

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

**ANÁLISE SISMOESTRATIGRÁFICA DOS DEPÓSITOS SINRIFTE DA
FORMAÇÃO COQUEIRO SECO (APTIANO INFERIOR A MÉDIO), BACIA DE
SERGIPE-ALAGOAS**

LUCIANO JOSÉ COSTA LARRÉ

**ORIENTADOR: Prof. Dr. CLAITON MARLON DOS SANTOS SCHERER
CO-ORIENTADOR: Dr. WAGNER SOUZA LIMA**

BANCA EXAMINADORA:

**Prof. Dr. Luiz José Tomazelli
Prof. Dr. Paulo Sérgio Gomes Paim
Dr. Carlos Lopo Varela**

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

Porto Alegre – 2009

Larré, Luciano José Costa

Análise sismoestratigráfica dos depósitos sinrifte da Formação Coqueiro Seco (Aptiano Inferior a Médio), Bacia de Sergipe-Alagoas. / Luciano José Costa Larré. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2009.

[118 f.] il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2009.

Orientação: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer.

Co-Orientação: Dr. Wagner Souza Lima

1. Bacia de Sergipe-Alagoas. 2. Formação Coqueiro Seco. 3. Seqüências Transgressivas-Regressivas (T-R).4. Padrões de Empilhamento. 5. Superfícies-chave. I. Título.

Catálogo na Publicação
Biblioteca Geociências - UFRGS
Renata Cristina Grun CRB 10/1113

À
Minha esposa Estela e aos meus filhos

AGRADECIMENTOS

Durante o desenvolvimento desta dissertação muitas pessoas contribuíram com sua palavra de estímulo e motivação. Impossível mencionar a todas, mas quero registrar aqui minha imensa gratidão a estes gestos de apoio.

Meus sinceros agradecimentos a PETROBRAS por proporcionar esta oportunidade de qualificação profissional, mais designadamente aos gerentes da unidade UN-SEAL pela anuência e suporte necessários.

Em particular aos orientadores: professor Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer e ao Dr. Wagner Souza Lima. Ao Dr. Wagner guardo ainda, a gratidão por ajudar a transformar um elusivo desejo em realidade.

Aos colegas da PETROBRAS: Geraldino Queiroz Setúbal, Eraldo Vilar Oliveira, Manuel Nabuco Chaves Costa, Bráulio Oliveira Silva, pelas críticas e sugestões e ao Dr. Carlos Lopo Varela, pelas correções, orientações técnicas e dedicada paciência para a melhoria e compreensão do texto.

Aos professores Claiton Scherer, Michael Holz e Luiz Tomazelli, pelos ensinamentos transmitidos nos seus cursos e aos amigos e funcionários do Programa de Pós-Graduação em Estratigrafia, pela gentileza e pronto atendimento, durante minhas breves estadias em Porto Alegre.

Aos divertidos momentos compartilhados com os colegas de turma, nomeadamente, Lúcia Mesquita de Luna Freire, Celso Moura Jardim, Rangel Filho, Eduardo Sbaraini, Sérgio Cirino e Pablo Cardoso. Aos demais colegas da pós-graduação um forte abraço e sucesso.

*“Aprender é a única coisa de que
a mente nunca se cansa, nunca tem medo e nunca se arrepende”.*

Leonardo da Vinci

RESUMO

A Formação Coqueiro Seco compreende uma espessa sucessão de estratos sinrifte de idade eo a mesoaptiana, correspondente aos andares locais Jiquiá e parte do Alagoas inferior. Essa formação representa sistemas fluvio-deltaico-lacustres. Ocorre desde a porção norte da sub-bacia de Sergipe até o extremo nordeste da sub-bacia de Alagoas, podendo atingir, no baixo de Alagoas, espessuras da ordem de 3000 metros.

O principal objetivo do presente trabalho é a proposição de um arcabouço estratigráfico para a Formação Coqueiro Seco, por meio de análise sismoestratigráfica, utilizando os conceitos básicos da Estratigrafia de Seqüências como metodologia geral. Dados sísmicos de reflexão e perfis de poços compõem o banco de dados empregado. O arcabouço hora proposto foi construído a partir do reconhecimento de ciclos transgressivos-regressivos, com base na distinção e identificação de padrões de empilhamento e superfícies-chave.

A sucessão estudada foi subdivida em três seqüências transgressivas-regressivas (T-R), limitadas por discordâncias de caráter erosivo. A seqüência inicial S(t-r)1 recobre discordantemente as coquinas Morro do Chaves. Seu limite inferior aparece muito bem marcado em dados de poço, correspondendo a uma brusca variação nos perfis de resistividade e sônico. Sua resposta sísmica é caracterizada por fortes reflexões, paralelas e contínuas, derivadas do forte contraste de impedância acústica entre os arenitos e folhelhos e os bancos de coquinas sotopostos. A seqüência S(t-r)2 registra a transgressão mais bem preservada na área, representada regionalmente por uma superfície de inundação máxima. Sua identificação é também bem evidente nos perfis de poço e é sísmicamente caracterizada por eventos com fortes amplitudes. A discordância regional pré-Alagoas encerra a deposição da seqüência S(t-r)3 que é a mais superior do intervalo estudado e incorpora uma peculiar ocorrência evaporítica. Comum a todas as seqüências, o trato de sistema transgressivo é identificado pelo diagnóstico padrão retrogradacional, em um perfil de granodecrescência ascendente, com base assinalada por corpos arenosos de padrão em caixa. Seu topo é delimitado pela superfície de inundação máxima, normalmente associada a fortes refletores de expressão regional. O trato regressivo, por sua vez, caracteriza-se pelo padrão progradacional, em um perfil de granocrescência para o topo. Na sísmica, corresponde a clinofomas progradantes sobrepostas à superfície de inundação máxima. O distinto caráter cíclico deposicional observado constitui-se, basicamente, por um arranjo de litofácies em uma marcante alternância de arenitos de diversas granulações, folhelhos e siltitos. Variações de espessuras são relacionadas aos elementos estruturais, tais como falhas e calhas tectônicas.

Mapas de sismofácies denotam prováveis direções de aporte sedimentar advindos da borda falhada e da margem flexural da bacia.

A sedimentação Coqueiro Seco se insere em um contexto paleofisiográfico de uma extensa rampa flexural que se formou por uma sucessão de recursivas fases transgressivas e regressivas, associadas à típica geometria rifte. Seu arranjo sedimentar é assinalado sísmicamente por: uma configuração de refletores essencialmente, contínuos e paralelos, interpretados como da fase transgressiva, em feições de *onlap*; um conjunto de configurações de refletores oblíquos, interpretados como clinofórmias prográdantes da fase de preenchimento regressivo, em terminações de *downlap*; e, por fim, feições de truncamento erosional que demarcam os limites de seqüências.

Palavras-chave: Bacia de Sergipe-Alagoas, Formação Coqueiro Seco, seqüências transgressivas-regressivas (T-R), padrões de empilhamento, superfícies-chave.

ABSTRACT

The Coqueiro Seco Formation comprises a thick package of syn-rift Eo/Meso-Aptian deposits that corresponds to the Jiquiá and Lower Alagoas local stages. This formation represents fluvio-deltaic-lacustrine systems. It occurs from the northern portion of the Sergipe sub-basin to the northeastern extreme of the Alagoas sub-basin, reaching up to 3000 meters of thickness in the Alagoas Low.

The main goal of the present work is to propose a new stratigraphic framework for the Coqueiro Seco Formation based on seismic stratigraphic analysis, using the basic concepts of sequence stratigraphy as a general methodology. Reflection seismic data and well logs comprise the database for this work. The proposed framework was developed through the recognition of transgressive/regressive cycles, based on the distinction and identification of sedimentation patterns and key surfaces.

The studied interval was subdivided into three transgressive-regressive (T-R) sequences, bounded by erosional unconformities. The initial S(t-r)1 sequence unconformably overlies the Morro do Chaves coquinas. Its lower boundary is clearly marked in well logs by an abrupt change in the resistivity and sonic logs. Its seismic signature is characterized by strong, sub-parallel and continuous events, related to the strong acoustic contrast between sandstone and shale layers, and the coquinas immediately above. The S(t-r)2 sequence encompasses the best preserved transgression surface in the area, which is regionally represented by a maximum flooding surface. Its recognition is also obvious on well logs, and it is seismically characterized by strong amplitude events. The regional Pre-Alagoas unconformity terminated the deposition of the upper S(t-r)3 sequence, which includes a peculiar evaporite occurrence. Common to all three sequences, the transgressive system tract is characterized by a diagnostic retrogradational pattern, showing a thinning-upward cycle with clean basal sandstone bodies. Its top is limited by a maximum flood surface, related to strong regional reflections. On the other hand, the regressive tract is characterized by a progradational pattern, showing a thickening-upward character. Seismically, it corresponds to progradational clinoforms overlapping the maximum flood surface. Its distinct cyclic depositional character is represented by a lithofacies array composed by a significant intercalation of fine to coarse sandstones, siltstones and shale layers. Thickness variations are related to structural elements, such as faults and tectonic troughs. Seismofacies maps point to probable sediment deposition directions from the faulted border and flexural basin margin.

The Coqueiro Seco sedimentation is part of a paleophysiographic context composed of a large flexural ramp formed by a recursive series of transgressive and regressive phases, associated to a typical rift geometry. Its sedimentary architecture is seismically characterized by: a set of essentially continuous and parallel onlapping reflections, interpreted as part of the transgressive phase; a set of oblique downlapping reflections interpreted as prograding clinoforms of the regressive filling phase; and, lastly, erosional truncation features which define the sequence boundaries.

Key-words: Sergipe-Alagoas Basin, Coqueiro Seco Formation, transgressive-regressive (T-R) sequences, stacking patterns, key surfaces.

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO.....	1
1.1.	Objetivos.....	2
1.2.	Área de estudo	3
1.2.1.	Arcabouço tectono-estratigráfico	4
1.2.2.	Trabalhos anteriores	10
1.3.	Base de dados	19
1.3.1.	Dados Sísmicos	20
1.4.	Metodologia.....	23
2.	A FORMAÇÃO COQUEIRO SECO.....	26
2.1.	Modelos deposicionais	32
3.	ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS.....	37
3.1.	Modelos de Estratigrafia de Sequências.....	38
3.1.1.	Modelo de seqüências transgressivas-regressivas (T-R).....	40
3.2.	A importância do Cenário Tectônico.....	41
3.2.1.	O contexto de rifte continental	42
3.2.2.	Aspectos do rifte da bacia de Sergipe-Alagoas	48
3.3.	Contexto paleogeográfico.....	51
3.4.	Ciclos transgressivos-regressivos.....	52
4.	ANÁLISE SISMOESTRATIGRÁFICA.....	57
4.1.	Fácies Sísmica	63
4.1.1.	Análise vertical de fácies.....	63
4.1.2.	Mapas de fácies (<i>Stratimagic - PARADIGM</i>).....	66
4.1.3.	Classificação pela forma do traço.....	69
4.2.	Seqüências transgressivas-regressivas (T-R).....	71
4.2.1.	Seqüência S(t-r)1	73
4.2.2.	Seqüência S(t-r)2	76
4.2.3.	Seqüência S(t-r)3	80
4.3.	Padrões de distribuição	85
5.	DISCUSSÃO	90
6.	CONCLUSÃO.....	97
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	99

INTRODUÇÃO

A despeito da complexidade e diversidade de contextos rifte, em geral observa-se uma tendência dos riftes continentais apresentarem uma expressão fisiográfica comum, disposta como depressões estreitas, alongadas e intensamente compartimentadas, caracterizada por uma geometria de meio-*graben* (como unidade basal), resultante da elevação muito maior da zona de borda falhada em relação à outra margem da bacia (Gawthorpe & Colella, 1990). Os conceitos de Estratigrafia de seqüências aplicados neste contexto decorrem da premissa de que as variações do nível do lago controlam o nível de base deposicional semelhantemente às flutuações do nível do mar nas bacias marinhas. Contudo, os tratos de sistemas deposicionais, a arquitetura deposicional e a origem dos limites de seqüências são significativamente diferentes dos modelos marinhos. Sendo assim, esses conceitos requerem modificações para explicar a complexidade das seqüências lacustres e a distribuição dos tratos de sistemas deposicionais em bacias tectonicamente ativas (Changsong *et alii*, 2001).

O pacote sedimentar objeto do presente estudo é parte integrante do rifte da bacia de Sergipe-Alagoas, sendo possuidor de um arcabouço tectônico intensamente compartimentado. Estratigraficamente, esse pacote foi depositado sobre a discordância pré-Neojiquiá (base do Aptiano inferior) e se estende até o topo do andar Jiquiá superior (Aptiano médio), relacionado à discordância pré-Alagoas. Corresponde à Formação Coqueiro Seco, compondo a seqüência tectono-estratigráfica IIb de Chagas *et alii* (1993) equivalendo em quase sua totalidade à seqüência deposicional K38, de acordo com recente revisão estratigráfica da bacia (Campos Neto *et alii*, 2007). Esses sedimentos ocorrem desde a porção norte da sub-bacia de Sergipe (baixo de Japarutuba, degrau de Alagamar e baixo de São Francisco) até o extremo nordeste da sub-bacia de Alagoas, atingindo, no baixo de Alagoas, espessura da ordem de 3000 metros.

Por sua relevância econômica, a Formação Coqueiro Seco tem sido objeto de numerosos trabalhos. Os estudos pioneiros datam da década de 30, mas somente a partir da década de 70 surgiram os primeiros estudos, sob uma conceituação mais uniforme, objetivando o entendimento de seus sistemas deposicionais e atributos faciográficos.

Neste trabalho, será dada ênfase à arquitetura estratal do preenchimento sedimentar do intervalo de interesse, baseada em dados de reflexão sísmica, com suporte em dados de poços e em biozonas de ostracodes. A formulação de um arcabouço estratigráfico e a

proposição de uma subdivisão do intervalo estudado em seqüências transgressivas-regressivas (T-R) *sensu* Embry & Johannessen (1992) e Embry (1993, 2002) constituem os objetivos principais. Portanto, a sua estrutura está centrada na distinção e identificação dos ciclos transgressivos-regressivos a partir da análise de padrões de empilhamento e superfícies-chave. Além disso, serão abordados aspectos relacionados ao cenário tectônico (rifte), ao contexto paleofisiográfico e à caracterização sísmica das seqüências propostas.

A motivação para a presente pesquisa sismoestratigráfica, a partir dos afazeres rotineiros de interpretação sísmica exploratória, baseou-se na ampla malha sísmica 2-D e principalmente 3-D disponível. Foi também decorrente da necessidade de uma subdivisão do intervalo estudado, de acordo com os preceitos da Estratigrafia de Seqüências, visto que até o presente momento os estudos têm-se limitado a um zoneamento local de caráter meramente litológico. O caráter inédito dessa subdivisão tornou-se uma motivação adicional a ser somada à viabilidade da aplicação da base conceitual da Estratigrafia de Seqüências em contextos predominantemente não marinhos.

O enfoque exploratório foi propositadamente excluído por não fazer parte do escopo desta dissertação.

1.1. Objetivos

Os objetivos aqui definidos são: (i) melhor compreensão tectono-sedimentar dos depósitos sinrifte de idade eo a mesoaptiana, correspondentes aos estratos flúvio-deltaico-lacustres da Formação Coqueiro Seco, (ii) proposição de um arcabouço estratigráfico fundamentado, por meio de análise sismoestratigráfica e da análise de poços, utilizando os conceitos básicos da Estratigrafia de Seqüências como metodologia geral, (iii) discussão e interpretação integrada do modelo deposicional de preenchimento e seus principais controles.

1.2. Área de estudo

A área de estudo ocupa a porção central da sub-bacia de Alagoas, com aproximadamente 1200 km² (Figura 1). Abrange os compartimentos estruturais desde o baixo de Fernão Velho, no extremo norte, ao baixo de Sinimbu e degrau de Fazenda Riachuelo, ao sul, de acordo com designação estabelecida por *Chagas et alii*, 1993.



Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo segundo a compartimentação estrutural da sub-bacia de Alagoas ao nível do embasamento (modificado de Lana, 1985 e *Chagas et alii*, 1993).

Para detalhamento foi selecionada a área coberta pelo principal levantamento sísmico 3-D empregado neste estudo (Figura 2), limitada a N-NO pela borda falhada da bacia (limítrofe ao embasamento adjacente, o Maciço Pernambuco-Alagoas), incluindo nesse

âmbito o principal depocentro a ela coligado, o baixo de Varrela. A sul/sudeste, limita-se pela rampa de acesso ao importante sistema de falhas de grande rejeito e padrão *echelon*, denominado de “linha de charneira” vinculada ao final do tempo Alagoas (Meso/neo-Aptiano ao Eoalbio). Encontram-se representados os depósitos sinrifte de idade eo a mesoaptiana da Formação Coqueiro Seco, correspondente à seqüência deposicional de 3ª ordem K38 definida por Feijó (1994), de acordo com recente revisão estratigráfica da bacia (Campos Neto *et alii*, 2007).

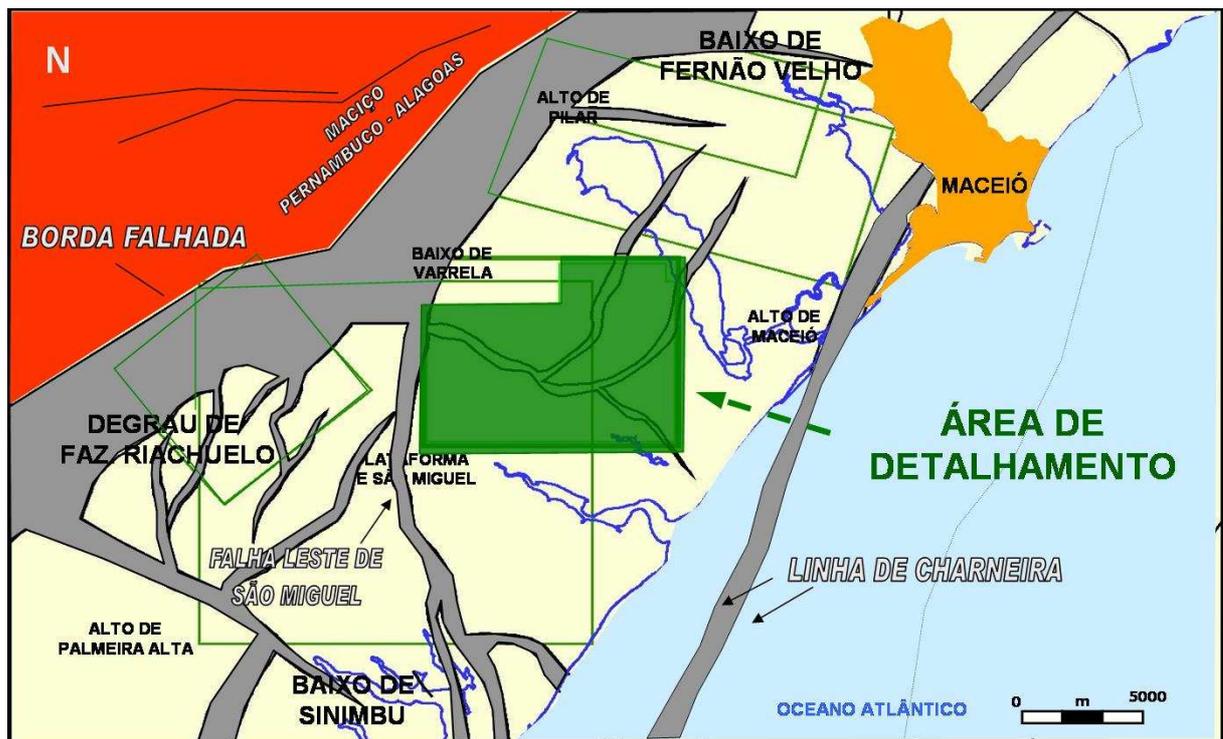


Figura 2 – Compartimentação estrutural da sub-bacia de Alagoas ao nível do embasamento (modificado de Lana, 1985 e Chagas *et alii*, 1993). Em destaque a área de detalhamento correspondente ao principal levantamento sísmico 3-D empregado neste estudo. Outros levantamentos sísmicos 3-D, em cor verde-clara.

1.2.1. Arcabouço tectono-estratigráfico

O pacote sedimentar em estudo é parte integrante da seção rifte da bacia de Sergipe-Alagoas, possuidor de um arcabouço tectônico intensamente compartimentado, resultado de diversos episódios deformacionais desenvolvidos a partir do Neojurássico. Encravada sobre terrenos geológicos de diferentes idades e domínios geotectônicos, a bacia de Sergipe-Alagoas reflete um arcabouço estrutural decorrente do rifteamento que individualizou

diversos altos e baixos, por vezes entrecortados por feições em forma de degraus ou intermediados por plataformas.

A área estudada envolve os altos de Pilar, Maceió e Tabuleiro dos Martins e os baixos de Varrela e Fernão Velho. Abrange ainda na sua porção Sudoeste o degrau de Fazenda Riachuelo e as plataformas de Furado (menor porte) e São Miguel dos Campos (Figura 3).

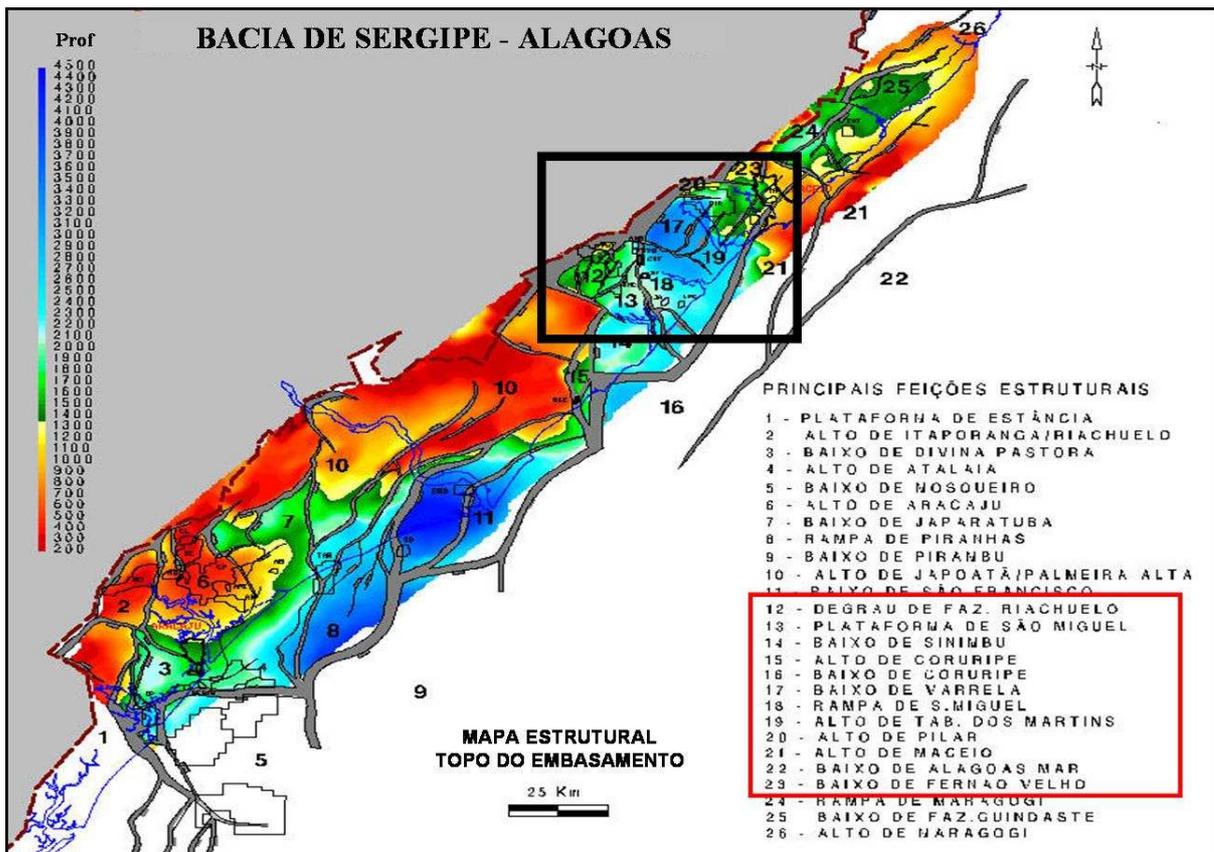


Figura 3 – Arcabouço tectônico da bacia de Sergipe-Alagoas (nível do embasamento). Em destaque os compartimentos estruturais relacionados à área de estudo.

Sob o ponto de vista estrutural, a sub-bacia de Alagoas possui geometria em meio-graben mergulhando para este/sudeste, em blocos escalonados por falhas de direção predominante NE-SO, separados entre si por falhas de direção E-O e/ou N-S (Souza-Lima, 2006), (Figura 4).

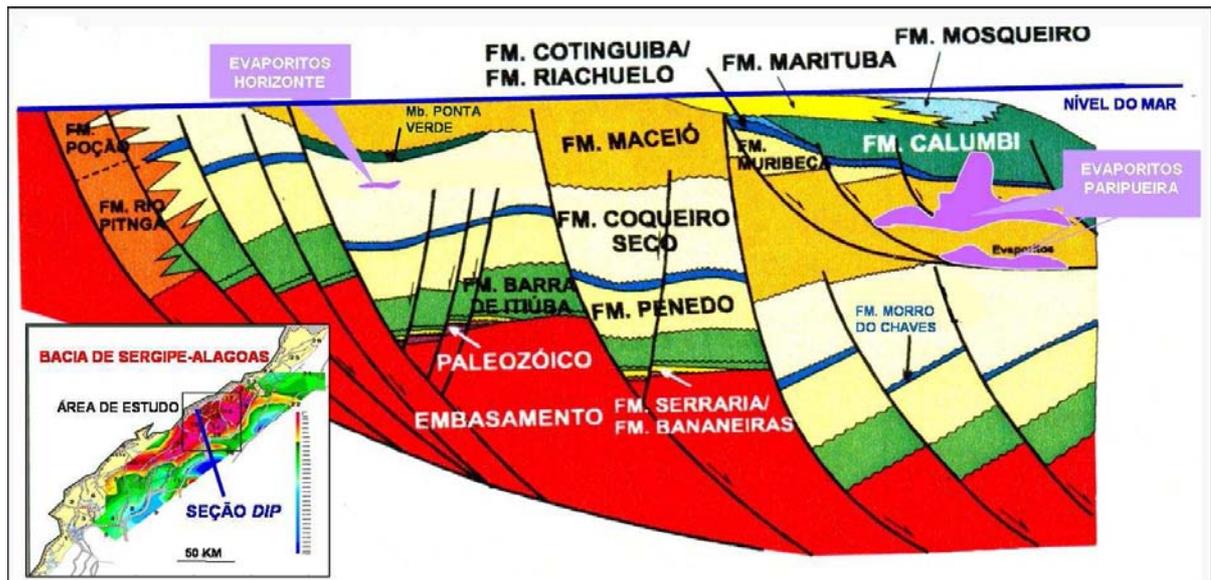


Figura 4 – Seção geológica esquemática (*dip*), representando o perfil estrutural da sub-bacia de Alagoas. Em destaque os eventos evaporíticos Paripueira e Horizonte (modificado de Souza-Lima, 2006).

Estratigraficamente é composta por clásticos do Cretáceo inferior (formações Feliz Deserto, Barra de Itiúba, Penedo, Morro do Chaves, Coqueiro Seco, Maceió e Poção), sobrepostos a depósitos jurássicos (formações Serraria, Bananeiras e Candeeiro) e paleozóicos (formações Aracaré e Batinga). Recoberta, discordantemente, por uma delgada cobertura pliocênica a quaternária (Grupo Barreiras).

A presença de sais de halita foi detectada no proeminente baixo deposicional de Varrela, na porção superior da Formação Coqueiro Seco, sendo atribuída à idade Jiquiá superior (Figura 4) (Souza-Lima, 2008). Esse evento evaporítico, revelado em um único poço, o 1-HZ-1-AL (Horizonte-1), particulariza a área de estudo com a possibilidade de ter sido onde a primeira incursão marinha da bacia ocorreu.

A assinatura polifásica da sub-bacia de Alagoas resultou em sua intensa compartimentação, cujas feições estruturais daí derivadas possuem distintas respostas em dados gravimétricos e magnéticos. Salientam-se como limites, falhas, lineamentos e eixos positivos e negativos de anomalias gravimétricas e magnéticas. A seguir, algumas considerações mais atinentes à área serão enumeradas, como as delineadas por Barros (2007), com base nos mapas de anomalia *Bouger* e da 1ª. derivada vertical da anomalia *Bouger* (Figura 5 e Figura 6, respectivamente):

1 - A separação a norte-nordeste entre as sub-bacias de Alagoas e do Cabo está assinalada pela rampa construída pelo alto de Maragogi. A sul, os altos de Palmeira Alta e Penedo constituem o limite estrutural entre a sub-bacia de Alagoas e a sub-bacia de Sergipe.

2 - O sistema de falhas de borda da bacia controla os grandes baixos deposicionais de Varrela e Alagoas de direção NE-SO, nos quais os espessos pacotes sedimentares neles contidos estão em contato brusco com as rochas do Maciço Pernambuco-Alagoas (indicado como embasamento raso).

3 - As grandes falhas de direção N-S e NE-SO estão bem caracterizadas e refletem antigas linhas de charneiras. Vários pequenos altos estruturais separam porções do baixo de Alagoas, por vezes acompanhando os lineamentos herdados do embasamento.

4 - O embasamento no extremo nordeste da sub-bacia de Alagoas encontra-se mais elevado, formando o que se conhece como alto externo de Maceió.

Estes mapas foram elaborados conjugando-se dados terrestres (de detalhe), marítimos (semidetalhe), até a profundidade de 50m, e de satélite. Os mapas, apresentados, resultantes de filtragens realizadas no domínio da frequência, permitem salientar as anomalias de mais alta frequência situadas a menores profundidades em detrimento das mais profundas, causadas por fontes mais densas e/ou mais magnéticas. Os dados gravimétricos foram os mais efetivos no mapeamento dos principais elementos estruturais da parte emersa da sub-bacia de Alagoas (Barros, *opus cit*).

