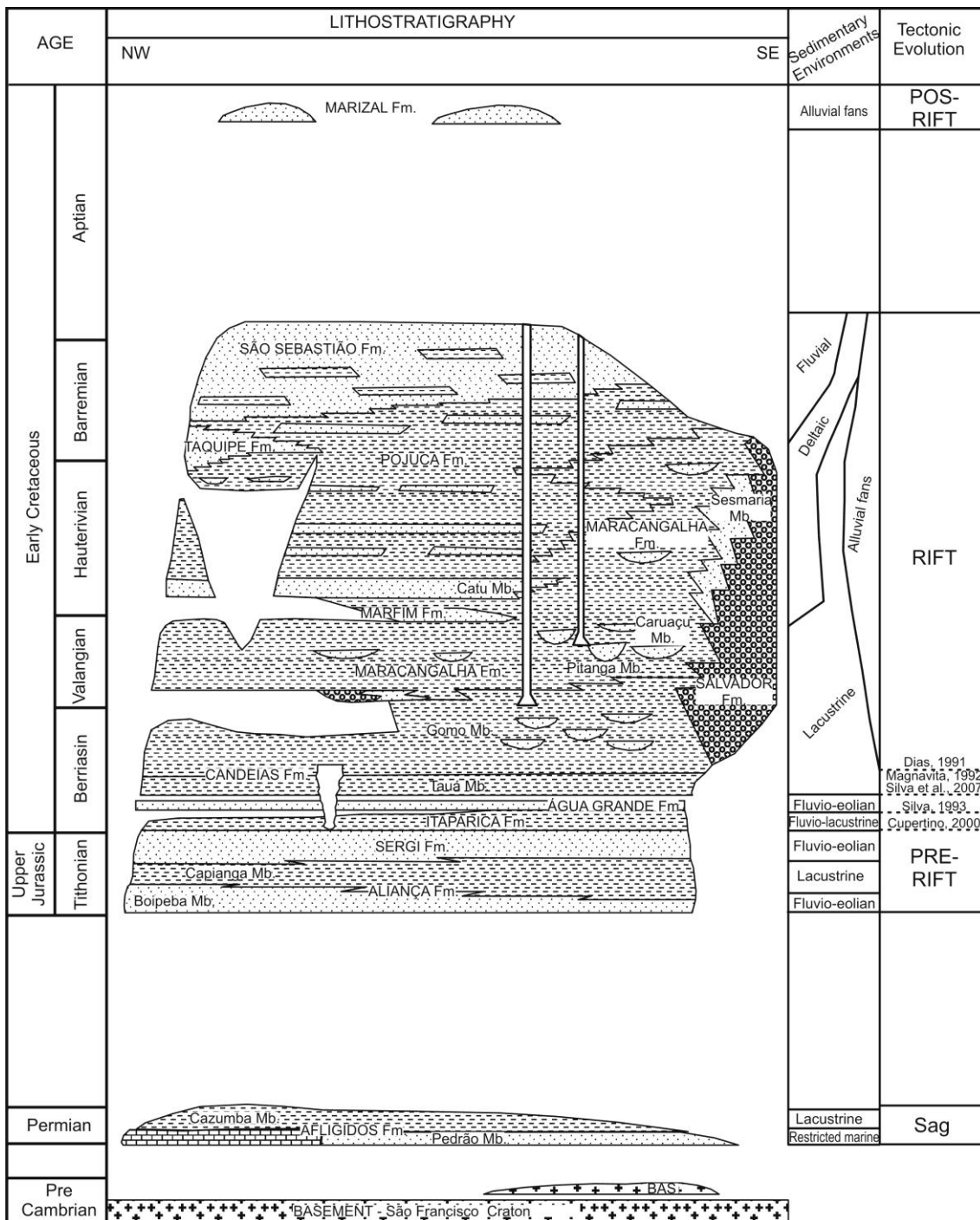


Figure 2 - Stratigraphic Chart of the Recôncavo Basin, with the different proposals for its tectonic evolution (modified from Silva *et al.*, 2007 and Bueno, 2001).

2.3. STRATIGRAPHIC FRAMEWORK

The compilation of field data reveals eight different facies that can be grouped in four facies associations: prodelta/lacustrine; delta front; fluvial and eolian dunes and interdunes. The composite log shows a coarsening- and thickening-upward succession, limited by inundation surfaces at base and top, interpreted as a progradating fluvio-deltaic system, with eolian reworking at the top (Figure 3). The Itaparica and Água Grande formations present a transitional contact. The prodelta/ lacustrine facies association corresponds to the Itaparica Formation. All the others facies associations compose the Água Grande Formation.

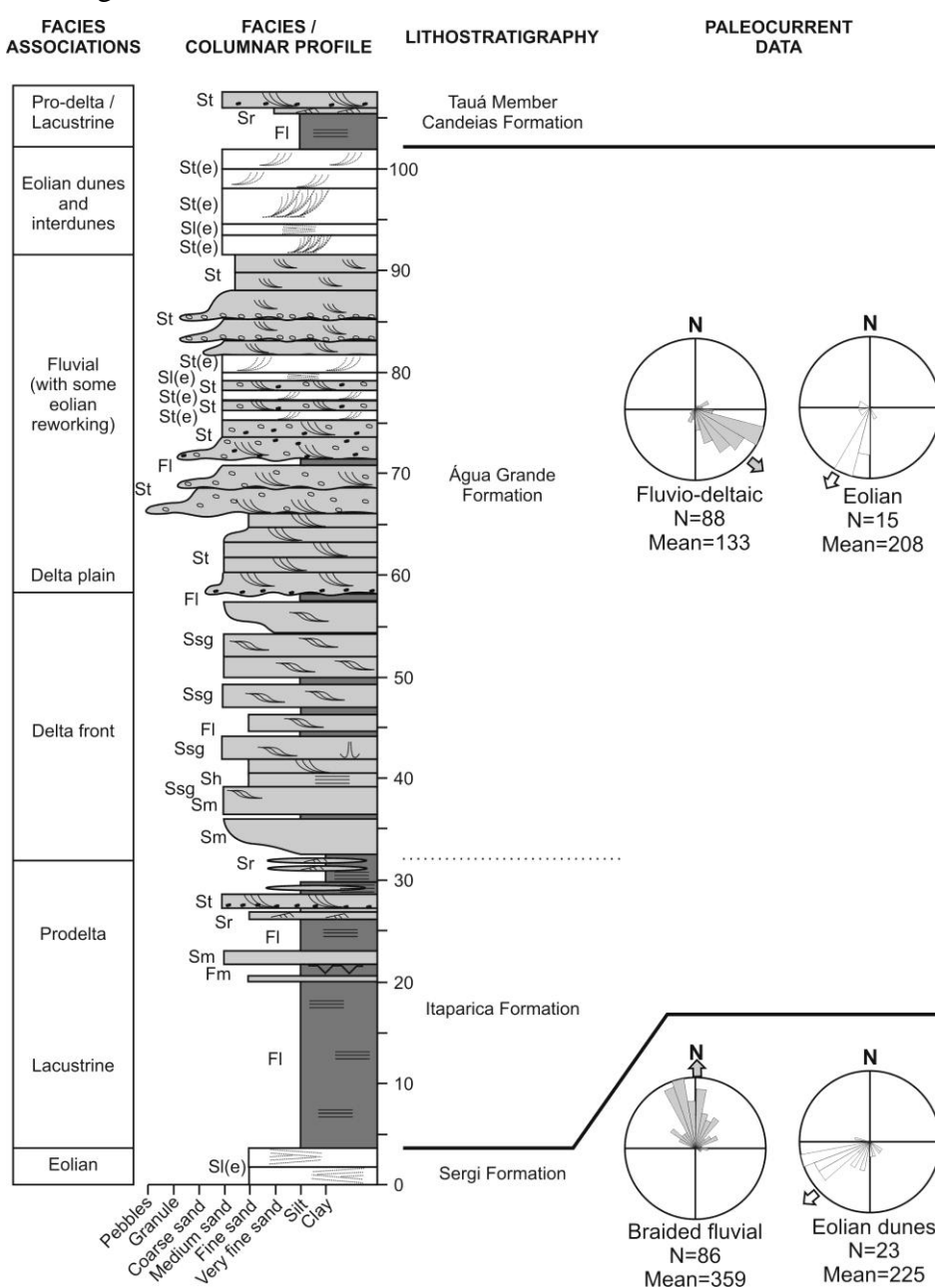


Figure 3 – Composite columnar log based in the studied outcrops.

2.3.1. Facies associations

2.3.1.1. *Prodelta / Lacustrine*

Description: the prodelta / lacustrine facies association is characterized by laminated or massive mudstones (Fl and Fm, respectively) that occur intercalated with thin layers (5 to 20 cm thick) of lenticular fine- to medium-grained sandstones, commonly with ripples (Sr), trough cross-stratification (St) or massive (Sm). The paleocurrents range from 60° to 200°, with a mean value of 130° (to southeast).

Interpretation: these sediments were deposited by suspension in a calm water body. The frequent sandstone intercalation indicates a distal deltaic intake. These sandstones were deposited by low-density turbidity currents caused by periodic increases in river discharge (Bhattacharya, 2006). According to that author, laminated mudstones are preserved only where there is riverine influence, because in more distal portions bioturbation is intense.

2.3.1.2. *Delta front*

Description: this facies association succeeds the prodelta facies association. It is characterized by very fine- to medium-grained sandstones with sigmoidal cross-bedding (Ssg) that occurs in two forms: A) with interlayered argillaceous and sandy laminae or B) with granulometric selection of sands along the stratification. The sandstones also display trough cross-stratification (St), climbing ripples (Sr) or fluidization structures (Sf). They are interbedded with laminated or massive mudstones (Fl / Fm), forming coarsening- and thickening-upward cycles. The mean paleocurrent is 120°, with dispersion between 60° and 170° (to southeast).

Interpretation: the predominance of facies generated by unidirectional currents, with variable traction / suspension rates, associated with the formation of coarsening and thickening cycles, indicates a delta front deposit. The occurrence of prodelta facies directly overlying this succession corroborates with this hypothesis. The irregular pattern of the cycles, frequently punctuated by laminated mudstones, indicates a variable river discharge. The sandstone facies is interpreted as generated by the deceleration of fast unidirectional flows in distributaries channels.

The sigmoidal cross-stratification with argillaceous laminae indicates the dominance of inertial processes over the frictional processes. Thus, grain fall was more important in the bedform construction (Røe, 1987). The sigmoidal cross-stratification

with granulometric selection within the laminae is common in deltaic systems with intermittent flow (RØe, 1987). The occurrence of fluidized sandstones may be related with fluid escape and plastic deformation caused by load of sedimentary influx. This remobilization in delta front sandstones is common due to overpressure on prodelta mudstones, caused by the high sedimentation flux, typical of river-dominated deltas.

2.3.1.3. *Fluvial / Delta plain*

Description: this facies association overlies the delta front facies association. It comprises made up of several sandstone bodies, up to 7m thick, composed of fine- to medium-grained sandstones, bounded by a flat to concave-up erosional surface marked by centimeter scale intra- and extra-formational conglomerates. Internally, the bodies show fining-upward and are composed of medium- to fine-grained sandstones with trough cross-stratification (St), although massive (Sm) and rippled (Sr) sandstones may occur. Occasionally, massive and laminated mudstone lenses, about a half-meter thick, intercalate with the sandstone bodies. These mudstone lenses are truncated to some extent by the sandstone bodies. The average paleocurrents are southeast (140°), with values varying between 60° e 230° .

Interpretation: the presence of sandstone bodies limited by concave up erosive surfaces (5th order surfaces of Miall, 1988, 1996), internally dominated by unidirectional decimeter-scale planar and trough cross-strata, with a well developed fining-upward grain-size trend, suggests that this facies association represent fluvial channel deposits (Figure 4). The occurrence of coarse sediments, frequent erosive bases and the predominance of sinuous crest bedforms indicate confined channels with sandy bed load. The basal conglomerates represent residual pavements on which the dunes migrated. The abundance in mud intraclasts indicates periodic reworking of the channel external deposits. Interlayered mudstones are interpreted as overbank deposits accumulated alongside fluvial channel.

The basal portion of this facies association, near the contact with the delta front deposits, is composed of mature, well-sorted sandstones without any conglomeratic lags. This package was probably deposited by distributaries channels in a delta plain. The overlying poorly-sorted sandstones, with mud intraclasts and erosive base marked by gravel lags, correspond to fluvial channels developed on alluvial plain.

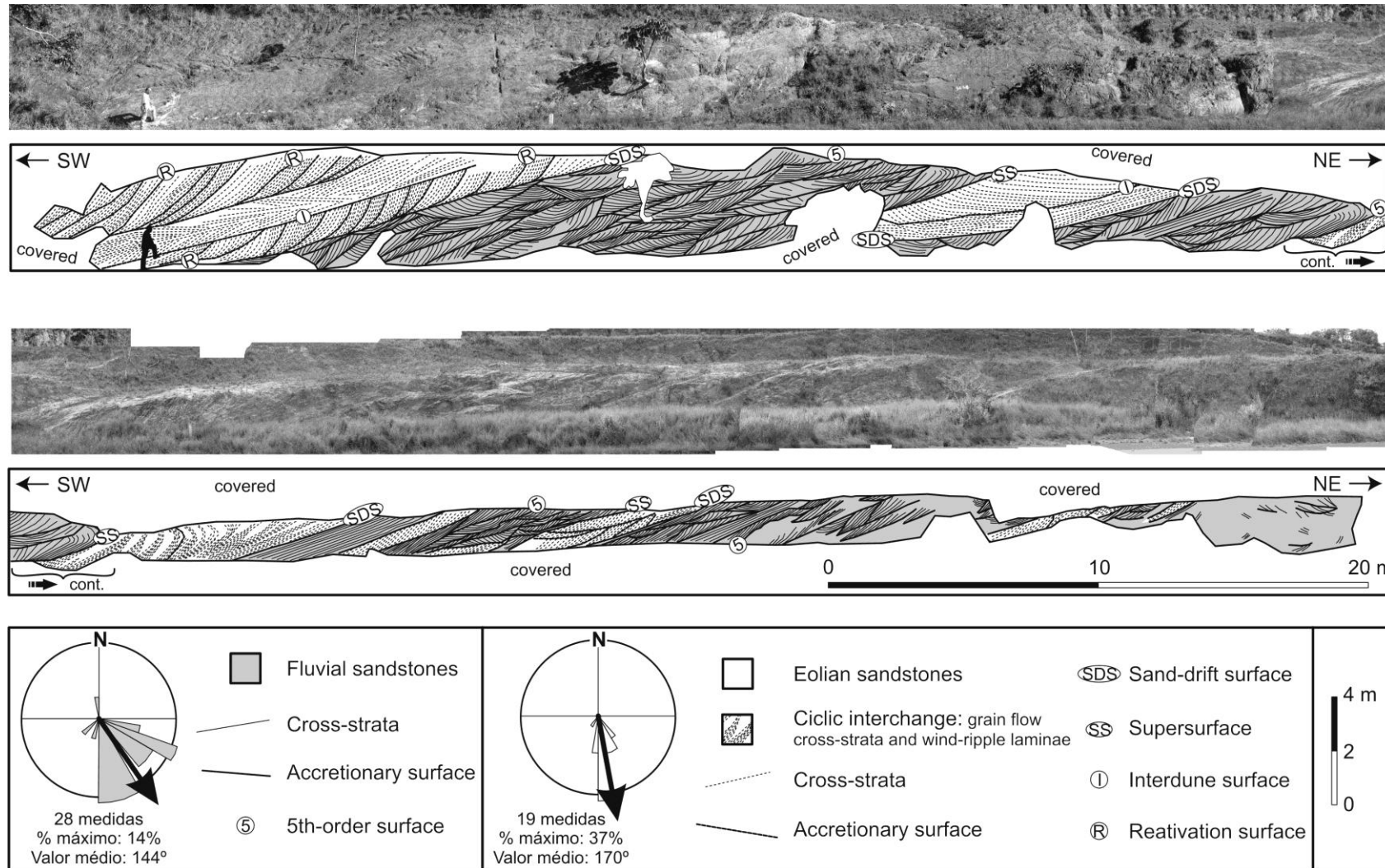


Figure 4 – Photo and interpretation overlay of a key-outcrop. At the section's base (right) there are modest incursions of the eolian facies between the dominant fluvial facies. At the top (left), the eolian facies become dominant, with composite cross stratification.