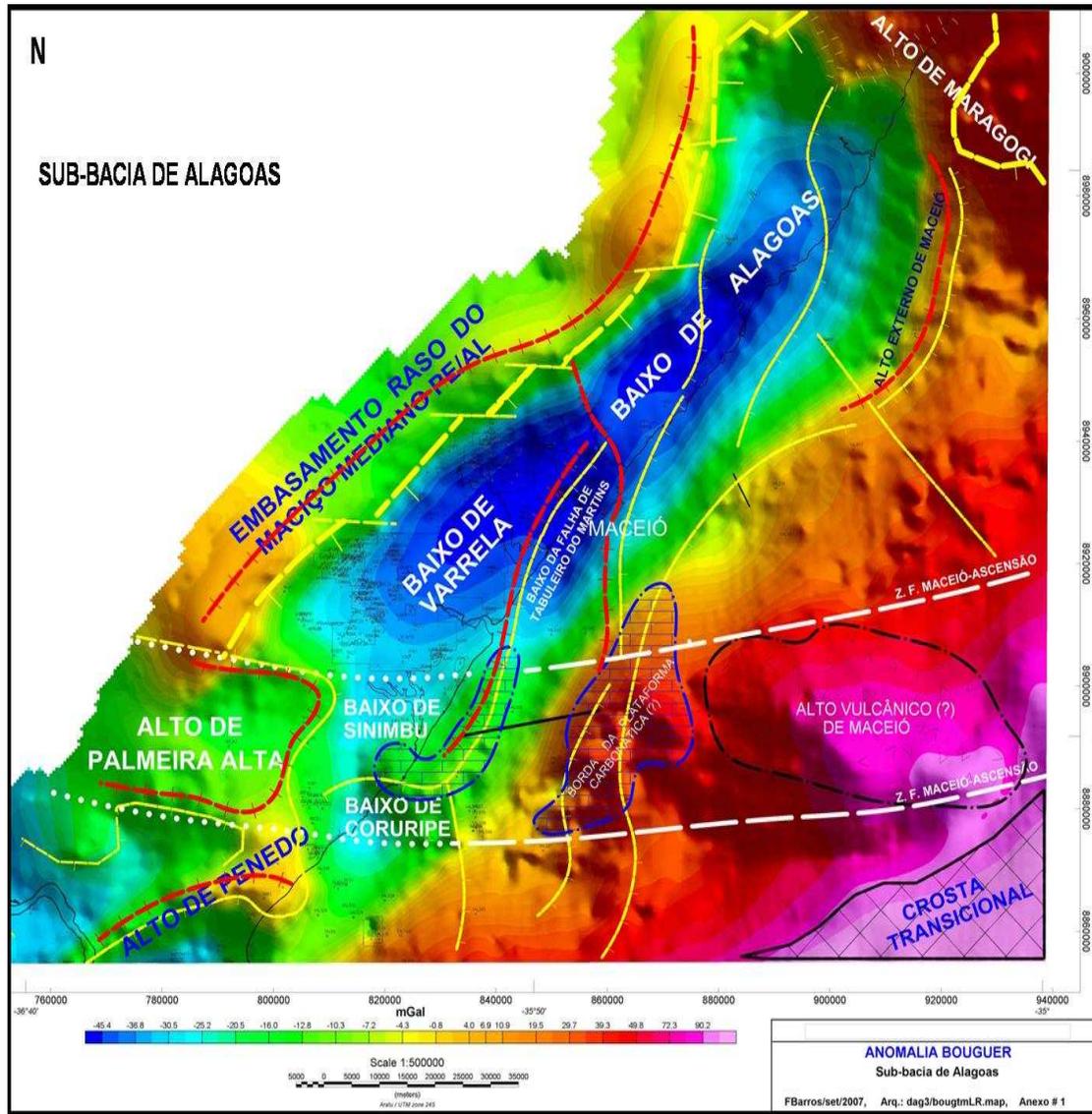


Figura 5 – Mapa de anomalia *Bouger* da sub-bacia de Alagoas. Notar o sistema de falhas de borda associado ao embasamento raso do Maciço Pernambuco-Alagoas, bem como os grandes baixos deposicionais de Varrela e Alagoas. Os limites norte e sul dessa sub-bacia aparecem bem delineados pelos altos de Maragogi e Palmeira Alta / Penedo, respectivamente. As falhas e lineamentos estão representados por traços interrompidos na cor amarela; os eixos positivos de anomalias magnéticas por traços interrompidos na cor vermelha, enquanto os negativos na cor branca; áreas de grandes anomalias situadas na porção marítima por notação traço-ponto nas cores preta e azul; os lineamentos da zona de fratura oceânica e Maceió (Ascensão Z.F.O.) constam como traços e/ou pontos brancos interrompidos (Barros, 2007).

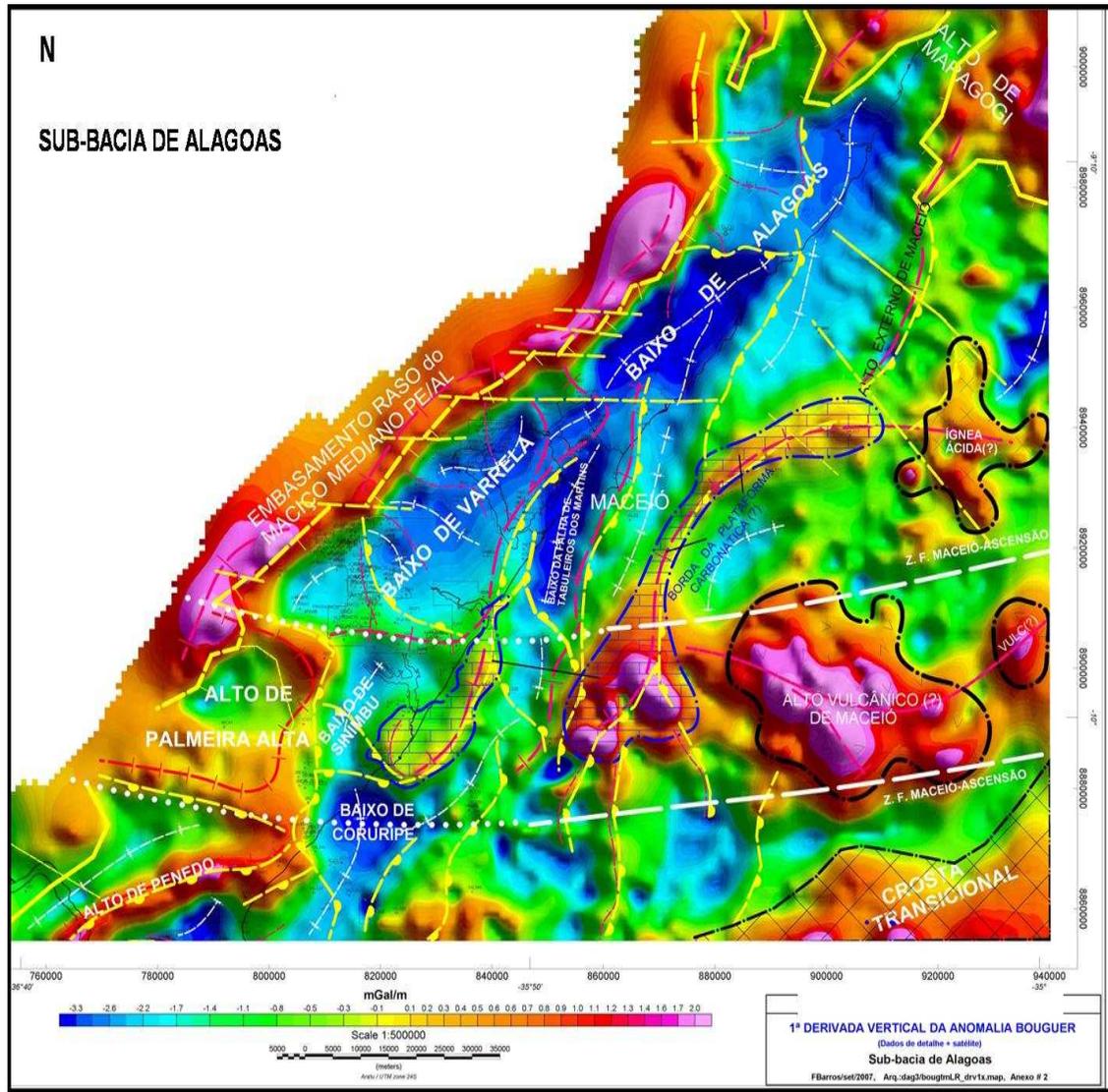


Figura 6 – Mapa da 1ª derivada da anomalia *Bouger* da sub-bacia de Alagoas. Notar o maior grau de detalhamento alcançado. As falhas e lineamentos estão representados por traços interrompidos na cor amarela; os eixos positivos de anomalias magnéticas por traços interrompidos na cor vermelha, enquanto os negativos na cor branca; áreas de grandes anomalias situadas na porção marítima por notação traço-ponto nas cores preta e azul; os lineamentos da zona de fratura oceânica e Maceió (Ascensão Z.F.O.) constam como traços e/ou pontos brancos interrompidos (Barros, 2007).

1.2.2. Trabalhos anteriores

A história exploratória da sub-bacia de Alagoas inicia-se em 1890, a partir da homologação da primeira concessão para “exploração de turfa, xisto betuminoso e seus congêneres”, nos municípios de Maceió e Camaragibe. Vinte anos mais tarde, coube ao geólogo e mineralogista José Bach, em 1912, uma curiosa extração de cerca de 300 litros de óleo de folhelhos betuminosos na localidade de Coqueiro Seco, também em Alagoas. Já em 1920, o município de Garça Torta, no mesmo estado, seria lembrado pela primeira perfuração exploratória ocorrida na bacia, realizada pelo então Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, interrompida aos 78 metros de profundidade por dificuldades mecânicas (Moura & Carneiro, 1976).

A região foi palco de sucessivos estudos geofísicos, datando de 1936 os primeiros trabalhos objetivando a exploração de hidrocarbonetos, abrangendo quase que sempre áreas circunvizinhas a Maceió. Foram realizados levantamentos magnetométricos, gravimétricos e sísmicos (Malamphy, 1937 in Souza, 1964) coordenados pelo então Serviço de Fomento da Produção Mineral. Pouco tempo depois, o Conselho Nacional de Petróleo, em 1940, através da contratação de duas equipes sísmicas da U.G.C. (*United Geophysical Company*), possibilitou a geração de resultados considerados bastantes conclusivos para a área dos campos de Tabuleiro dos Martins e Coqueiro Seco com o método de “*deep shooting*” (Denning, 1940 in Souza, 1964).

Sucederam-se entre 1948 e 1951 novos levantamentos sob o comando do Conselho Nacional do Petróleo, na tentativa de proporcionar uma correlação geológica mais regional através do uso de métodos de reflexão e refração rasa. No entanto, os dados obtidos foram considerados muito pobres.

Em continuidade aos estudos do potencial exploratório no cinturão costeiro e adjacências do Estado de Alagoas, Kreidler (1949) concluiu que, a partir de dados magnetométricos e de levantamento sismográfico, a área examinada não era indicativa de estruturas favoráveis à acumulação de hidrocarbonetos. O autor acreditava que os altos sismográficos nas circunvizinhanças de Maceió teriam sido bem testados pelo programa de perfuração do C.N.P. (Conselho Nacional do Petróleo).

Como parte dos trabalhos pioneiros de geofísica de semidetalhe realizados na mesma região, Steacy (1957) apresentou relatório que compreendeu a integração desses dados

aos disponíveis até então, discernindo com razoável precisão a estruturação geral da área. Verificou-se uma boa correspondência entre altos sismográficos e gravimétricos, apesar da notória má qualidade dos dados sísmicos. Vale salientar que este estudo figura como um dos mais bem sucedidos na área, impulsionando enormemente o conhecimento da época. A região passou a ser reconhecida como muito prospectável.

Em 1963, Perrella apresentou um quadro comparativo de unidades estratigráficas não marinhas da bacia de Sergipe-Alagoas de acordo com definições de diversos autores e suas próprias correlações. Para a época, a Formação Coqueiro Seco ainda não era mencionada, apenas a Formação Morro do Chaves era considerada como membro “A” da Formação Muribeca, ou como fazendo parte do “Triássico do Morro do Chaves” (classificação já, na época, intensamente combatida), ou ainda, como zona de carbonato de acordo com o *Basin Study* (estudo da bacia, PETROBRAS) de 1960. Em estudo subsequente, o mesmo autor discorreu sobre um levantamento geofísico de detalhe e semidetalhe levado a efeito no nordeste de Sergipe e a sudeste de Alagoas, porém sem grande repercussão.

Fazendo ainda parte dos inúmeros trabalhos geofísicos mais específicos e com o intuito de melhorar a aquisição de dados sísmicos em prospectos da Formação Coqueiro Seco, consta de 1964 um estudo de análise de ruído (PETROBRAS, 1964) na porção central da sub-bacia de Alagoas. Esse trabalho concluiu que os ruídos relacionados à própria aquisição dos dados eram constituídos predominantemente de *ground roll* com comprimento de onda da ordem de 15 a 57 metros. Atualmente, o Grupo Barreiras é considerado o grande responsável pela baixa qualidade sísmica obtida na área.

A parte norte da bacia de Sergipe-Alagoas seria contemplada mais tarde por um mapeamento geológico de superfície de detalhe e semidetalhe (Richter, 1966), como parte de um programa exploratório da PETROBRAS. O enfoque principal foi dedicado ao intervalo referente à chamada Formação Jequiá (Cretáceo inferior) que corresponderia, aproximadamente, às atuais formações Morro do Chaves e Coqueiro Seco. Este trabalho destacou a forte conotação tectônica para a área.

Um trabalho pioneiro sismológico de refração (PETROBRAS, 1967) proporcionou resultados bem embasados e mais coerentes com os resultados de outros métodos geofísicos aplicados naquele período. Além disso, propiciou um contínuo mapeamento do embasamento para toda a área, com razoável qualidade. Os carbonatos do andar Jiquiá superior, provável referência aos carbonatos Morro do Chaves, aparecem destacadamente como proeminentes refratores sísmicos. Foi também realizado um programa

experimental marítimo, o qual evidenciou a extensão da bacia para além da plataforma continental.

Um relatório reunindo os principais dados geológicos e geofísicos à época, compreendida nas quadrículas Marechal Deodoro e Maceió, foi efetuado por [Ojeda \(1968\)](#). Os dados geofísicos incluíam sísmica e gravimetria. A presença de duas discordâncias de caráter erosivo foi destacada: a discordância pré-Alagoas e o que foi chamado de discordância pré-Barreiras. Ficou também realçado o claro papel de forte refletor sísmico relacionado ao topo dos calcários da seção basal da denominada Formação Jequiá.

No mesmo ano, [Ojeda \(1969\)](#) coordenou o primeiro projeto Coqueiro Seco/Morro do Chaves, com base em estudo de poços, detalhando mais destacadamente o início dos esforços para uma melhor compreensão tectono-estratigráfica da porção central da sub-bacia de Alagoas. Este projeto abrangeu as áreas denominadas de Baixa Grande-Feliz Deserto e Coruripe-Maceió. Na primeira ocorre principalmente a Formação Morro do Chaves e na segunda as formações Morro do Chaves e Coqueiro Seco. Como camada guia para correlação foram escolhidas: (i) a espessa camada de arenito no topo da Formação Penedo de extensão regional, (ii) a espessa camada de folhelho Ponta Verde e (iii) a camada de folhelho cinza escuro betuminoso, denominada a partir deste estudo de Folhelho “C” (correspondendo à unidade “C” do estudo da bacia de 1960). Ambos os folhelhos escolhidos foram reconhecidos apenas como de ocorrência local, modificados ora por erosão, ora por mudança lateral de fácies. A partir da análise integrada de mapas de isópacas, estruturais, de razões arenito / folhelho, litofácies, gravimétricos e de seções estratigráficas o autor concluiu:

- as formações estudadas possuem um contato gradacional e apresentam distribuição lateral de fácies bastante distintas;
- mapas de razão arenito / folhelho do intervalo operacional Coqueiro Seco/Morro do Chaves apresentam maior desenvolvimento da razão arenosa na porção norte de Alagoas, sugerindo uma provável direção de proveniência de sedimentos;
- as áreas de Furado, São Miguel dos Campos e lagoa Poxim-Jequiá tiveram “tendência estrutural positiva” durante a deposição dos sedimentos sobrepostos ao folhelho “C”, mostrando menores espessuras relativas. Falhas posteriores teriam seccionado esta sucessão de estratos dando-lhe a atual feição estrutural. Falhamentos concomitantes com a sedimentação, caso existissem, pouco influenciariam na distribuição de sedimentos sobrepostos ao folhelho “C”;
- o chamado “*graben* de Alagoas” coincide com grandes espessuras do intervalo operacional Coqueiro Seco/Morro do Chaves, indicando que o mesmo esteve ativo durante a deposição

daquelas formações; e, por último, considerou ainda remota a possibilidade de trapas de caráter puramente estratigráfico.

O campo de Coqueiro Seco, situado 3km a sul da cidade de Coqueiro Seco, em Alagoas, mereceu imediata atenção após a descoberta de gás em 1963. De acordo com Sá (1969), à semelhança de outros campos da área, estaria localizado segundo um *trend* estrutural denominado inicialmente de “*horst* de Maceió” (denominação feita no período entre 1956 e 1957, nos trabalhos geofísicos realizados na área, reportada inicialmente por Steacy, 1957), sendo estabelecido um zoneamento estratigráfico usado até o presente, e tido como de excelente qualidade para as correlações.

A intensificação das atividades exploratórias ocorrida na década de 60 causou um grande impacto no conhecimento estratigráfico da área, até então com pouco rigor técnico e com baixo grau de correlação. Os estudos realizados por Bender & Cook (1960) e pelo estratígrafo W. H. Ruefli (1963) foram rearranjados pela “Comissão de Revisão Estratigráfica da bacia de Sergipe-Alagoas” - C.R.E. (Schaller, 1970) à luz dos códigos da subcomissão internacional de terminologias estratigráficas (Congresso Geológico Internacional de 1960) e da Comissão Americana de Nomenclatura Estratigráfica de 1961. Assim as diretrizes para a reforma estratigráfica da bacia de Sergipe-Alagoas foram propostas e praticamente adotadas até os nossos dias.

A história geológica da seqüência de idade local Jiquiá, na porção central da sub-bacia de Alagoas foi analisada por Ojeda & Fugita (1976). Esses autores admitiram pelo menos três fases sedimentares: uma transgressiva (calcários e folhelhos carbonáticos Morro do Chaves), uma regressiva (arenitos arcóseos do Membro Francês, da Formação Coqueiro Seco – subdivisão da C.R.E. de 1970) e uma outra transgressiva (folhelhos e arenitos finos do Membro Manguaba da Formação Coqueiro Seco - subdivisão da C.R.E. de 1970). Admitiram um grande influxo de sedimentos ocorrido pelo extremo nordeste (área de Riacho Doce), em direção sul. Na idade Alagoas, teriam sido depositados os folhelhos Ponta Verde que representariam o fim do último ciclo transgressivo de idade Jiquiá (Neobarremiano ao Eoaptiano).

O caráter cíclico e faciológico dos estratos envolvendo as formações Coqueiro Seco e Maceió (andares Jiquiá e Alagoas) levariam Beltrami & Della Fávera (1977) a uma divisão por “complexos cíclicos básicos”. Essa ciclicidade, evidenciada nas análises de testemunhos e perfis de poços, corresponderia a uma sucessão de fases transgressivas e regressivas em relação a um ou diversos lagos interligados.

A distinta alternância entre folhelhos e arenitos Coqueiro Seco em uma seqüência vertical de ciclos *coarsening upward*, indo desde folhelhos com níveis carbonáticos até conglomerados bem organizados, foi analisada por Netto (1979).

Em um trabalho de cunho regional, tendo como enfoque a fase rifte da bacia, Fernandes *et alii* (1981) propuseram uma divisão em seqüências litogenéticas associadas a episódios tectônicos que compreenderia basicamente as seqüências pré-rifte, rifte e pós-rifte. O intervalo de estudo estaria relacionado ao episódio rifte II. Toda a seqüência rifte envolveria um grande volume de sedimentos clásticos, demonstrando vultosa movimentação, expressando a compartimentação estrutural atual, bem como a evolução dos depocentros durante as fases de rifteamento. Esse rifteamento continental, iniciado no Eocretáceo, seguiria até aproximadamente o Albiano. Falhas normais ocorridas durante esse intervalo seriam responsáveis por boa parte da configuração atual exibida pela bacia. A evolução tectono-estrutural controlaria a natureza e distribuição dos sistemas deposicionais que progressivamente preencheriam os depocentros.

Para estes autores, os perfis sísmicos indicaram que os *grabens* existentes a leste do “*horst* de Maceió” representariam o final do episódio de falhamento extensional que precedeu o final da abertura proto-ocêânica, seguida da alteração para as condições marinhas francas. Uma malha sísmica muito esparsa e de baixa qualidade inibiu por completo uma análise sismoestratigráfica convencional da seção rifte.

Coube a Figueiredo (1981) uma avaliação bastante ampla com base em sísmica e poço dos sistemas deposicionais do espesso pacote lacustre clástico-carbonático correspondente às formações Morro do Chaves e Coqueiro Seco, relacionados à fase rifte da bacia. Para esse autor, uma definição da arquitetura deposicional desses estratos passa fundamentalmente pela análise de perfis sísmicos, especialmente nas áreas em que as informações de poços são muito escassas ou ausentes. Desafortunadamente, na época, a generalizada má qualidade dos dados sísmicos obliterou uma investigação sismoestratigráfica convencional como desejada. Contudo, alguns perfis sísmicos foram considerados e tentativamente utilizados com este intuito. Na análise de fácies se destaca o grande contraste de impedância acústica entre as formações Morro do Chaves e Penedo, caracterizado por um refletor que exhibe baixa freqüência e boa continuidade. Não se verificaram evidências de truncamento erosional ou *toplap* internos aos estratos. Seções *strikes* ao longo do eixo da sub-bacia de Alagoas revelam espessamento próximo às grandes falhas. Basicamente, duas sismofácies são reconhecidas em perfil: a basal, mostrando reflexões plano-paralelas de boa continuidade, e a superior, com fácies tipo *free*, interpretadas como de talude e sistemas

flúvio-deltaico, respectivamente. Um poucas linhas permitiram uma aplicação elementar de sismoestratigrafia.

À semelhança de [Beltrami & Della Fávera \(1977\)](#), [Figueiredo \(1981\)](#) propôs a divisão da bacia de Sergipe-Alagoas em quatro sub-bacias (Alagoas, Coruripe, Rio São Francisco e Mosqueiro) com cada sub-bacia exibindo sua própria e única evolução estrutural e deposicional.

Em uma integração de dados de campo e de poços no campo de Pilar, [Pereira \(1983\)](#) propôs a definição de sete marcos estratigráficos com consistência sísmica para a área. Postulando, ao mesmo tempo, a interferência de superfícies erosionais como controladoras das acumulações de hidrocarbonetos.

A sedimentologia da área de Pilar e adjacências (andares Buracica e Jiquiá / Barremiano-Aptiano) fez parte dos estudos do Projeto Pilar ([Cruz, 1984](#)). A estratigrafia da área com base em perfis e seções sísmicas foi dividida em quatro seqüências deposicionais e seis fácies deposicionais associadas.

Tomando por base o mapeamento de quatro níveis pelíticos, conhecidos informalmente como folhelhos “A”, “B”, “C” e “D” e mencionados originalmente em [Ojeda, \(1969\)](#), um estudo das acumulações de óleo e gás para o campo de Fazenda Pau Brasil e adjacências ([Alves Filho, 1985](#)) apontaria para a prospectividade da Formação Coqueiro Seco na área que, até então, não configurava sequer como objetivo secundário. Foram reconhecidas condições faciológicas e razão arenito/folhelho adequadas. Anteriormente, a prospecção de petróleo nesta unidade visava unicamente investigar seqüências regressivas deltaicas capeadas pelos folhelhos transgressivos “B” e “C” considerados de ocorrência regional.

Em um trabalho de caráter multidisciplinar regional, [Falkenhein et alii \(1987\)](#) enfatizaram a evolução da bacia de Sergipe-Alagoas sob o ponto de vista da placa litosférica que a interpõem, superando o puro contexto de margem continental divergente e o ajuste aos modelos clássicos da literatura. Desse modo, analisaram o caráter termomecânico, temporal e espacial dos seus estágios tectônicos fundamentais, ou seja, os estágios pré-rifte, rifte e termal. A partir de uma proposta de subdivisão em megassequências tectono-sedimentares para a bacia, incluiriam a Formação Coqueiro Seco como relacionada à megassequência “B” (sedimentos *sin*rifte) correspondente ainda à seqüência III de sua classificação. Essa seria representada por uma sedimentação ocorrida no final do estágio *sin*rifte, durante o andar Jiquiá superior, composta por um espesso pacote siliciclástico e de extensos carbonatos lacustres. Os calcários compostos de bivalvos da Formação Morro do Chaves, bioacumulados nas margens de extensos lagos que dominaram o cenário no início do Neojiquiá, estariam

relacionados a uma quiescência tectônica. A partir do zoneamento bioestratigráfico do andar Jiquiá superior, definido pelas subzonas de ostracodes: NRT - 009.3 (*Cypridea Pseudocypridina faveolata*) e NRT-10 (*Limnocythere troelseni*), esses autores propuseram sua subdivisão em duas fatias, individualizando-as como unidades “paracronoestratigráficas”. A camada de folhelhos conhecida como “folhelho C” foi escolhida com esse objetivo, devido ao seu caráter bastante conspícuo, sua boa confiabilidade e seu fácil rastreamento sísmico.

O campo de Pilar foi alvo mais tarde, de um estudo operacional pormenorizado para os reservatórios Coqueiro Seco (Weidmann & Formoso, 1987b). Nesse contexto, foi proposta uma divisão em cinco unidades (I a V) e 10 zonas operacionais que por sua vez seriam subdivididas em várias subzonas, rotineiramente utilizadas até os dias de hoje. Estes intervalos operacionais são separados por expressivos níveis de folhelhos associados a eventos transgressivos. O arcabouço estrutural do campo de Pilar foi relacionado à fase extensional da evolução da bacia, consistindo de uma feição anticlinal abatida por falhas normais de baixos ângulos de mergulho e direção preferencial NE-SO. O campo é seccionado em dois compartimentos principais por um falhamento dito transcorrente. A atividade tectônica foi considerada mais intensa durante o tempo Jiquiá ao Alagoas (Eobarremiano ao Aptiano).

A década de 90 ficou marcada por uma profusão de estudos sistemáticos abordando direta ou indiretamente a Formação Coqueiro Seco, destacando-se os trabalhos de: Falconi (1990), Dias (1991), Feijó (1992), Borba & Silva (1992), Pereira (1994), Chagas (1996) e Azambuja *et alii* (1998). Estes contribuíram enormemente para a compreensão tectono-estratigráfica desse importante pacote sedimentar *sin*rifte da bacia de Sergipe-Alagoas.

Nesse sentido, Falconi (1990) salientou a excelente correlação rocha-perfil alcançada para os sedimentos Coqueiro Seco (no campo de Pilar, Alagoas), com base em análises sedimentológicas, petrológicas e petrofísicas. Isso se refletia destacadamente em nítidas variações nos perfis de raios gama sem, no entanto, fazer uso de perfis sísmicos. Deu ênfase à análise diagenética, possibilitando uma maior precisão nas definições de fácies e ambientes deposicionais.

Em um contexto regional de análise e evolução da fase rifte para as bacias brasileiras da margem leste e sudeste, Dias (1991) chamou a atenção para a impressionante atividade tectônica registrada no andar Jiquiá superior. Apresentou a seqüência do Eocretáceo (EC6) como correspondente aos depósitos clásticos grossos representados, na bacia, pelas formações Morro do Chaves e Coqueiro Seco. O limite inferior desta seqüência seria

concordante e marcado pela ocorrência de rochas carbonáticas (coquinas), coincidindo em Alagoas com a base da subzona NRT-009.3. Seu limite superior seria marcado por uma discordância angular de caráter inter-regional, conhecida como discordância pré-Alagoas. Rochas datadas pela biozona NRT-010 ocorrem apenas nos baixos mais proeminentes, tais como o baixo de Alagoas, onde está associada à Formação Ponta Verde. A leste da feição conhecida como “charneira Alagoas”, é constatado um grande espessamento, onde se vê falhamentos ativos até o final do ciclo, o que não acontece em Sergipe. Em Alagoas, ambas as seqüências denominadas de EC7 (andar Alagoas inferior) e EC8 (andar Alagoas superior) aparecem compartimentadas e com grandes espessuras, sugerindo a continuidade da fase rifte até o topo do andar Alagoas.

Em seu estudo de seqüências continentais das fases pré-rifte e rifte da sub-bacia de Alagoas central, [Feijó \(1992\)](#) propôs uma divisão em dez seqüências estratigráficas genéticas (*sensu* [Galloway, 1989](#)). Duas delas definidas nas rochas sedimentares da fase pré-rifte (P1 e P2) e oito nas rochas da fase rifte (R1 a R8). O pacote de interesse estaria relacionado às seqüências R4, R5 e R6. Estas seqüências puderam ser delimitadas pela identificação das superfícies de inundação máxima, realizada por avaliações de perfis elétricos e, secundariamente, por dados sísmicos e de afloramento. Essas seqüências foram posteriormente integradas a mapas paleogeográficos, testemunhos, amostras de calha e amarrações ao zoneamento bioestratigráfico (ostracodes). Na sísmica seria possível identificar terminações de refletores, principalmente em configurações *downlaps*, resultantes da progradação flúvio-deltaica sobre as superfícies de máxima inundação, servindo para corroborar a proposição de suas seqüências, ainda que pesasse a má qualidade dos dados.

Voltando-se para um estudo mais detalhado da chamada “porção inferior da Formação Coqueiro Seco”, [Borba & Silva \(1992\)](#) examinaram cerca de 450 metros de testemunhos de carbonatos e siliciclásticos associados no campo de Pilar, no qual incluía também o expressivo arenito Pilar em sua base. Ficou claro para os autores que os arenitos Morro do Chaves, inclusive o arenito Pilar, possuem características bastante distintas dos da mencionada porção.

Com base em dados de 100 poços e 5000 km de linhas sísmicas 2-D, [Pereira \(1994\)](#) procurou estabelecer um arcabouço estratigráfico de referência para o Cretáceo de cinco bacias marginais brasileiras: Santos, Campos, Espírito Santo, Sergipe-Alagoas e Potiguar. Como análogas foram usadas as bacias de Neuquém (Argentina) e Oriente (Equador). Para o intervalo de interesse, argumentou que a seqüência deposicional posicionada no Barremiano iniciou com a deposição de cerca de 300 metros de carbonatos

(coquinas), provavelmente compondo um trato transgressivo. Também sugeriu um sincronismo entre esses depósitos e os demais das bacias marginais brasileiras. Um aumento na aridez climática foi também aventado como a provável causa maior para esse episódio carbonático. As coquinas seriam sobrepostas por leques deltáicos siliciclásticos, provavelmente compondo um trato de nível alto.

Uma divisão em seqüências tectono-estratigráficas para as seções pré-rifte e rifte da bacia de Sergipe-Alagoas foi proposta por [Chagas \(1996\)](#) a partir da análise das características dos refletores sísmicos, natureza e distribuição dos sedimentos. Destacou os grandes depocentros, as principais áreas fontes e as principais entradas de sedimentos ao longo de sua evolução. Fez uso também de inferências por modelos análogos conhecidos da literatura. Sua divisão da fase rifte da bacia incluiu três estágios: (i) o estágio de estiramento inicial, ou rifte inicial, representado pelos sedimentos dos andares D. João e Rio da Serra, (ii) o estágio rifte juvenil relativo aos andares Aratu ao Eojiquiá e, (iii) o estágio de rifte maduro estabelecido no intervalo do Mesojiquiá ao Eoalbiano. Apontou ainda, para uma possível reativação Albiana, principalmente na porção sergipana. Os sedimentos que compõem os clásticos terrígenos da Formação Coqueiro Seco e as coquinas Morro do Chaves fariam parte da seqüência IIb (S2b) na fase denominada de rifte maduro, de acordo com sua classificação. Esta seqüência depositada entre o final do andar Jiquiá e o início do andar Alagoas, durante o segundo ciclo tectônico do rifte, representaria a máxima ativação dos falhamentos. A linha de charneira da bacia, marcada por intenso falhamento normal de direção predominante NE-SO, teria sido implantada neste ciclo. Registrou a relativa esterilidade de biota associada a estes sedimentos e a conseqüente baixa resolução da datação por meio de ostracodes e pólenes. A distribuição faciológica da unidade Coqueiro Seco corresponderia a uma alternância entre arenitos e folhelhos, com percentuais equivalentes, denotando uma elevada taxa de acumulação sedimentar. Esta seqüência equivaleria na sísmica a um padrão descontínuo de refletores subparalelos a paralelos. À medida que se aproxima de grandes falhas, o padrão torna-se desorganizado, representando depósitos de cascalhos proximais (*debris*) e *fandeltas*. O padrão se torna mais organizado em direção ao topo da seqüência.

O intervalo entre as formações Morro do Chaves e Maceió, em sua porção Alagoana, foi tomado como representativo para a compreensão das variáveis controladoras dos depósitos lacustres da fase rifte da bacia ([Azambuja et alii, 1998](#)). Estes autores admitiram um forte controle tectônico e climático sobre a distribuição de fácies, afirmando que o conceito de tratos de sistemas climáticos melhor explicaria os ciclos de 4ª à 6ª ordem, enquanto a tectônica seria o principal controle para ciclos de mais alta ordem no lago.

Mais recentemente, *Córdoba et alii* (2006) ofereceram uma análise estratigráfica apresentada à luz dos conceitos básicos da Estratigrafia de Sequências para o estágio rifte da bacia de Sergipe-Alagoas. Três principais pulsos tectônicos foram assinalados: o primeiro na passagem dos andares Rio da Serra/Aratu, o segundo no início do Jiquiá e o terceiro no início do Alagoas.

1.3. Base de dados

O conjunto de dados pré-selecionados para o presente estudo totalizou 245 poços exploratórios, 383 linhas sísmicas 2-D e sete levantamentos sísmicos 3-D (Figura 7). Os levantamentos 3-D perfazem cerca de 700 km², adquiridos em campanha exploratória iniciada em 2001. Os reprocessamentos destes dados, efetuados recentemente, beneficiaram de forma significativa a interpretação sísmica da área devido à grande melhoria de qualidade alcançada, em que pese se tratar de dados sísmicos terrestres. Todos os levantamentos sísmicos são de diferentes gerações de aquisição e processamento.

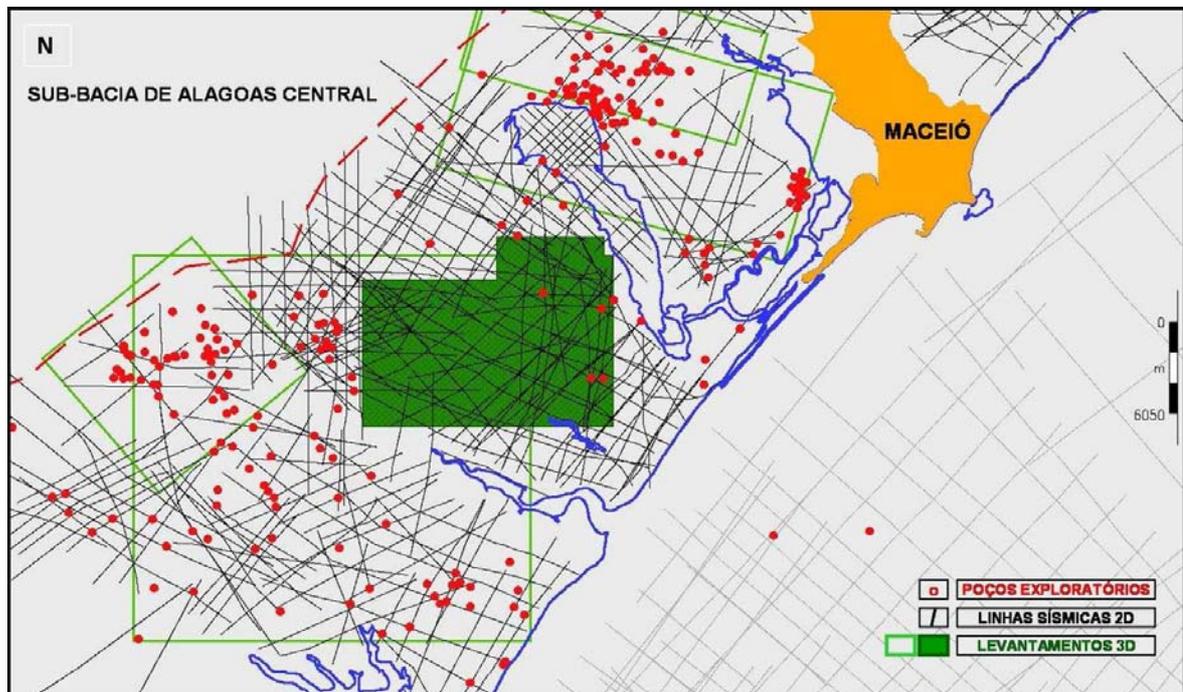


Figura 7 – Conjunto de dados de poços exploratórios e malha sísmica 2-D e 3-D pré-selecionados utilizados neste estudo. Em destaque o levantamento sísmico 3-D selecionado para detalhamento. Os levantamentos sísmicos 2-D e 3-D são de diferentes gerações de aquisição e processamento.

Para o detalhamento da área de estudo foram selecionados 16 poços, três linhas sísmicas 2-D e três levantamentos 3-D (Figura 8). Os poços foram escolhidos de forma a atender os critérios de melhor representatividade do intervalo estratigráfico analisado. Vale frisar que a maior densidade de poços está relacionada aos campos de hidrocarbonetos, obviamente, condicionando as avaliações aqui desenvolvidas.

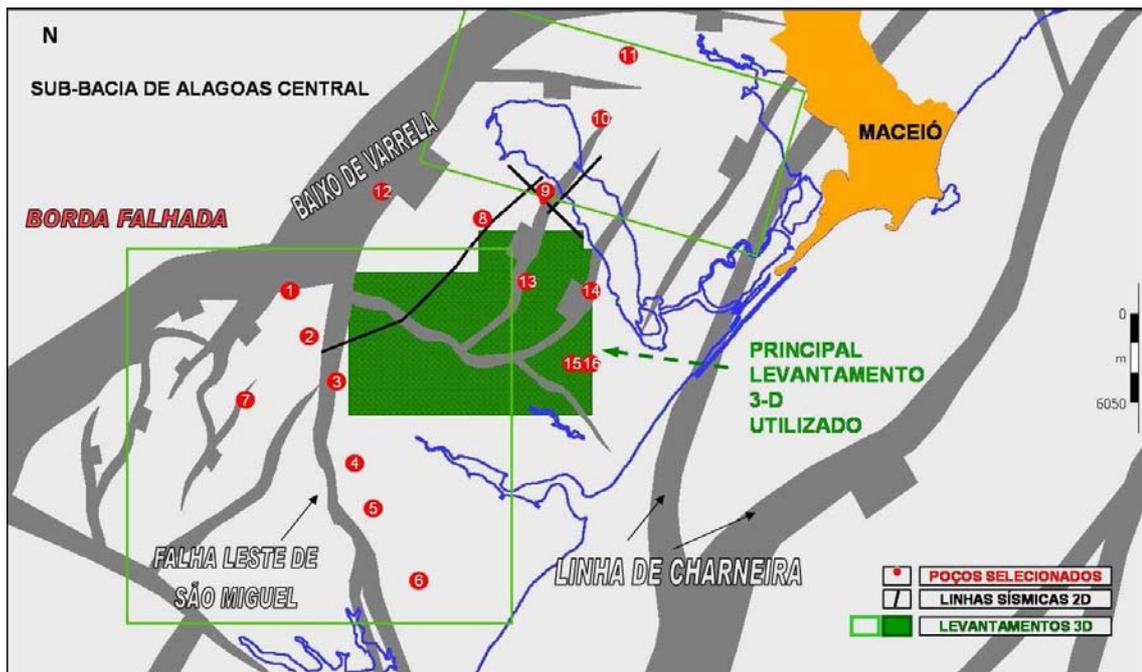


Figura 8 – Dados selecionados para detalhamento: 16 poços exploratórios, três linhas sísmicas 2-D e três levantamentos sísmicos 3-D. A construção das seções estratigráficas de correlação geológica e suas equivalentes sísmicas foram realizadas a partir desses dados. Em cor cinza-escuro o arcabouço estrutural ao nível do embasamento.

1.3.1. Dados Sísmicos

O principal dado sísmico utilizado neste estudo é um levantamento 3-D localizado na porção central da área (Figura 8), compreendido entre os municípios de Marechal Deodoro, São Miguel dos Campos e Barra de São Miguel, Estado de Alagoas, com cerca de 170 km². Esse levantamento amostra, de maneira muito favorável, a feição geométrica de meio-*graben* característica do rifte, englobando parte do baixo deposicional de Varrela. A escolha deste levantamento também foi devida à constatação de uma menor

intensidade de falhamentos nesta porção da área de estudo, permitindo uma melhor caracterização sismoestratigráfica.

A tabela a seguir resume os parâmetros de aquisição do levantamento 3-D empregado neste trabalho:

GEOMETRIA DO LEVANTAMENTO	
Número de canais	960
Intervalo de estações (m)	50
Intervalo de tiro cross line (m) / in line (m)	100 / 200
Intervalo de linha de receptores (m)	100
Número de linhas de receptores por swath	8
Número de linhas de tiro por swath	4
Número total de linhas de tiro (direção x)	120
Número total de linhas de receptores	124
Número de swaths	30
Número de tiros por posição do dispositivo	4
Rolagem das linhas de receptores	4
Lança	2975-25-0-25-2975
FONTE E RECEPTOR	
Quantidade de carga / disparo (ms)	4,5
Tipo de explosivo	Emulsão (Mag-Gel)
Arranjo de carga	L(3x3)/25 m (4,5 kg, 12,5 m entre furos, 6 m profundidade)
Tipo de geofones	Rede modelo terra e pântano Bobina sensor SM-24/U-B, 10 hz, 375 ohm
Arranjo de geofones	L(6) / 41,66 (8,33 m entre elementos)
REGISTRO	
Tempo de registro (ms)	5000
Razão de amostragem (ms)	2
Filtro corta altas	205 Hz / 580 dB/oct
Filtro corta baixas	3 Hz / 24 dB/oct
Notch	OUT
DENSIDADE DOS DADOS	
Tamanho da cela p/ processamento X/Y (m)	25 X 50
Multiplicidade total	60

Tabela 1 – Parâmetros de aquisição do principal levantamento sísmico 3-D empregado neste trabalho.

Um ganho variável com o tempo foi aplicado aos dados já processados para uma melhor visualização dos eventos mais profundos. Esse procedimento é freqüentemente aplicado em dados terrestre para compensar eventuais sub-correções dos efeitos de espalhamento geométrico e absorção e/ou melhorar a visualização de eventos mais profundos, tendo em mente que a preservação de amplitudes verdadeiras é uma meta difícil de ser alcançada pelo processamento sísmico terrestre. A divergência esférica é causada pelo espalhamento da energia da onda gerada na fonte em uma frente de onda cada vez mais ampla com o aumento do tempo de propagação. Por outro lado, os mecanismos causadores da absorção não são bem compreendidos, sendo que o principal deles é atribuído à transformação da energia do pulso gerado na fonte em calor pelo processo de fricção (Yilmaz, 2000).

Diferentemente do espalhamento geométrico, o efeito da absorção é seletivo com a frequência, de tal forma que as frequências mais altas são mais fortemente atenuadas com o tempo de trânsito. Esse processo introduz um caráter não estacionário aos dados sísmicos, que se reflete em perda contínua de resolução com o aumento do tempo. Embora a absorção faça parte das correções a serem tratadas pelo processamento sísmico, o seu caráter não estacionário e algumas vezes irreversível dificulta a qualidade final dos dados sísmicos processados. Desse modo, feições sísmicas fundamentais para o reconhecimento de superfícies-chave para trabalhos sismoestratigráficos podem ter suas identificações e interpretações prejudicadas total ou parcialmente. Dentre estas se destacam feições identificadoras de relações geométricas dos padrões de empilhamento, configuração e terminação de refletores.

Nesse sentido, alguns avanços estão sendo obtidos com a aquisição de dados sísmicos de alta resolução em terra, no qual se obtém dados de mais altas frequências, porém limitados a seções mais rasas.

A abordagem sismoestratigráfica, portanto, deve atentar para o reconhecimento das limitações do método e fazer uso disso para procurar outras soluções que possam ajudar no processo de análise de bacias.

Os dados sísmicos aqui utilizados, principalmente os 2D, nem sempre atenderam às necessidades do presente trabalho, seja pelo posicionamento não adequado à amostragem de feições geológicas de interesse e/ou pelo espaçamento demasiado esparsa entre linhas. Estes levantamentos correspondem a diferentes gerações de aquisição e processamento, sendo por isso necessários ajustes de tempo nas interseções entre as diversas linhas (“*mistie*”). Os próprios levantamentos 3-D (mais recentes) são também de diferentes parâmetros de aquisição e processamento, sendo todos direcionados, primordialmente, ao imageamento estrutural.

1.4. Metodologia

Este estudo foi realizado em três etapas principais: (i) levantamento e organização crítica dos dados sísmicos e de poços, (ii) análise de padrões de empilhamento e de superfícies-chave (perfis de poços e configuração e terminações de refletores) e (iii) construção de mapas de fácies sísmica.

(i) Levantamento e organização crítica dos dados sísmicos e de poços: a malha sísmica 2-D terrestre (Figura 7), adquirida ao longo de décadas, envolve um total de sete equipes (ES-007, ES-42, ES-201, ES-210, ES-220, ES-226 e ES-27) e está adensada em regiões de maior interesse exploratório. A absoluta maioria desses levantamentos foi obtida pela ES-27, perfazendo um total de 318 linhas com diferentes gerações de aquisição. Já a malha sísmica 3-D, implementada a partir de 2001, totaliza cerca de 700 km². Inicialmente foi voltada ao imageamento sísmico do campo de Furado, depois estendida para outros campos com objetivo exploratório. Durante a etapa de avaliação crítica dos levantamentos 2-D e 3-D, também a condição das diferentes gerações de processamento efetuadas foi avaliada, aplicando-se os ajustes necessários para torná-las mais compatíveis (como por exemplo: as correções de “*mistie*”).

Em seguida foi realizada a seleção dos poços mais representativos do intervalo de interesse e/ou detentores de alguma particularidade relevante a esse trabalho. Esta representatividade foi subordinada às condições de menor interferência de falhamentos e da distribuição geográfica mais favorável às análises estratigráficas. Naturalmente, maiores densidades de poços estão vinculadas aos campos de petróleo da área, à semelhança do que ocorre com os dados sísmicos. Em consequência, verifica-se uma escassez de informações em locais muitas vezes cruciais para uma melhor definição estratigráfica, condicionando a precisão e a confiabilidade das interpretações. Dados de testemunhos de sondagem não foram utilizados, bem como amostras de calha e de superfície.

(ii) Análise de padrões de empilhamento e de superfícies-chave (perfis de poços e configuração e terminações de refletores): foi voltada, essencialmente, para o reconhecimento das superfícies de máxima regressão (SMR); de inundação máxima (SIM) e limites de seqüência (modelo de seqüências T-R). Essa análise foi realizada através da apreciação das propriedades gráficas dos perfis de poços (eletroformas), principalmente perfis de raios-gama, resistividade e sônico, em associação aos litotipos. Destacadamente, as eletroformas de raios-gama exibem de forma clara as tendências retrogradacionais e progradacionais de *trends*

deposicionais nos intervalos examinados. O uso de atributos sísmicos, particularmente os de fase instantânea e envelope do sinal, permitiu uma melhor avaliação da configuração da amplitude, continuidade e terminações de refletores. Apesar do ganho alcançado, logo se percebeu a necessidade da aplicação de outro método, capaz de gerar uma melhor correspondência aos dados de poço. Incluiu-se neste procedimento, a amarração por sismogramas sintéticos. Uma vez identificadas, estas superfícies foram mapeadas ao longo da malha sísmica 2-D e 3-D selecionada (Figura 7).

(iii) Construção de mapas de fácies sísmica: para este estudo, optou-se por fazer uso da ferramenta *Stratimagic* (*PARADIGM versão™*) que, em linhas gerais, é uma ferramenta para análise de sismofácies a partir da classificação da forma de onda em famílias de traços semelhantes. Baseada em processos de reconhecimento de padrões por meio da tecnologia de redes neurais (NNT – *Neural Network Technology*, patenteada pela *Total Company*), essa ferramenta visa, basicamente, a geração de mapas de fácies sísmica. Com resultados bastante promissores, foi possível reconhecer mais apropriadamente os tratos de sistemas previamente interpretados e suas possíveis feições deposicionais, individualizadas internamente para cada trato.

O posicionamento estratigráfico para a subdivisão proposta foi obtido a partir do zoneamento bioestratigráfico estabelecido na área (principalmente por biozonas de ostracodes). A sincronização desse zoneamento obedeceu ao critério das unidades cronoestratigráficas locais, constituídas desde a revisão estratigráfica da bacia de Sergipe-Alagoas ([Schaller, 1970](#)) (Figura 9).

GEOCRONOLOGIA	CRONO LOCAL	BIOESTRATIGRAFIA				SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS	FASE TECTÔNICA
		OSTRACODES		PALINOLOGIA			
		Código		Código			
Albiano	ALAGOAS	NRT - 011		P-200	P-280	EC8	PÓS-RIFTE
Aptiano					P-270		
					P-260		
Barremiano	JIQUIÁ	NRT - 010		P-100	P-240	EC7	RIFTE
		NRT - 009			P-230		
	BURACICA		3	P-100	P-220	EC6	
		NRT - 008			P-190		
	ARATU		2	P-100	P-180	EC5	
		NRT - 007			P-160		
	Hauteriviano	RIO DA SERRA		P-100		P-160	
			NRT - 006				
	Valanginiano	RIO DA SERRA		P-100	P-160	EC4	
			NRT - 005				
Berriasiano	RIO DA SERRA		P-100	P-140	EC3		
		NRT - 004					
Tithoniano	DOM JOÃO		P-100	P-120	EC3		
		NRT - 003					
Tithoniano	DOM JOÃO		P-100	P-120	EC3		
		NRT - 002				2	EC2
Tithoniano	DOM JOÃO		P-100	P-120	EC3		
		NRT - 001				1	EC1
Tithoniano	DOM JOÃO		P-100	P-120	EC3		
		NRT - 001					NJ2
Tithoniano	DOM JOÃO		P-100	P-120	EC3		
		NRT - 001					NJ1

Figura 9 – Biozonas de ostracodes e palinologia (com respectivos códigos) e correlação cronoestratigráficas local e internacional, modificado de [Dias \(1991\)](#). Em destaque as biozonas referentes ao intervalo de interesse. A escala geocronológica é a de [Harland et alii \(1982\)](#).

A partir de estudos gravimétricos e magnéticos da sub-bacia de Alagoas ([Barros, 2007](#)), foram adotadas algumas inferências interpretativas como resultado da identificação das principais feições estruturais nas quais se insere a área avaliada. Os mapas de anomalia *Bouguer* foram considerados como os mais eficazes para a delimitação destas feições em sua porção terrestre por mostrarem mais claramente os principais eixos positivos e negativos de anomalias gravimétricas e magnéticas (Figura 5 e Figura 6).

Esse suporte metodológico embasou a análise sismoestratigráfica aqui implementada, à luz dos conceitos básicos da Estratigrafia de Sequências. Nesta perspectiva, dentre os modelos correntes, foi adotado o modelo de sequências transgressivas-regressivas

(T-R) como o estabelecido por Embry & Johannessen (1992) e Embry (1993, 2002). Esse modelo teve como aspecto disciplinar principal seu pronto reconhecimento, em poços e sísmica, a partir de critérios de reconhecimento de padrões de empilhamento e de superfícies-chave.

2. A FORMAÇÃO COQUEIRO SECO

A Formação Coqueiro Seco refere-se à espessa sucessão de estratos que abrange o intervalo de idade eo a mesoaptiana correspondente aos andares locais Jiquiá e parte do Alagoas inferior, representando um segundo ciclo tectônico do rifte, seqüência IIb, de Chagas *et alii*, 1993. São sedimentos essencialmente clásticos que ocorrem desde a porção norte da sub-bacia de Sergipe (baixo de Japarutuba, degrau de Alagamar e baixo de São Francisco) até o extremo nordeste da sub-bacia de Alagoas, podendo atingir, no baixo de Alagoas, espessuras da ordem de 3000 metros (Feijó, 1994). Em recente revisão estratigráfica da bacia (Campos Neto *et alii*, 2007), seus limites estratais foram redefinidos, sendo limitada no topo e na base por discordâncias (Figura 10). Esta formação grada lateralmente em direção à borda da bacia para os conglomerados da Formação Rio Pitanga, na sub-bacia de Sergipe, e para os conglomerados da Formação Poção, na sub-bacia de Alagoas.

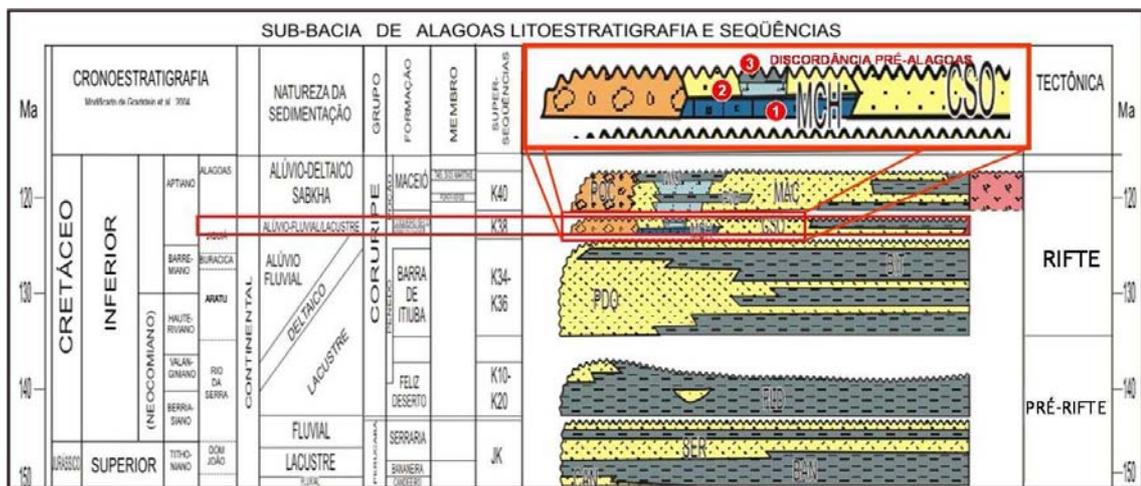


Figura 10 – Carta estratigráfica da sub-bacia de Alagoas (Campos Neto *et alii*, 2007). Em destaque as numerações em vermelho indicando alterações após a revisão estratigráfica relativa ao intervalo de estudo: 1 – A plataforma carbonática Morro do Chaves retoma seu *status* de formação; 2 – Evento evaporítico Horizonte situado na porção superior da Formação Coqueiro Seco; 3 – Discordância pré-Alagoas adotada como limite superior da Formação Coqueiro Seco.

De modo geral, a unidade Coqueiro Seco caracteriza-se essencialmente por uma alternância de arenitos, folhelhos e siltitos. Os arenitos variam de finos a médios, até conglomeráticos, imaturos, mal selecionados, quartzo-feldspáticos, caolínicos e localmente argilosos. Os folhelhos são de coloração castanha e aspecto betuminoso, em parte sílticos e muitas vezes laminados, com delgadas intercalações de dolomito acastanhado criptocristalino. Esporadicamente, observam-se folhelhos cinza-esverdeados a cinza, em parte síltico (Schaller, 1970).

Na porção alagoana, está exposta principalmente em afloramentos escavados nos vales de rios, indo desde o vale do rio Jiquiá até as encostas da lagoa Manguaba, a oeste de Maceió (Figura 11). Seus melhores afloramentos situam-se no vale do rio São Miguel, nos arredores da cidade homônima (Souza-Lima *et alii*, 2004).

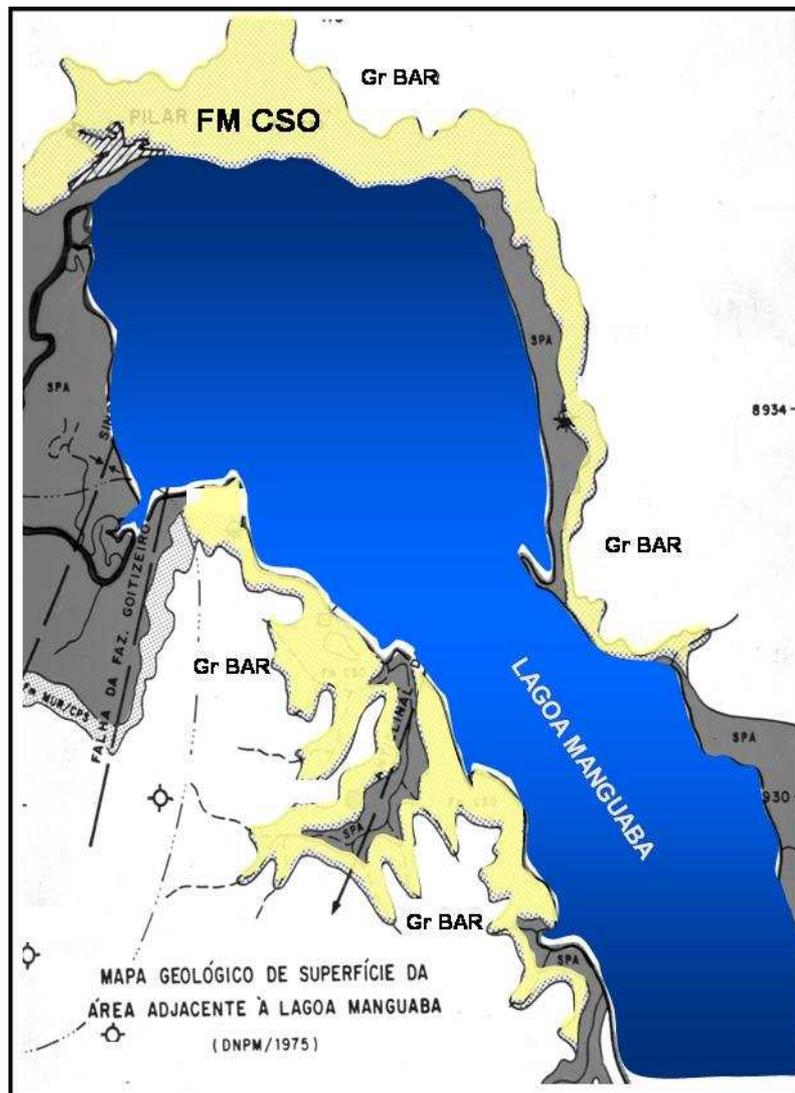


Figura 11 – Exemplo em mapa da exposição de afloramentos da Formação Coqueiro Seco (Mapa geológico de superfície da área adjacente à lagoa Manguaba). Legenda: Gr BAR – Grupo Barreiras; FM CSO – Formação Coqueiro Seco; SPA – Sedimentos de praia e aluvião. Fonte: DNPM (1975).

Numerosos trabalhos foram voltados para o estudo e reestudo em nível de reservatório dos sedimentos Coqueiro Seco, notadamente no campo de Pilar. Esses estudos vão desde análises petrográficas e petrofísicas, visando à calibração com dados de perfis, até os de natureza de desenvolvimento, produção e cálculo de reservas. Naturalmente, inúmeras outras avaliações específicas foram dirigidas no sentido de aprofundar os conhecimentos dos reservatórios de interesse. Num estudo mais detalhado de seus reservatórios arenosos, do campo de Pilar, [Falconi \(1990\)](#) apresentou uma distinção em pelo menos nove fácies (Figura 12), baseadas essencialmente, na textura granulométrica e nas estruturas sedimentares observáveis (testemunhos de sondagem).