2.3.1.4. *Eolian dunes and interdunes*

Description: this facies association is composed of fine- to medium-grained sandstones, well-sorted and well-rounded, arranged in large-scale sets of trough cross-stratification (St(e)). In the steeper portions, the cross-strata are composed by centimeter-scale laminae with inverse grading, generated by grain flow. Along the set bottom, the cross strata are tangential to their basal bounding surface and it is constituted by wind-ripple laminae. The paleocurrent is to southwest (average to 200°, dispersion between 180° and 280°).

Composed cross strata occurs occasionally, with a maximum thickness of 3.5 m and various individual subsets with 50 cm to 1.5 m. These sets are limited by bounding surfaces tangential to the depositional surface. The cross-bedding is tangential to these bounding surfaces, and both have the same dip direction (Figure 4).

The cross-bedded sets can be interlayered with up to one meter, fine- to medium-grained sandstones, with horizontal to subhorizontal stratification (Sl(e)). Internally, these deposits are composed by 1-5 mm, inversely graded wind-ripple strata.

Interpretation: the occurrence of well-sorted and well-rounded, fine- to medium-grained sand, arranged into large-scale trough cross-bedded sets, composed of grain flow and wind ripple strata, suggests that this facies association represent residual deposits of migrating eolian dunes. The frequent occurrence of grain flow strata suggests well-developed slipfaces, while the unimodal trend of the eolian cross-bedding suggests crescent dunes. The inclined surfaces that separate the composed cross-strata are interpreted as reactivation surfaces, formed by fluctuations in wind direction or velocity during migration of a simple bedform (Kocureck, 1996; Mountney & Thompson, 2002). The horizontal wind-rippled strata, interlayered with eolian dune cross-bedded strata can be interpreted as eolian dry interdunes. The SW trend of cross-strata dip directions suggests that the dominant paleowinds blew from NE. This paleocurrent is compatible with low-latitude monsoonal wind pattern proposed for the Upper Jurassic-Earliest Cretaceous (Moore et al., 1992; Scherer & Goldberg, 2007).

2.3.2. Stratigraphic succession

The resulting composite log (Figure 3) reveals the relation between the depositional systems during their deposition. It shows a progradational cycle, limited at base and top by inundation surfaces.

At the base, the eolian sandstones of the Sergi Formation are abruptly covered by the Itaparica prodelta/ lacustrine mudstones, suggesting a rapid flooding. The lacustrine mudstones rarely crop out, except near the contacts with the sandstones bodies of the Sergi and the Água Grande Formations. Because of that, their thickness in the composite profile is certainly underestimated. The contact between Itaparica and Água Grande Formations appear to be gradational. Thin sandstone lenses occur with the red mudstones, and they become thicker and more frequent upwards, until the sandstone bodies are amalgamated (delta front to delta plain/ fluvial facies association). This evidence reflects a deltaic progradation in the lake. The characteristic facies and facies associations point to a river-dominated delta, what is expected in a lake, where there is low influence of waves and tides. This is corroborated by the superposition of these deltaic sandstones by fluvial ones, above an erosive surface.

The characteristics of the fluvial facies suggest the existence of deep, confined channels with sandy bottom load, and periodic floodplain reworking. The basal and more mature portion may represent a delta plain, with the rest being the fluvial deposit itself. The paleocurrents to southeast indicate that the lake depocenter was in that direction, and that the sedimentary influx came from northwest.

This fluvial system was laterally adjacent to an eolian system, evidenced by the intercalation of fluvial and eolian dunes and interdunes facies associations. The thickness and frequency of eolian strata increase towards the top, indicating a drying upwards trend, until the eolian sand bodies dominate the stratigraphic record at the top. This tendency was suddenly interrupted by another inundation. The eolian system was suddenly flooded by a lake, perhaps preserving the dune morphology. The abrupt superposition of eolian sandstones by lacustrine mudstones indicates an important tectonic subsidence.

Although the field area is on the flexural margin of the Recôncavo Basin (location on Figure 1), in the studied area there is no evidence for the erosional surfaces presented in the Stratigraphic Chart (Figure 2); neither at the base nor at the top of the Água Grande Formation. The contact between the Água Grande Formation and the

Itaparica Formation is gradational, and between the Água Grande and the Candeias Formation is abrupt but non erosive (Figure 3). The absence of erosional surfaces is supported by this work (Figure 3) and borehole data. Furthermore, Campos & Perroni (1990) showed preserved eolian dunes tops studying the Água Grande Formation at Araçás Field, excluding the possibility of significant wind deflation.

Another instigating point is the complete rearrangement on the underwater paleocurrent direction between the Sergi and the Água Grande Formations. According to Scherer et al (2007), the fluvial sandstones of the Sergi Formation had sedimentary influx to the north (paleocurrents to northeast in Sequence I and to northwest in Sequence II), while fluvial and deltaic deposits the Água Grande Formation have paleocurrents to the south-southeast (Figure 3). The inversion indicates that an important tectonic event occurred in this period, probably related to the rapid inundation of the eolian sandstones at the top of the Sergi Formation by the lake in the Itaparica Formation (relative base level rise). Furthermore, the drainage pattern presented by the Água Grande Formation persists during all the basins evolution.

2.4. MAPS GENERATION AND INTERPRETATION

Four maps were generated for the interval involving the Itaparica and Água Grande Formations using available borehole data: isopach, mudstone isolith, sandstone isolith and sandstone / mudstone ratio. All of them showed good correlation with the structural characteristics in the Recôncavo Basin, such as depositional lows and high platforms.

The isopach map (Figure 5) represents the summed thickness of both formations. The curves reveal a tectonic control on the deposition of these units. The thickening towards southwest reflects the half-graben geometry, with the greatest thicknesses (about 220 m) coinciding with the main depocenters of the Recôncavo Basin. This thickness decreases in direction to the flexural margin (to less than 100 m), where the outcrops are located.

The mudstone isolith map (Figure 6) agrees with the isopach map, indicating the importance of the lacustrine system in the succession, mainly in the depocenters. Differences in relation to the isopach map are observed on the flexural margin, south of the Mata-Catu Fault, and in the northeastern compartment of the basin, where mudstone thickness is less expressive. These areas has thick sandstones (Figure

7). It suggests that the siliciclastic axial input from the north may be important channelized along the basin's internal tectonic valleys. Secondary contributions are observed on the flexural margin (west) and along the main fault (east). This sedimentary influx rarely reached the main depocenters, resulting in the absence of sandstones in the Camaçari Low (south compartment).

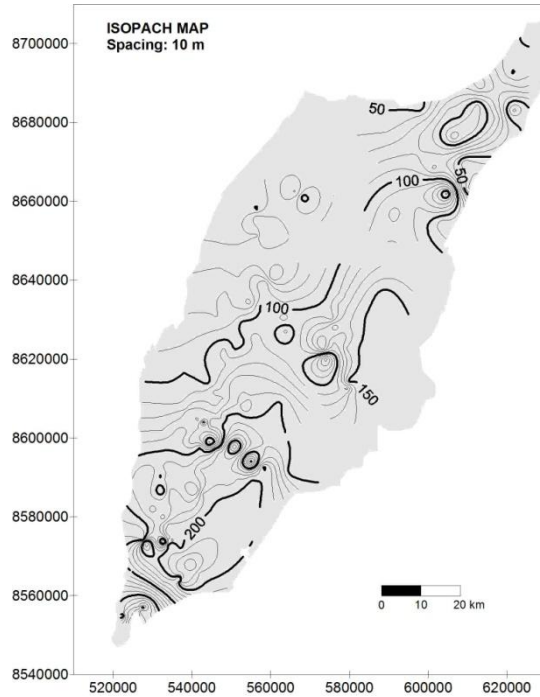


Figure 5 – Isopach map for the sum of the Itaparica and the Água Grande Formations.

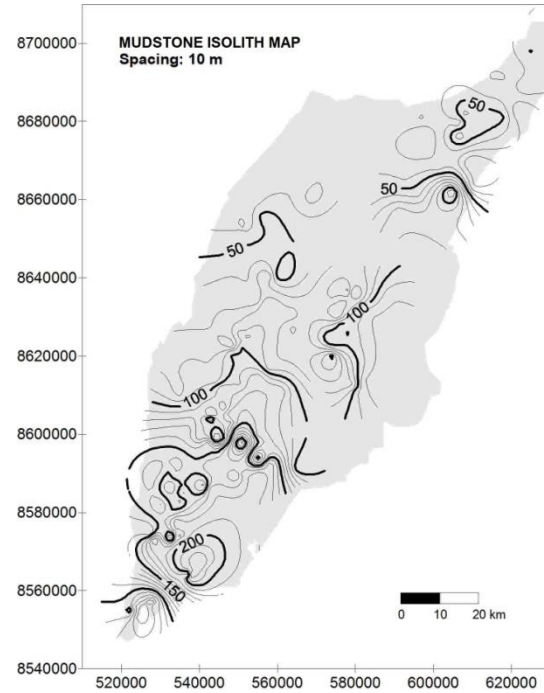


Figure 6 – Mudstone isolith map for the interval.

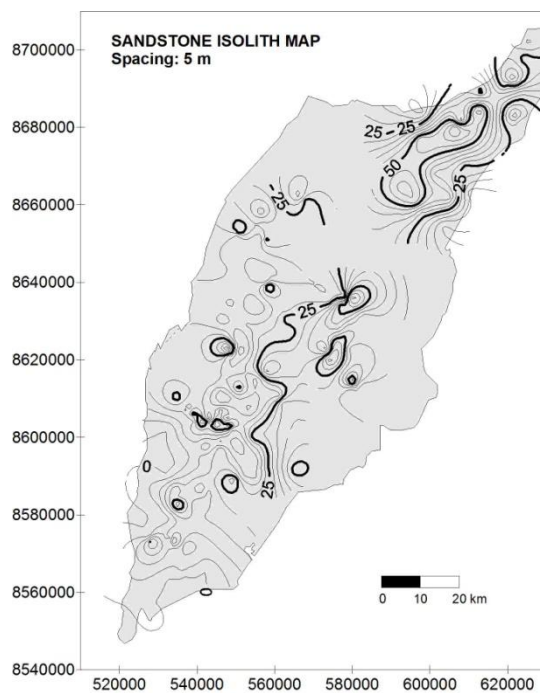


Figure 7 – Sandstone isolith map for the interval.

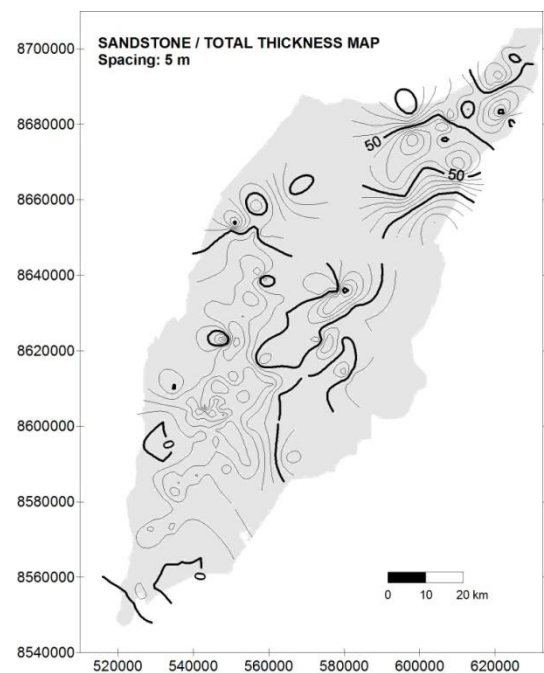


Figure 8 – Map of sandstone / mudstone ratio. Higher percentages represent higher proportion of sandstones in the interval.

This influence of the sedimentary influx can be best recognized in the sandstone / mudstone ratio map (Figure 8). This map was constructed by dividing the total thickness of sandstone by the total thickness of the interval. In that map, SW-NE features appears mainly at the north of the Mata-Catu Fault. These channels filled by siliciclastic material indicate the importance of axial influx, as well as the importance of this fault as sedimentary control. The sedimentary influx coming from north corroborate with field data. These axial drainages could not reach the south compartment, where the main sedimentary influx came from the flexural margin by river-dominated deltas, and from the east fault through deltaic fans. Isolated sandstone bodies near the basin depocenters may represent distal deltaic hyperpicnal flows, probably in the form of turbidite currents.

2.5. TECTONIC IMPLICATIONS

The traditionally used terminology of “pre-rift” and “rift” for the Brazilian marginal basins was proposed by Asmus & Guazelli (1981, apud Szatmari et al, 1987). Their objective was to individualize the interval deposited previous to the rift valley formation (the pre-rift phase) of the one deposited during the tectonic activity responsible for this half-graben depocenter (the rift phase). However, each researcher uses different criterion to identify this tectonic event in the sedimentary record, resulting in divergent proposes (Figure 2).

It is important to highlight that, in this case, the pre-rift term is used to strata indirectly related to the rift basin evolution (Magnavita, 1992). In modern proposals of rift basin tectono-sedimentary evolution models the term pre-rift is used for the basin basement, hence older rocks, independent if sedimentary, igneous or metamorphic in origin (e.g. Prosser, 1993). This item attempts to eliminate possible vices and bring to this so studied basin the successful recent advances obtained in tectono-sedimentary evolution of rift basins.

2.5.1. A review on tectono-sedimentary models

Since the advent of Sequence Stratigraphy, there has been increased interest in the studying of sedimentary basins using predictive tools. In the case of rift basins, the main controls in the resulting stratigraphy are tectonism, magmatism and

climatic variations (Bosence, 1998), whereas the classic sequence stratigraphy considers tectonism and basin physiography as only local factors.

Since the 80's a lot of models have been proposed (e.g. Leeder & Gawthorpe, 1987; Frostick & Reid, 1990; Prosser, 1993; Schlische & Anders, 1996; Bosence, 1998; Gawthorpe & Leeder, 2000; Morley, 2002; Küchle et al, 2005). The most recent ones are more complete because they integrate the special distribution of sedimentation, the temporal variations in a columnar profile, and the influence of tectonic activity. The proposed models have a common evolutionary history, based on the study of recent normal fault evolution (Morley, 1999; Steckler et al, 1988, apud Gupta et al, 1998; Morley, 2002). Initially, several small, isolated faults with minor displacement are dispersed throughout the basin. If the distensive forces persist, these faults will propagate laterally and get linked, causing an increase in the displacement rates. That is, in the first moments of rift basin evolution, there is an initial phase of slow subsidence, followed by one of abrupt increase in subsidence rates, as showed by curves for the Suez Gulf (Steckler et al, 1988 apud Gupta et al, 1998). Some recent proposals of tectono-sedimentary evolution of rift basins are summarized above (Figure 9).

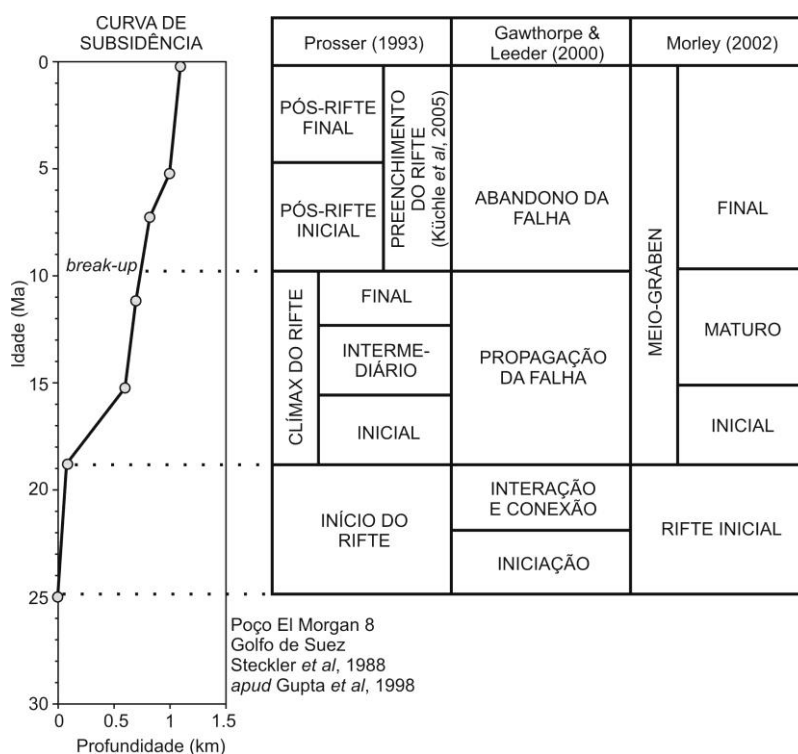


Figure 9 – Tentative correlation of some tectono-sedimentary evolution proposals for rift basins.