SEIXO AREIA ARGILA	DESCRIÇÃO	AMBIENTE DEPOSICIONAL
	FÁCIES AC ARENITO conglomerático maciço a gradacional.	PLANÍCIE ALUVIAL PROXIMAL
	FÁCIES AX ARENITO grosso a muito grosso com estratificação cruzada.	PLANÍCIE ALUVIAL DISTAL
	FÁCIES AG/AF ARENITO grosso a muito grosso com aleitamento gradacional/fluidizado (AF).	CANAL DISTRIBUTÁRIO / LACUSTRE (TURBIDITO)
	FÁCIES AP ARENITO fino a médio, com laminação plano-paralela horizontal ou inclinada.	BARRA DE EMBOCADURA (LOBO SIGMOIDAL)
	FÁCIES AE ARENITO fino com escorregamento.	ESCORREGAMENTOS DE FRENTE DELTAICA
	FÁCIES R/RE RITMITO ARENITO-FOLHELHO e com escorregamento (RE).	FRENTE DELTAICA
	FÁCIES F FOLHELHO cinza/castanho com laminação plano-paralela.	PRODELTA / LACUSTRE

Figura 12 – Diagrama esquemático de fácies da Formação Coqueiro Seco, no campo de Pilar (modificado de [Falconi, 1990](#)). Ao lado tem-se a correspondência com o ambiente deposicional.

A Formação Coqueiro Seco, no âmbito das bacias da margem leste brasileira, foi classificada por [Dias \(1991\)](#) como parte da seqüência do Eocretáceo (EC6) (andar Jiquiá superior), a partir da significativa presença de rochas carbonáticas associadas à sua porção basal, com correspondência a bacias tão distantes quanto a bacia de Campos (Figura 13). O

sistema Coqueiro Seco equivaleria em parte aos depósitos da Formação Lagoa Feia da bacia de Campos, porção superior da Formação Mariricu da bacia do Espírito Santo, fatia superior da Formação Rio das Contas das bacias de Jequitinhonha e Camamu, e ainda à porção terminal do Grupo Massacar das bacias do Recôncavo e Tucano-Jatobá. Ficou enfatizado que esta seqncia está erodida em expressivas áreas na bacia de Sergipe-Alagoas (principalmente em Sergipe).

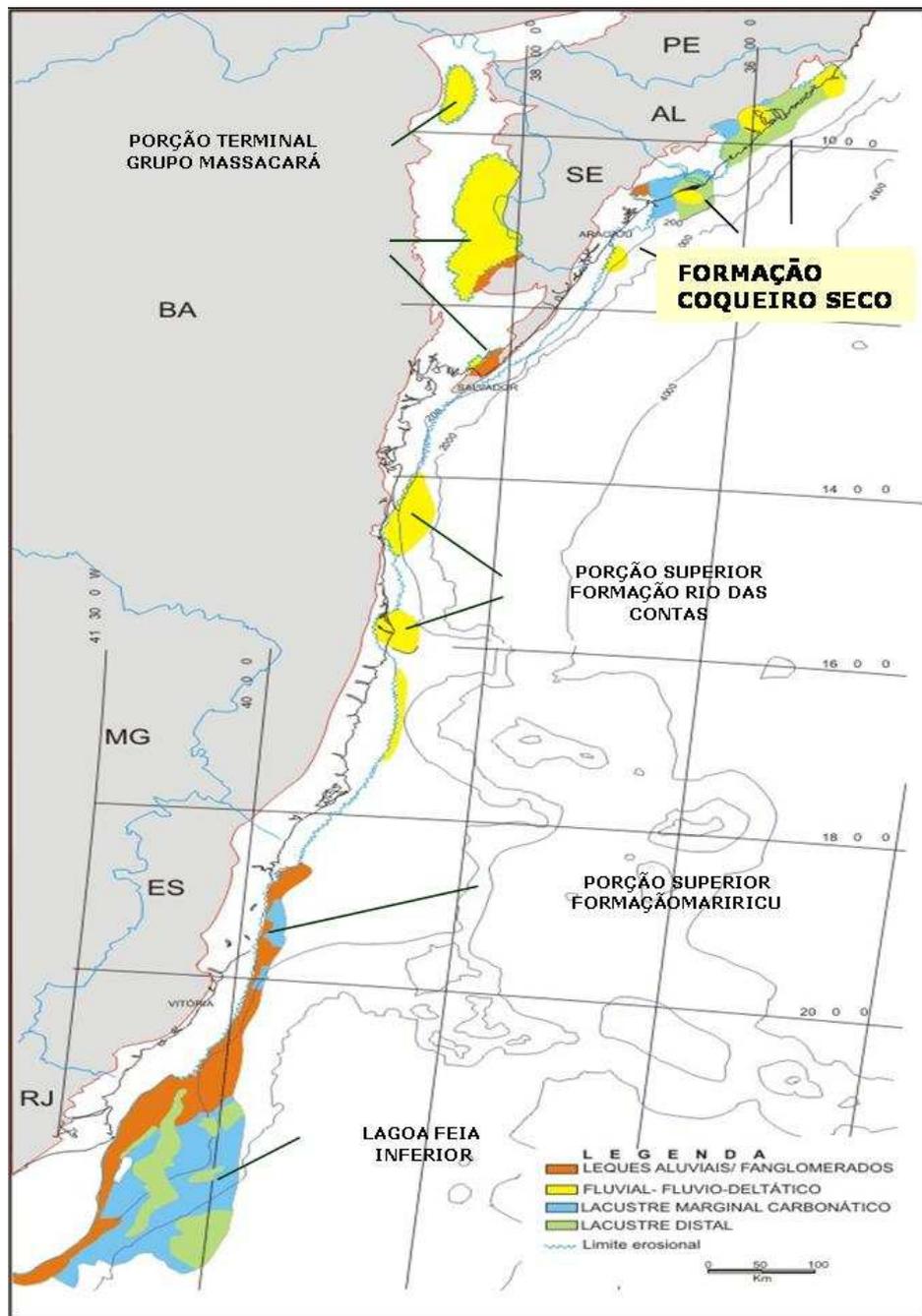


Figura 13 – Mapa regional de correspondência da Formação Coqueiro Seco com as seqncias simultâneas das demais bacias da margem leste brasileira. Seqncia do Eocretáceo (EC6), andar Jiquiá superior. Indicação dos sistemas deposicionais envolvidos (modificado de Dias, 1991).

A partir de uma série de reconstruções paleogeográficas e paleoambientais do Cretáceo inferior das bacias do Gabão e do nordeste do Brasil, foram elaborados modelos tectono-estratigráficos relacionados à fase rifte dessas bacias (Bradley & Fernandez, 1992). Embasados em dados gravimétricos e sísmicos, a evolução da fase rifte foi então discutida. No Eoaptiano (112 Ma), estariam diretamente envolvidos os clásticos Coqueiro Seco e os carbonatos lacustres da Formação Morro do Chaves, marcando a passagem do que se chamou de abandono das bacias rifte interiores para uma deposição permanentemente associada à movimentação da placa sul-americana. Durante o tempo Jiquiá-Alagoas, um amplo *trend* deposicional nordeste seria estabelecido, obedecendo a uma geometria de meio-*graben* definitivamente implantada (Figura 14).

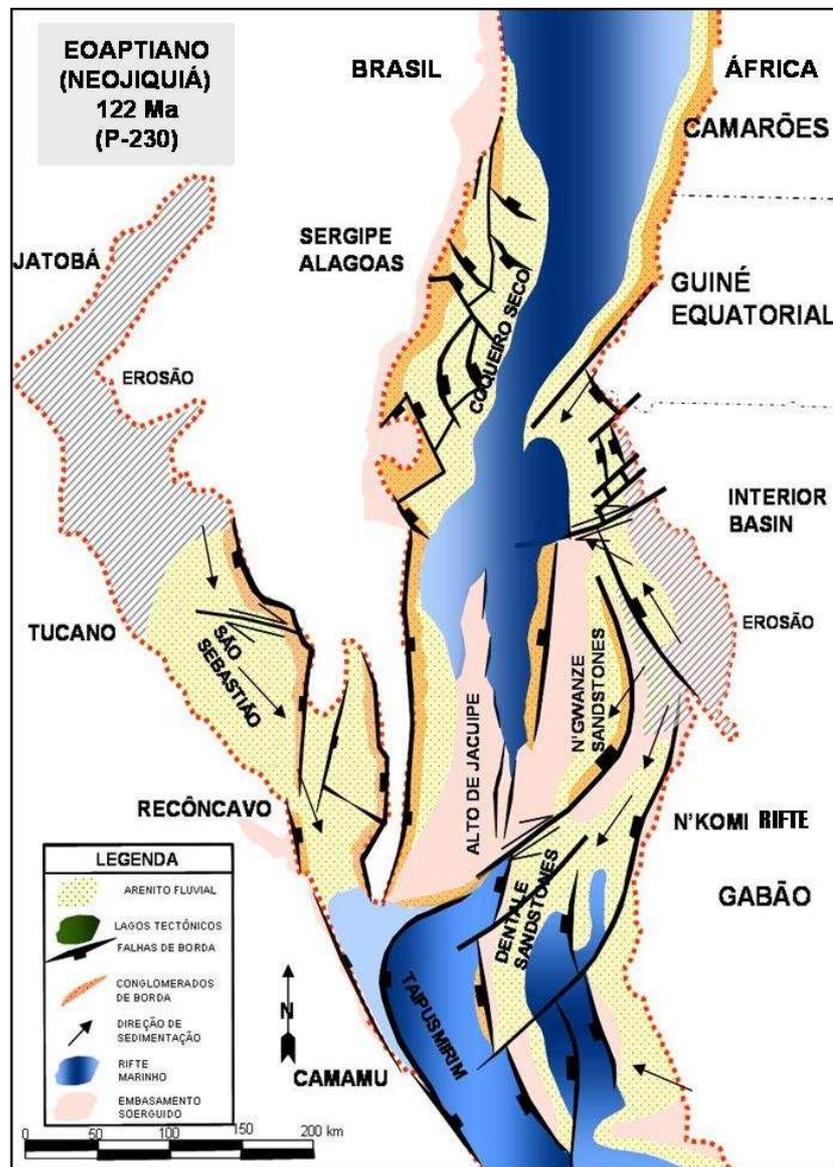


Figura 14 – Mapa de reconstrução paleogeográfica e paleoambiental do Eoaptiano (modificado de Bradley & Fernandez, 1991).

A presença de evaporitos na Formação Coqueiro Seco está registrada, em Alagoas, pela destacada ocorrência do poço 1-HZ-1- AL (Horizonte-1), localizado no baixo de Varrela (Figura 8 – poço de número 12). Estes evaporitos, formalizados como evaporitos Horizonte, apresentam a mesma composição mineralógica dos já notabilizados na bacia: sais Paripueira, ou seja, predominantemente halita com intercalações de carbonatos e folhelhos. Estão inseridos na porção mais superior desta unidade (Souza-Lima *et alii*, 2004), e chegam a atingir espessuras da ordem de 57 metros, distribuídos em três níveis distintos. Seu posicionamento estratigráfico foi detectado abaixo do evento Paripueira, tornando-se assim o mais antigo registro evaporítico da bacia. Esta particularidade pode abrir perspectivas para uma melhor compreensão do cenário marinho-transicional relacionado à margem sul-atlântica.

A importância econômica da Formação Coqueiro Seco é retratada pelo grande interesse exploratório desde os idos dos anos sessenta, não só pelos seus inúmeros reservatórios de muito boa permeabilidade, mas igualmente pela presença de folhelhos capeadores e excelentes folhelhos geradores associados. As principais acumulações a ela relacionadas estão situadas, notadamente, na sub-bacia de Alagoas central, onde diversos campos estão localizados (Figura 15). O campo de Pilar, descoberto em 1981, se configura como o segundo maior campo terrestre da bacia Sergipe-Alagoas. O volume de óleo *in place* nesse campo é da ordem de 36 milhões de metros cúbicos. A produção diária é de aproximadamente 3600 barris, oriunda de 100 zonas de produção distribuídas ao longo de um intervalo de 500 a 2500 metros de profundidade (dados de novembro de 2007 - PETROBRAS).

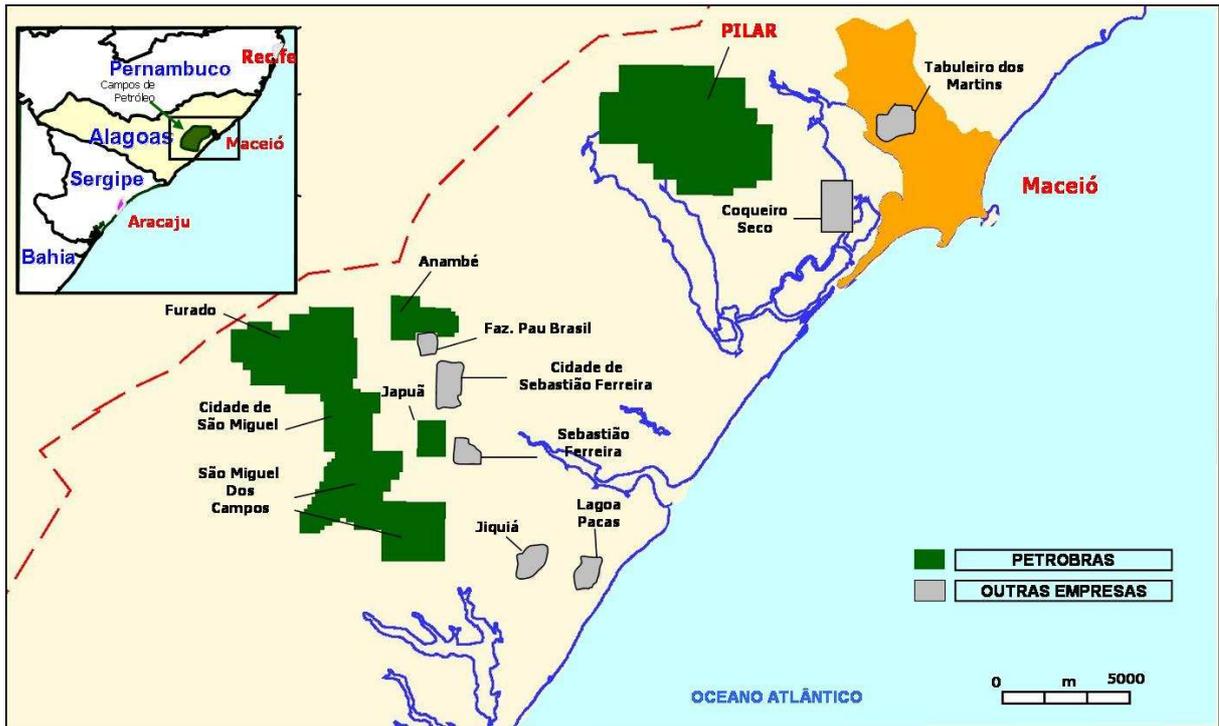


Figura 15 - Mapa de localização dos campos de petróleo relacionados à Formação Coqueiro Seco na sub-bacia de Alagoas central. Destaque para o campo de Pilar, descoberto em 1981, e que se constitui no segundo maior campo terrestre da bacia de Sergipe-Alagoas.

O volume de óleo e gás descoberto, tal como no campo de Pilar e em outras acumulações circunvizinhas, relaciona-se ao sistema petrolífero “Barra de Itiúba-Coqueiro Seco”. Este sistema tem como geradores folhelhos confinados em lagos sintectônicos da fase rifte de idade barremiana a eoaptiana, sendo considerado um dos mais importantes da bacia.

2.1. Modelos deposicionais

Os estudos iniciais foram voltados ao caráter eminentemente cíclico das sucessões estratigráficas Coqueiro Seco que são basicamente constituídas por intercalações de arenitos e folhelhos (Schaller, 1970; Ojeda & Fugita, 1976; Beltrami & Della Fávera, 1977 e Netto, 1979). Seqüências de fases transgressivas e regressivas seriam estabelecidas a partir de alternâncias faciológicas bem definidas em perfis elétricos e radioativos. Tais fases estariam relacionadas a um grande lago ou a diversos lagos interligados (Beltrami & Della Fávera, 1977). Sua sedimentação implicaria em unidades genéticas constituídas por dois subsistemas distintos: os *fan-deltas* Coqueiro Seco e a plataforma carbonática adjacente e contemporânea

Morro do Chaves. Os domínios de leques deposicionais estariam associados a uma plataforma carbonática em condições de clima quente e úmido, sob um gradiente de relevo moderado. As áreas fontes alimentariam a bacia principalmente de N-NO e a sedimentação seria cíclica, por enxurradas (Netto, 1979).

Outros trabalhos privilegiariam o aspecto arquitetural e geométrico da deposição Coqueiro Seco, classificando-a essencialmente por uma conformação de *braided-deltas* (Fernandes *et alii*, 1981). Sedimentos deltaico-lacustres e de talude comporiam os meio-*grabens*, revelando também um caráter geral progradacional. Esta concepção também seria incorporada por outros estudos (Falconi, 1990, Feijó, 1992 e Chagas, 1996).

O soerguimento das áreas fontes e a subsidência acelerada dos principais baixos deposicionais da bacia de Sergipe-Alagoas iniciariam os depósitos Coqueiro Seco (Fernandes *et alii*, 1981). O preenchimento dos meio-*grabens* se daria, essencialmente, por sedimentos deltaico-lacustres e de talude (*slope*). Estes sistemas progadariam através da plataforma carbonática Morro do Chaves e eventualmente as cobririam. Os seus quase 3000 metros de sedimentos foram depositados no principal depocentro do baixo de Alagoas. Em perfis elétricos, areias deltaicas e intercalações de folhelhos são caracterizadas por padrões “em caixote”. Leques sublacustres depositados em rampa exibem um distinto padrão serrilhado. Folhelhos basais de bacia são unidades relativamente maciças que exibem padrões bem definidos nos perfis.

Em um estudo conduzido na área do campo de Pilar, Falconi (1990) propôs um modelo sedimentar do tipo *braided-deltas* para as associações de fácies deposicionais dos terrígenos da Formação Coqueiro Seco (Figura 12). Este contexto corresponderia a deltas ricos em cascalho, formados a partir da progradação de um sistema fluvial entrelaçado para dentro de um corpo d’água, podendo estar ligado ou não a leques aluviais. Este sistema seria constituído de cinco ambientes deposicionais: (i) planície aluvial (fácies AC de canais proximais e AX de barras distais); (ii) planície deltaica (fácies AG de canais distributários e AF fluidizada); (iii) frente deltaica (fácies AP de barra de embocadura, fácies fluidizadas AF e fácies AE de brechas intraformacionais a R, de ritmitos distais) e; (iv / v) prodelta / lacustre (fácies F de folhelhos com nódulos de fosfato e conchas de ostracodes, incluindo turbiditos). O modelo deposicional proposto, no campo de Pilar, está apresentado em bloco diagrama na Figura 16. Um predomínio de depósitos de canais distributários e frente deltaica foi constatado por este trabalho. Os leques aluviais desse sistema são os conglomerados de borda presentes em alguns poços. Eventos transgressivos seriam representados por folhelhos castanhos portadores de fosfatos, muito marcantes na área. No topo também haveria um

predomínio de depósitos de frente deltaica, mais argilosos, que caracterizariam no seu todo um evento transgressivo que culmina com a deposição lacustre Ponta Verde.

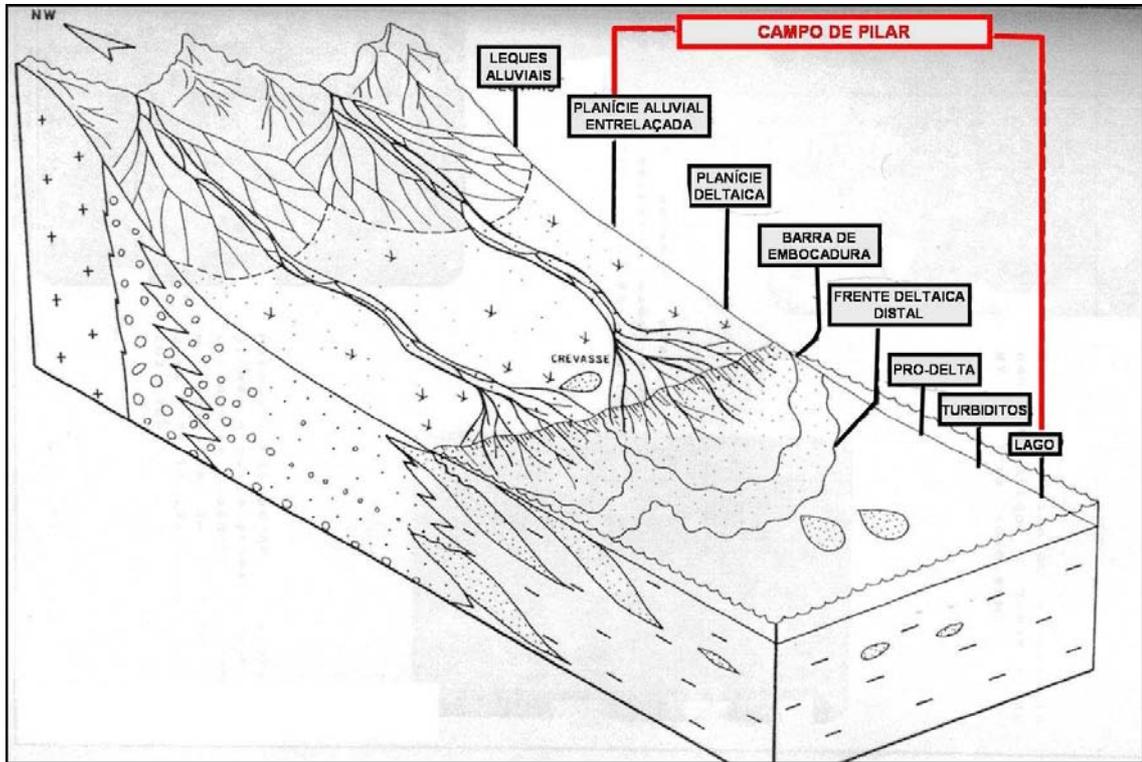


Figura 16 - Modelo deposicional proposto para o sistema Coqueiro Seco no campo de Pilar, Alagoas (modificado de [Falconi, 1990](#)). Em destaque a área confinada ao campo, relacionado, segundo o autor, a uma possível predominância de depósitos de canais de frente deltaica.

O arranjo do preenchimento sedimentar em uma conformação de *fandeltas* e *braided-deltas* seria efetivamente construído a depender da localização dos depocentros em relação às áreas fonte e da drenagem de bacia existente. As coquinas Morro do Chaves foram consideradas síncronas à deposição da porção basal da Formação Coqueiro Seco, constituindo plataformas carbonáticas desenvolvidas em áreas mais estáveis e mais protegidas do aporte clástico ([Chagas, 1996](#)).

Trabalhos subsequentes descreveriam o cenário deposicional da Formação Coqueiro Seco de forma mais ampla e uniforme, fundamentalmente do tipo flúvio-deltaico-lacustre ([Figueiredo, 1981](#); [Cruz, 1984](#); [Falkenhein et alii, 1987](#); [Weidmann & Formoso, 1987b](#); [Machado et alii, 1990](#); [Pereira, 1994](#); [Azambuja et alii, 1998](#) e [Córdoba et alii, 2006](#)).

Na sub-bacia de Alagoas, esses depósitos seriam essencialmente constituídos de um sistema flúvio-deltaico e de *fandeltas*, incluindo a plataforma carbonática Morro do Chaves ([Figueiredo, 1981](#)). Essa plataforma lacustre teria sido depositada em áreas rasas soerguidas, flanqueando a principal entrada de área fonte (rios), sendo composta por calcários

de alta energia. Sofreria soterramento pelos clásticos terrígenos Coqueiro Seco em resposta a pulsos tectônicos relacionados ao desenvolvimento do rifte. Apesar da má qualidade dos dados sísmicos, estes sistemas seriam passíveis de reconhecimento e estariam representados por refletores sísmicos em disposição essencialmente plano-paralela para as fácies de talude, e reflexões tipos *free* para as fácies de *fandeltas* e flúvio-deltaicas (Figura 17). Devido à contínua subsidência da bacia e à diminuição de suprimento de sedimentos, os sistemas deposicionais Coqueiro Seco terminariam, dando lugar ao sítio deposicional dos folhelhos Ponta Verde.

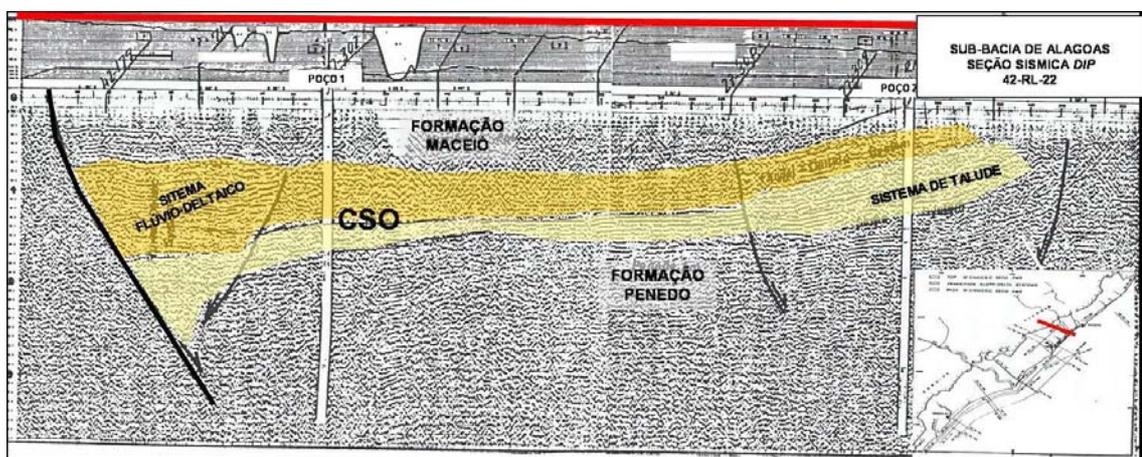


Figura 17 – Seção sísmica *dip*, na porção central da sub-bacia de Alagoas, mostrando as sismofácies de talude e flúvio-deltaica. Modificado de [Figueiredo \(1981\)](#).

A Formação Coqueiro Seco faria parte do modelo denominado III de [Cruz \(1984\)](#), representativo de depósitos de leques deltáicos curtos, próximos a um lago, constituídos por sedimentos textural e mineralogicamente imaturos. Possuiria ainda uma fase de intensa sedimentação de canais fluviais distributários, indicando um máximo de progradação. Uma gradual subsidência e inundação generalizada de todo o sistema levaria a uma suspensão no suprimento de clásticos grossos, culminando com a deposição do Membro Ponta Verde da Formação Maceió.

O forte controle tectônico resultante das fases de falhamento sinsedimentar seria também responsável pela deposição de conglomerados, arenitos e folhelhos de origem aluvial, até lacustre bacinal, passando por flúvio-deltaicos representativos das formações Rio Pitanga e Coqueiro Seco ([Falkenhein et alii, 1987](#)). A culminância da sedimentação sinrifte ocorreria na porção alagoana da bacia. A este se sobrepõe o rifte de idade Jiquiá, afetado por esforços extensionais NO-SE, o que acarretou meio-*grabens* limitados por falhas de direção NE-SO. O baixo de Varrela atuaria favoravelmente ao desenvolvimento de um proeminente

sistema deltaico, constatado pela pujança sedimentar acumulada, em torno de 3100 metros de sedimentos, apenas no andar Jiquiá superior. O aporte sedimentar seria oriundo do atual craton periférico presente na borda oeste da bacia em praticamente todo o andar Jiquiá superior. Os sedimentos Coqueiro Seco foram considerados como de ambiente exclusivamente continental, uma vez que não foram constatados fósseis marinhos na seção. O rejuvenescimento das áreas fontes provocaria o início de um novo ciclo deltaico, marcando uma sedimentação progressivamente transgressiva que atingiu seu clímax com a deposição dos folhelhos Ponta Verde.

O pacote de rochas compreendido entre as idades Neobarremiano (Eojiqiá) e Eoaptiano (Neojiqiá) se destacaria por uma deposição iniciada com cerca de 300 metros de carbonatos (coquinas). Provavelmente, correspondente a uma fase transgressiva indicativa de um sincronismo entre esses depósitos com os de outras bacias da margem continental brasileira (Pereira, 1994). As coquinas são sobrepostas por leques deltaicos da unidade Coqueiro Seco, provavelmente relativos a um sistema de nível alto. A seqüência encerra-se numa discordância angular, bem caracterizada em sísmica e perfis elétricos, tendo como causas prováveis soerguimento e erosão (Lana, 1990). As coquinas refletem, antes de tudo, um aumento da influência marinha no sistema lacustre.

Em sua porção alagoana, a Formação Maceió, de idade aptiana (andar Alagoas), e o intervalo Eoaptiano, relativo às formações Morro do Chaves e Coqueiro Seco (andar Jiquiá), foram tomadas como representativas para a compreensão das variáveis controladoras de depósitos lacustres da fase rifte da bacia (Azambuja *et alii*, 1998). Estes estratos corresponderiam a uma sedimentação em um ambiente de lago durante a fase rifte proto-Atlântica. Sofreram um forte controle tectônico e climático sobre a distribuição de fácies. Estes depósitos foram submetidos a oscilações climáticas freqüentes muito altas, que provavelmente se refletiriam no lago rifte em variações entre os climas seco e úmido. Em períodos de clima úmido, *fandeltas* e turbiditos seriam formados, enquanto que, para o clima árido, folhelhos ricos em matéria orgânica seriam depositados. O andar Jiquiá marcaria o último registro da deposição tipicamente continental.

Para todo o intervalo do andar Rio da Serra e até o provável final do rifte no andar Alagoas, ocorreria o desenvolvimento de sistemas de leques aluviais lateralmente associados a sistemas flúvio-deltaicos e lacustres, juntamente com a geração de semi-*grabens*, (Córdoba *et alii*, 2006). A movimentação deformacional relativo a todo o estágio rifte da bacia promoveria erosão dos blocos altos e deposição nos baixos, bem como rotação de falhas

e camadas. As superfícies erosivas teriam correlação com a seção sedimentar cronoequivalente de fácies nos baixos que indicariam momentos de afogamento do rifte.

3. ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS

Ao longo dos anos, a Estratigrafia de Sequências desenvolveu-se fundamentalmente como um método interdisciplinar, focado na análise das variações de padrões de empilhamento de sucessões estratigráficas e na delimitação de seqüências genéticas definidas por superfícies-chave (estratigráficas), nos âmbitos espacial (espessura e extensão lateral) e temporal (cronoestratigráfico). Os padrões de empilhamento estratigráfico correspondem às inter-relações entre o espaço de acomodação (espaço disponível para o preenchimento de sedimentos) e a sedimentação, e reflete as combinações de *trends* deposicionais que incluem progradação, aggradação e retrogradação.

Seus princípios fundamentais datam da publicação do AAPG *Memoir #26* (Payton, 1977) e dos anos que imediatamente se sucederam (Vail *et alii*, 1984, Wilgus *et alii*, 1988), causando grande impacto no campo da geologia sedimentar, tornando-se o seu mais recente e revolucionário paradigma. Dentre outras coisas, o *Memoir #26* apresenta os princípios e técnicas da sismoestratigrafia ainda hoje utilizadas para descrever e interpretar seções sísmicas de reflexão; o significado cronoestratigráfico dos refletores sísmicos e a proposição clássica de seqüência deposicional de Mitchum *et alii* (1977). No mesmo volume, a importante conceituação de tratos de sistemas por Brown & Fisher (1977), que os define como “uma analogia aos sistemas deposicionais contemporâneos”. A partir dessas definições de base, esse tema experimentou extraordinário avanço. O sucesso e a popularidade alcançados contribuíram para que se criasse a impressão, mesmo no meio acadêmico, de que nada ou muito pouco existia antes da mencionada publicação de Peter Vail e colegas ligados à Exxon Petroleum Company. Holz (1998), em seu amplo apanhado histórico, contribuiu eficientemente para contrapor essa falsa impressão, ao mesmo tempo em que deu visibilidade aos grandes estratígrafos e publicações anteriores ao marco de Payton (1977). Dessa forma, destacou o valor dessas investigações, incorporando os aspectos filosóficos da estratigrafia como ciência, que passariam a serem considerados tão importantes quantos os aspectos técnicos e metodológicos.

A partir da década de 70, o advento da sísmica de reflexão multicanal com a técnica CDP (*Common Depth Point*) foi a grande impulsionadora da “nova estratigrafia” em paralelo com a melhoria de técnicas de processamento de dados sísmicos 2-D. Já em nossos dias, a sísmica 3-D tornou-se um marco histórico na evolução do imageamento de dados sísmicos, trazendo consigo uma maior capacitação da visualização volumétrica em modernas estações de trabalho e suíte de *softwares* disponíveis no mercado.

Faz-se crer que as técnicas mais usuais para análise de bacia associam-se intimamente às ferramentas sísmicas, mais propriamente à estratigrafia sísmica, e à moderna e popular Estratigrafia de Sequências e seus corolários.

3.1. Modelos de Estratigrafia de Sequências

Atualmente, já é consenso que os diferentes modelos vigentes de Estratigrafia de Sequências possuem seus méritos e limitações. Cada modelo responde melhor a um particular cenário tectônico, e nenhum deles pode promover uma solução única para a grande variabilidade de circunstâncias geológicas (Catuneanu, 2006). Por exemplo, a depender da localização dentro da bacia, uma determinada superfície estratigráfica pode ter um valor prático (fácil mapeamento) para algum trato de sistema deposicional, mas ser de difícil identificação e mapeamento para outro. Semelhantemente, a aferição das várias superfícies-chave também depende do tipo e qualidade do dado (afloramento, poço, sísmica, etc) disponível para análise. Assim sendo, são recomendadas flexibilização e habilidade para adaptar o modelo a um projeto específico.

Os vários modelos correntes, ou seja, as três principais variantes chamadas Sequência Depositional, Sequência Estratigráfica Genética e a Sequência T-R (Figura 18) diferem entre si principalmente no que se refere à demarcação das superfícies-chave e tratos de sistemas. Portanto, diferentes delimitações dos tratos e limites de sequências em relação ao ciclo de variação do nível de base são usadas em suas caracterizações (Figura 19) (Catuneanu, *opus cit*).

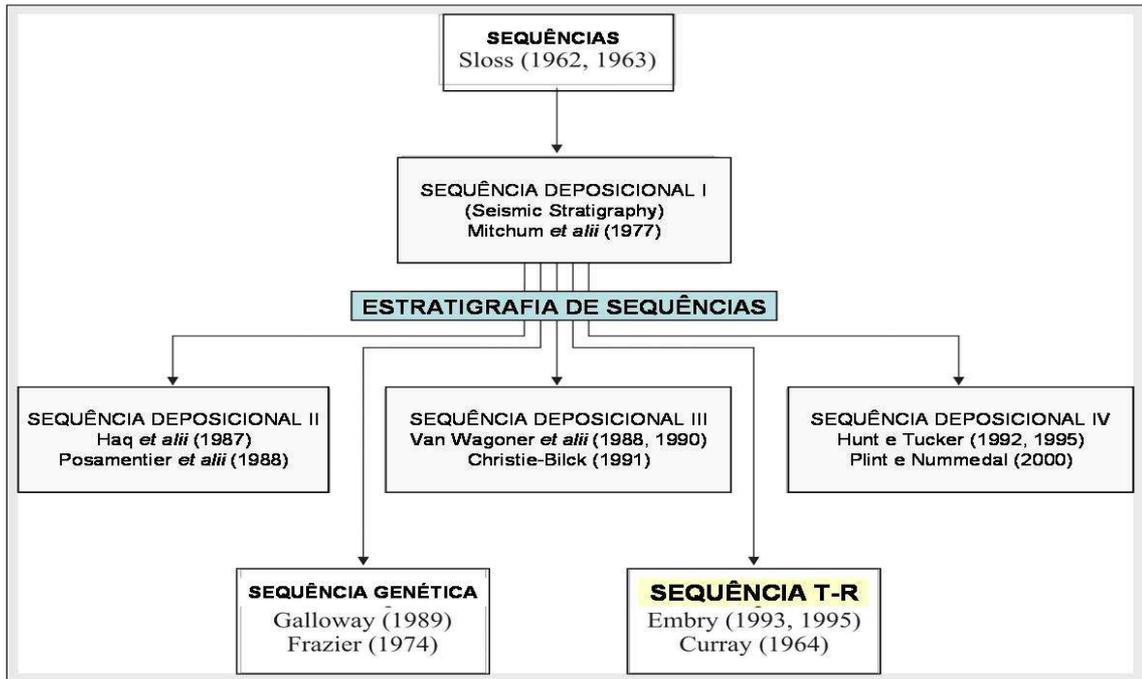


Figura 18 – Modelos de Estratigrafia de Seqüências correntemente em uso. Os vários modelos diferem principalmente na concepção e demarcação das superfícies-chave e tratos de sistemas no registro geológico. Modificado de [Catuneanu \(2006\)](#).

MODELOS	SEQUÊNCIA DEPOSICIONAL II	SEQUÊNCIA DEPOSICIONAL III	SEQUÊNCIA DEPOSICIONAL IV	SEQUÊNCIA GENÉTICA	SEQUÊNCIA T-R
EVENTOS					
final da transgressão	HST	HST inicial	HST	HST	RST
final da regressão	TST	TST	TST	TST	TST
final da queda do nível de base	LST tardio (cunha)	LST	LST	LST tardio (cunha)	RST
início da queda do nível de base	LST inicial (leque)	HST tardio (leque)	FSST	LST inicial (leque)	
	HST	HST inicial (cunha)	HST	HST	

Figura 19 – Posicionamento dos limites de seqüências e divisão das seqüências em tratos de sistemas, para os modelos atualmente em uso (modificado de [Catuneanu, 2006](#)). Abreviações: LST – lowstand systems tract; TST – transgressive systems tract; HST – highstand systems tract; FSST – falling stage systems tract; RST – regressive systems tract.

3.1.1. Modelo de sequências transgressivas-regressivas (T-R)

O modelo de sequências transgressivas-regressivas (T-R), em linhas gerais, corresponde ao deslocamento da linha de costa em um completo ciclo transgressivo e regressivo. É formado por uma composição de superfícies que incluem a discordância subaérea para a porção de margem da bacia, seguindo a abordagem original dos modelos de sequências deposicionais, a superfície de ravinamento, a superfície de máxima regressão (SMR) e a superfície de inundação máxima (SIM). As três primeiras definem limites de sequências. A superfície de inundação máxima (final da transgressão) permite a subdivisão das sequências T-R em um trato de sistemas transgressivo abaixo e um trato de sistemas regressivo acima (Figura 19), representando a mudança nos *trends* deposicionais usada para as correlações e delimitações desses tratos. A “concordância correlativa - cc” (início ou final da queda do nível de base) é representada na porção marinha pela superfície máxima regressiva.

Este modelo oferece uma alternativa para uma subdivisão em sequências deposicionais, visando superar algumas das dificuldades de aplicação apontadas em outros modelos (Catuneanu, 2006).

Para a abordagem estratigráfica deste trabalho, foi então empregado o modelo de sequências T-R de Embry e Johannessen (1992) e Embry, (1993, 2002). Para isso, levou-se em conta o cenário tectônico rifte em que se insere a área de estudo, refletido na singular geometria de meio-*graben*, representante da entidade basal de um rifte. Detentor de um perfil deposicional em rampa, dramaticamente diferente da paisagem de plataforma-talude-bacia de margens passivas, pressupõe-se que nesse contexto: (i) o nível do lago e seu posicionamento relativo ao depocentro e ao bloco falhado da bacia representem o nível de base local e (ii) os efeitos das flutuações do nível do lago interfiram no espaço de acomodação (Scholz et alii, 1990). Adicionalmente, em bacias significativamente dominadas pela tectônica, o método de sequências T-R promove um razoável reconhecimento das variações do nível de base na arquitetura deposicional para depósitos predominantemente não marinhos. Seus tratos de sistemas e subdivisão (fase transgressiva e fase de preenchimento regressivo), bem como seus limites e superfícies-chave podem proporcionar uma boa correlação estratal e o estabelecimento de um arcabouço cronoestratigráfico. Esses tratos de sistemas são então reconhecíveis nas assinaturas de perfis de poços e na configuração e terminação de refletores.

Os limites e superfícies-chave correspondem a linhas de tempo, favorecendo a reconstrução da história geológica (Mancini & Puckett, 2002).

Neste estudo, a ausência da análise de testemunhos e a não diferenciação de tratos de nível alto e baixo e superfícies-chave relacionadas, tanto na análise de perfis de poços como na sísmica, inviabilizaram a aplicação de modelos mais usuais de Estratigrafia de Seqüências. Mesmo admitindo-se a ressalva apontada por Catuneanu (2006) para o modelo aqui adotado, em que a amalgamação de diferentes tipos de depósitos genéticos (regressão normal de trato alto ou HST; regressão forçada e regressão normal de trato baixo ou LST) dentro de uma única e simples unidade (trato regressivo) conduz a uma perda crítica de resolução em termos dos aspectos genéticos da análise estratigráfica. Por outro lado, o citado autor recomenda sua aplicação, por exemplo, onde a ciclicidade estratigráfica é desenvolvida durante a contínua subida do nível de base, devido a variações no balanço entre as taxas de subsidência e sedimentação. Ou, onde os dados são insuficientes, para permitir a separação entre os diferentes tipos genéticos de depósitos regressivos, como o que parece ocorrer na área.

3.2. A importância do Cenário Tectônico

A diversidade dos modelos de Estratigrafia de Seqüências atualmente em uso pode ser em parte explicada pelo fato de seus proponentes estabelecerem suas próprias pesquisas provenientes de áreas de diferentes contextos tectônicos. Assim, cada modelo foi desenhado para responder às observações de campo em uma bacia particular. Por exemplo, os modelos de Posamentier *et alii* (1988), Posamentier & Vail (1988) e Galloway (1989) descrevem depósitos de margens continentais divergentes; Van Wagoner e Bertram (1995), bem como Plint e Nummedal (2000) referem-se a bacias tipo *foreland*; já Embry (1995) propôs um modelo de seqüências transgressivas-regressivas (T-R) a partir de estudos da bacia rifte de Sverdrup (Catuneanu, 2006).

Cada um desses cenários é único em termos de tectônica, taxa de subsidência, fluxo de sedimentos (drenagem de bacia), paleofisiografia e gradiente topográfico, dentro de uma bacia e ao longo de suas margens.

Hoje, os conceitos da Estratigrafia de Seqüências passam a ser tratados sob o ponto de vista de processos *upstream* e *downstream*, significando uma ênfase nos processos

sujeitos a interferências predominantemente continentais ou predominantemente marinhas, respectivamente (“Tudo passa a ser uma questão de balanço de energia” - [Catuneanu, 2007](#)). Sob essa ótica, a área de estudo e sua arquitetura deposicional típica de bacias rifte (cenário de rampa) correspondem a sistemas predominantemente continentais (lacustres) em resposta às variações do nível de base local.

3.2.1. O contexto de rifte continental

Nos últimos anos, os conceitos da Estratigrafia de Sequências têm servido como ferramenta de análise para o estudo do preenchimento de bacias formadas em variados ambientes tectônicos. Embora se constate inúmeras adaptações, modificações e debates sobre o papel da tectônica, eustasia e clima na formação de limites de sequências, as técnicas originais ([Payton, 1977](#)) permanecem como um método válido para a análise de bacias. Em geral, é aceito que o espaço de acomodação em uma bacia é controlado pela interação de diversos fatores, tais como: a subsidência tectônica, variação do nível de base, clima e variação no suprimento de sedimentos. Em bacias marinhas de margem continental, os padrões estratigráficos e a distribuição de fácies são em grande parte resultado das variações eustáticas, em contraste com bacias tectonicamente ativas em que o tectonismo talvez seja o principal fator controlador dos padrões estratigráficos e de fácies. O tectonismo aumenta ou diminui o espaço de acomodação, altera o nível de base deposicional, controla a distribuição de áreas fontes e influencia o padrão climático local ([Changsong et alii, 2001](#)).

De acordo com [Scholz \(2007\)](#), os principais aspectos geológicos e a caracterização sísmica relacionada ao preenchimento sedimentar em bacias predominantemente lacustres envolvem: (1) os elementos geomorfológicos e estruturais dos sistemas riftes, (2) a drenagem de bacia e as variações do nível do lago, (3) os componentes estratigráficos de larga escala e (4) a configuração e padrões de terminações de refletores.

(1) Os riftes são sistemas segmentados cujos componentes individuais são discretizados em sub-bacias do tipo meio-*graben*. Esta segmentação, associada aos elementos geomorfológicos e estruturais, (Figura 20) exerce um grande impacto na drenagem de bacia. Permite também que diferentes taxas de subsidência e soerguimento possam ocorrer simultaneamente em

compartimentos distintos de uma bacia. Neste caso, a origem exclusivamente eustática para os limites de seqüências desaparece. Devido às grandes diferenças das taxas de subsidência nas extremidades de um rifte, admite-se a geração simultânea de tratos transgressivos a agradacionais na margem falhada (alta taxa de subsidência), bem como sistemas progradantes na margem flexural (baixa taxa de subsidência) (Gawthorpe *et alii*, 1994).

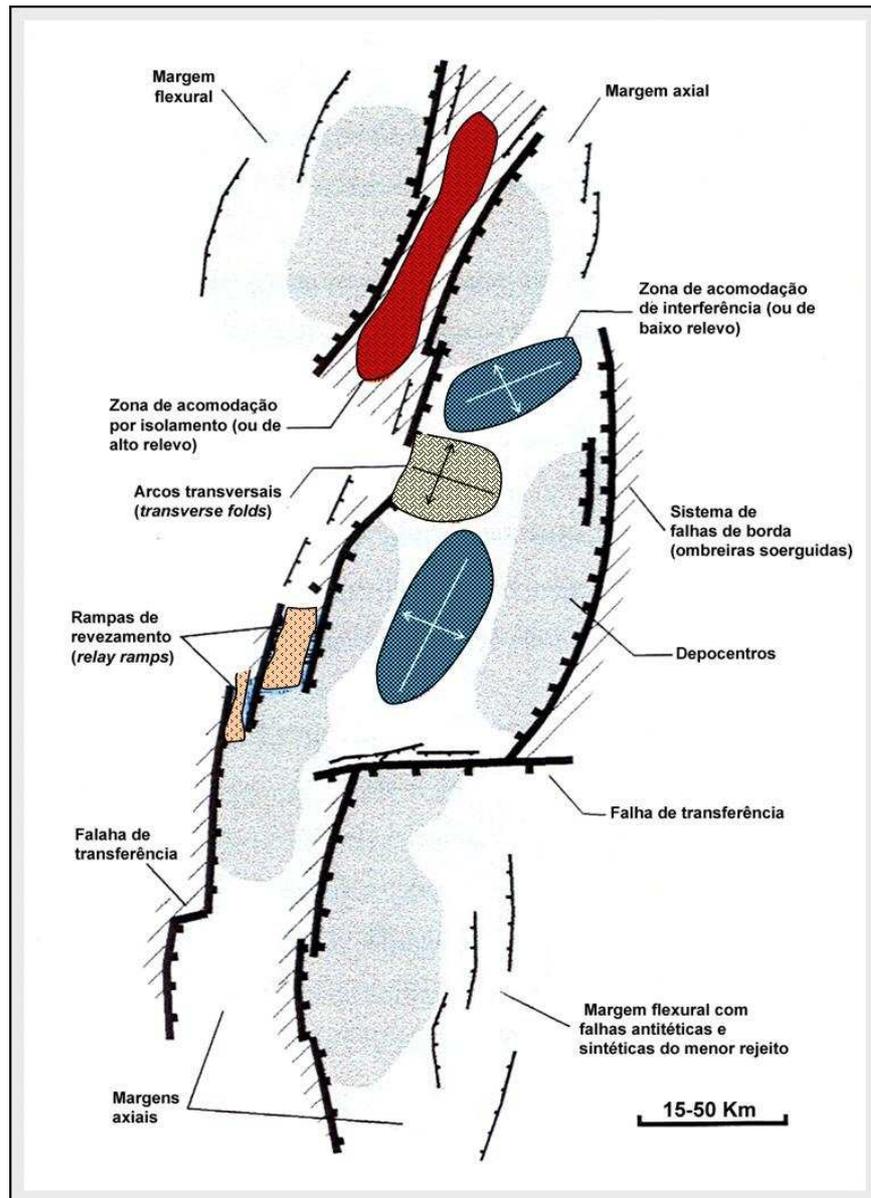


Figura 20 – Segmentação em sistemas rifte e seus elementos geomorfológicos e estruturais. Modificado de Scholz & Rosendahl, 1990 (in Chiassi, 1997).

A interligação entre os diversos meio-*grabens* se dá por zonas de acomodação, também conhecidas como zonas de transferência (Morley *et alii*, 1990). São estruturas positivas arqueadas, normalmente próximas às extremidades dos mesmos. Podem ser

classificadas como zonas de acomodação por interferência ou de baixo relevo; quando os meio-*grabens* se dispõem face-a-face ou como zonas de acomodação por isolamento; quando mergulham em sentidos opostos, compartilhando um mesmo bloco alto.

Os altos ou dobras transversais (Schlische, 1995) são tipos específicos de zonas de acomodação de baixo relevo.

As rampas de revezamento ou rampas em *relay* são também um grupo específico de zonas de acomodação que se desenvolve quando há uma sobreposição de falhas de mesmo sentido de mergulho, formando um padrão *en echelon*. Na zona de sobreposição é detectada uma rampa fortemente inclinada e deformada por falhas menores. Podem ocorrer em escala de bacia, relacionadas às grandes falhas de borda ou como falhas intrabacinais de menor porte.

Finalmente, pode ocorrer acomodação entre meio-*grabens* por falhas de transferência (Gibbs, 1984 e 1990). São visualizadas conceitualmente como falhas verticais que conectam falhas normais e possuem um misto de rejeito horizontal e vertical. São igualmente independentes de escala, podendo interligar segmentos distanciados de centenas de quilômetros ou falhas menores dentro da bacia.

(2) O desenvolvimento do sistema de drenagem nos riftes guarda relação direta com a disposição morfológica e geográfica dos elementos estruturais que compõem sua segmentação (Figura 20). Considerando a natureza dinâmica do processo de rifteamento, é de se esperar também uma contrapartida no comportamento na drenagem de bacia (Figura 21).

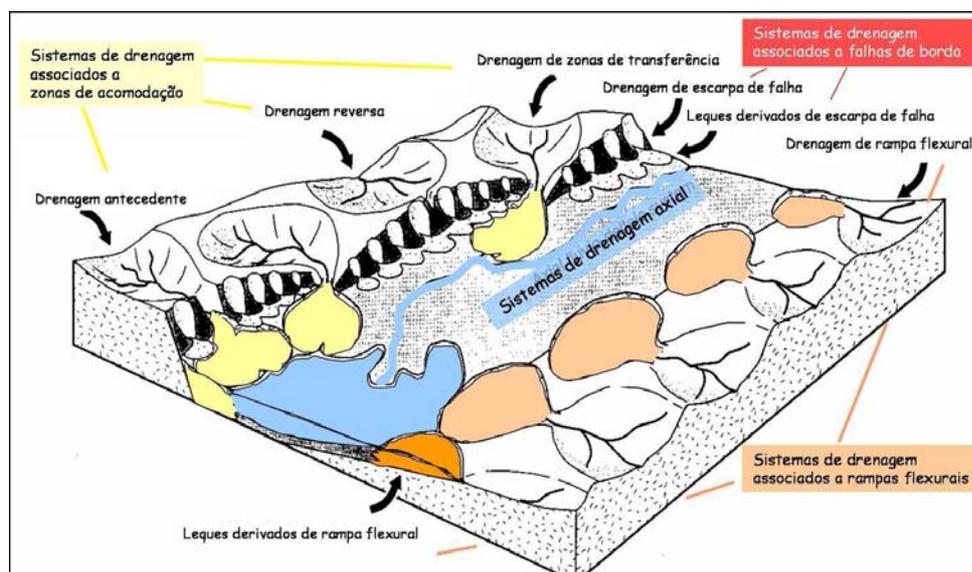


Figura 21 – Bloco diagrama ilustrando as principais classes de sistemas de drenagens em bacias rifte. Modificado de (Cohen, 1990 e Gawthorpe et alii, 1994).

Quatro grupos de sistemas são considerados (Chiossi, 1997):

- Sistemas associados às falhas de borda são, em geral, drenagens conseqüentes, curtas e pouco integradas, devido à reduzida taxa de extensão dos vales aluviais e inclinação acentuada do substrato. Consistem de descargas rápidas e intensas.
- Sistemas de drenagens axiais que se desenvolvem longitudinalmente aos meio-grabens e normalmente representam amplas redes. Correspondem ao transporte de grandes quantidades de sedimentos e construção de deltas de grande porte na sua desembocadura. Os altos volumes de sedimentos mantêm reduzidos os gradientes e forçam o desenvolvimento de amplos sistemas meandranes.
- Sistemas associados a rampas flexurais que, devido ao suave gradiente, são capazes de construir sistemas deltáicos lateralizados. Os rios que drenam as rampas tendem a ser menos confinados do que os rios que compõem os sistemas axiais e, dessa forma, ocorrem avulsões mais freqüentes.
- Sistemas associados a zonas de acomodação que também exercem um forte controle no padrão de drenagem. Entre os mais abrangentes e desenvolvidos em riftes estão os sistemas relacionados às zonas de baixo relevo. Assemelham-se aos das rampas flexurais; no entanto os rios percorrem por sobre gradientes mais elevados e com maior capacidade de carga. Já os relacionados a zonas de alto relevo são áreas de sedimentação pouco expressivas (Cohen, 1990).

As flutuações do nível de água são de alta amplitude e alta freqüência em bacias lacustres. Essas flutuações não seguem uma curva senoidal como a comumente modelada para sistemas marinhos que se comportam de maneira categoricamente assimétrica. Por outro lado, a magnitude das taxas de subsidência das variações do nível do lago e do aporte sedimentar são muito maiores em bacias lacustres que nas bacias de margem passiva (Tabela 2).

TAXAS	SUBSIDÊNCIA	EUSTASIA	APORTE SEDIMENTAR
Bacia de margem passiva	0.1 a 1 m/ma	10 m/ma	0.80 m/ma
Bacia rifte lacustre	1 a 50 m/ma	200 m/ma	1 m/ma

Tabela 2 – Relação da magnitude entre as taxas de subsidência, eustasia e aporte sedimentar entre bacias marinhas de margem passiva e bacias rifte lacustre (Scholz *et alii*, 1997).

O nível do lago varia dramaticamente em baixas latitudes, em resposta ao ciclo climático onde a evaporação domina o regime hidrológico. Na maioria dos lagos de alta

latitude, como por exemplo, o lago *Baikal*, o seu nível é possivelmente mais estável devido ao atual domínio da precipitação sobre a evaporação. Intensamente sujeitas ao controle climático, as taxas de variação do nível do lago e do aporte são afetadas pelo balanço entre evaporação e precipitação (monções sazonais, aproximação e afastamento de massas de ar oceânica, ciclos orbitais, etc). Isso produz variações de alta amplitude e curta duração, principalmente em riftes situados em zonas tropicais, cujos lagos se comportam como sistemas fechados (Figura 22).

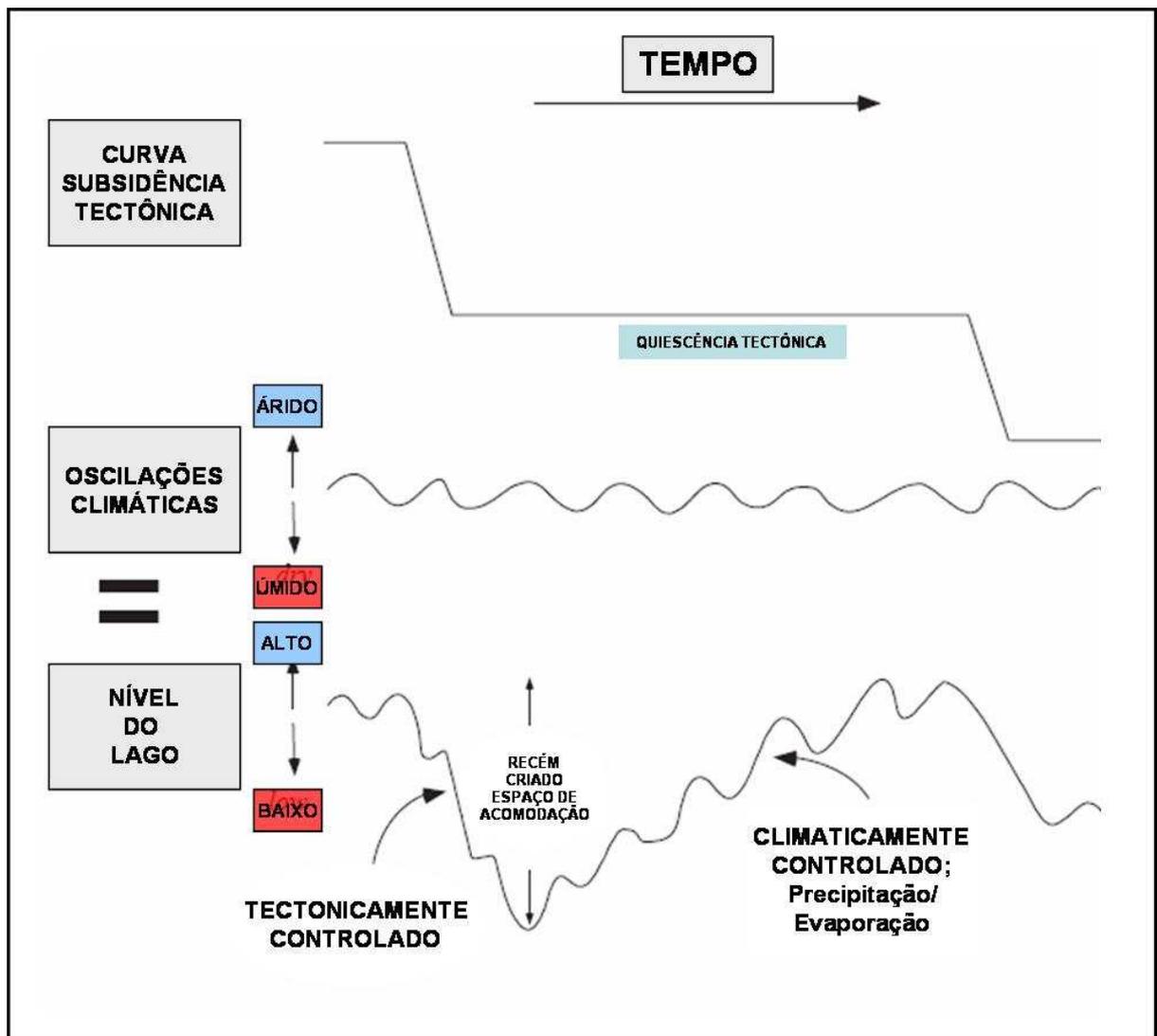


Figura 22 – Representação esquemática de curvas de subsidência tectônica, oscilação climática e flutuações do nível do lago para bacias tectonicamente ativas. Modificado de [Strecker et alii \(1999\)](#).

Estudos de modelos de seqüências em lagos rifte de baixa latitude ilustram os efeitos da alta amplitude e alta freqüência de deslocamentos do nível do lago, manifestados em pronunciadas superfícies erosionais.

(3) Muitos pesquisadores agora reconhecem que bacias rifte são compostas por pelo menos três componentes estratigráficos de larga escala:

- Uma seção aluvial/fluvial na base.
- Um conjunto de seqüências de águas lacustres profundas (em alguns casos marinhas).
- Um conjunto de seqüências aluvial ou fluvial final.

Esta divisão tripartite reflete tectonicamente: uma subsidência inicial lenta, seguida de uma subsidência rápida e profunda, durante a fase mais ativa de extensão do rifte (fase subaquática profunda), e um preenchimento final do sistema após o término da extensão do rifteamento.