Prosser (1993) used the term 'Tectonic Systems Tracts' to individualize four stages of evolution in rift basins. The duration of each stage depends on the rate of

faulting and basin formation, which can be highly variable. The Pre Rift (S1) is not related to the rift evolution and hence is not detailed by the author. The Rift Initiation (S2) is characterized by weak tectonism, subaerial exposure and installation of perennial fluvial systems, usually preceding rivers captured by small sub-basins surrounded by consolidated and competent rocks. Sedimentation is fine-grained and mature, with no contribution of local erosion. The subsidence equals the depositional rate, resulting in aggradation, occasionally progradation. The Rift Climax (S3) is the phase of maximum fault displacement, resulting in an increase of the subsidence rates, retrogradation and drowning of almost the entire basin. This phase is subdivided in three sub-stages. In the Early Rift Climax, progradation occurs from the flexural margin and aggradation near the border fault. At this moment, the drainage system is immature because of the tectonic rearrangement. The Mid-rift Climax is characterized by a general transgression, marked by the drowning of the lobate sandstones deposited on the flexural margin during the previous stage. In this stage, the alluvial fan deposits start to intercalate with the lacustrine mud near the main fault. In the Late Rift Climax systems tract, the depositional systems are totally submerged, with only pelagic fall-out and distal turbidite flows that result in sediments with uniform thickness and continuous reflectors in seismic lines. Finally, the Immediate Post-rift (S4) and Late Post-rift (S5) tectonic systems tract are deposited. With the cessation of tectonic subsidence, only the thermal subsidence continues. In S4, progradation is dominant, but aggradation can persist in depocenters, whereas in S5 peneplanation of the relief causes fining-upward successions.

Küchle et al (2005) present a model modified from Prosser (1993). These authors maintained the Rift Initiation and Rift Climax tectonic systems tract, but diverged from Prosser (1993) regarding the end stage. For Küchle et al (2005) after the inundation of the entire basin, a late sedimentary pulse (related to the tectonic movement of basin formation) arrives, and that results in progradation. They called this phase the Rift Infilling Systems Tract, which diverges from the Post-rift phases of Prosser (1993) in the stacking pattern and nomenclature.

Gawthorpe & Leeder (2000) emphasized the three-dimensional evolution of structures and depositional environments. In the Initiation Stage there are numerous small sub-basins limited by faults or folds and the pre-existing drainage interacts with the incipient tectonic depocenters. The fluvial system is dominant, even though

lacustrine and eolian deposits also occur. Then, the distensive forces tend to connect fault segments laterally to form larger faults, whereas other faults are abandoned. This phase is called Interaction and Linkage Stage. At this moment, the coalescence of early depocenters and the installation of a lake along the border fault take place. Prior drainages are captured, acting as transversal sediment sources. In the Through-going Fault Stage the main fault is created, defining the half-graben geometry. Therefore, the prior drainage is reverted, and pronounced footwall topography is developed. Finally, the 'Fault Death' Stage starts, when the locus of active faulting migrates into the hanging wall, causing incision of footwall-derived fans and shifting of the axial river away.

According to Morley (2002), the idealized evolution of rift basins consists in four main structural stages: Early rift stage and Early, Mature and Late half-graben stages. The Early rift stage is characterized by a broadly synclinal depression formed by numerous normal faults, without a dominant trend. In the Early half-graben stage, the boundary fault is individualized and many faults become inactive, mainly the antithetic ones. Sedimentation may onlap the early rift stage deposits. In the Mature half-graben stage the boundary fault migrates. Then, secondary faults become inactive and extension concentrates on the boundary fault.

2.5.2. Evolutionary context of the Itaparica and the Água Grande Formations

The results of this work pointed to a strong tectonic influence of rifting processes during the deposition of the Itaparica and the Água Grande Formations. They accumulated when the half-graben of the Recôncavo Basin was defined, and the main structures and structural blocks were formed. The maps for this interval showed an increase of thickness between the flexural margin, where high-energy processes act, and depocenter, dominated by low-energy processes. The correlation between field and well data is showed in Figure 10. The main characteristics that support the conclusion outlined above are: the large displacement concentrated along the border fault, The good correlation between the sedimentary package and the half-graben geometry, the reversion of drainage system, and the installation of a lacustrine system along the main fault, with deltaic siliciclastic sources at the flexural margin.

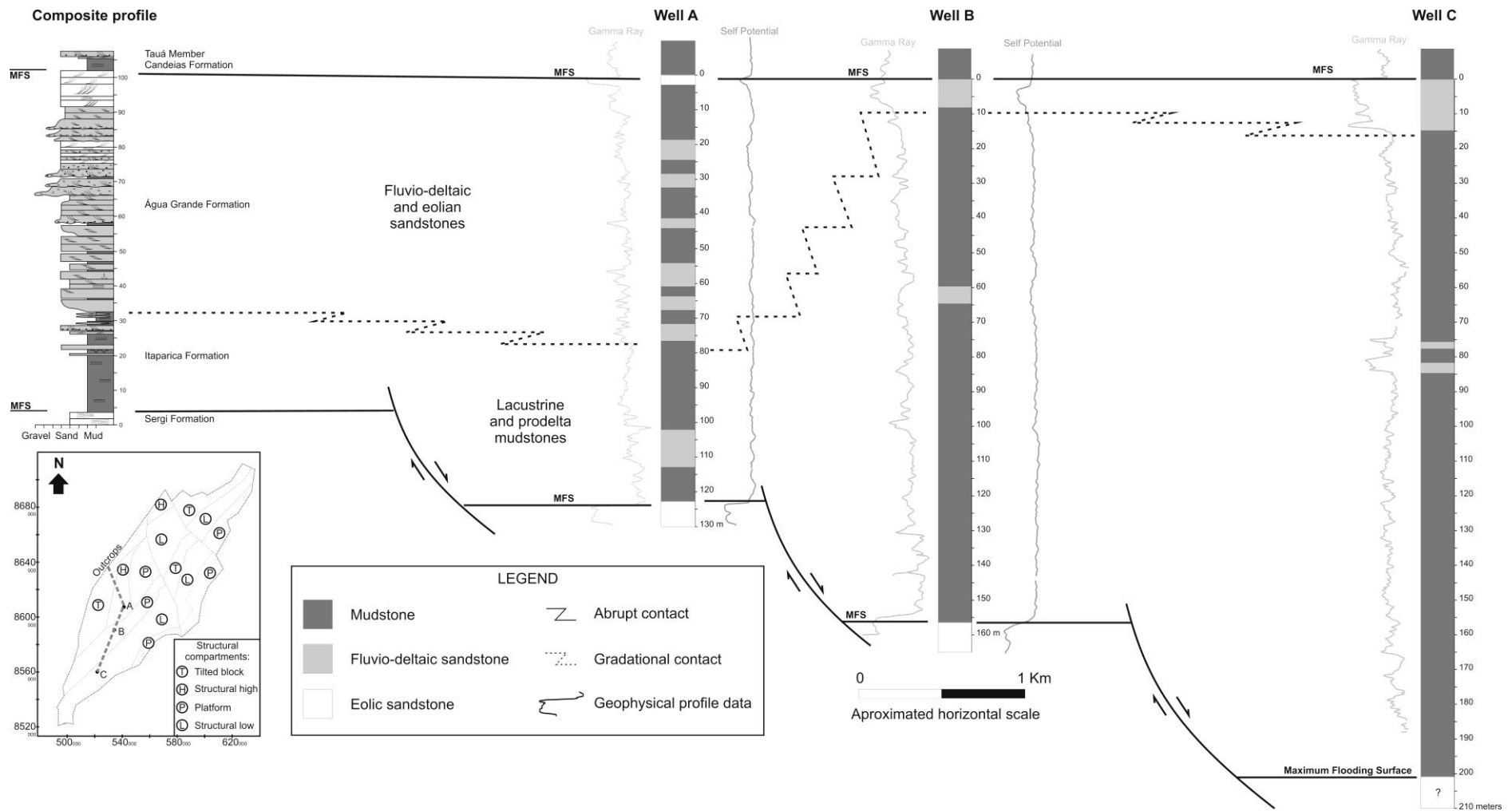


Figure 10 – Stratigraphic correlation between the field composite log and selected borehole data.

A more accurate classification can be obtained applying the reviewed models to this interval. This work shows the Itaparica and the Água Grande formations were deposited under the half-graben geometry. In the Morley's model, for example, this interval would belong to the Early half-graben stage.

In the Prosser's model, the Itaparica and the Água Grande Formations would belong to the Early Rift Climax. There is a deltaic system prograding in the flexural margin and a lacustrine system aggrading along the main fault, as well as an immature drainage, just rearranged. According to Prosser (1993), the subsequent stage leads to basin flooding; this is recorded in the Recôncavo Basin as the Candeias Formation, overlying the Água Grande Formation. Likewise, the previous stage (Rift Initiation) fits well the Brotas Group. Scherer et al (2007) studied the Sergi Formation (top of Brotas Group) and showed that the paleocurrents toward northeast (Sequence I) and northwest (Sequence II), have a good correspondence with the Recôncavo Basin fault system. However, the direction of migration is inverse to that one after the graben was installed.

For the Gawthorpe & Leeder model, the Itaparica and the Água Grande Formations fit in the Through-going Fault Stage better, when the main fault is created, and the half-graben geometry defined, and the former drainage is reverted. The studied interval could be the first representative of this stage that also includes the Candeias Formation. The paleocurrent pattern change described in the sequences of Scherer et al (2007) may represent the transition between the Initiation Stage and the Interaction and Linkage Stage.

The duration of these stages were calculated for the Gulf of Suez and presented in the form of a graph of subsidence x time, which was correlated with the Prosser model by Gupta et al (1998) (Figure 9). The Rift Initiation Systems Tract was developed during 6 Ma and the Rift Climax Systems Tract during 4 Ma. In the Recôncavo Basin, the Brotas Group (Rift Initiation) was deposited during 5 Ma and the Itaparica, Água Grande and Candeias Formations (Rift Climax) were deposited in 5 Ma. So, the time scale is also consistent with the interpretation presented here.

2.6. CONCLUSIONS

The key-points of this work are:

- The outcrops described allowed the identification of four facies associations for the studied interval (the Itaparica and the Água Grande Formations): pro-delta / lacustrine; delta front; fluvial / delta plain; and eolian dunes and interdunes.
- The succession observed in the composite log is clearly progradational, characterized by the lacustrine mudstones at the base, overlain by deltaic and fluvial sandstones, culminating with eolian dune deposits. It appears to represent a drying upward cycle.
- That progradational cycle, bounded by flooding surfaces at the base and at the top could be interpreted as a stratigraphic sequence (according to Martins-Neto & Catuneanu, 2010).
- The isopach map for the sum of the Itaparica and Água Grande Formations reflect the Recôncavo half-graben geometry. The thickest successions occur in the basin depocenters, and the thinnest ones correspond to plataformal zones. This indicates that the half-graben geometry was already consolidated at the time the studied interval was deposited.
- The distribution of depositional environments also shows a structural control. Prodelta deposits took up the more subsident blocks, whereas the deltaic, fluvial and eolian deposits were concentrated in relative lows at the less subsident parts of the basin. The lacustrine system was installed near the Salvador fault (the Recôncavo's border fault), indicating that it was already nucleated as the main fault. The drainages were channelized in the SW-NE basin structures, except on the south compartment, where the Mata-Catu fault blocked the axial input, making the transversal input more important.
- At time of deposition, the Itaparica and the Água Grande Formations were conditioned by the graben geometry, where the more prominent faults were tectonically active and the main structural features (internal highs and lows) were delimited.
- As result of this work, the Itaparica and the Água Grande Formations are classified as belonging to the Early Rift Climax Tectonic Systems Tract of Prosser (1993), or to the Through-going Fault Stage of Gawthorpe & Leeder (2000), or to the Early Half-graben Stage of Morley (2002).
- Outcrop and well data show no evidence for any erosive surfaces in the studied interval. According to Cortez (1996), the discordance between these units was

proposed by Silva (1978) based on the different stratal angles between the Itaparica and the Água Grande Formations. However, the successive tectonic pulses tend to generate section thickening towards the depocenter and a consequent divergent pattern, as well as growing faults in the outcrops. Therefore, the angular difference between these units may not represent an angular unconformity. Considering that the eolian deposits are interbedded with the fluvial ones at the base, and that these deposits display their top dune geometry preserved, the hypothesis of eolian deflation do not explain significant erosion.

ACKNOWLEDGEMENTS

Special thanks to Juliano Kühle, for the discussions and help in the map construction, to Júnia Casagrande and Renata Alvarenga for the company during field work, and to Karin Goldberg, for the text review.

2.7. REFERENCES

- ASMUS, H.E. & GUAZELLI, W. 1981. Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes. *In*: PETROBRAS. Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira, e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais. CENPES/DINTEP, Rio de Janeiro, p. 187-269. (**Petrobras internal report unpublished**).
- BHATTACHARYA, J.P. 2006. Deltas. *In*: POSAMENTIER, H.W. & WALKER, R.G. (eds.) **Facies Models Revisited**. Tulsa, Oklahoma, USA. SEPM Special Publication 84, p. 237-292. 1 CD-ROM
- BOSENCE, D.W.J. 1998. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. *In*: PURSER, B.H. & BOSENCE, D.W.J. (ed.). **Sedimentation and tectonics of rift basins: Red Sea – Gulf of Aden**. Chapman & Hall, London, p. 9-25.
- BUENO, G.V. 2001. **Discordância Pré-Aratu: marco tectono-isotópico no Rifte Afro-brasileiro**. Porto Alegre. 149 p. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- CAMPOS, J.A. & PERRONI, R.B. 1990. O arenito Água Grande no Campo de Araçás: controle da fácies sedimentar na produtividade do reservatório. **Boletim Técnico da Petrobras**, 8 (1) 163-172.

- CORTEZ, M.M.M. 1996. **Análise geoestatística da geometria externa dos reservatórios fluvial e eólico da Formação Água Grande, área central da Bacia do Recôncavo, Campinas.** 104 p. Msc. Dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Campinas. Available online (accessed in jan.10): <<http://libdigi.unicamp.br/document/?code=vtls000104329>>
- CUPERTINO, J.A. 2000. **Evolução tectono-climática da fase rifte das Bacias de Camamu, parte norte, e sul do Recôncavo, com ênfase na utilização de isótopos estáveis e traço de fissão.** 2v. 248 p. Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- DIAS, J.L. 1991. **Análise estratigráfica e evolução da fase “rift” nas bacias das margens leste e sudeste do Brasil.** Rio de Janeiro. 145 p. Msc. Dissertation, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- FIGUEIREDO, A.M.F.; BRAGA, J.A.E.; ZABALAGA, H.M.C; OLIVEIRA, J.J.; AGUIAR, G.A.; SILVA, O.B.; MATO, L.F.; DANIEL, L.M.F.; MAGNAVITA, L.P. & BRUHN, C.H.L. 1994. Recôncavo Basin: a prolific intracontinental rift basin. In: LANDON, S.M. (ed.) **Interior rift basins.** AAPG, Tulsa, UK. pp. 157-203. (AAPG Memoir 59)
- FROSTICK, L.E. & REID, I. 1990. Structural controls of sedimentation patterns and implications for the economic potential of the East African rift basins. **Journal of African Earth Science**, **10** (1/2) 307-318.
- GAWTHORPE, R.L. & LEEDER, M.R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. **Basin Research**, **12** (2) 195-218.
- GAWTHORPE, R.L.; FRASER, A.J. & COLLIER, R.E.L. 1994. Sequence stratigraphy in active extensional basins: implications for the interpretation of ancient basin-fills. **Marine and Petroleum Geology**, **11**: 642-658.
- GUPTA, S.; COWIE, P.A.; DAWERS, N.H. & UNDERHILL, J.R. 1998. A mechanism to explain rift-basin subsidence and stratigraphic patterns through fault-array evolution. **Geology**, **26** (7) 595-598.
- KOCURECK, G. 1996. Desert aeolian systems. In: READING, H.G. (ed.) **Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy.** Blackwell Science, Oxford, pp.125-153.
- KÜCHLE, J.; HOLZ, M.; BRITO, A.F. DE & BEDREGAL, R.P. 2005. Análise estratigráfica de bacias rifte: aplicação de conceitos genéticos nas bacias de Camamu-Almada e Jequitinhonha. **Boletim de Geociências da Petrobras**, **13** (2): 227-244.
- LEEDER, M.R. & GAWTHORPE, R.L. 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. In: COWARD, M.P.; DEWEY, J.F. & HANCOCK, P.L. (eds.) **Continental Extensional Tectonics.** Geological Society Special Publication n. 28, London. pp. 139-152.