(4) Diferentemente do que ocorre em bacias de margem passiva, superfícies de *downlap* têm baixo ângulo de terminação e são de mais difícil reconhecimento do que superfícies de truncamento erosional. Sismicamente, predominam os padrões plano-paralelos (e/ou divergentes) com a típica fisiografia de rampa (Figura 23). Sem a acentuada quebra de plataforma que revela os padrões *offlap* e *downlap* característicos de bacia de margem passiva, essas feições não são evidentes em lagos tectônicos (com exceção de progradações deltaicas de fase de lago baixo, [Scholz et alii, 1990](#)).

Slopes deposicionais podem apresentar mergulho muito acentuado em algumas bacias de lago tectônico, resultando em fácies de transição usualmente abrupta. Dessa forma, componentes clássicos do modelo de seqüências, tal como os tratos de sistemas transgressivos poderão se mostrar excessivamente finos, abaixo da resolução sísmica e, conseqüentemente, de difícil imageamento. Isso significa dizer que a aplicação de modelos de seqüências pode ser muito problemática.

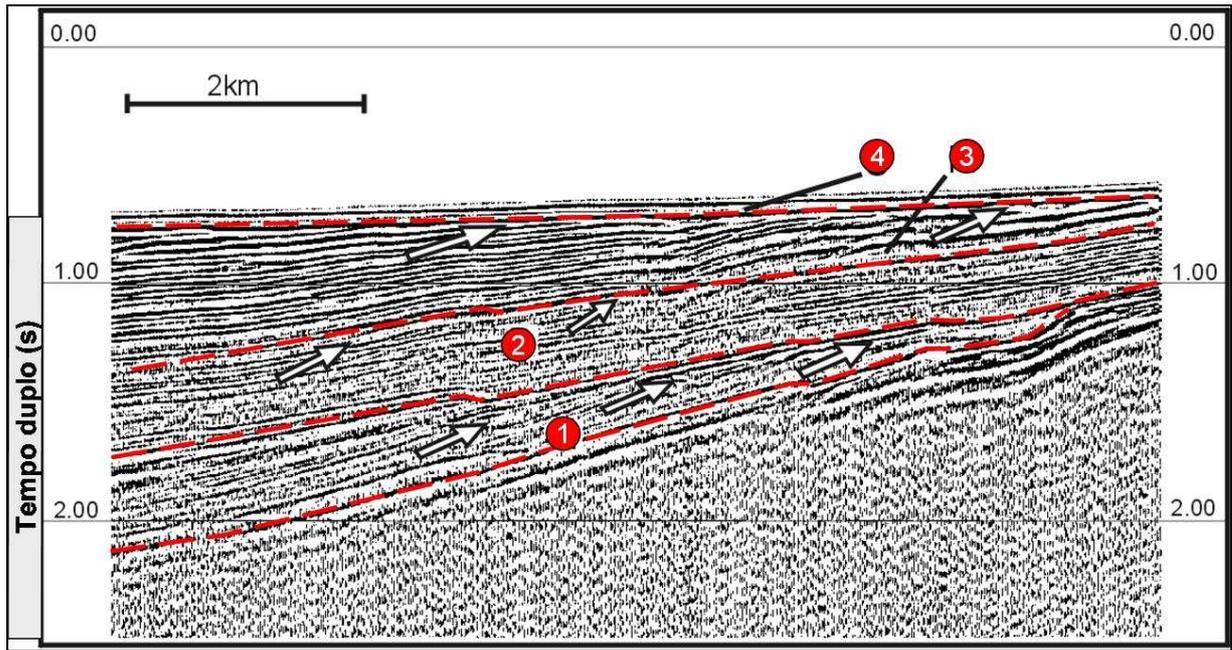


Figura 23 – Perfil sísmico multicanal do lago Malawi mostrando quatro seqüências deposicionais, limitadas por discordâncias erosionais (1, 2, 3 e 4). Em destaque as terminações de refletores em truncamento erosional. Modificado de [Scholz et alii \(1990\)](#).

3.2.2. Aspectos do rifte da bacia de Sergipe-Alagoas

A bacia de Sergipe-Alagoas está localizada no Nordeste do Brasil entre as latitudes 9° e 11°30' S e as longitudes 37°30' e 35° O (Figura 24). Faz parte do conjunto de bacias da margem continental brasileira e tem cerca de dois terços de sua área submersa. Sua porção emersa corresponde a uma estreita faixa entre 20 e 50 km de largura de direção NE-SO ao longo da costa dos estados de Sergipe, Alagoas e Pernambuco ([Souza-Lima, 2006](#)), atingindo 350 km de comprimento ([Lana, 1990](#)).

Os seus limites são controversos. Alguns autores delimitam a bacia a sul pelo sistema de falhas de Vaza Barris e a norte pelo alto de Maragogi ([Lana, 1990](#); [Feijó, 1994](#)). Outros pesquisadores admitem as sub-bacias do Jacuípe e do Cabo como parte integrante da bacia Sergipe-Alagoas, portanto estendem seus limites ao sistema de falhas de Itapuã e ao lineamento Pernambuco, respectivamente ([Souza-Lima et alii, 2002](#)).



Figura 24 – Mapa de localização da bacia de Sergipe-Alagoas em seu contexto geológico regional e delimitações conforme proposto por Souza-Lima *et alii*, 2006.

A bacia de Sergipe-Alagoas compõe o quadro da evolução tectono-estratigráfica das bacias marginais brasileiras relacionadas à ruptura do Gondwana e à abertura do oceano Atlântico Sul no Mesozóico. Detém grande semelhança com essas bacias em função de sua gênese comum, apresentando um dos registros sedimentares mais completos, em parte aflorante. Estão representados depósitos, desde as sucessões sedimentares vinculadas ao preenchimento de grandes depressões, em geral associadas às bacias intracratônicas (sinéclise), até as seqüências de desenvolvimento de bacias do tipo rifte em margens passivas, caracterizadas pelos estágios rifte, transicional e deriva (Souza-Lima & Hamsi Jr, 2003).

Com uma expressiva sedimentação clástica continental e grande complexidade estrutural, a bacia de Sergipe-Alagoas tem sido palco do surgimento de várias hipóteses evolutivas, privilegiando os aspectos estruturais (Lana & Milani, 1983; Lana, 1985;

Guimarães, 1988; Castro, 1987, 1988; Chagas *et alii*, 1993) e estratigráficos (Ojeda & Fugita, 1976; Falkenhein *et alii*, 1987; Ussami *et alii*, 1986; Lima, 1986 e Hamsi, 2006).

O rifte da bacia de Sergipe-Alagoas compõe o sistema de riftes da margem leste brasileira, tendo evoluído durante um espaço de tempo de aproximadamente 40 Ma (Barremiano ao Eoalbiano). Sua característica polifásica resultou num arcabouço tectônico intensamente compartimentado e numa expressiva sedimentação clástica continental, razão maior dos diversos enfoques evolutivos.

Neste trabalho, foi adotado o modelo proposto por Chagas *et alii* (1993) que secciona o rifteamento da bacia de Sergipe-Alagoas em três estágios tectônicos. Baseado em discordâncias regionais observadas na sísmica, esses estágios foram caracterizados como seqüências tectono-estratigráficas de 2ª ordem: a Seqüência I, referindo-se ao estiramento inicial da bacia, depositada sob condições tectônicas relativamente estáveis e deformação predominantemente flexural; a Seqüência II, depositada durante o rifteamento propriamente dito, que se instala a partir do andar Aratu e se estende até o Eoalbiano, subdividida em IIA, IIB e IIC, referentes a três pulsos tectônicos de rifte distintos. Esta seqüência acarretaria o desenvolvimento de falhas de grande rejeito. Para o estágio final de rifteamento, correspondente à Seqüência III, estaria vinculada uma possível reativação albiana, evidenciada principalmente, na porção sergipana da bacia (Figura 25).

ANDAR	ANDAR LOCAL	SEQ. TECTON-ESTRAT.	ESTÁGIO TECTÔNICO	DUR. APROX. (Ma)	LITOESTRATIGRAFIA (FORMAÇÕES)		
ALBIANO		III	REATIVAÇÃO ALBIANA		Riachuelo		
APTIANO	ALAGOAS	II	RIFTEAMENTO	RIFTE MADURO	3º ciclo	10	Maceió; Ponta Verde; Poção; Muribeca;
	JIQUEIÁ			RIFTE JUVENIL	2º ciclo	5	Coqueiro Seco
BARREM.	BURACICA			A	1º ciclo	12	Rio Pitanga; Penedo; Barra de Itiúba (parte superior)
HAUTERIV	ARATU						
VALANG.	RIO DA SERRA	I	ESTIRAMENTO INICIAL		13	Barra de Itiúba (parte inferior); Serraria; Bananeiras; Candeeiro	
BERRIAS.							
TITHON.	D.JOÃO						

Figura 25 - Subdivisão tectono-estratigráfica do estágio rifte da bacia de Sergipe-Alagoas (modificado de Chagas *et alii*, 1993). A área em destaque indica o posicionamento tectono-estratigráfico do intervalo estudado.

3.3. Contexto paleogeográfico

O intervalo de investigação está inserido no segundo pulso tectônico rifte, seqüência IIb de Chagas *et alii* (1993) (Figura 25), iniciado a partir do Neojiquiá (Eoaptiano). Mostra o desenvolvimento da típica geometria em meio-*graben* formando diversas sub-bacias com características acentuadamente assimétricas, estendendo-se até o Eoalagoas (Mesoaptiano). De acordo com esses autores, a sub-bacia de Alagoas apresenta uma intensa compartimentação estrutural, resultado do expressivo tectonismo que afetou toda a bacia a partir do Neojiquiá (Eoaptiano), sendo controlada por falhas normais de grande porte associadas a falhas de transferência. Foi durante este período que se iniciou a instalação da linha de charneira da bacia. Elevadas taxas de extensão causariam rotações de blocos e deposição de espessas cunhas sedimentares, associadas à modificação na direção do *stress* tectônico que passaria a atuar na direção NO/SE. O preenchimento sedimentar se daria por depósitos de *fan-deltas* e *braided-deltas*, culminando em um meio lacustre profundo. Já as coquinas Morro do Chaves, síncronas à deposição da porção basal da Formação Coqueiro Seco, corresponderiam a plataformas carbonáticas desenvolvidas em áreas mais estáveis protegidas do aporte clástico. Em dados sísmicos, apresenta um padrão descontínuo de reflexões paralelas a subparalelas, em nítido contraste com o padrão da seqüência inferior (Seqüência IIa, da Figura 25). Próximo às grandes falhas, o padrão torna-se mais desorganizado e pode representar depósitos de *debris* proximais e, novamente, *fan-deltas*.

Toda essa condicionante tectono-estratigráfica dificulta uma leitura mais acurada do pacote sedimentar em estudo, restringindo enormemente sua reconstrução paleofisiográfica. Apesar desse contexto, algumas evidências indiretas permitiram a recomposição do cenário geomorfológico à época da deposição.

As sub-bacias que compõem os riftes são de características predominantemente assimétricas, tornando-se importante identificar a direção da assimetria desses blocos. Isso facilita a inferência de como se processou seu preenchimento sedimentar no decorrer de cada ciclo tectônico.

A assimetria da bacia na área estudada é assinalada sobretudo pelo baixo de Varrela, baixo deposicional singular associado à margem falhada. O mapa de isópaca total do pacote correspondente à Formação Coqueiro Seco (Figura 26) revela categoricamente essa conformação. Toda a sua expressão em profundidade atinge a deposição de sedimentos para além do intervalo estudado, superior a oito quilômetros de espessura. Delineia-se igualmente

a falha Leste de São Miguel dos Campos que, informalmente, é referida como uma expressiva falha de alívio (termo criado por Destro *et alii*, 2003 para caracterizar falhas transversais de grandes rejeitos associadas a margens falhadas). Esta falha também pode ser vista como uma borda de pequeno porte se considerada sua influência sobre o bloco adjacente. A margem flexural propaga-se pela porção sul/sudeste, culminado com a linha de charneira de idade Alagoas (Aptiano).

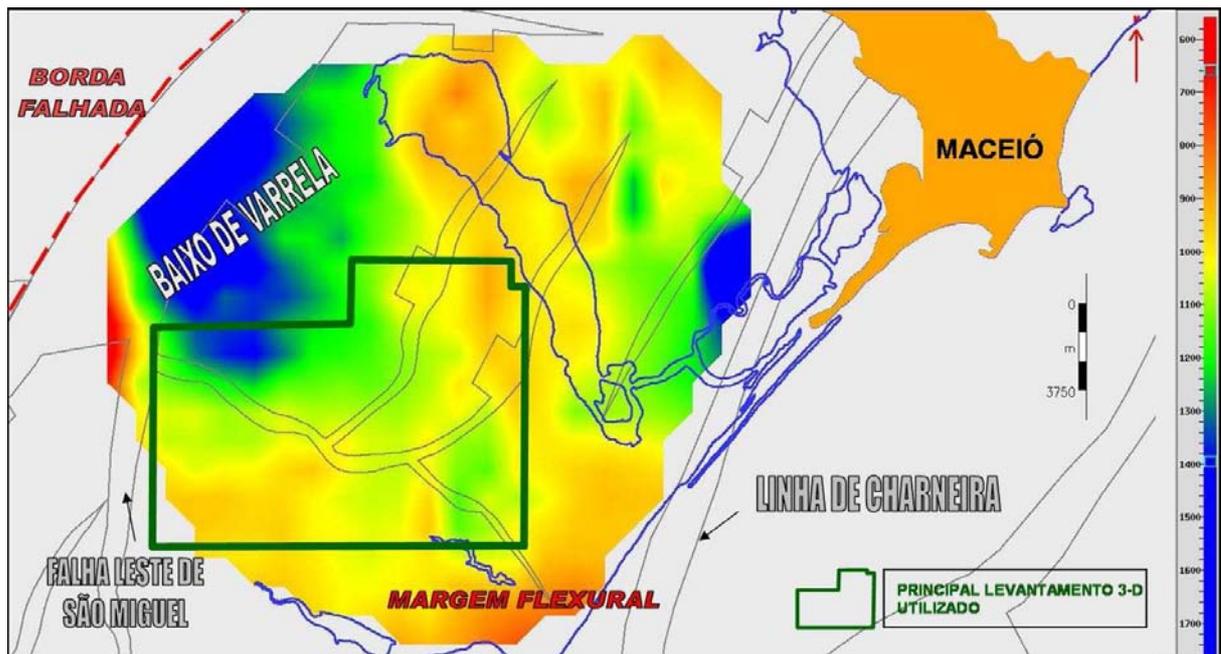


Figura 26 - Mapa de isópaca total em tempo do intervalo Coqueiro Seco, revelando o principal depocentro da área, o baixo de Varrela, associado à borda falhada no flanco noroeste. Na porção sul/sudeste, expõe a margem flexural que bordeja a linha de charneira de idade Alagoas. Em destaque a área do levantamento 3-D utilizado.

3.4. Ciclos transgressivos-regressivos

De um modo geral, ficou evidenciado o caráter eminentemente cíclico do intervalo, já assinalado em diversas pesquisas (Schaller (1970), Ojeda & Fugita (1976), Beltrami & Della Fávera (1977), Netto (1979), Falconi (1990), Feijó (1992), Borba & Silva (1992), Pereira (1994), Chagas (1996) e Azambuja *et alii* (1998)), correspondente a sucessões de fases transgressivas e regressivas estabelecidas como resultado das alternâncias faciológicas, fundamentalmente arenitos e folhelhos. Esse caráter fica bem definido em perfis de poços amostrados sobre sedimentos da Formação Coqueiro Seco.

A apreciação estratigráfica baseada na ciclicidade dos padrões de sedimentação tornou-se útil para o estabelecimento de um arcabouço estratigráfico com base na correlação de eventos diagnósticos.

Para a análise dos padrões de empilhamento e superfícies-chave foram avaliados 16 poços, onde se procurou considerar a melhor representatividade da sucessão dos estratos em estudo, bem como conferir um melhor posicionamento no contexto paleofisiográfico examinado.

As respostas gráficas dos perfis de raios-gama expõem padrões de empilhamento retrogradacionais, progradacionais e agradacionais (*sensu VanWagoner et alii, 1988*). Por outro lado, os perfis de resistividade e sônico também revelam variações abruptas nas curvas, fortes declinações e/ou tendências típicas que corroboram as possíveis separações entre as fases transgressivas e regressivas, ou mesmo limites de seqüências.

Os perfis de raios-gama forneceram boas indicações para o reconhecimento desses padrões, além de indicações de caráter granulométrico e litológico. No contexto de rochas siliciclásticas, esse é um dos dispositivos mais úteis na interpretação, apesar da fundamental calibração através de testemunhos. Normalmente, são reconhecidos pelo menos quatro padrões básicos: sino normal, sino invertido, em caixote e serrilhado (Figura 27). O padrão de sino normal corresponde a uma tendência retrogradacional (ciclo transgressivo) com granodecrescência para o topo (*fining-upward*). Contrariamente, a forma de sino invertido caracteriza a tendência progradacional (ciclo regressivo) de granocrescência para o topo (*coarsening-upward*). O padrão em caixote serve, muitas vezes, de referência para a delimitação da máxima progradação e limites de seqüências, constatando-se a partir de uma distinta mudança no *trend* deposicional. O padrão serrilhado assinala uma forte disposição agradacional.



Figura 27 - Padrões básicos de perfis de raios-gama no contexto de rochas siliciclásticas. Apesar de sua conotação essencialmente descritiva, são extremamente úteis na definição dos padrões de empilhamento de uma sucessão estratigráfica.

O procedimento adotado procurou preservar um significado prioritariamente descritivo. Para cada um dos poços escolhidos foram avaliados, durante a análise dos perfis, os possíveis tratos de sistemas transgressivos e regressivos e suas respectivas superfícies limítrofes. Em seguida procurou-se sua contrapartida na sísmica, que é o principal propósito deste trabalho.

Uma vez discriminados os padrões e superfícies conforme os critérios adotados, foi possível propor pelo menos três seqüências T-R nominadas de **St-r1**, **St-r2** e **St-r3** e seus respectivos tratos de sistemas (Figura 28). Estão inseridas na seqüência tectono-estratigráfica Iib de *Chagas et alii* (1993), envolvendo uma extensão temporal de aproximadamente 1,2 Ma.

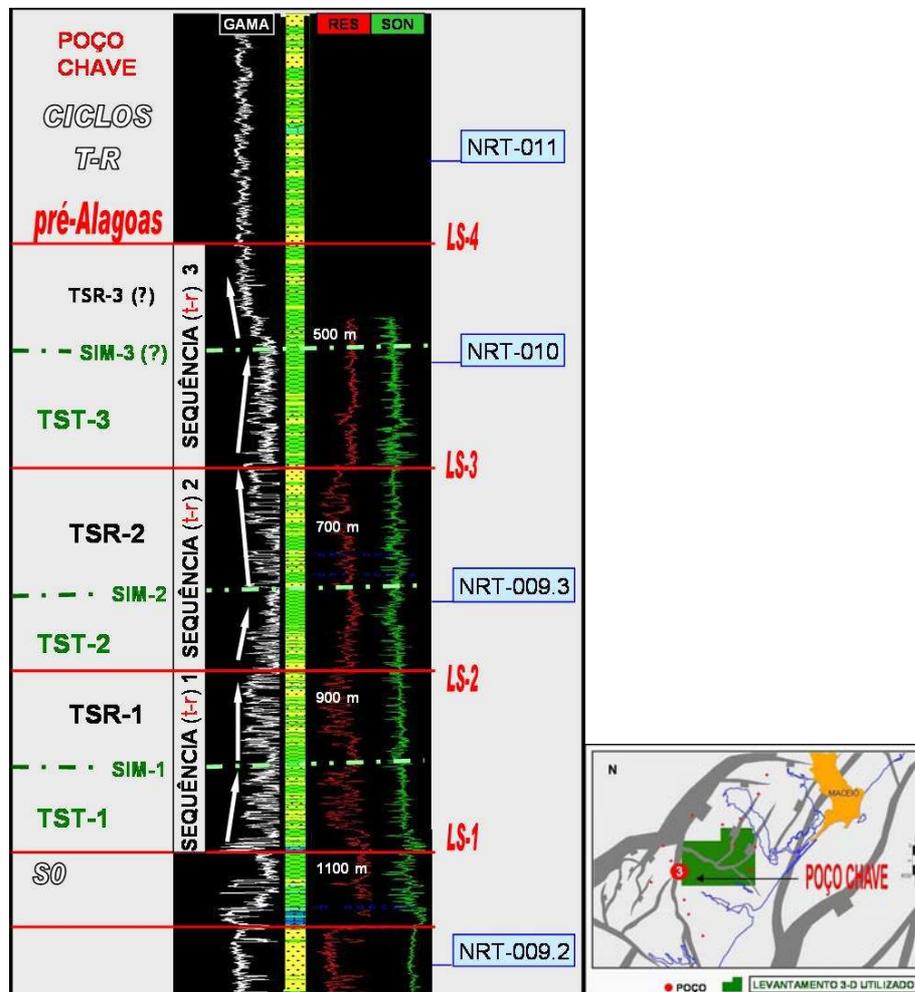


Figura 28 – Poço chave representando a proposta de subdivisão em seqüências T-R **St-r1**, **St-r2** e **St-r3** para o intervalo de investigação (Formação Coqueiro Seco). Estão assinalados por setas os padrões de empilhamento retrogradacional e progradacional que delimitam os respectivos tratos de sistemas. Abreviações: S – seqüências T-R; LS – limite de seqüência; TST – trato de sistemas transgressivo; SIM – superfície de inundação máxima; TSR – trato de sistemas regressivo.

Operacionalmente, verificou-se a melhor representatividade da porção inferior do intervalo estudado nos poços posicionados a SO da área e de maneira especial nas proximidades da Falha Leste de São Miguel. Aí aparecem de forma destacada folhelhos transgressivos relacionados a superfícies de máxima inundação, referidos usualmente como folhelhos “B” e “C”. Possivelmente, estes folhelhos são a resposta a uma maior criação de espaço conduzida por essa falha, o que favoreceu o seu aporte. Já a melhor expressividade da porção superior do intervalo ocorre na região NO (campo de Pilar e adjacências), parecendo estar especialmente relacionada à preservação da porção basal da Formação Maceió e à destacada presença dos folhelhos do Membro Ponta Verde.

Os padrões identificados nos perfis de poço (raios-gama, resistividade e sônico) auxiliaram grandemente na definição das superfícies-chave (superfícies de inundação máxima, superfície de máxima regressão e limites de seqüências).

As superfícies de inundação máxima (SIM) são representadas por folhelhos transgressivos, essenciais na formação do modelo e representantes de épocas de provável redução do aporte clástico e/ou aumento das condições de preservação. Constituindo-se em marcos cronoestratigráficos seguros; fundamentalmente coincidem com a inversão de padrões de empilhamento retro para progradacional (Figura 29). Quando da maior ocorrência desses folhelhos, pode-se notar uma correspondente significativa diminuição de velocidade no perfil sônico.

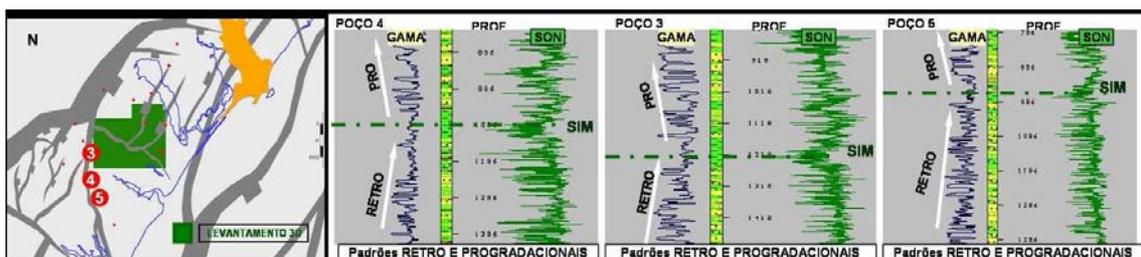


Figura 29 – Exemplos da tipificação dos folhelhos de máxima inundação com a inversão dos padrões retro para progradacional. Abreviações: GAMA – perfil de raios-gama; SON – perfil sônico; SIM – superfície de inundação máxima.

As superfícies de máxima regressão (SMR) são aqui caracterizadas como a mudança de uma tendência de sedimentação regressiva para uma tendência de sedimentação transgressiva, coincidindo com o início do padrão sino normal. Detém em sua base, um padrão normalmente em caixote relacionado às máximas progradações (Figura 30). São mais facilmente delineadas quando há uma maior presença de corpos de areias, seguidos

imediatamente por uma ocorrência mais abundante de folhelhos, correspondente ao trato transgressivo.

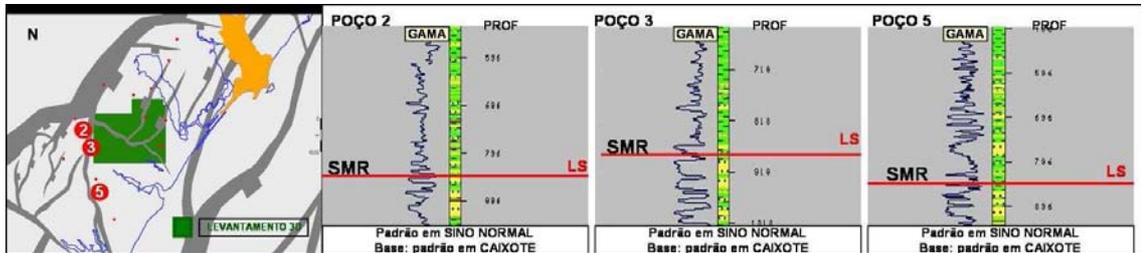


Figura 30 - Exemplos de poços com típico padrão em sino normal. Em sua base observa-se o padrão em caixote que auxilia na demarcação do limite de seqüência. Abreviações: GAMA – perfil de raios-gama; LS – limite de seqüência; SMR – superfície de máxima regressão.

Esta inversão de tendências deposicionais caracteriza o limite entre seqüências T-R. A depender do local, esses limites (LS) também são constatados, ora representando uma mera mudança abrupta de litotipos, como a entrada de areias por sobre folhelhos e/ou calcários (Figura 31), ora refletindo variações abruptas nas eletroformas dos perfis de resistividade (Figura 32). A porção superior do intervalo apresenta uma particularidade bastante uniforme ao longo da área que igualmente auxilia na determinação de limites. Essa particularidade corresponde a uma nítida mudança na curva do sônico, refletindo uma queda na velocidade do pacote (Figura 33).

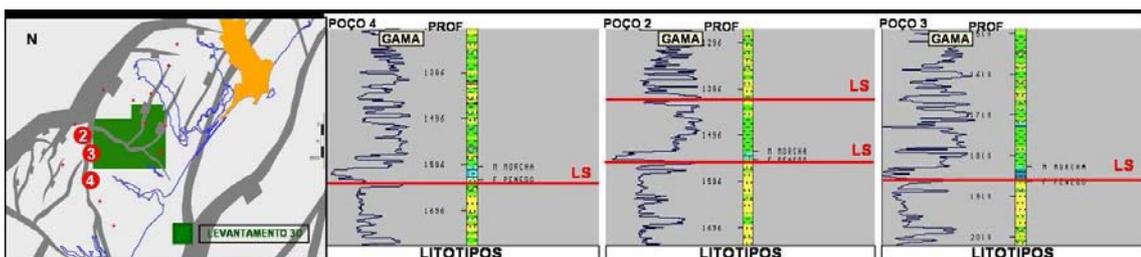


Figura 31 – Exemplos de identificação de limites de seqüências na área relacionados a abruptas variações faciológicas. Abreviações: GAMA – perfil de raios-gama; LS – limite de seqüência.

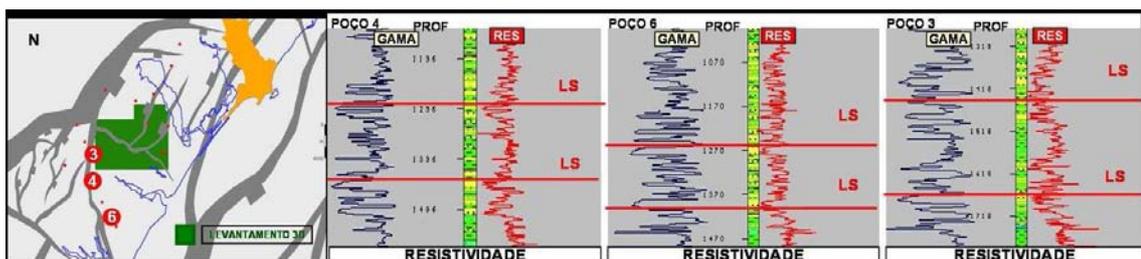


Figura 32 – Exemplos de identificação de limites de seqüências na área relacionados também a variações abruptas nos perfis de resistividade. Abreviações: GAMA – perfil de raios-gama; LS – limite de seqüência; RES – perfil de resistividade.

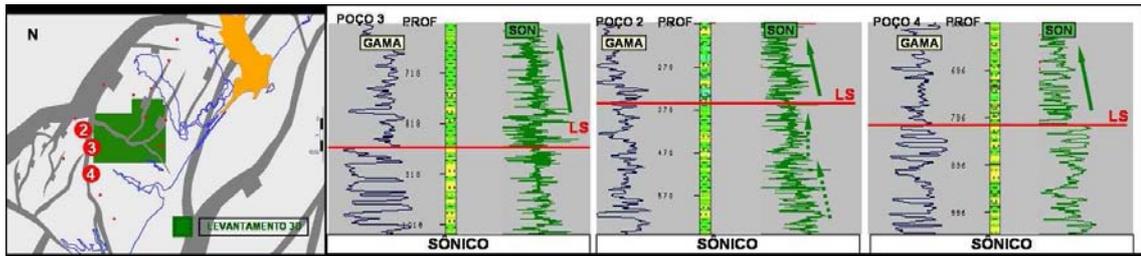


Figura 33 - Exemplos de identificação de limite de seqüência na área, na porção superior do intervalo estudado. Abreviações: GAMA – perfil de raios-gama; LS – limite de seqüência; SON – perfil sônico.