- MAGNAVITA, L.P. 1992. **Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, NE Brasil**. Oxford. 493 p. Thesis, Oxford University, Grã-Bretanha.
- MARTINS-NETO, M.A. & CATUNEANU, O. 2010. Rift sequence stratigraphy. **Marine and Petroleum Geology**, **27**: 247-253.
- MATOS, R.M.D. 1999. History of the Northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West-Africa. *In*: CAMERON, N.R.; BATE, R.H. & CLURE, V.S. (ed.). **The oil and gas habitats of South Atlantic**. Geological Society Special Publication n.153, London. pp. 55-73.
- MIALL, A.D. 1988. Facies architecture in sedimentary basins. *In*: KLEINSPEHN, K.L. & PAOLA, C.(ed.) **New perspectives in basin analysis**. Berlin, Springer-Verlag, p. 67-81.
- MIALL, A.D. 1996. **The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology**. New York, Springer-Verlag, 582 p.
- MOORE, G.T., HAYASHIDA, D.N., ROSS, C.A., JACOBSON, S.R., 1992. Palaeoclimate of the Kimmeridgian/Tithonian (Late Jurassic) world. I. Results using a general circulation model. **Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology**, **93** (113–150).
- MORLEY, C.K. 1999. Patterns of displacement along large normal faults: implications for basin evolution and fault propagation, based on examples from East Africa. **AAPG Bulletin**, **83** (4) 613-634.
- MORLEY, C.K. 2002. Evolution of large normal fault: evidence from seismic reflection data. **AAPG Bulletin**, **86** (6) 961-978.
- MOUNTNEY, N.P. & THOMPSON, D.B. 2002. Stratigraphic evolution and preservation of eolian dune and damp / wet interdune strata: an example from Triassic Helsby Sandstone Formation, Cheshire Basin, UK. **Sedimentology**, **49** (4) 805-834.
- PROSSER, S. 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. *In*: WILLIAMS, G.B. & DOBB, A. (ed.). **Tectonics and seismic sequence stratigraphy**. Geological Society Special Publication n.71, London. p. 35-66.
- RØE, S.L. 1987. Cross-strata and bedforms of probable transitional dune to upper-stage plane-bed origin from a Late Precambrian fluvial sandstone, northern Norway. **Sedimentology**, **34** (1): 89-101.
- SANTOS, C.F.; CUPERTINO, J.A. & BRAGA, J.A.E. 1990. Síntese sobre a geologia das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *In*: RAJA GABAGLIA, G.P. & MILANI, E.J. (ed.) **Origem e evolução de Bacias Sedimentares**. PETROBRAS, Rio de Janeiro. p. 235-266.

- SCHERER, C. M. S. & GOLDBERG, K. 2007. Palaeowind patterns during the latest Jurassic–earliest Cretaceous in Gondwana: Evidence from aeolian cross-strata of the Botucatu Formation, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, **250**: 89–100.
- SCHERER, C.M.S.; LAVINA, E.L.C.; DIAS FILHO, D.C.; OLIVEIRA, F.M.; BONGIOLO, D.E. & AGUIAR, E.S., 2007. Stratigraphy and facies architecture of the fluvial – aeolian – lacustrine Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, Brazil. **Sedimentary geology**, **194** (3/4): 169-193.
- SILVA, H.T.F. 1993. **Flooding surfaces, depositional elements, and accumulation rates – characteristics of the Lower Cretaceous tectono-sequences in the Recôncavo Basin, northeast Brazil**. Austin. 312 p. Tese de doutorado, University of Texas.
- SILVA, O.B. 1978. Estudo do Membro Água Grande da Formação Itaparica. PETROBRAS, Salvador. 27 p. (**Petrobras internal report unpublished**).
- 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.
- STECKLER, M.S.; BERTHELOT, F.; LYBERIS, N. & LEPICHON, X. 1988. Subsidence in the Gulf of Suez: implications for rifting and plate kinematics. **Tectonophysics**, **153** (1/4) 249-270.
- 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.

3. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Uma das grandes contribuições desta dissertação é a caracterização faciológica e estratigráfica das formações Itaparica e Água Grande. Até então, apenas algumas descrições sucintas sobre as unidades eram encontradas em roteiros geológicos da Bacia do Recôncavo (Medeiros & Ponte, 1981; Magnavita *et al.*, 1998). Informações mais completas sobre o assunto datavam da formalização da estratigrafia da bacia (Viana *et al.* 1971; Ghignone, 1979). As interpretações de associações de fácies existiam para a Formação Água Grande, mas completamente baseadas em interpretação de poços e registradas quase inteiramente em relatórios internos da Petrobras (Cortez, 1996; Campos & Perroni, 1990).

Os dados coletados neste trabalho demonstram que as formações Itaparica e Água Grande apresentam quatro associações de fácies: lacustre/ prodelta, frente deltaica, fluvial / planície deltaica e dunas e interdunas eólicas. A sucessão composta possui padrão progracional, caracterizado por pelitos lacustres na base, sucedidos por arenitos deltaicos e fluviais, com recorrentes retrabalhamentos eólicos. A passagem de um sistema lacustre na base para arenitos eólicos cada vez mais frequentes e espessos em direção ao topo sugere uma diminuição da taxa de geração de espaço de acomodação em relação ao aporte sedimentar (*drying-upward cycle*).

Embora a coleta de dados de campo tenha sido realizada próxima ao limite oeste da bacia (na margem flexural), os dados coletados apontam para uma sucessão geneticamente relacionada. Não há evidências para a existência de significativa superfície erosiva entre as formações, como apresentado na carta estratigráfica da bacia (Silva *et al.*, 2007). A origem desta discordância não é consenso entre os pesquisadores. Alguns sugerem que o desaparecimento de marcos elétricos signifique erosão de parte do pacote (Silva *et al.* 1978, *apud* Cortez, 1996). Outros afirmam que o desenvolvimento de uma planície eólica exige longa exposição (Figueiredo *et al.*, 1994). Seguem algumas considerações a este respeito.

O desaparecimento de marcos elétricos na seção Itaparica foi considerado por Ghignone (1979) como indício de que a geometria da Bacia do Recôncavo já estava esboçada ao tempo de sua deposição (Figura 19). Para o autor, a ausência dos marcos nas porções menos profundas da bacia não é erosiva, mas reflete a geometria do lócus

deposicional. Ghignone (1979) cita o desaparecimento do Marco Delta no alto estrutural de Mata-Catu como evidência de que os compartimentos do meio-gráben do Recôncavo já tinham expressão no período. Além disso, o padrão de desaparecimento dos marcos sugere formas divergentes relacionadas à contínua subsidência tectônica na porção sul do meio-gráben.

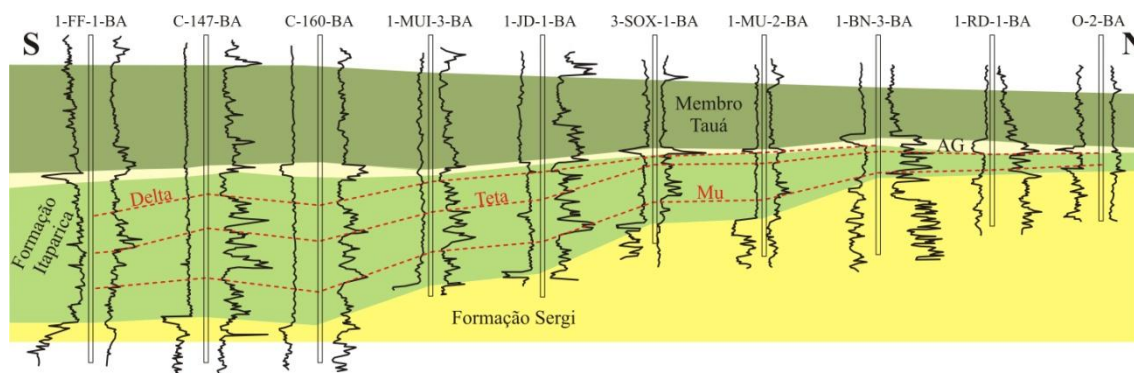


Figura 19 – Seção de correlação mostrando o desaparecimento dos marcos elétricos da Formação Itaparica (AG = Água Grande) (Ghignone, 1979).

Ou seja, o mesmo critério utilizado por um pesquisador para propor uma erosão significativa é utilizada por outro para justificar condicionamento tectônico da unidade. Para resolver este impasse, são necessários estudos que demonstrem qual é o real significado genético e crono-estratigráfico destes marcos elétricos.

Já a segunda hipótese, relacionada ao longo tempo de desenvolvimento de uma planície eólica, não é sustentada por este trabalho. Os resultados aqui apresentados mostram uma relação de contemporaneidade entre a sedimentação eólica e fluvial. Não foram identificadas quaisquer evidências de deflação eólica significativa. Ao contrário, o sistema eólico parece retrabalhar a sedimentação fluvial exposta nas planícies aluviais. O trabalho de Campos & Perroni (1990) demonstra resultados idênticos na correlação de poços no Campo de Araçás. As autoras identificam arenitos eólicos intercalados ao pacote fluvial, bem como sugerem a preservação da morfologia de topo de dunas eólicas pelos folhelhos lacustres da Formação Candeias (Figura 20).

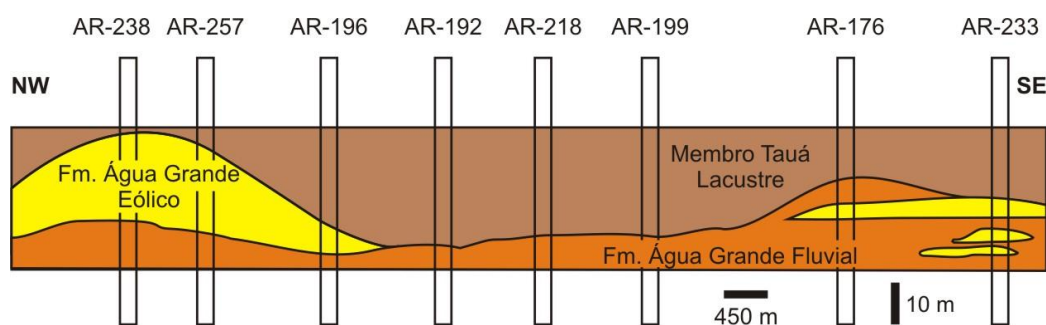


Figura 20 – Seção estratigráfica do Campo de Araçás, mostrando relações laterais de fácies fluviais e eólicas e preservação da morfologia de topo de dunas (Campos & Perroni, 1990).

Outra constatação relevante deste trabalho é a completa inversão do padrão de drenagens e localização dos depocentros a partir da Formação Itaparica. Segundo Scherer *et al* (2007), os arenitos fluviais da Formação Sergi têm paleocorrente para NE na base (Seqüência I) e NW no topo (Seqüências II-III). A paleocorrente média identificada neste trabalho para a Formação Água Grande é para SE. Scherer *et al* (2007) já haviam sugerido um evento tectônico como causa da abrupta mudança de fácies no contato dos arenitos eólicos da Formação Sergi com os pelitos lacustres da Formação Itaparica. O resultado da integração destes trabalhos revela uma mudança nas paleocorrentes em praticamente 180°, caracterizando um completo rearranjo no padrão de drenagens da bacia. Além disso, o padrão de drenagens observado na Formação Água Grande já pertence àquele que persistiu durante todo o desenvolvimento do meio-gráben do Recôncavo.

A análise estratigráfica do intervalo revela uma seqüência deposicional, no sentido proposto por Martins-Neto & Catuneanu (2010) para bacias rifte. O recobrimento abrupto, tanto dos arenitos da Formação Sergi pelos pelitos da Formação Itaparica, quanto dos arenitos da Formação Água Grande pelos pelitos do Membro Tauá, correspondem a superfícies de inundação limítrofes da seqüência. Embora no perfil de campo a sucessão progradacional esteja mais clara, o mesmo padrão é observado em poços nos blocos mais baixos da bacia, embora o padrão agradacional ocorra associado. Segundo Martins-Neto & Catuneanu (2010), estas seqüências de alta freqüência (~3ª ordem) devem-se a pulsos tectônicos de reativação de falhas entre eventos tectônicos de maior magnitude.

A correlação desta seqüência deposicional ao longo de uma seção em direção ao depocentro (*dip*) revelou um espessamento de seção, cuja espessura varia de aproximadamente 100 m (no perfil composto em campo) a mais de 200 m no Baixo de Camaçari. Os poços utilizados na correlação estão localizados em diferentes blocos estruturais, cada qual mais subsidente que o outro. O espessamento da seção apresenta boa correlação com a morfologia estrutural apresentada pelo conjunto de blocos, permitindo a inferência na seção de correlação das falhas que separam os blocos/ poços.

A seção de correlação mostra também uma variação faciológica entre a margem da bacia e seu depocentro. No perfil da margem, a sucessão flúvio-eólica perfaz cerca de 75% da seção levantada, enquanto no poço mais distal, a sucessão é predominantemente lacustre (~90%). Esta observação é consistente com as medidas de

paleocorrente. Embora de espessura variável, a ocorrência de arenito no topo da sucessão é persistente, configurando o assoreamento de boa parte do lago Itaparica.

Os mapas de isópacas e isólitas construídos mostraram franca relação com a geometria e compartimentação interna do meio-gráben da Bacia do Recôncavo. As curvas de isópacas e isólitas de pelito mostram espessamento da seção nos atuais depocentros da bacia e progressivo afinamento em direção aos altos e áreas plataformais. Já os mapas de isólitas de arenito e da razão arenito/espessura total refletem uma canalização do aporte nos blocos mais subsidentes do compartimento norte e, em menor proporção, central. No compartimento sul as curvas mostram uma dispersão maior. O espessamento é suave em direção a oeste, sugerindo aporte transversal neste compartimento. Ocorrem corpos isolados de areia nos depocentros, provavelmente depositados por correntes de turbidez alimentadas pelos sistemas deltaicos descritos na margem oeste. Tanto no compartimento sul como no central há deposição de areias próximas à borda leste, aparentemente associadas ao maior aporte em rampas de revezamento da falha de borda (como na Figura 17, p. 38).

De uma forma geral, o ambiente lacustre foi instalado junto à falha leste, em zonas mais subsidentes, enquanto o aporte sedimentar por deltas e rios vinha de norte nos compartimentos norte e central (Figura 21). A falha de Mata-Catu já aparece como barreira para o aporte sedimentar, modificando o aporte no compartimento sul, onde ocorre de forma transversal (proveniente de noroeste). Estas feições indicam um controle estrutural no posicionamento do lago e do sistema de drenagens. Além disso, a concordância das maiores espessuras da Formação Itaparica com os Baixos de Camaçari e Miranga, junto à borda leste, é indicativa de que a falha de Salvador já estava nucleada como principal concentradora da deformação.

Portanto, ao tempo de deposição destas unidades, o meio-gráben da bacia já estava definido, inclusive com sua complexa estruturação interna (Figura 21). Esta conclusão corrobora a hipótese de Cupertino (2000). Esta característica permite a interpretação do intervalo como pertencente ao estágio de Meio-gráben Inicial (Morley, 2002), de Clímax do Rifte (Prosser, 1993) ou de Propagação da Falha (Gawthorpe & Leeder, 2000).

O modelo de Prosser (1993) não foi aplicado na sua concepção inicial (linha sísmica). Ainda assim, as características da unidade estudada encaixam perfeitamente nas interpretações da autora para o TST de Clímax do Rifte Inicial:

progradação na margem flexural, sistema de drenagem imaturo, padrão agradacional junto à falha de borda (lago), modestas progradações por deltas e leques aluviais na margem falhada, além de evidências de simultaneidade da sedimentação e de subsidência diferencial (espessamento do intervalo em direção à falha principal, padrão divergente dos marcos elétricos, Figura 19).