4. ANÁLISE SISMOESTRATIGRÁFICA

O arcabouço estratigráfico da área foi elaborado a partir de duas seções estratigráficas e de suas equivalentes sísmicas: a seção “S” - *strike* (SO-NE), orientada no sentido do eixo do principal baixo deposicional (baixo de Varrela), e a seção “D” - *dip* (NO-SE), orientada segundo o perfil tipo, representativo da geometria em meio-*graben* que caracteriza a unidade estrutural basal do rifte (Figura 34). Estas seções também foram elaboradas de maneira a auxiliar na reconstrução do cenário paleofisiográfico em que se desenvolveu a deposição da Formação Coqueiro Seco.

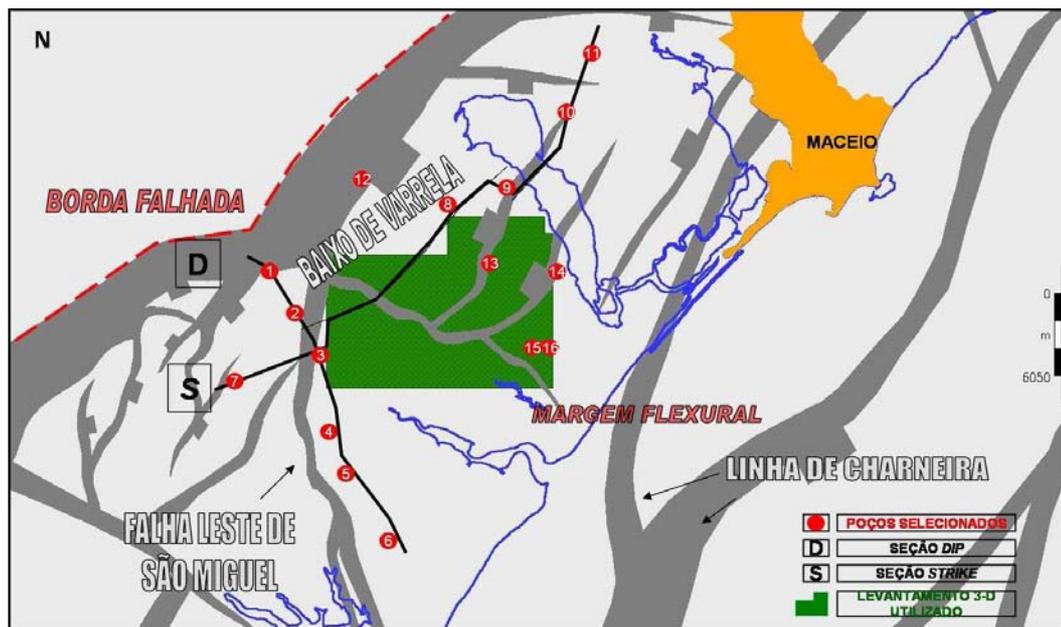


Figura 34 – Mapa de localização das seções de correlação estratigráfica e sismoestratigráfica. A seção *dip* “D” foi montada exclusivamente em dado sísmico 3-D, enquanto que a seção *strike* “S” é formada por linhas e/ou segmentos de linhas 2-D e dados 3-D.

As seções de correlação geológica tiveram como *datum* estratigráfico o topo do intervalo de estudo, relacionado a um afogamento de caráter regional.

A partir do reconhecimento de ciclos transgressivos-regressivos, segundo os conceitos como os discutidos por Embry & Johannessen (1992) e Embry (1993, 2002), estabeleceu-se uma sistemática de análise para a definição deste arcabouço estratigráfico e sua arquitetura deposicional. Esta sistemática serviu para o desenvolvimento da proposta formal do intervalo de interesse em seqüências T-R, através da individualização de superfícies-chave limítrofes e padrões de empilhamento (Figura 35 a Figura 38).

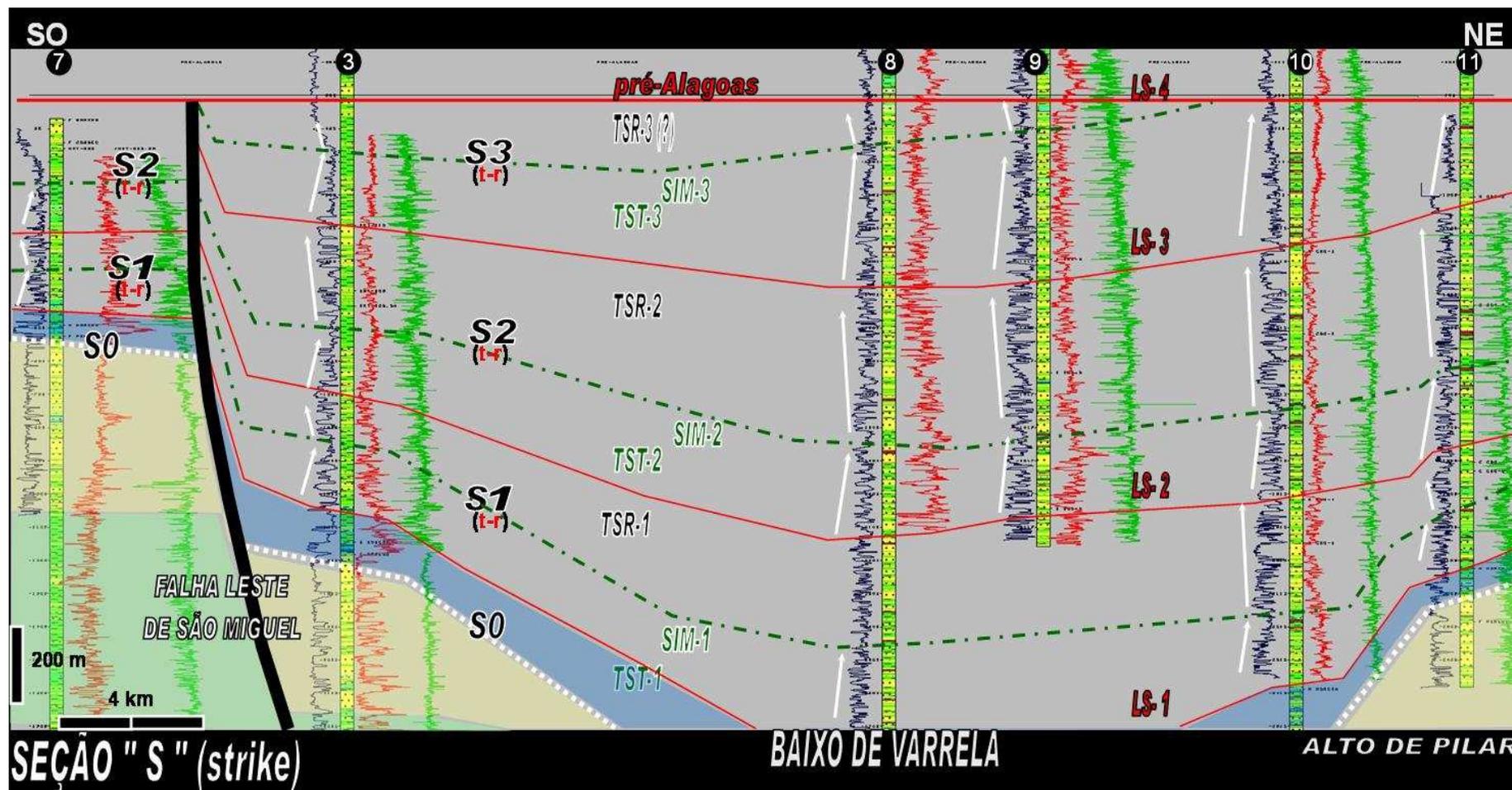


Figura 35 – Seção estratigráfica “S” (*strike*), horizontalizada no datum próximo a discordância pré-Alagoas, apresentando a interpretação do arcabouço estratigráfico para o intervalo de estudo. A paleofisiografia à época da deposição denota o expressivo baixo deposicional coligado à falha de borda (baixo de Varrela) Subdivisão das seqüências T-R nos tratos de sistemas transgressivos e regressivos. Abreviações: S – seqüências T-R; LS – limite de seqüência; TST - trato de sistemas transgressivo; SIM - superfície de inundação máxima; TSR – trato de sistemas regressivo.

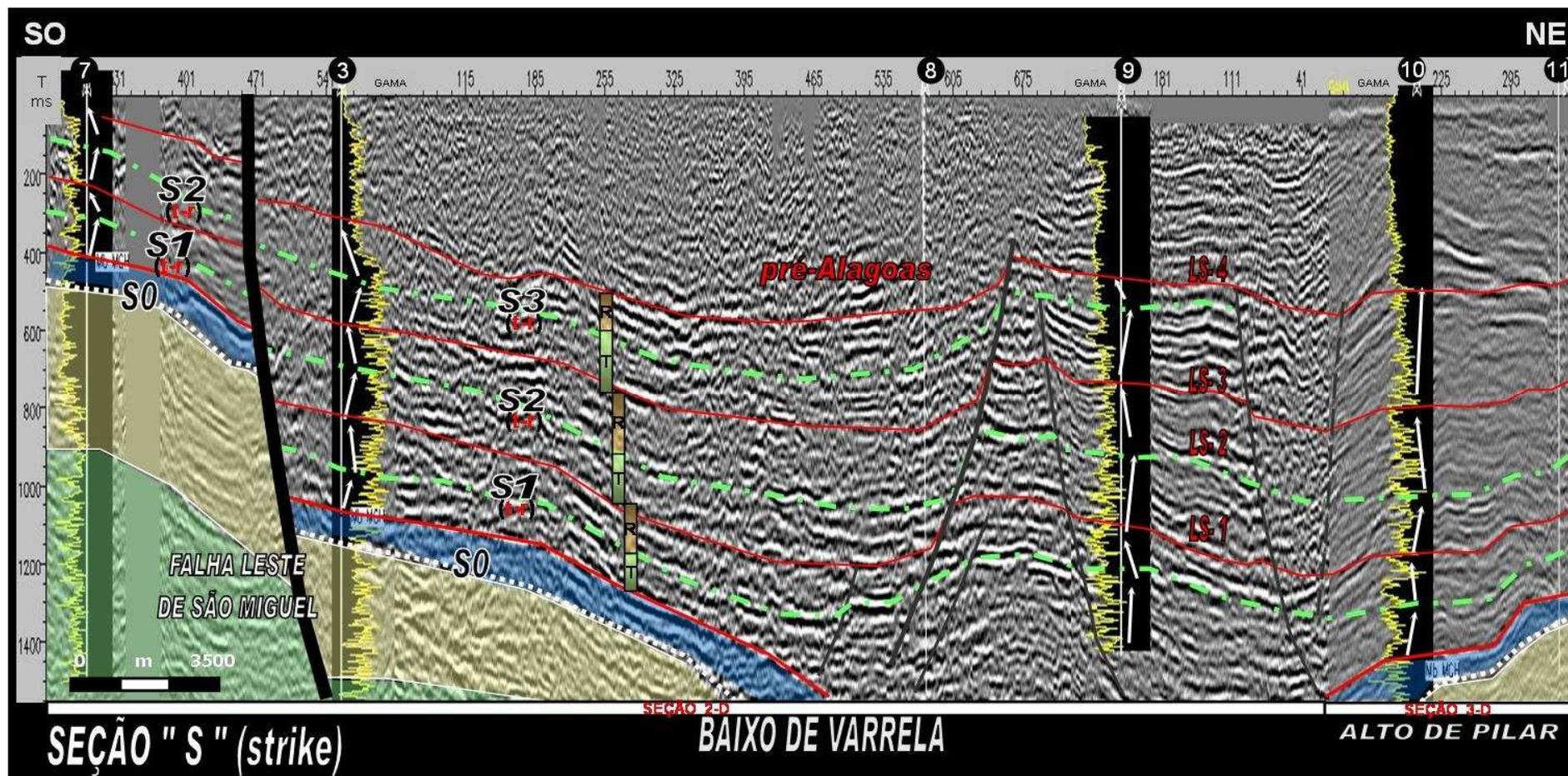


Figura 36 – Seção sísmica “S” (*strike*) equivalente à seção estratigráfica da figura 36, montada a partir de segmentos de linhas 2-D (210-RL-519, 27-RL-1262 e 27-RL-1033) e segmentos de dados 3-D. Abreviações: S – seqüências T-R; LS – limite de seqüência; TST – trato de sistemas transgressivo; SIM – superfície de inundação máxima e TSR – trato de sistemas regressivo.

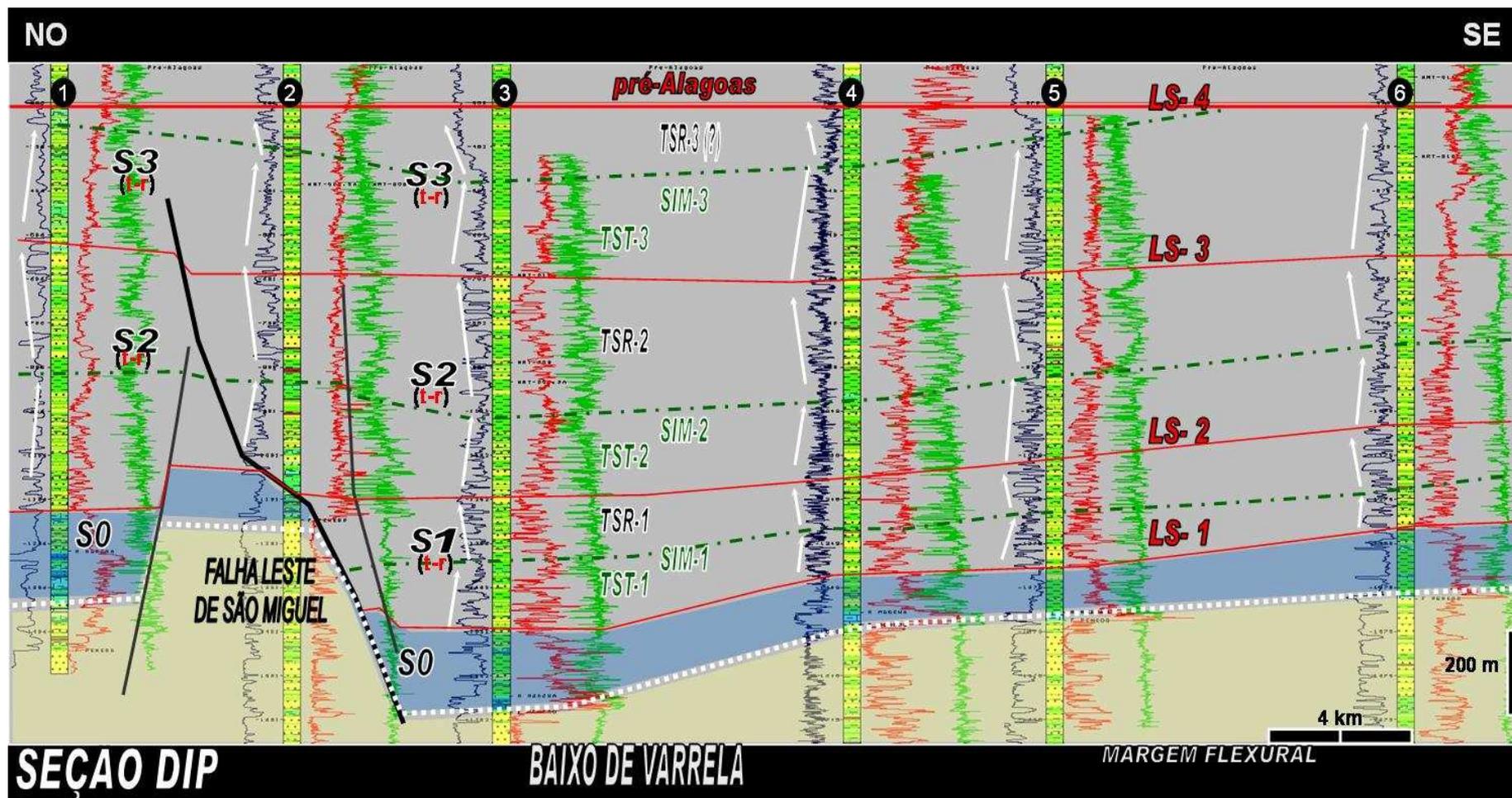


Figura 37 - Seção estratigráfica “D” (*dip*), horizontalizada no datum próximo a discordância pré-Alagoas, apresentando a interpretação do arcabouço estratigráfico para o intervalo de estudo. Subdivisão das seqüências T-R nos tratos transgressivos e regressivos. Abreviações: S – seqüências T-R; LS – limite de seqüência; TST – trato de sistemas transgressivo; SIM – superfície de inundação máxima; TSR – trato de sistemas regressivo.

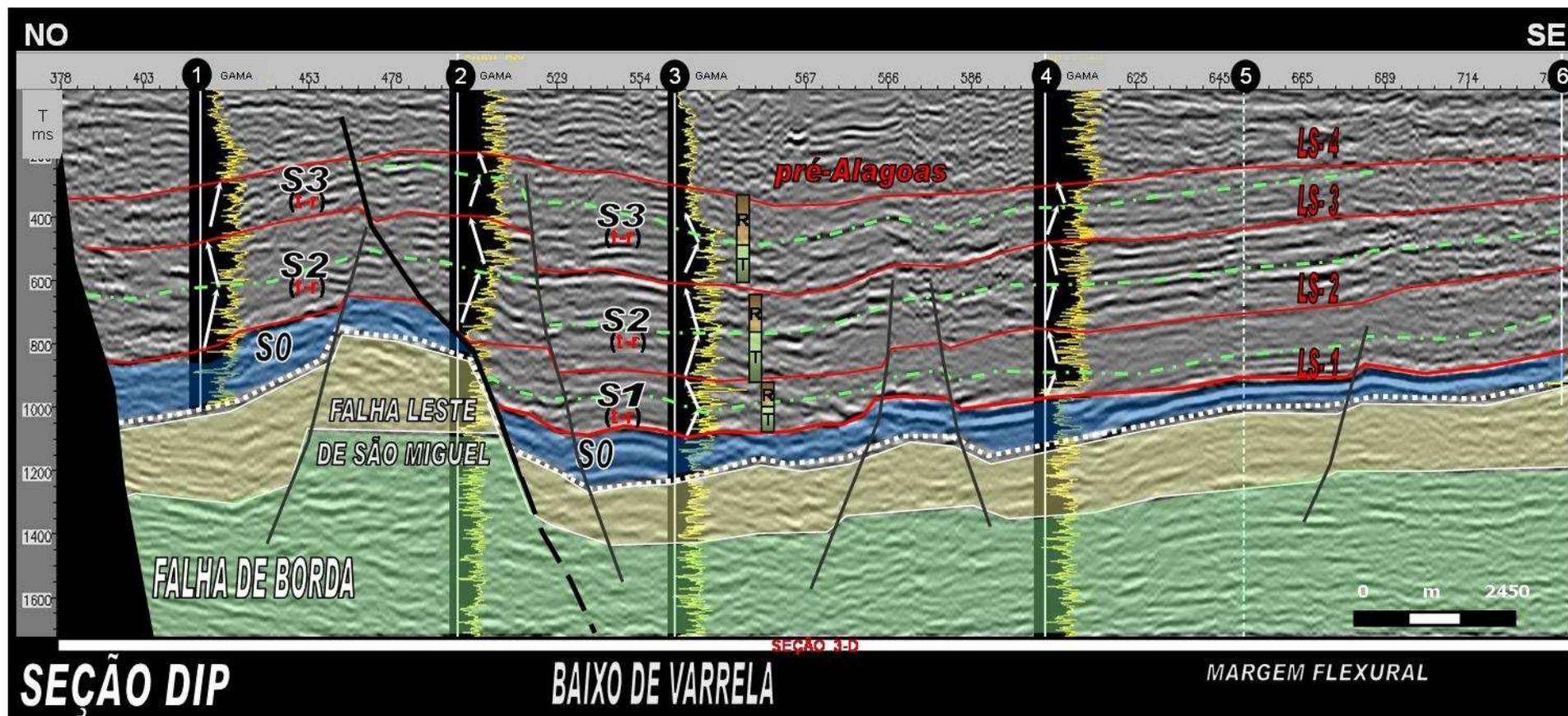


Figura 38 - Seção sísmica “D” (*dip*) equivalente à seção estratigráfica da figura 38. Consiste em uma linha arbitrária construída em dado sísmico 3-D. Abreviações: S – seqüências T-R; LS – limite de seqüência; TST – trato de sistemas transgressivo; SIM – superfície de inundação máxima e TSR – trato de sistemas regressivo.

4.1. Fácies Sísmica

Os conceitos da estratigrafia sísmica (Vail *et alii*, 1977) aplicados à análise de bacias têm provado ser de grande auxílio na reconstrução da geometria e no entendimento evolutivo de seqüências sedimentares e seus sistemas deposicionais. Seu princípio fundamental é que, dentro da resolução do método sísmico, as reflexões sísmicas podem ser associadas às superfícies de acamamento e podem representar horizontes com significado cronoestratigráfico (Emery & Myers, 1996).

Por definição, fácies sísmica é uma unidade tridimensional, formada por reflexões sísmicas em que os parâmetros internos diferem das fácies adjacentes (Brown & Fisher, 1977). Parte-se da premissa que corresponde a uma expressão da variação de fácies geológica ou mesmo uma expressão de um componente estrutural, desde que os parâmetros sísmicos que a caracterizam, assim como sua forma externa, estejam delimitados.

Fisicamente, as reflexões sísmicas são o resultado do contraste de impedância acústica na interface entre camadas (impedância acústica é o produto da densidade e da velocidade sísmica de um determinado meio). Sendo assim, estabelece-se o axioma de que os refletores representariam linhas de tempo, separando rochas mais antigas de rochas mais novas.

A interpretação sísmica apoiada principalmente em dados multiatributos 3-D possibilita, antes mesmo da identificação de seqüências, a importante identificação de falhas (arcabouço estrutural), minimizando possíveis erros de correlação, bem apropriado em estudos de bacias tipo rifte.

4.1.1. Análise vertical de fácies

Muitas ambigüidades podem estar presentes em uma interpretação sismoestratigráfica, a depender da resolução e qualidade do dado sísmico disponível. As relações estratigráficas de sucessões pouco espessas, por exemplo, serão difíceis de serem resolvidas. A busca por configurações e terminações de refletores, principalmente em dados sísmicos terrestres, não é uma tarefa simples. Dessa forma, os dados carecem de serem

tratados adequadamente, tendo em mente os inúmeros fatores que prejudicam sua aplicação (Emery & Myers, 1996).

Uma análise preliminar de fácies foi efetivada ao tempo em que se realizou o mapeamento sísmico dos principais refletores considerados. Baseou-se inicialmente numa abordagem qualitativa dos dados, objetivando uma aferição das características sismoestratigráficas mais marcantes, associada ao arcabouço estrutural da área.

Estas características foram interpretadas a partir de seus aspectos externos (configuração ou geometria) e internos (amplitude, frequência e padrão das reflexões) (Tabela 3).

CARACTERÍSTICA	SIGNIFICADO
AMPLITUDE	CONTRASTE DE IMPEDÂNCIA ACÚSTICA (SUPERFÍCIES ESTRATAIS) RESOLUÇÃO ESPACIAL (<i>TUNNING</i>) LITOFÁCIES PRESENÇA DE FLUIDO
CONTINUIDADE	CONTINUIDADE LATERAL DOS ESTRATOS PROCESSOS DEPOSICIONAIS
FREQUÊNCIA	ESPESSURA DE CAMADAS PRESENÇA DE FLUIDO
CONFIGURAÇÃO (GEOMETRIA)	PROCESSOS DEPOSICIONAIS

Tabela 3 – Caráter sísmico e significado interpretativo (in Snedden & Sarg, 2008).

Esforços para uma caracterização sísmica convencional, baseada na configuração interna (acima referida), não surtiram o efeito desejado na área, tendo em vista a homogeneidade de padrões das reflexões, essencialmente plano-paralelos. Isso impossibilitou a identificação de unidades sísmicas. Somaram-se ainda, os problemas de perda de qualidade e a baixa confiabilidade do sinal em zonas sujeitas a intensos falhamentos e nas bordas dos dados.

Notadamente, pelo menos três distintos conjuntos de reflexões são reconhecidos como guias para uma interpretação sísmica básica na área: (i) as reflexões paralelas, de forte amplitude e boa continuidade lateral (a menos quando falhados), relacionadas ao topo dos carbonatos Morro do Chaves, em forte contraste acústico com os arenitos Penedo, correspondendo à discordância pré-Neojiquiá de caráter regional (Figura 39); (ii) os também fortes refletores de características muito semelhantes, porém referentes ao topo do folhelho transgressivo, usualmente tratado por folhelho “C” (classificação informal estabelecida desde 1969 por Ojeda), sendo reconhecido praticamente ao longo de toda a área (Figura 40), e (iii) destacadas reflexões de iguais características que as anteriores, atribuídas à discordância pré-Alagoas que encerra a deposição da Formação Coqueiro Seco (Figura 41).

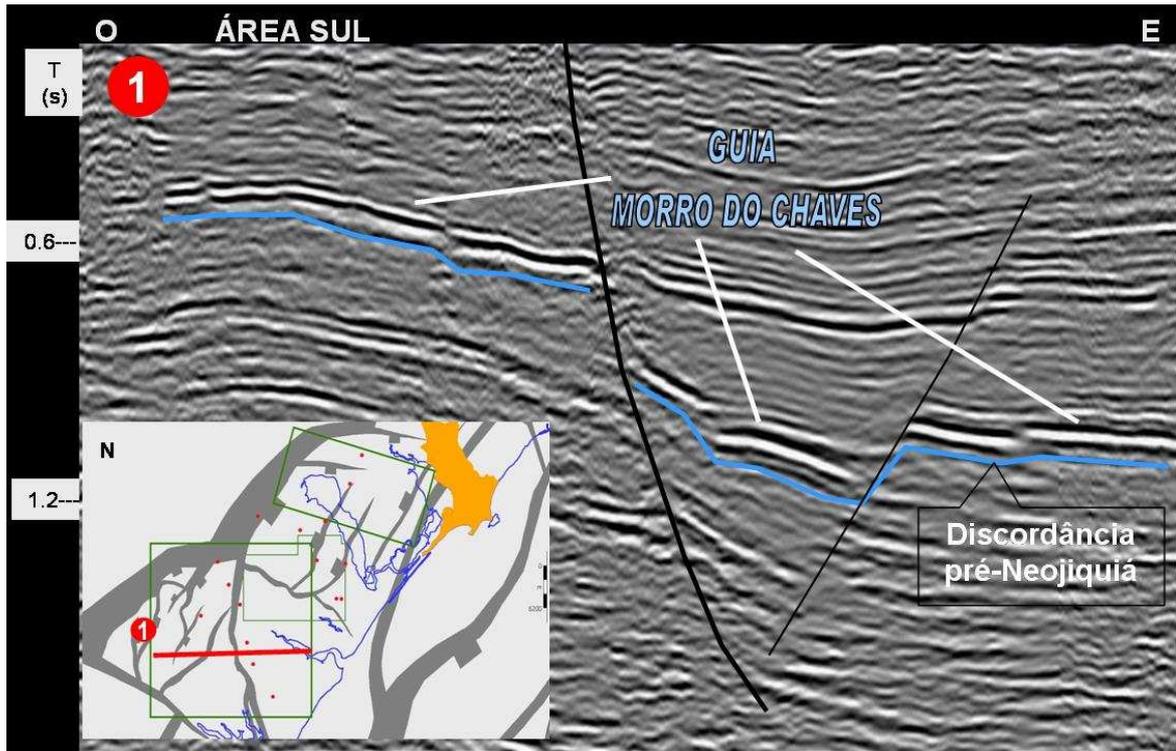


Figura 39 - Porção sul da área e característica sísmica da reflexão guia Morro do Chaves-Penedo, associada à discordância pré-Neojiquiá, representando o forte contraste de impedância acústica em dado de amplitude (*variable density*).

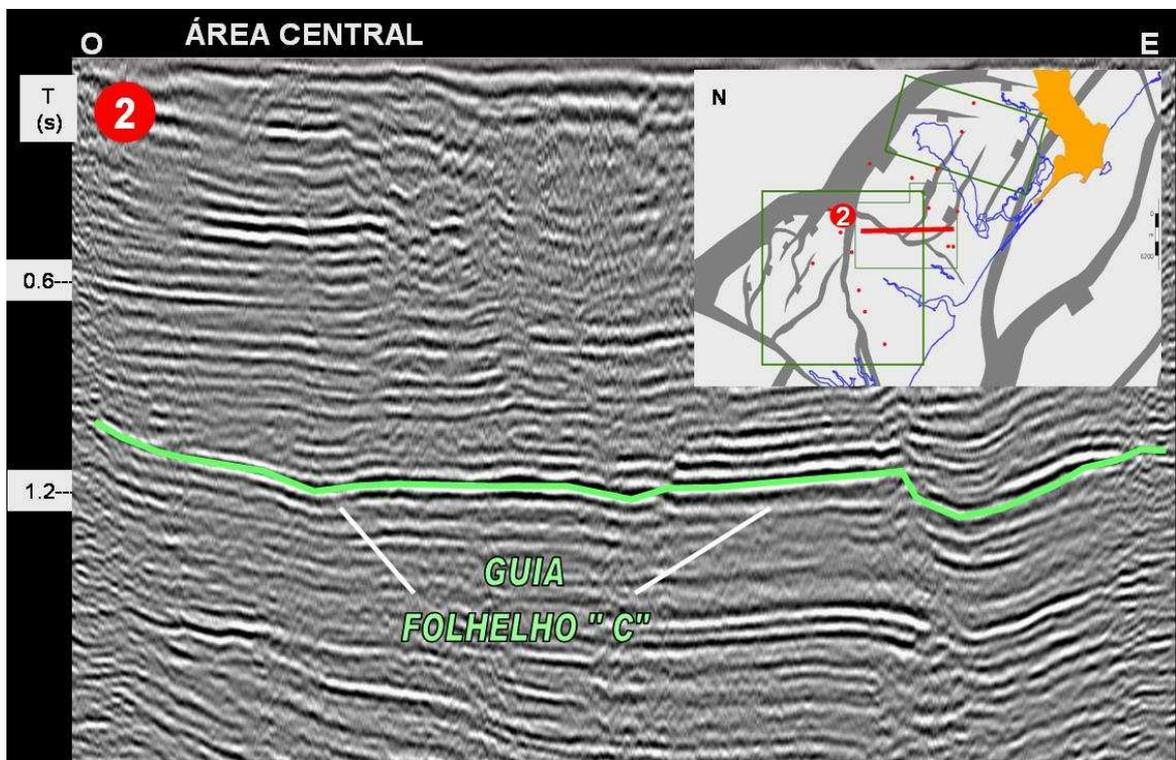


Figura 40 - Porção central da área e característica sísmica da reflexão guia folhelho "C", relacionado à superfície de inundação máxima, em dado de amplitude (*variable density*).