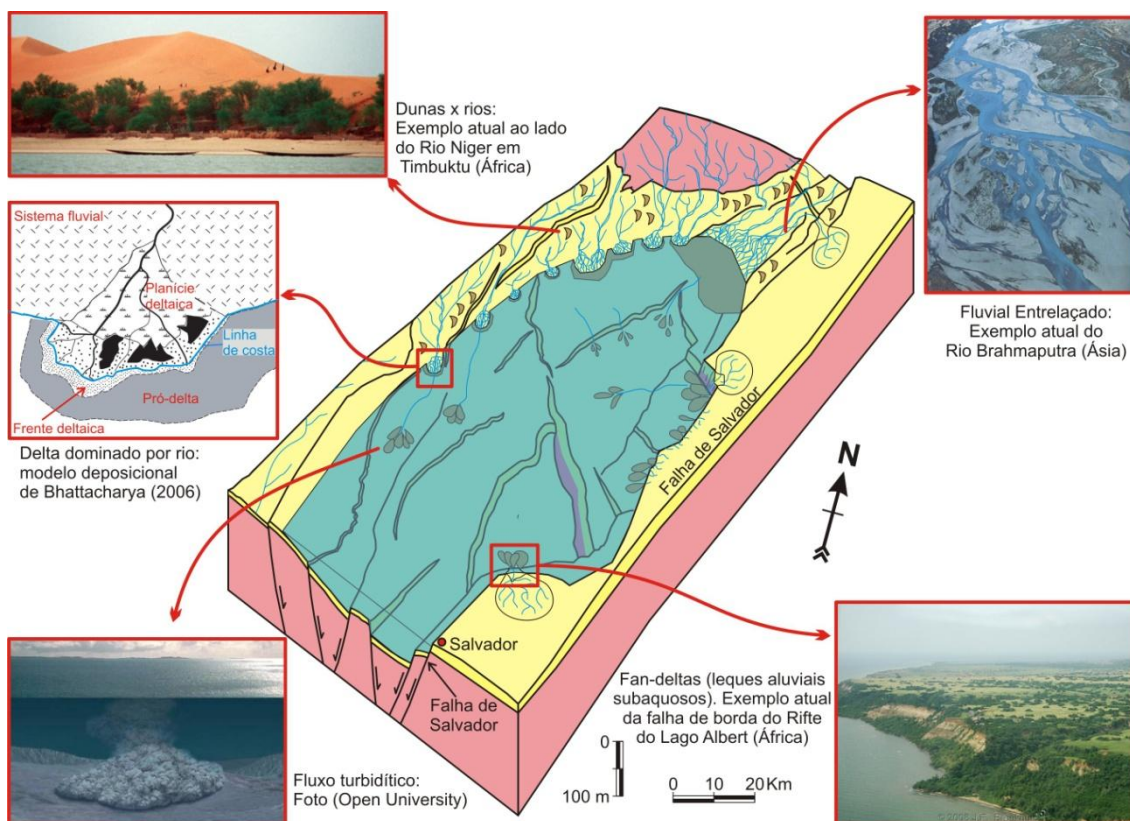


Figura 21 – Modelo deposicional proposto para as formações Itaparica e Água Grande, idealizado pela integração dos dados de campo e dos mapas gerados.

Com relação ao modelo de Gawthorpe & Leeder (2000), as seguintes características indicam afinidade das formações Itaparica e Água Grande com o Estágio de Propagação da Falha: concentração da deformação em uma falha principal, relevo condicionado pelas estruturas tectônicas, geometria do meio-gráben definida e reversão de drenagens. Além disso, os sistemas deposicionais citados pelos autores em caso de clima árido (lago raso com significativo aporte siliciclástico e retrabalhamento eólico das planícies aluviais e margem lacustre) são idênticos aos descritos para esta formação.

Reforçando esta hipótese, o clima ao tempo de deposição das formações Itaparica e Água Grande é considerado árido, enquanto na Formação Candeias é úmido (Regalli, 1966 *apud* Milhomem *et al*, 2003; Figueiredo *et al*, 1994; Cortez, 1996). É possível, portanto, que os lagos anóxicos e profundos da Formação Candeias não estejam diretamente relacionados a um aumento da atividade tectônica (“intensa

tafrogenia”; Medeiros & Ponte, 1981; Figueiredo *et al*, 1994; Magnavita, 1992), mas antes a uma mudança climática significativa. Esta interpretação é prevista no modelo de Gawthorpe & Leeder (2000).

O assoreamento quase total do sistema lacustre do Itaparica é informalmente considerado como uma evidência de que este lago não possuía atividade tectônica associada. No entanto, esta relação não deve ser realizada de forma simplista. A forte progradação indica que a taxa de geração de espaço foi excedida pela taxa de aporte sedimentar, o que não significa que tenha sido nula.

Se considerarmos que a individualização do meio-gráben se deu dentro de uma depressão maior (Depressão Afro-brasileira), o retrabalhamento dos sedimentos anteriores é esperado. Neste caso, em que a área-fonte é caracterizada predominantemente por material inconsolidado, as taxas de erosão e de aporte sedimentar são bastante elevadas, como demonstrado por Sobel & Strecker (2003). De acordo com Ghignone (1979), o retrabalhamento de sedimentos da Formação Sergi é sustentado por características petrográficas da Formação Água Grande. O autor cita como exemplo o arredondamento da suíte de minerais ultra-estáveis, também presente na Formação Sergi.

O retrabalhamento de sedimentos inconsolidados também justifica a maturidade textural de grande parte dos sedimentos da Formação Água Grande. Arenitos com boa maturidade foram identificados em campo, nas associações de fácies fluvial e de frente deltaica, bem como em descrições de poços, inclusive junto à falha de Salvador. Esta maturidade não condiz com um sistema de drenagens recém-rearranjado, como demonstrado neste trabalho, nem com a proximidade de um alto estrutural do embasamento. Entretanto, o retrabalhamento de depósitos anteriores redepósitaria consigo uma maturidade herdada.

Assim, é provável que o assoreamento da bacia no intervalo estudado seja uma associação de dois fatores: clima árido e grande aporte sedimentar. O clima árido diminui a disponibilidade de água para o sistema, rebaixa o nível do lago e favorece o desenvolvimento de deltas progradantes (Scholz & Rosendahl, 1990). De acordo com Schlische (1991), quando o aporte sedimentar excede a capacidade da bacia ocorre progradação fluvial, enquanto o sistema lacustre domina na situação oposta.

Ainda com relação à evolução tectônica da Bacia do Recôncavo, o mecanismo de conexão e propagação de falhas nesta bacia parece ter sido equivalente

ao segundo modelo de Morley (2002). A sedimentação descrita para a bacia no Andar Dom João (Jurássico), ainda no contexto da Depressão Afro-brasileira, possui grande semelhança com a principal característica deste modelo: a formação de ampla depressão sinclinal anterior à formação da falha principal. Como análogos, pode-se citar os estudos em Usangu Flats (Harper *et al*, 1999) e o preenchimento basal do Golfo de Suez (Gupta *et al*, 1998)

No entanto, os modelos de Prosser (1993) e Gawthorpe & Leeder (2000) prevêm uma área deposicional inicial menor e crescimento da bacia com o desenvolvimento da falha. Estas características correspondem ao modelo 3 de Morley (2002) e podem ter correlação imprecisa com a Bacia do Recôncavo. O fato de Prosser (1993) afirmar que o potencial de preservação dos depósitos do TST de Clímax do Rifte Inicial é baixo pode ter relação com o contexto evolutivo. Enquanto nas bacias estudadas pela autora este registro é raro, na Bacia do Recôncavo este encontra-se bem preservado.

Apesar dos mecanismos de formação da falha principal serem diferentes na bacia estudada e nos modelos aplicados, a classificação das formações Itaparica e Água Grande nos estágios evolutivos parece bem consistente. A relação temporal entre os estágios, embora possa variar devido às taxas de subsidência tectônica e formação da bacia (Prosser, 1993), são semelhantes às apresentadas para o análogo Golfo de Suez (Gupta *et al*, 1998; Figura 10, p. 29). No Golfo de Suez, o TST de Início do Rifte teve duração de 6 Ma. Na Bacia do Recôncavo, este trato, representado pelo Grupo Brotas, foi depositado ao longo de 5 Ma. Já o TST de Clímax do Rifte teve duração de 4 Ma no Golfo de Suez (seguido de ruptura continental) e de 5 Ma na Bacia do Recôncavo (seguido de abandono da falha).

A transição entre os estágios de Iniciação e de Interação e Conexão de Falhas (Gawthorpe & Leeder, 2000) pode ser a razão da alteração no padrão de paleocorrentes identificada por Scherer *et al* (2007). Esta hipótese considera que durante a deposição das Sequências II e III as drenagens da Formação Sergi foram captadas pela incipiente estruturação da bacia. Esta inflexão da drenagem é acompanhada por uma diminuição da maturidade textural da Formação Sergi.

3.1. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CAMPOS, J.A. & PERRONI, R.B. 1990. O arenito Água Grande no Campo de Araçás: controle da fácies sedimentar na produtividade do reservatório. **Boletim Técnico da Petrobras**, 8 (1): 163-172.
- CORTEZ, M.M.M. 1996. **Análise geoestatística da geometria externa dos reservatórios fluvial e eólico da Formação Água Grande, área central da Bacia do Recôncavo. Campinas.** 104 p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Campinas. Disponível online (acessado em jul. 08): <<http://libdigi.unicamp.br/document/?code=vtls000104329>>.
- CUPERTINO, J.A. 2000. **Evolução tectono-climática da fase rifte das Bacias de Camamu, parte norte, e sul do Recôncavo, com ênfase na utilização de isótopos estáveis e traço de fissão.** Porto Alegre. 2v. 248 p. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- FIGUEIREDO, A.M.F.; BRAGA, J.A.E.; ZABALAGA, H.M.C; OLIVEIRA, J.J.; AGUIAR, G.A.; SILVA, O.B.; MATO, L.F.; DANIEL, L.M.F.; MAGNAVITA, L.P. & BRUHN, C.H.L. 1994. Recôncavo Basin: a prolific intracontinental rift basin. In: LANDON, S.M. (ed.) **Interior rift basins.** Tulsa, UK, AAPG Memoir 59, p. 157-203.
- GAWTHORPE, R.L. & LEEDER, M.R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. **Basin Research**, 12 (2) 195-218.
- 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.** v.1. Salvador, Secretaria de Minas e Energia do estado da Bahia, CPM. p. 24-117.
- GUPTA, S.; COWIE, P.A.; DAWERS, N.H. & UNDERHILL, J.R. 1998. A mechanism to explain rift-basin subsidence and stratigraphic patterns through fault-array evolution. **Geology**, 26 (7) 595-598.
- HARPER, R.M.; STONE, D.M. & MORLEY, C.K. 1999. Geophysics of the Usangu Flats, Tanzania. In: MORLEY, C. K. (ed) **Geoscience of rift systems—evolution of East Africa.** AAPG Studies in Geology 44. p. 111–114.
- MAGNAVITA, L.P. 1992. **Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, NE Brasil.** Oxford. 493 p. Thesis, Oxford University, Grã-Bretanha.
- MAGNAVITA, L.P.; SANCHES, C.P.; SILVA, R.R. & HOOK, S.C. 1998. **Guide Book to the Recôncavo Basin, Brazil.** Rio de Janeiro, AAPG-ABGP International conference: Petroleum geology in a Changing world. 68 p.
- MARTINS-NETO, M.A. & CATUNEANU, O. 2010. Rift sequence stratigraphy. **Marine and Petroleum Geology**, 27: 247-253.
- MEDEIROS, R.A. & PONTE, F.C. 1981. **Roteiro Geológico da Bacia do Recôncavo (Bahia).** Salvador, PETROBRAS – SENAI.63 p.

- MILHOMEM, P.S.; MAMAN, E.J.; OLIVEIRA, F.M.; CARVALHO, M.S.S. & SOUZA-LIMA, W. 2003. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Recôncavo. **Phoenix**, 5 (51): 9 p. Disponível online (acessado em jan/10): <http://www.phoenix.org.br/Phoenix51_Mar03.html>.
- MORLEY, C.K. 2002. Evolution of large normal fault: evidence from seismic reflection data. **AAPG Bulletin** 86 (6) 961-978.
- PROSSER, S. 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In: Williams, G.B. & Dobb, A. (ed.). **Tectonics and seismic sequence stratigraphy**. London: Geological Society Special Publication 71. p. 35-66.
- REGALLI, M. S. P. 1966. Zoneamento palinológico e paleoclima da Bacia do Recôncavo e do Tucano. Salvador, PETROBRAS/DEXBA, **Relatório interno não publicado**, 9 p.
- SCHERER, C.M.S.; LAVINA, E.L.C.; DIAS FILHO, D.C.; OLIVEIRA, F.M.; BONGIOLO, D.E. & AGUIAR, E.S., 2007. Stratigraphy and facies architecture of the fluvial – aeolian – lacustrine Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, Brazil. **Sedimentary geology**, 194 (3/4): 169-193.
- SCHLISCHE, R.W. 1991. Half-graben filling models: implications for the evolution of continental extensional basins. **Basin Research** 3: 123-141.
- SCHOLZ, C.A. & ROSENDAHL, B.R. 1990. Coarse-clastic facies and stratigraphic sequence models from lakes Malawi and Tanganyika, East Africa. In: KATZ, B.J. (ed). **Lacustrine Basin Exploration: case studies and modern analogues**. AAPG Memoir 50. P. 151-160.
- SILVA, O.B. 1978. Estudo do Membro Água Grande da Formação Itaparica. Salvador, PETROBRAS. **Relatório interno não publicado**. 27 p.
- 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.
- SOBEL, E.R. & STRECKER, M.R. 2003. Uplift, exhumation and precipitation: tectonic and climatic control of Late Cenozoic landscape evolution in the northern Sierras Pampeanas, Argentina. **Basin Research** 15 (4): 431-451.
- VIANA, C.F.; GAMA JUNIOR, E.G. da; SIMÕES, I. de A.; MOURA, J.A.; FONSECA, J. dos R. & ALVES, R.J. 1971. Revisão estratigráfica da Bacia do Recôncavo. **Boletim Técnico da PETROBRAS**, 14 (3/4): 157-192.

ANEXO A – Compilação dos dados de campo

ITA-AG-01

546846 mE

8655082 mN

Fabiane e Renata

UNIDADE: Contato entre a Fm. Água Grande e Mb. Tauá da Fm. Candeias (?).

LOCALIZAÇÃO: km 128 da BR-101.

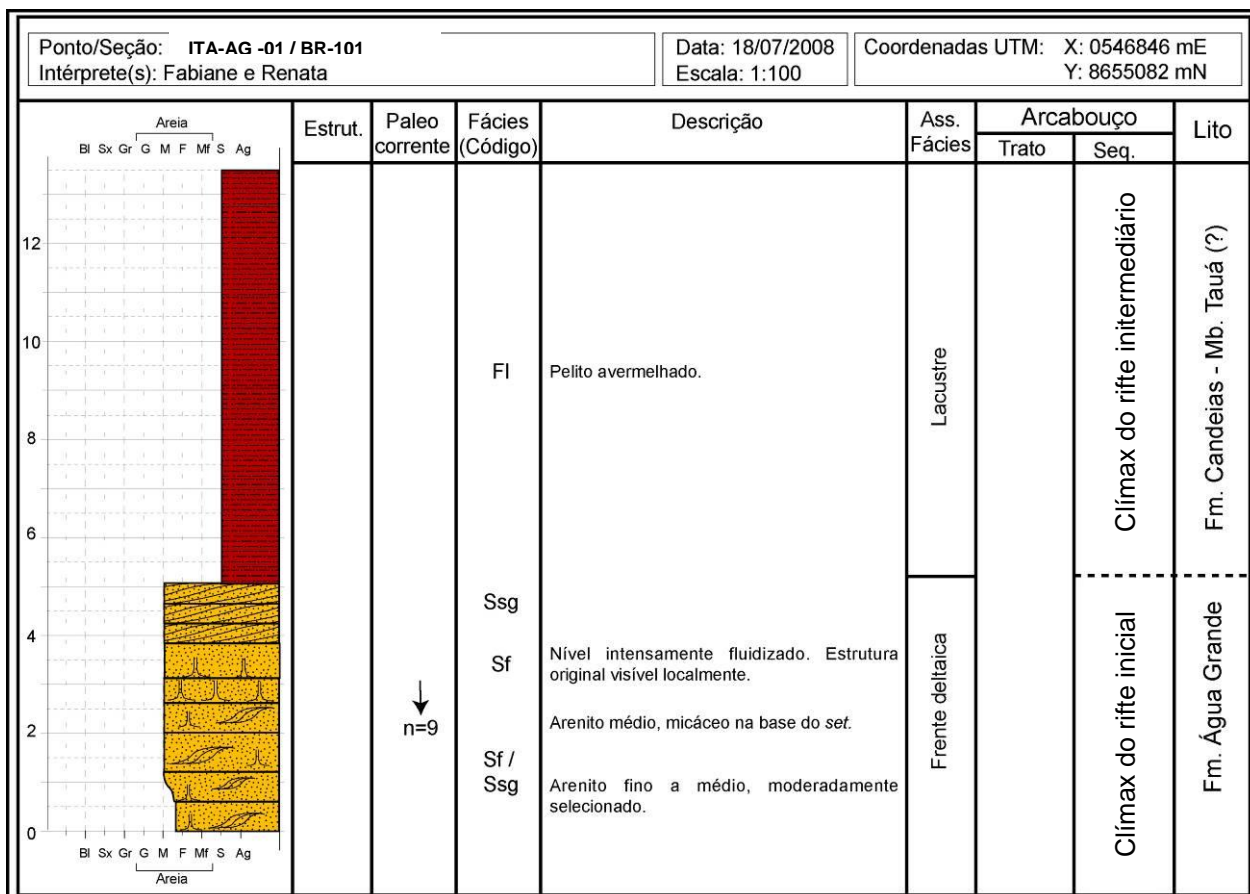
COMO CHEGAR: Pegar a BR-101, no trecho entre Alagoinhas e Feira de Santana.

TIPO: Afloramento corte de estrada.

DIMENSÕES: Aproximadamente 3 m de altura e 150 m de extensão.

GRAU DE INTEMPERISMO: Baixo.

DESCRIÇÃO: Pacote de arenitos amarelados na base recobertos por pelitos avermelhados. Os arenitos estão dispostos em sets com geometria sigmoidal, sem evidência de erosão basal, freqüentemente com gradação entre arenito fino (base) e médio no topo. O conjunto de sets da base do perfil apresenta intensa fluidização, obliterando a estratificação da rocha. Apenas localmente pode-se observar evidências da estratificação cruzada sigmoidal original. A partir de um limite bem marcado, os sets passam a ser menos espessos, com até 20 cm de espessura, apresentando estratificação cruzada sigmoidal. Estes sets apresentam gradação inversa bem marcada. Em contato abrupto sobre os arenitos, encontra-se um espesso pacote de pelitos laminados e avermelhados. Próximo ao contato há porções arroxeadas do pelito. A laminação sofre ondulações freqüentes.



Seção colunar do afloramento ITA-AG-01.

INTERPRETAÇÃO: Os arenitos são interpretados como barras de desembocadura de frentes deltaicas. A base do pacote sofreu intenso escape de fluidos provocado pelo sobrecarga de sedimentos, indicando um contexto de frente deltaica com uma alta taxa de sedimentação. Não há evidências de planície deltaica. Os depósitos arenosos de frente deltaica são sobrepostos abruptamente por pelitos lacustres de pró-delta, indicando uma rápida subida da lâmina de água.

O espesso pacote de pelitos do topo provavelmente está associado ao Membro Tauá, da Formação Candeias. Pode, entretanto, pertencer à Formação Itaparica, já que os arenitos deltaicos da Formação Água Grande se interdigitam com os pelitos da Formação Itaparica. Amostras do pelito foram encaminhadas para análise micropaleontológica a fim de sanar esta dúvida.

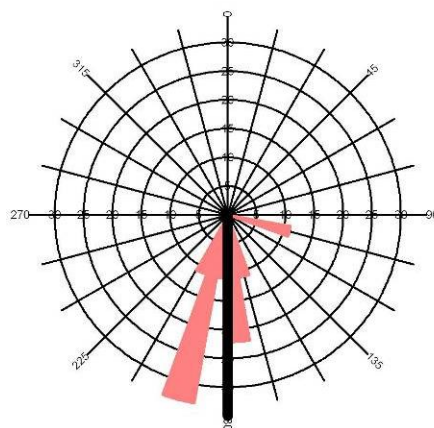
Na fotomontagem e no perfil são identificados dois domínios: na base ocorrem arenitos predominantemente maciços ou fluidizados, enquanto no topo a estratificação é bem marcada e preservada. Estes domínios podem representar sobreposição de lobos deltaicos, sendo o inferior deformado sin-deposicionalmente pela sobrecarga do outro.



Foto do afloramento, mostrando arenitos finos a médios fluidizados ou com estratificação sigmoidal. Na porção superior estratificada do pacote pode-se observar a geometria sigmoidal dos *sets*. O patamar de topo é a superfície de recobrimento dos pelitos.

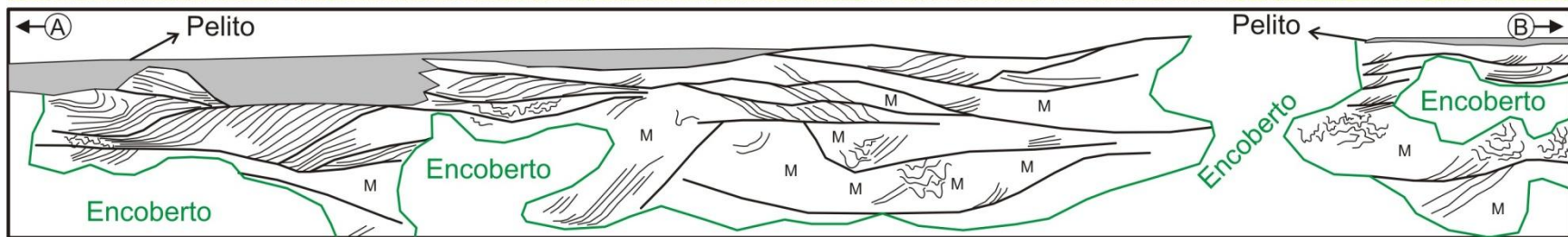
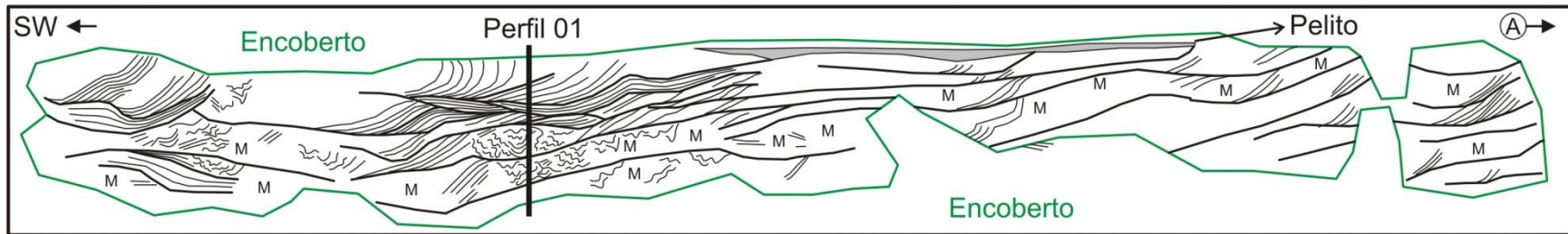


Foto do afloramento, mostrando arenitos finos a médios com estratificação sigmoidal. Na porção inferior, a estratificação foi obliterada por escape de fluidos.

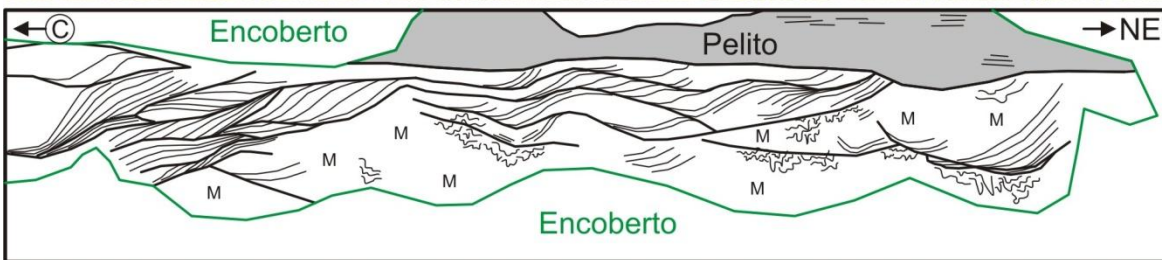
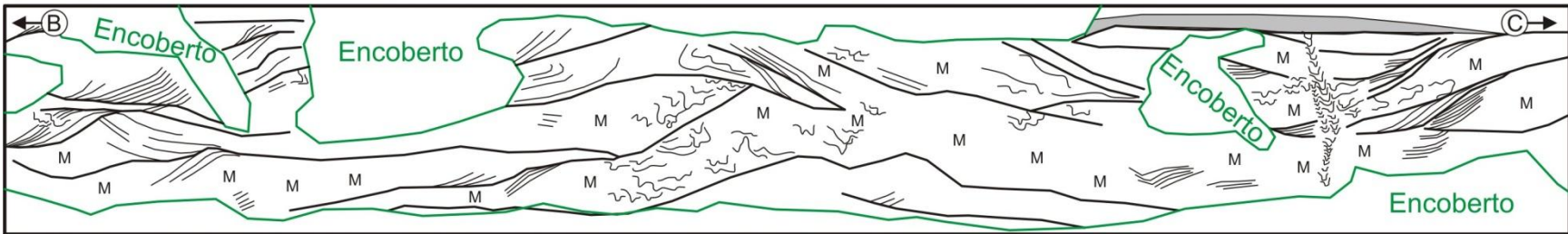


RESUMO ESTATÍSTICO	
Calculation Method:	Frequency
Class Interval:	10 Degrees
Min.Length Filtering:	Deactivated
Max.Length Filtering:	Deactivated
Azimuth Filtering:	Deactivated
Data Type:	Unidirectional
Population:	9
Maximum Percentage:	33,3 Percent
Mean Percentage:	16,7 Percent
Standard Deviation:	9,3 Percent
Vector Mean:	180,08 Degrees
Confidence Interval:	23,71 Degrees
R-mag:	0,89

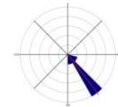
Diagrama de paleocorrentes dos arenitos da associação de fácies de frente deltaica no afloramento.



Fotomontagem e *overlay* de interpretação do afloramento, apresentando a arquitetura da associação de fácies de frente deltaica (Parte 1/2).



Associação de Fácies de Planície Deltaica



LEGENDA:

←ⓐ Continuação do perfil

M Arenitos maciços

Fluidização

Estratificação

Superfície de acreção



Fotomontagem e *overlay* de interpretação do afloramento, apresentando a arquitetura da associação de fácies de frente deltaica (Parte 2/2).

ITA-AG-02

540949 mE

8647616 mN

Fabiane, Junia e Claiton

Retorno: Fabiane e Renata

UNIDADE: Formação Água Grande

LOCALIZAÇÃO: Lado noroeste da BR-101, km 139.

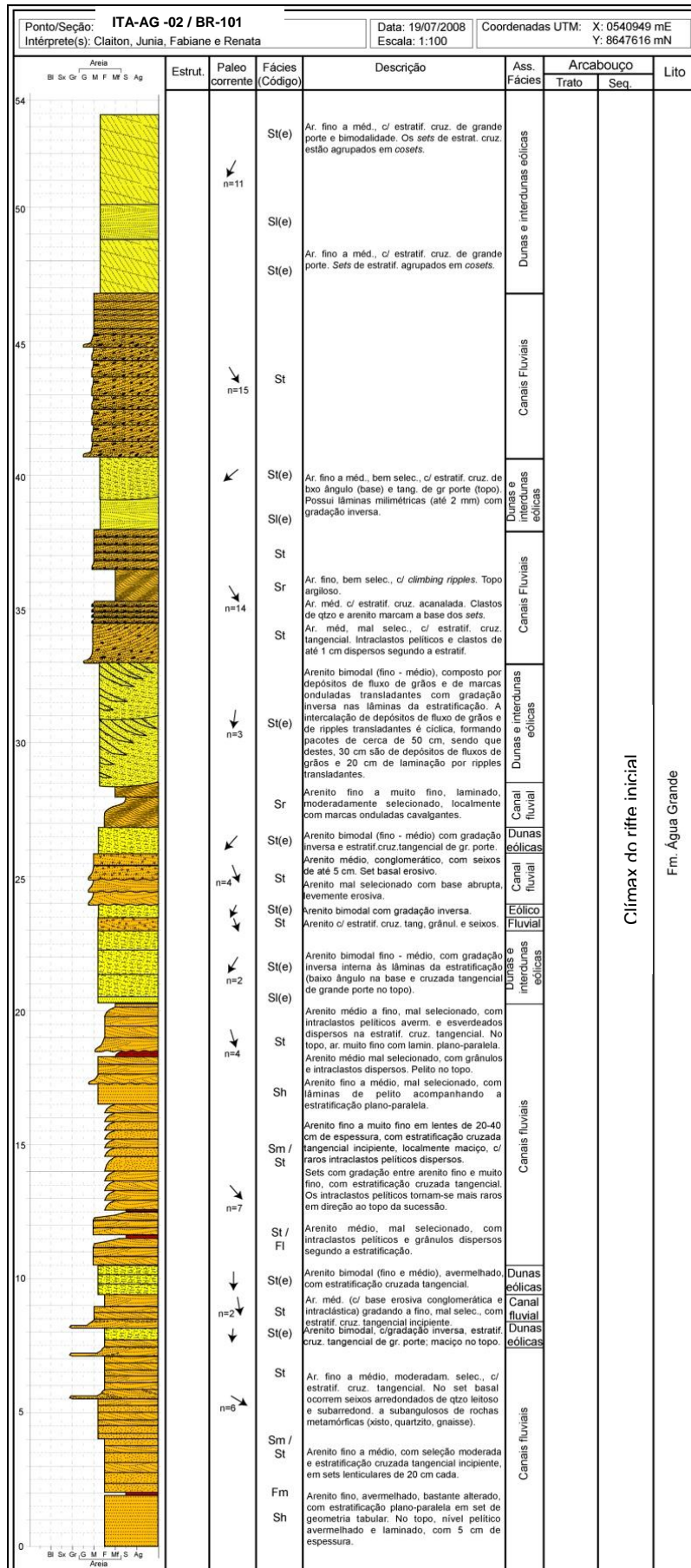
COMO CHEGAR: Pegar a BR-101 no trecho entre Feira de Santana e Alagoinhas.

TIPO: Afloramento em corte de estrada.

DIMENSÕES: Aproximadamente 40 m de extensão por 6 m de altura.

GRAU DE INTEMPERISMO: Médio.

DESCRIÇÃO: O perfil é inteiramente arenoso. Na base ocorre um espesso pacote de arenito fino a médio, mal selecionado. Na porção basal a alteração oblitera a estratificação, mas localmente pode-se observar estruturas plano-paralelas e cruzadas tangenciais incipientes. A partir de então, as estruturas são mais evidentes (fácies St e Sh). Os *sets* possuem cerca de 20 cm cada e estão agrupados em conjuntos granodecrescentes, freqüentemente com base erosional e conglomerática, além de intraclastos argilosos. Em direção ao topo passa a ocorrer algumas intercalações com arenitos bem selecionados pouco espessos (1 a 3m), com estratificação cruzada tangencial e gradação inversa nas lâminas (fácies St(e)). Estas intercalações ocorrem espaçadas em cerca de 10 m, inicialmente, mas este espaçamento diminui para 3 m na porção central da seção. Nesta porção, os arenitos da fácies St(e) ocorrem com intercalação cíclica de depósitos de fluxos de grãos e de *ripples* transladantes. Estes ciclos possuem cerca de 50 cm, predominantemente compostos por depósitos de fluxos de grãos (30 a 40 cm). A intercalação de conjuntos granodecrescentes de arenitos da fácies St, com intraclastos argilosos dispersos e *lags* basais de grânulos, com arenitos bimodais compostos por transladantes persiste até o topo da exposição.



Seção colunar do ITA-AG-02.

Os arenitos bimodais passam a ser dominados por *ripples* transladantes, compondo estratificação cruzada de baixo ângulo e tangencial (fácies Sl(e) e St(e)). No topo, acima de uma superfície de deflação com concentração de intraclastos, a fácies St(e) ocorre em *cosets* com até 3,5 m, que podem ser subdivididos em *sets* de estratificação cruzada tangencial, com espessura individual de 50 a 1,5 cada, limitados por 20 a 30 cm de espessura cada, limitados por superfícies inclinadas a favor do fluxo.

INTERPRETAÇÃO: A sucessão revela uma contemporaneidade entre um sistema fluvial imaturo, mas com canais e planície de inundação bem desenvolvidos, com um sistema eólico. Inicialmente o sistema deposicional fluvial perene é dominante, mas pequenos registros de dunas eólicas vão ganhando espaço. A relação fluvial – eólico fica mais equilibrada na porção central da seção, quando há registro de ciclicidade dos ventos controladores da deposição. Os depósitos de fluxo de grãos são formados quando a face frontal da duna é bem desenvolvida, no período de ação do padrão de vento dominante, enquanto os depósitos de *ripples* transladantes são formados pelo padrão de ventos subordinado. A partir de então, os registros eólicos são mais espessos, representados por dunas simples e lençóis de areia. O sentido unidirecional dos estratos e a dispersão no sentido de mergulho dos *foresets* indicam dunas crescentes de crista curva. Os estratos cruzados que sobrepõem as superfícies de interdunas e separam os *sets* de estratos cruzados são interpretados como interdunas secas formadas pela migração e cavalgamento de marcas onduladas eólicas.

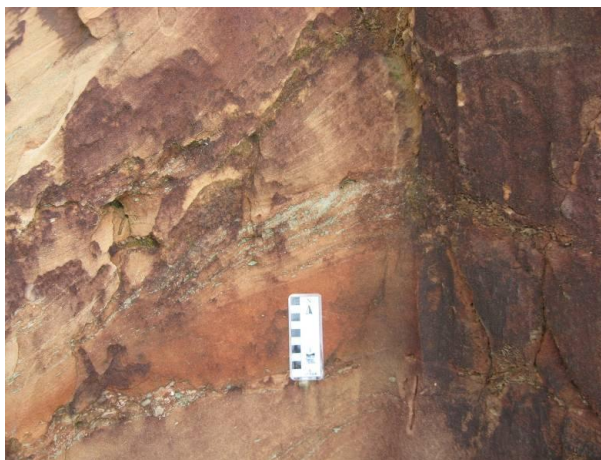


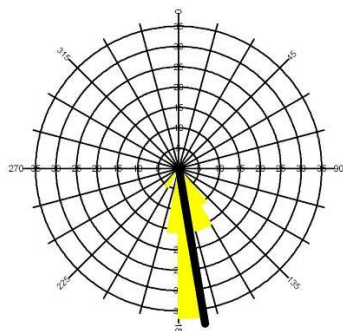
Foto do afloramento, mostrando intraclastos argilosos e seixos dispersos segundo a estratificação cruzada tangencial.



Foto do afloramento, mostrando o contato entre arenitos fluviais e eólicos da Formação Água Grande. Os arenitos mal selecionados da fácies St são sobrepostos por arenitos bem selecionados com bimodalidade e estratificação cruzada de baixo ângulo.

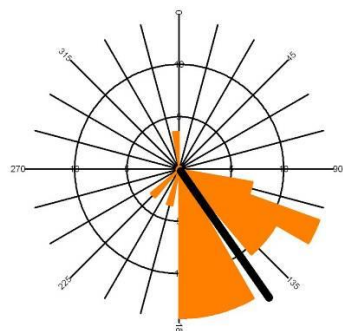


Detalhe do afloramento, no contato entre arenitos fluviais (com grânulos e seixos dispersos) e arenitos eólicos com estratificação cruzada de grande porte.



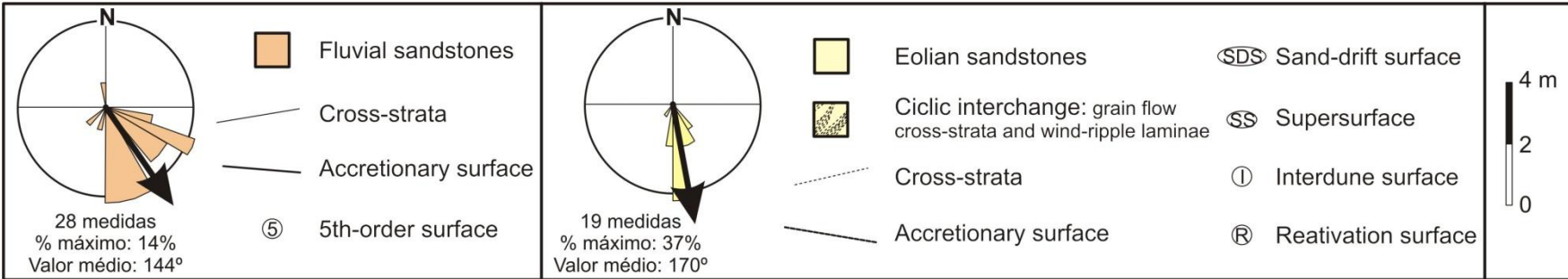
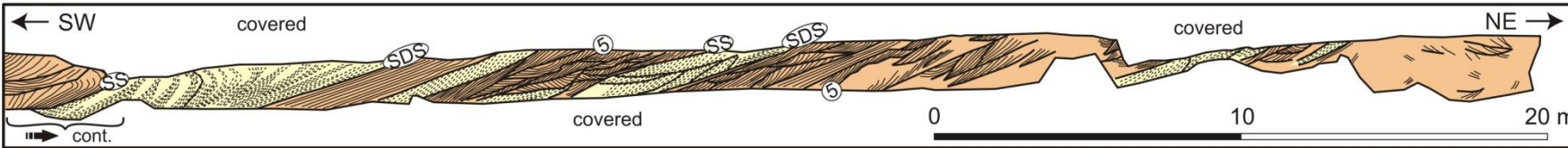
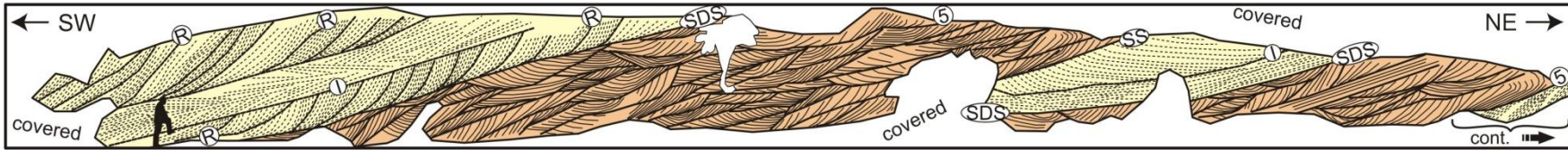
RESUMO ESTATÍSTICO	
Calculation Method:	Frequency
Class Interval:	10 Degrees
Min.Length Filtering:	Deactivated
Max.Length Filtering:	Deactivated
Azimuth Filtering:	Deactivated
Data Type:	Unidirectional
Population:	19
Maximum Percentage:	36,8 Percent
Mean Percentage:	16,7 Percent
Standard Deviation:	10,74 Percent
Vector Mean:	170,4 Degrees
Confidence Interval:	8,37 Degrees
R-mag:	0,97

Diagrama de rosetas para as medidas na associação de fácies de dunas e interdunas eólicas.



RESUMO ESTATÍSTICO	
Calculation Method:	Frequency
Class Interval:	10 Degrees
Min.Length Filtering:	Deactivated
Max.Length Filtering:	Deactivated
Azimuth Filtering:	Deactivated
Data Type:	Unidirectional
Population:	28
Maximum Percentage:	14,3 Percent
Mean Percentage:	9,1 Percent
Standard Deviation:	4,89 Percent
Vector Mean:	144,99 Degrees
Confidence Interval:	17,41 Degrees
R-mag:	0,82

Diagrama de rosetas para as paleocorrentes medidas na associação de fácies fluvial.



Fotomontagem e overlay de interpretação do afloramento ITA-AG-02.

ITA-AG-03

543206 mE

8651158 mN

Fabiane, Junia e Claiton

UNIDADE: Formação Água Grande (contato com o Membro Tauá da Formação Candeias)

LOCALIZAÇÃO: Curva no km 135 da BR-101.

COMO CHEGAR: Saindo de Alagoinhas, entrando na BR-101 sentido SW.

TIPO: Afloramento em corte de estrada.

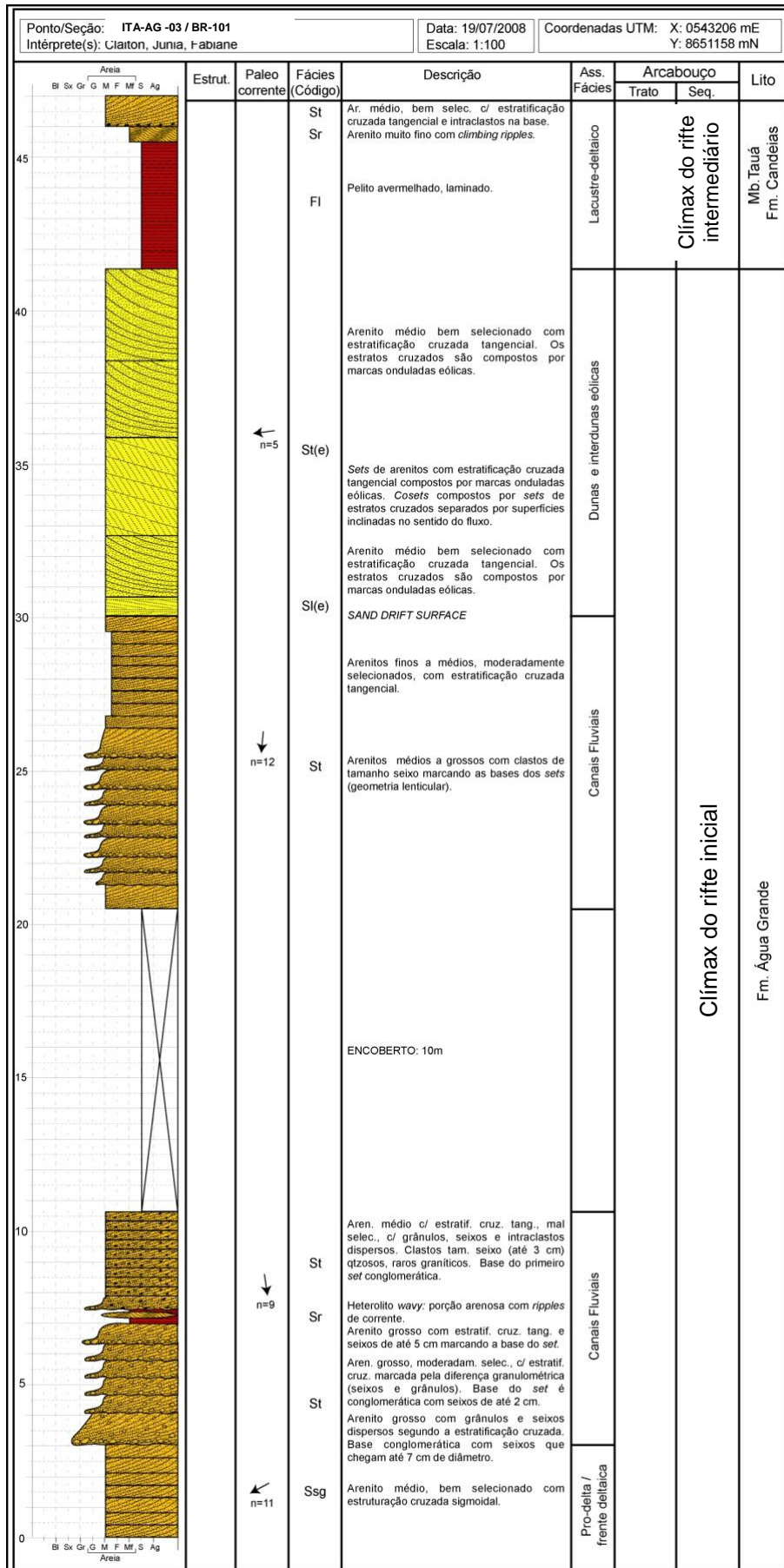
DIMENSÕES: Aproximadamente 5 m de altura por 30 m de comprimento.

GRAU DE INTEMPERISMO: Baixo.

DESCRIÇÃO: Na base do pacote ocorre arenito médio, com estratificação cruzada sigmoidal (Ss), sobrepostos de forma erosional por arenitos médios a grossos, com intraclastos argilosos, grânulos dispersos e estratificação cruzada tangencial (St). Um pequeno intervalo, com cerca de 1 m de espessura e contínuo lateralmente, apresenta intercalação de pelitos laminados e arenitos finos com marcas onduladas cavalgantes. Em geral a paleocorrente é para sudeste.

No terço superior do afloramento, sobre uma superfície bem marcada, ocorre um pacote de arenitos finos a médios, bimodais, dispostos em *sets* de estratificação cruzada tangencial de grande porte com mergulho para SW (St(e)). Os estratos cruzados são formados por marcas onduladas eólicas e, subordinadamente, fluxos de grãos.

Sobre estes arenitos, em contato abrupto, ocorre um intervalo com cerca de 3 a 4 metros de espessura de pelitos avermelhados (Fl), laminados que passam verticalmente para arenitos com marcas onduladas cavalgantes e estratificações cruzadas tangenciais (St).



Seção colunar do afloramento ITA-AG-03.

INTERPRETAÇÃO: Os arenitos com estratificação cruzada sigmoidal da base indicam uma sucessão de frente deltaicas, sobreposta por arenitos mal selecionados e pelitos interpretados como canais fluviais e depósitos externos aos canais respectivamente. As paleocorrentes dos canais fluviais indicam fluxo para sudeste. Em direção ao topo da seção, há evidências de retrabalhamento eólico destes arenitos fluviais, marcado por uma *sand drift surface*. A partir desta superfície bem marcada ocorrem registros de deposição eólica por dunas simples ou compostas. Estes arenitos eólicos são abruptamente sobrepostos por pelitos laminados, indicando a rápida instalação de um sistema lacustre, provavelmente ocasionado por um evento tectônico. Os arenitos intercalados a este pelito podem ser interpretados como deltaicos.



Foto orientada dos arenitos com estratificação cruzada tangencial.



Foto do afloramento, mostrando *overbank* representado por intercalação de pelito e arenito fino com marcas onduladas cavalgantes. Contato abrupto na base e topo com arenitos da fácies St com intraclastos argilosos dispersos.

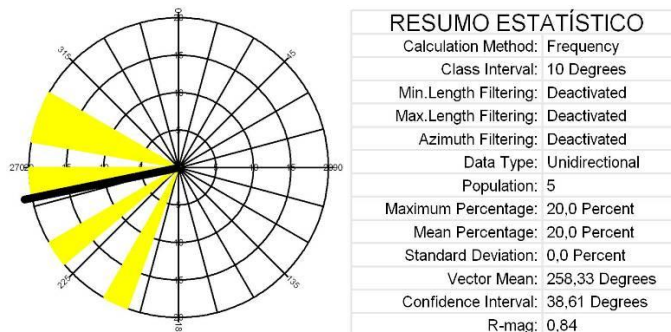


Diagrama de paleocorrentes para as medidas da associação de fácies de dunas e interdunas eólicas do afloramento ITA-AG-03.

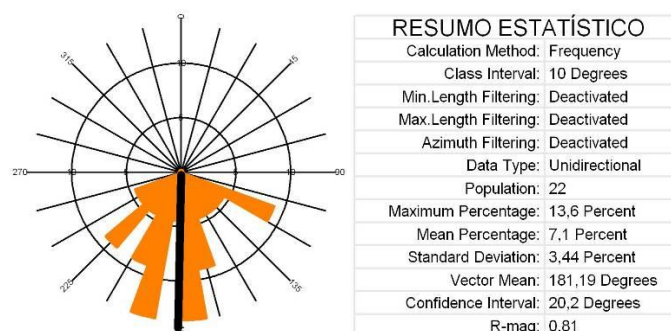


Diagrama de rosetas para as medidas da associação de fácies fluvial no afloramento do afloramento ITA-AG-03.

ITA-AG-04

546706 mE

8658468 mN

Fabiane e Renata

UNIDADE: Formação Água Grande.

LOCALIZAÇÃO: km 4 da BA-503 (estrada que parte da BR-101 para Pedrão).

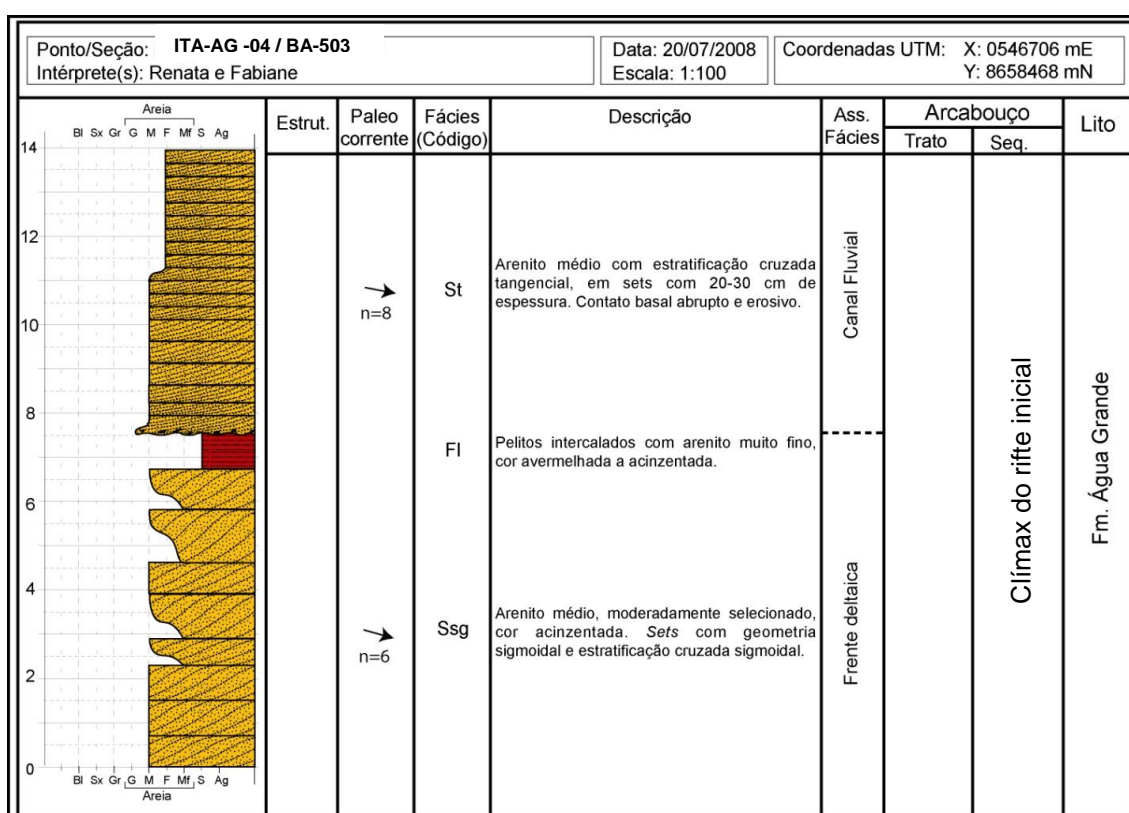
COMO CHEGAR: Pegar a BR-101 no trecho entre Feira de Santana e Alagoinhas, acesso a norte para a localidade de Pedrão. Corte em curva da estrada à esquerda.

TIPO: Afloramento em corte de estrada.

DIMENSÕES: Aproximadamente 4 m de altura e 10 m de extensão.

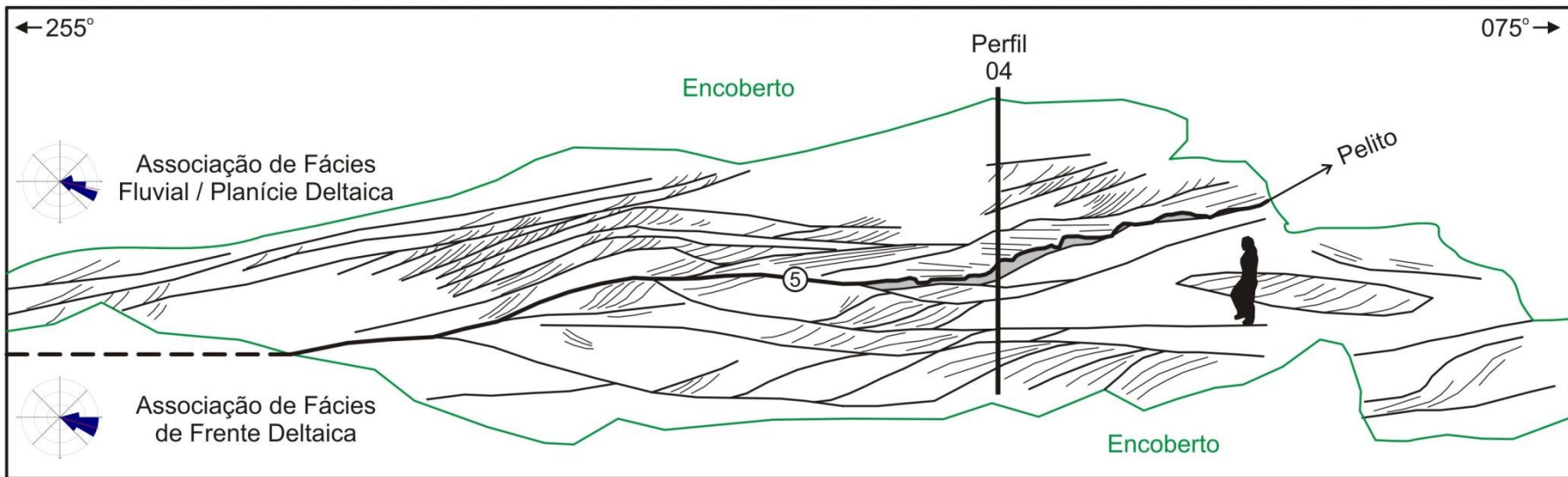
GRAU DE INTEMPERISMO: Médio

DESCRIÇÃO: Na base da seção levantada ocorrem corpos de arenitos finos a médios, bem selecionados, com estratificação cruzada sigmoidal, dispostos em corpos com geometria lenticular (fácies Ssg). Estes arenitos sobrepostos por uma camada de pelitos laminados, avermelhados (fácies Fl), que por sua vez, é recoberta por arenitos médios a grossos, moderadamente selecionados, organizados em *sets* de estratificações cruzadas tangenciais com 20 a 40 cm de espessura.



Seção colunar do afloramento ITA-AG-04.

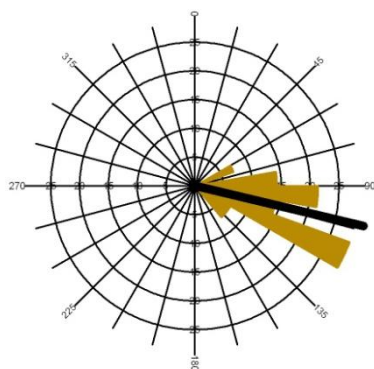
INTERPRETAÇÃO: O pacote inferior composto por arenitos com estratificações cruzadas sigmoidais e pelitos laminados são interpretados como depósitos de frente deltaica e pró-delta, respectivamente. O pacote superior, composto por arenitos mal selecionados com estratificação cruzadas tangenciais, que ocorre em contato erosivo com os finos de pró-delta, podem ser interpretados como depósitos de canais fluviais. É possível, pela sucessão de fácies, que estes arenitos representem canais fluviais associados a planície deltaica.



Fotomontagem e *overlay* de interpretação do afloramento ITA-AG-04. A superfície marcada com 5 é de quinta ordem (Miall,1996).



Foto de detalhe da base erosiva, no contato entre a associação de fácies de frente deltaica (fácies Ssg intercaladas à Fl) e a associação de fácies fluvial / de planície deltaica (fácies St).



RESUMO ESTATÍSTICO	
Calculation Method:	Frequency
Class Interval:	10 Degrees
Min.Length Filtering:	Deactivated
Max.Length Filtering:	Deactivated
Azimuth Filtering:	Deactivated
Data Type:	Unidirectional
Population:	14
Maximum Percentage:	28,6 Percent
Mean Percentage:	14,3 Percent
Standard Deviation:	8,25 Percent
Vector Mean:	103,4 Degrees
Confidence Interval:	12,66 Degrees
R-mag:	0,95

Diagrama de rosetas para as medidas de paleocorrentes do afloramento ITA-AG-04.

ITA-AG-05

543530 mE

8651300 mN

Fabiane e Renata

UNIDADE: Formação Água Grande

LOCALIZAÇÃO: Perfil W-E em corte na curva do km 134 da BR-101, lado norte da estrada, em frente à Selaria dos Milagres.

COMO CHEGAR: Pegar a BR-101 no trecho entre Feira de Santana e Alagoinhas.

TIPO: Afloramento em corte de estrada.

DIMENSÕES: Aproximadamente 50 m de extensão e 20 m de altura.

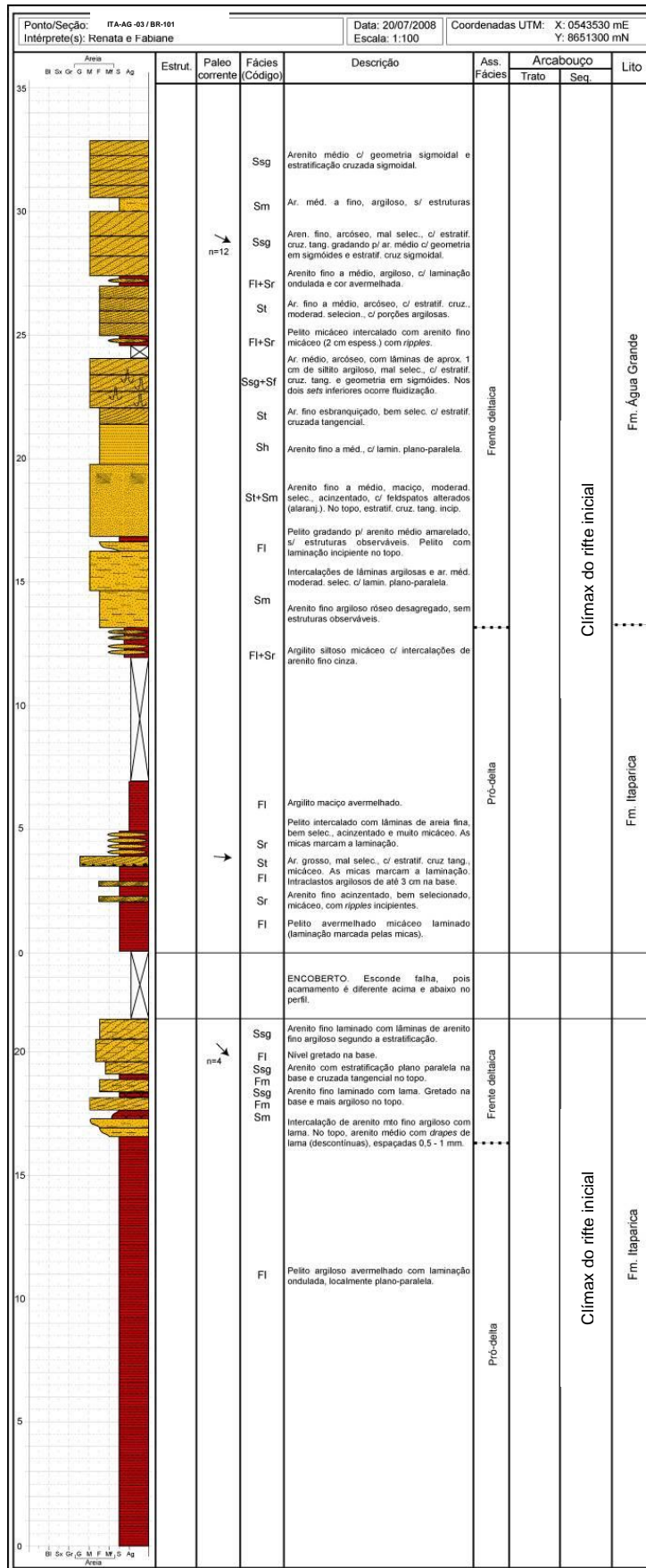
GRAU DE INTEMPERISMO: Médio a alto.

DESCRIÇÃO: Este afloramento mostra duas sucessões de granocrescência ascendente, caracterizadas por pelitos na base (Fm), que se intercala verticalmente com arenitos finos a médios maciços (Sm) ou com estratificações cruzadas sigmoidais (Ssg), acanaladas (St) e de marcas onduladas (Sr), culminando com amalgamação das camadas de arenitos das fácies Sm e Sg.

INTERPRETAÇÃO: A sucessão de fácies e padrão de empilhamento sugerem parasseqüências deltaicas desenvolvidas nas margens de corpos lacustres. O conjunto de parasseqüências indica um padrão de empilhamento progradacional. A presença ocasional de gretas pode indicar um corpo lacustre raso, deposição muito próxima à margem lacustre, bem como refletir condições climáticas áridas.



Detalhe do arenito médio com delgadas intercalações argilosas descontínuas nas lâminas da estratificação.



Seção colunar do afloramento ITA-AG-05.



Nível de pelito com gretas de contração entre camadas de arenitos estratificados.

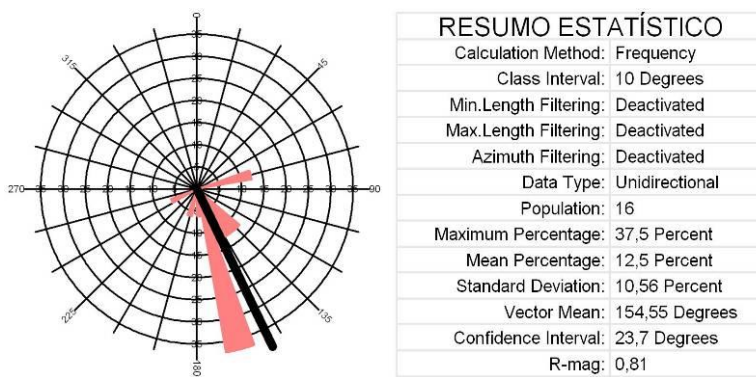


Diagrama de paleocorrentes para as associações de fácies de prodelta e frente desltaica identificadas no ITA-AG-05.

ANEXO B – Comprovante de submissão do artigo

Página 1 de 1

Fabiane Wiederkehr

De: "Journal of South American Earth Sciences" <kellogg@geol.sc.edu>
Para: <fabianew@ymail.com>
Enviada em: quarta-feira, 27 de janeiro de 2010 01:26
Assunto: Submission Confirmation

Dear Fabi,

We have received your article "STRATIGRAPHIC ARCHITECTURE AND TECTONIC CONTEXT OF THE LACUSTRINE-FLUVIAL-EOLIAN DEPOSITS OF THE ITAPARICA AND THE ÁGUA GRANDE FORMATIONS, RECÔNCAVO BASIN, BRAZIL" for consideration for publication in Journal of South American Earth Sciences.

Your manuscript will be given a reference number once an editor has been assigned.

To track the status of your paper, please do the following:

1. Go to this URL: <http://ees.elsevier.com/sames/>
2. Enter these login details:
Your username is:
Your password is:
3. Click [Author Login]
This takes you to the Author Main Menu.
4. Click [Submissions Being Processed]

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System
Journal of South American Earth Sciences

Please note that the editorial process varies considerably from journal to journal. To view a sample editorial process, please click here: http://ees.elsevier.com/eeshelp/sample_editorial_process.pdf

For any technical queries about using EES, please contact Elsevier Author Support at authorsupport@elsevier.com
Global telephone support is available 24/7:
For The Americas: +1 888 834 7287 (toll-free for US & Canadian customers)
For Asia & Pacific: +81 3 5561 5032
For Europe & rest of the world: +353 61 709190

27/01/2010