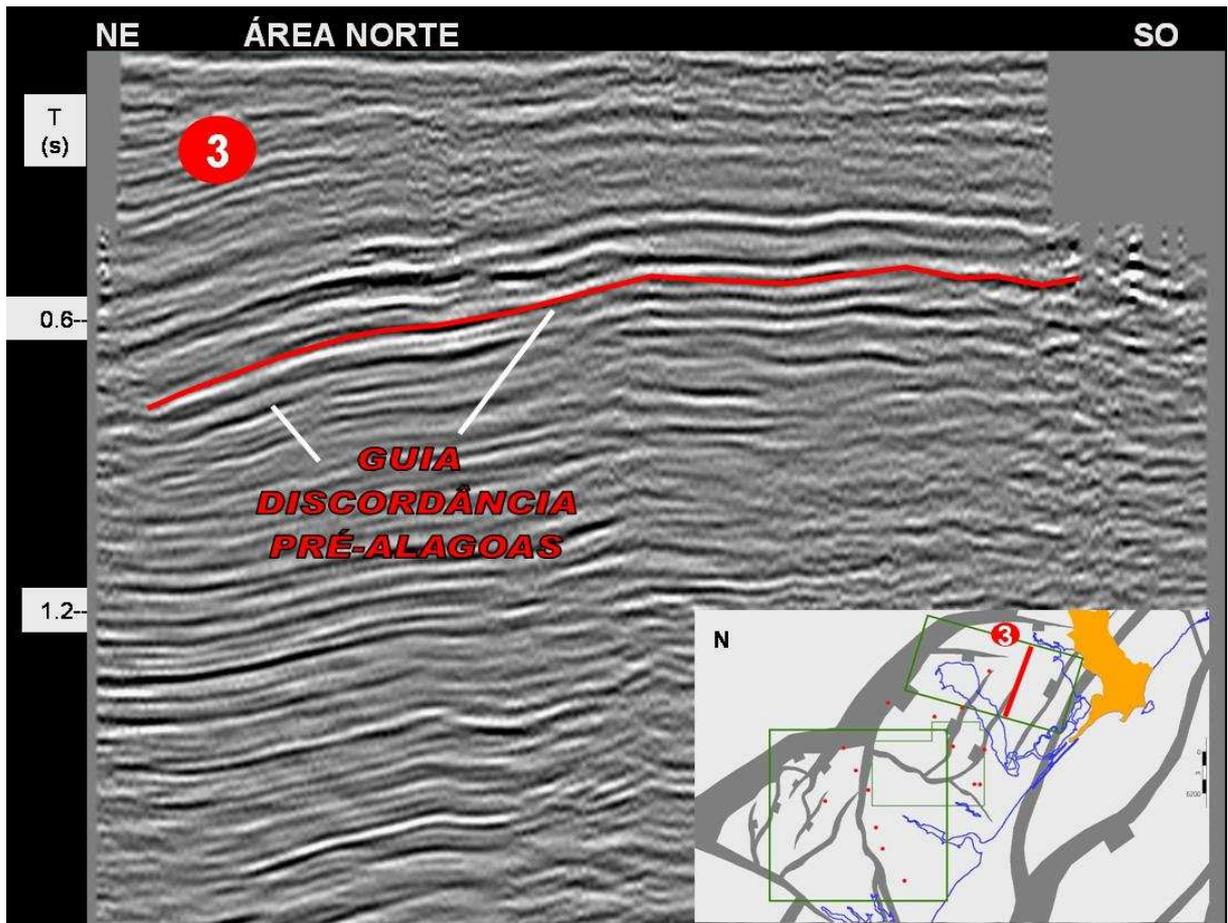


Figura 41 - Porção norte da área e característica sísmica da reflexão guia associada à discordância pré-Alagoas em dado de amplitude (*variable density*).

4.1.2. Mapas de fácies (*Stratimagic - PARADIGM*)

A abordagem quantitativa e multivariada para a análise de fácies sísmica teve seu desenvolvimento impulsionado a partir da necessidade de construção de modelos mais exatos e confiáveis para estudos de reservatórios. O enfoque principal seria voltado para identificação e mapeamento da distribuição espacial de fácies. Nesse processo, é importante lembrar que as informações de poço (perfis, amostras lito-estratigráficas e dados de produção) têm o caráter eminentemente pontual e por isso podem não refletir estatisticamente o comportamento geológico das rochas amostradas.

O emprego de técnicas de reconhecimento de padrão na caracterização de sismofácies parte da premissa que mudanças nas propriedades das rochas e/ou dos fluidos afetam a amplitude, a forma e a continuidade lateral das reflexões sísmicas. Essas técnicas

têm como objetivo discriminar, na variabilidade dos dados de atributos sísmicos, feições de significado geológico. Porém, por não ser uma tarefa simples tampouco determinística e pela falta de consenso quanto a um padrão de aplicação, existe uma diversificação da forma de análise desses atributos. À medida do avanço tecnológico, passou-se à utilização de técnicas estatísticas ou de redes neurais para essa tarefa.

Neste trabalho, dentre algumas opções disponíveis no mercado, optou-se pelo uso do programa *Stratimagic* (*PARADIGM versão™*) que, em linhas gerais, é uma ferramenta para exame das variações laterais das respostas sísmicas a partir da forma de onda, ou seja, a forma do traço sísmico. Utiliza-se de técnicas de redução de dados (PCA – *Principal Components Analysis*) e métodos de classificação que otimizam e preservam as características essenciais do dado sísmico.

A análise de componente principal (PCA) tem como objetivo básico a redução de dados das dimensões das amostras de entrada, obtida pelo abandono de dados de muito baixa variabilidade. Cada componente é uma combinação linear de todas as amostras dentro de um intervalo. Afetado por cada amostra, um coeficiente dará mais peso para uma ou para várias amostras de mais impacto, impulsionando as principais características da área de interesse. Embora não seja uma técnica de classificação é usada antes da classificação, como um filtro. A técnica de PCA também é aplicada para a ponderação da redundância de dados, para a identificação de quais amostras mais contribuem na descrição do *trend* de dados, para a visualização da relação dos valores de atributos e eventos sísmicos nas correlações e ainda para a eliminação de ruídos.

O método de classificação empregado pelo *Stratimagic* (*PARADIGM versão™*) é a tecnologia de redes neurais *Neural Network Technology* - (ramo da inteligência artificial para o reconhecimento de padrões por processos de aprendizagem). Esse programa utiliza o algoritmo *Self Organizing Maps* (SOM) – definidos como mapas auto-organizativos de *Kohonen*. Este algoritmo identifica as características discriminantes de objetos e faz associações com outros objetos, no caso pela similaridade da forma do traço sísmico. Através de um número pré-determinado de interações são construídos traços sintéticos. Estes traços sintéticos são alterados a cada fase na pesquisa, por uma auto-organização em processos de tentativa e erro, para que atinja a melhor correlação entre o sintético e o conjunto da aprendizagem. Mudanças de parâmetros físicos no sinal sísmico correspondem a mudanças na forma do traço sísmico. O resultado é um painel ordenado por modelos (famílias) de traços semelhantes (Figura 42).



Figura 42 – Painel de ordenação por famílias de traços semelhantes, estabelecido após a classificação pelo método de redes neurais (NNT – *Neural Network Technology*) que utiliza os mapas auto-organizativos de *Kohonen*. O código de cores é usado para diferenciar as classes de forma de onda e permitir a construção de mapas que são interpretados em termos de fácies e elementos deposicionais.

O aplicativo aqui empregado assume que, assim como para as variações laterais dos atributos de amplitude ao longo de uma janela selecionada, as variações nas formas de onda sísmica também correspondem a mudanças laterais de fácies. Dessa maneira, cada forma do traço é associada com um específico “pacote” litológico. Obviamente, a necessária calibração a poços deve ser realizada. É ainda garantida a não interferência de ruídos e da amplitude do sinal. Pode ser aplicado de forma não supervisionada ou supervisionada (Figura 43). O dado 3-D que serviu para a análise de detalhamento na área, só permitiu a abordagem não supervisionada. A análise não supervisionada é quando nenhuma informação geológica é introduzida no condicionamento de resultados, ao contrário da abordagem supervisionada, quando nela se integram as informações geológicas da área, conhecida a partir dos poços ali perfurados.

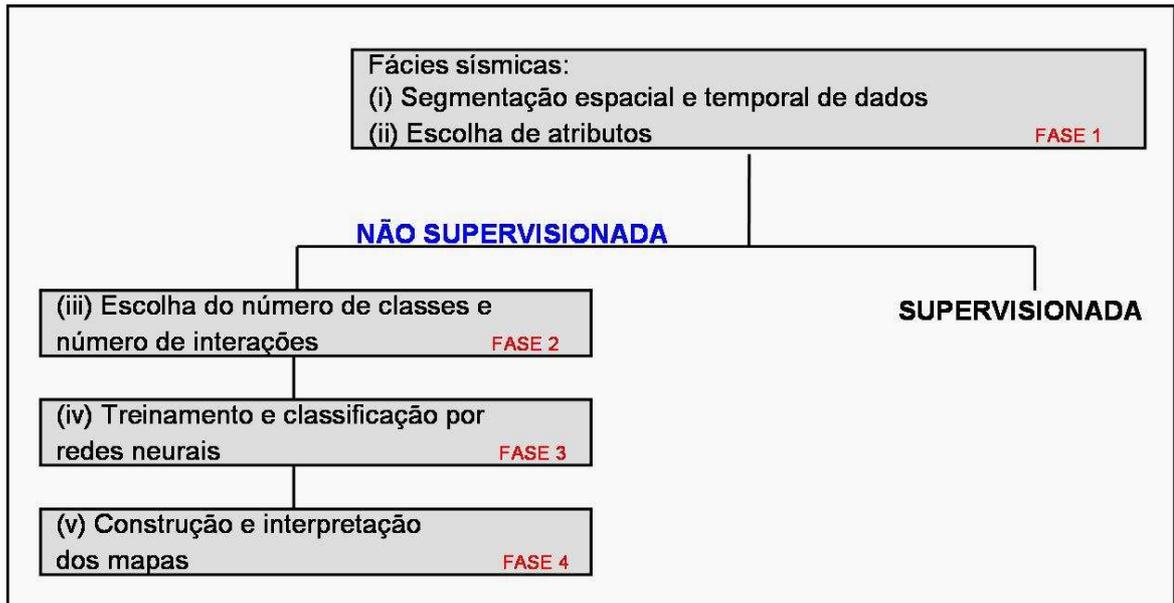


Figura 43 – Fluxograma de análise não supervisionada (usada no dado 3-D de detalhamento) e supervisionada. As fases 2, 3 e 4 são igualmente aplicadas na etapa dita supervisionada.

Em geral, independentemente de uma análise supervisionada ou não, o seguinte procedimento é seguido (Johann, 2004): (i) seleção espacial e temporal do intervalo para investigação nos dados sísmicos 3-D; (ii) seleção dos atributos sísmicos que serão utilizados; (iii) escolha do número de classes, fácies ou padrões, e o número de interações que serão utilizados pelo algoritmo; (iv) treinamento e classificação dos atributos selecionados através de alguma ferramenta estatística ou redes neurais e (v) construção e interpretação dos mapas de fácies sísmicas.

4.1.3. Classificação pela forma do traço

Em bacias lacustres do tipo rifte, os dados sísmicos terrestres caracterizam-se por uma monotonia de padrões sismoestratigráficos, essencialmente plano-paralelos, devido ao arranjo de sua arquitetura deposicional predominantemente em rampa (Della Favera, 2001). Nos dados sísmicos selecionados, a área em estudo apresenta-se perfeitamente enquadrada neste contexto ao longo de todo o intervalo analisado e, portanto, sofre severa restrição para a avaliação de fácies e a distinção de unidades sísmicas. Por essa razão, uma caracterização sísmica convencional, onde normalmente se busca a definição de unidades sísmicas, não foi possível.

A aplicação do programa *Stratimagic* (*PARADIGM* versãoTM) teve como entrada os intervalos definidos a partir do mapeamento sísmico das superfícies-chave (o programa é usado atualmente apenas em dados sísmicos 3-D). Os dados passaram então a ser tratados com base na classificação da forma do traço sísmico, que utiliza algoritmos capazes de agir na discriminação de padrões. Um código de cores é utilizado para a diferenciação de famílias de traços semelhantes e na conseqüente construção de mapas de sismofácies que podem ser interpretados em termos de fácies e elementos deposicionais.

Esta ferramenta também serviu de complemento às análises das seqüências T-R e, conseqüentemente, nas definições dos tratos de sistemas transgressivos e regressivos. Preliminarmente, foram avaliados os subprodutos ou atributos denominados blocos de fácies e blocos de PCA. Este último trata-se de uma classificação realizada para cada intervalo de cada seqüência proposta: **St-r1**, **St-r2**, **St-r3** e seus respectivos tratos de sistemas.

Estes subprodutos são gerados como volumes 3-D, proporcionando sua utilização da mesma maneira que um dado sísmico convencional, onde nem sempre a detecção de configuração e terminações de refletores é de fácil realização. Na Figura 44 encontra-se uma exposição das seqüências deposicionais propostas para todo o intervalo de estudo. Ainda na mesma figura, blocos de sismofácies, após a classificação por famílias de traços, são mostrados sobre o dado sísmico convencional (linha 137 do levantamento sísmico 3-D escolhido para análise).

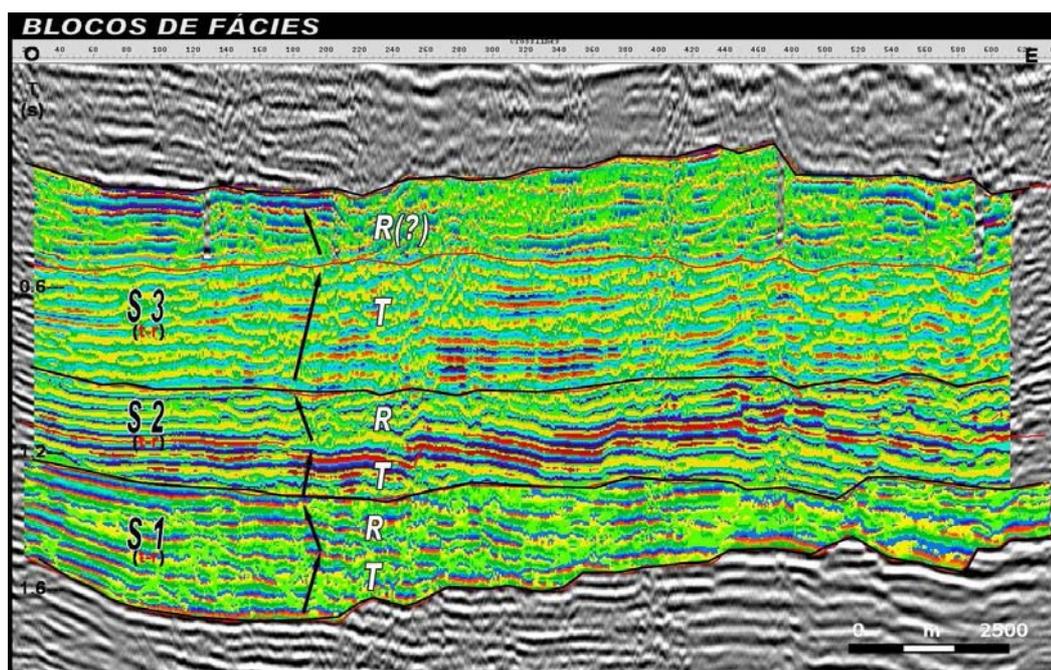


Figura 44 – Subproduto bloco de fácies das seqüências propostas para todo o intervalo de estudo, plotadas por sobre o dado sísmico de amplitude. Legenda: S – Seqüência; T-R *trends* transgressivos e regressivos.

4.2. Sequências transgressivas-regressivas (T-R)

A sucessão estratigráfica estudada apresenta padrões deposicionais notadamente cíclicos, muito semelhantes, composta por uma intercalação monótona de arenitos e folhelhos. Neste contexto e na ausência da análise de testemunhos, a metodologia empregada para a reconstrução paleodeposicional do intervalo estudado, como já mencionado, foi baseada no fatiamento em seqüências T-R. Este modelo é bem recomendado para ambientes de sedimentação siliciclástica relacionado ao preenchimento de riftes (cenário de rampa), por oferecer a possibilidade de divisão desses tipos de sucessões em seqüências geneticamente consistentes (Catuneanu, 2006).

Por outro lado, cada compartimento tectônico-estratigráfico é único em termos de taxa de subsidência, fluxo de sedimentos e fisiografia (gradiente topográfico) dentro da bacia e ao longo de suas margens, ocasionando diferenças na arquitetura estratal, desenvolvimento e preservação de sistemas deposicionais. O modelo de seqüências T-R apesar de preconizar um amalgamento de diferentes depósitos genéticos dentro de um único trato (como já mencionado), talvez se constitua na única opção para a individualização do registro geológico em tratos de sistemas Catuneanu (*opus cit*).

Todas as seqüências aqui estabelecidas estão estruturadas a partir de seus limites basais, nomeados do mais antigo para o mais novo de **LS-1**, **LS-2** e **LS-3** e **LS-4** (este último correspondente à discordância **pré-Alagoas**). Na sísmica, esses limites foram reconhecidos por feições de truncamento erosional. A correlação nem sempre direta entre o estabelecido em poço e a sísmica se deve muitas vezes à não expressividade das superfícies limítrofes que se modificam de área para área, provavelmente devido às variações de fácies deposicional e conseqüentemente de suas sismofácies.

Foram reconhecidos os tratos: **TST-1**, **TSR-1** para a **Seqüência (t-r)1**; **TST-2**, **TSR-2** para a **Seqüência (t-r)2** e o trato **TST-3** e **TSR-3** (?) para a **Seqüência (t-r)3**. As características gerais que individualizam esses tratos de sistemas (Figura 35 a Figura 38) puderam ser agrupadas e descritas em conjunto, face ao caráter cíclico das sucessões estratais:

- **TST** (ou trato de sistemas transgressivos): em poço, é caracterizado pelo diagnóstico padrão retrogradacional (sino normal), o qual resulta em um perfil correspondente a uma granodecrescência ascendente. Sua base é fortemente acomodada por corpos arenosos em padrão caixote. A identificação da superfície de inundação máxima delimita seu topo. Muito

pouco reflexo desse trato é observado nos perfis de resistividade e sônico, exceto em alguns poços, na região sudoeste da área, decorrente da maior ou menor presença dos folhelhos.

De forma geral, este trato está bem caracterizado ao longo de toda a área de estudo. Por vezes, observam-se algumas entradas de corpos turbidíticos arenosos que mascaram um pouco a tendência dos padrões estratais predominantemente retrogradacionais.

Na sísmica, os folhelhos associados ao trato transgressivo possuem uma sismofácies variável, indo desde destacados refletores com forte amplitude e de expressão regional, a refletores de pouca ou nenhuma expressão, em determinadas parcelas da área. Apesar dessa restrição, são indicados como um excelente guia sísmico para mapeamento.

- **TSR** (ou trato de sistemas regressivo): em poço, está caracterizado pelo diagnóstico padrão progradacional (sino invertido), resultando em um perfil que corresponde a uma granocrescência para o topo. De modo geral, encontra-se bem delineado ao longo da área de estudo. Por vezes, mostra-se mascarado por uma eventual maior presença de folhelhos, sugerindo uma composição mais complexa, com maior interferência de subciclos transgressivos-regressivos. Desta feita, o padrão em caixote é observado no topo deste trato, referente aos corpos de areia progradacionais. Localmente, verifica-se uma assinatura de conjuntos de parasequências *sensu* [Wagoner et alii \(1990\)](#).

Sismicamente, clinofomas progradantes sotopostas às superfícies de inundação máxima revelam o caráter progradante do trato.

O posicionamento bioestratigráfico das seqüências aqui propostas está vinculado ao zoneamento de ostracodes não marinhos, estabelecido desde a revisão estratigráfica da bacia ([Schaller, 1970](#)). Desse modo, foi possível identificar as seguintes subzonas de ostracodes: (i) NRT – 009.2, concernente ao andar Jiquiá inferior, imediatamente abaixo da discordância regional pré-Neojiquiá que delimita o pacote Coqueiro Seco em sua base; (ii) a NRT- 009.3, abrangendo as seqüências **St-r1** e **St-r2** no andar Jiquiá superior; (iii) a NRT –010 compreendendo a seqüência **St-r3** completamente inserida no andar Jiquiá superior e finalmente (iv) a NRT – 011, cuja porção inferior equivale a zona de palinomorfos P-230, posicionando-se acima do **LS-4** ou discordância **pré-Alagoas** que encerra a deposição Coqueiro Seco (Figura 9). Na prática, a freqüente esterilidade constatada nos estratos Coqueiro Seco impede uma datação regular ao zoneamento descrito acima.

4.2.1. Sequência S(t-r)1

A seqüência **S_{t-r}1** é composta pelos tratos **TST-1** e **TSR-1**. Seu limite inferior (**LS-1**) representa o fim da deposição dos carbonatos Morro do Chaves (seqüência **S0**) e reserva uma estreita relação com a destacada discordância pré-Neojiquiá abaixo. De caráter regional na bacia de Sergipe-Alagoas (passagem da Formação Penedo para a Formação Morro do Chaves, essa discordância corresponde também a uma mudança da subzona NRT – 009.2 para a subzona NRT – 009.3).

Em poços, o limite inferior (**LS-1**) aparece muito bem assinalado, sempre correspondendo a uma variação brusca nos perfis de resistividade e sônico, além da marcante mudança entre litotipos: carbonatos (Morro do Chaves) e os arenitos e folhelhos (Coqueiro Seco).

Na sísmica, caracteriza-se regionalmente por pares de refletos fortes, paralelos e contínuos, principalmente quando pouco estruturados. São derivados do forte contraste de impedância acústica entre os bancos de coquinas e os arenitos e folhelhos imediatamente acima. É considerada como uma das mais proeminentes feições na área, servindo como guia sísmico para interpretação.

Um leque de critérios, baseadas em terminações e configurações de refletos, foi utilizado para o reconhecimento das superfícies que individualizam essa seqüência **S_{t-r}1**:

(i) Reflexões em truncamento erosional (Figura 45), bem como terminações em *onlaps* (Figura 46), corroboram a delimitação do limite **LS-1**, configurando-o como uma superfície erosiva.

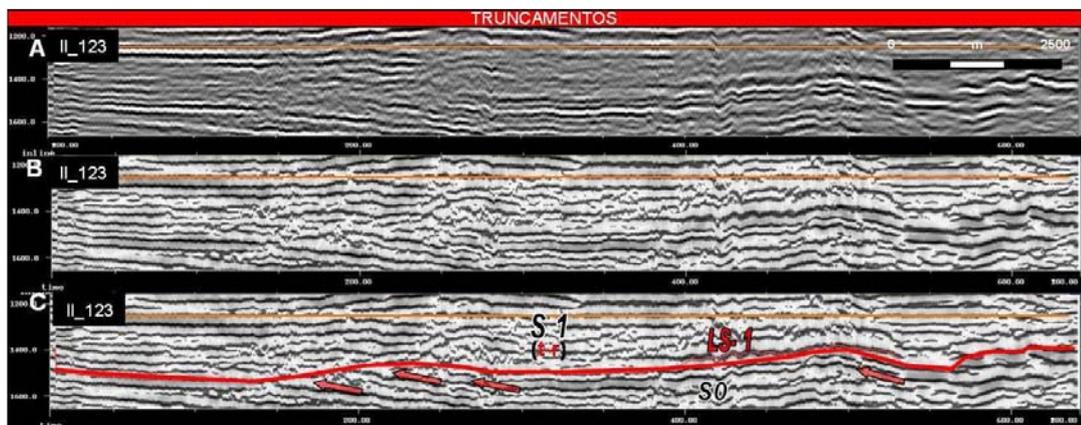


Figura 45 – Reflexões em truncamento erosional corroborando a delimitação do limite inferior da seqüência **S_{t-r}1**. Em (A) - seção sísmica convencional (amplitude); B) – visualização da mesma seção a partir de atributos de sinal complexo (cosseno da fase instantânea somada ao envelope do sinal) e C) – seção sísmica interpretada. Notar a melhoria obtida para a interpretação do limite inferior desta seqüência.

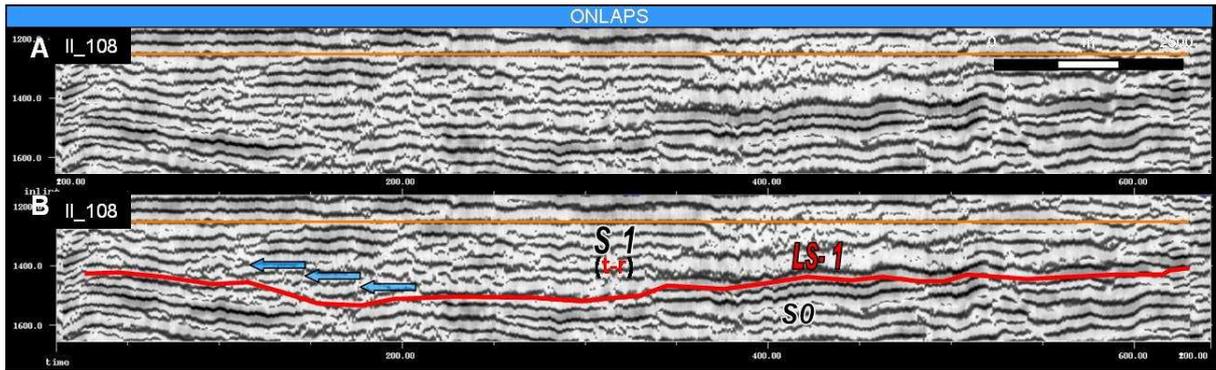


Figura 46 – Terminações de reflexões em *onlaps* delimitando a superfície erosiva LS-1. Em (A) – seção sísmica de atributo de sinal complexo (cosseno da fase instantânea somada ao envelope do sinal). B) – seção sísmica interpretada.

(ii) Em algumas porções, as expressivas reflexões relacionadas à base da seqüência **St-r1** foram interpretadas como uma feição de escalonamento retrogradacional (*backstepping*) da fase transgressiva desta seqüência (Figura 47).

(iii) Por outro lado, refletores em disposição oblíqua progradacional foram interpretados como clinofórmulas progradantes dentro da fase do preenchimento regressivo (**TSR-1**). Estes refletores são caracterizados por terminações em *downlaps* sobrepostos à superfície de inundação máxima que subdivide os tratos (Figura 48).

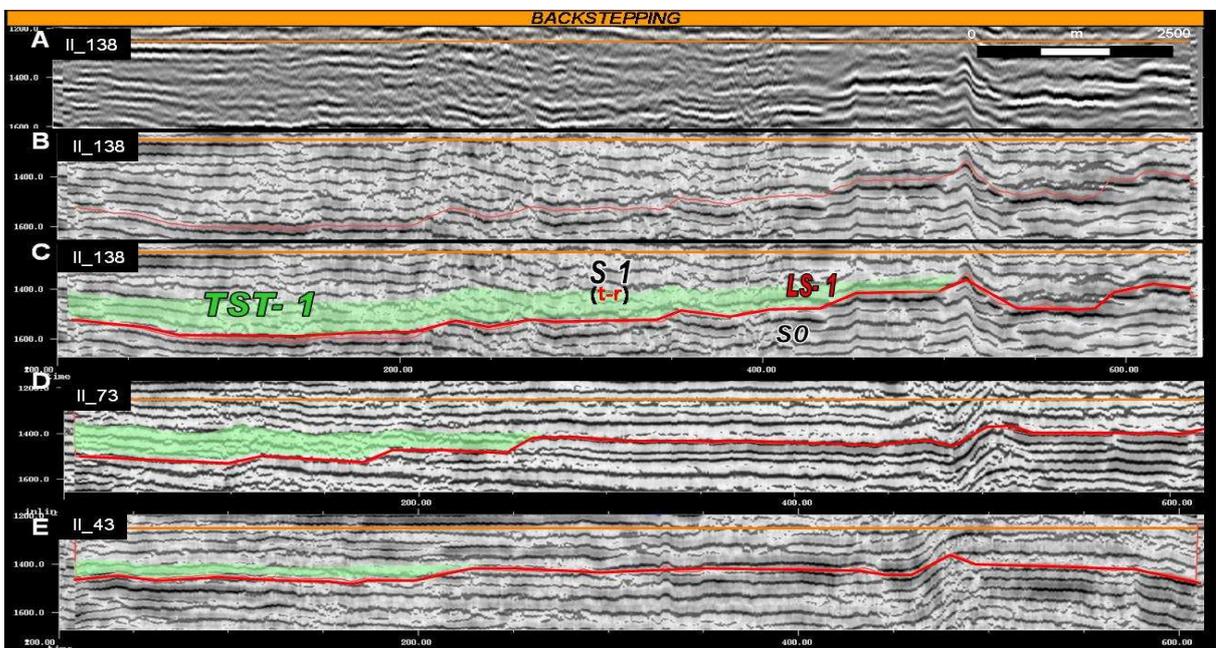


Figura 47 – Feição de escalonamento retrogradacional (*backstepping*) da fase transgressiva da seqüência **St-r1**. As seções estão posicionadas de norte para sul ao longo do principal levantamento 3-D. Em (A) – seção sísmica convencional (amplitude); B) – visualização da mesma seção a partir de atributos de sinal complexo (cosseno da fase instantânea somada ao envelope do sinal); C), D) e E) – seções sísmicas interpretadas.

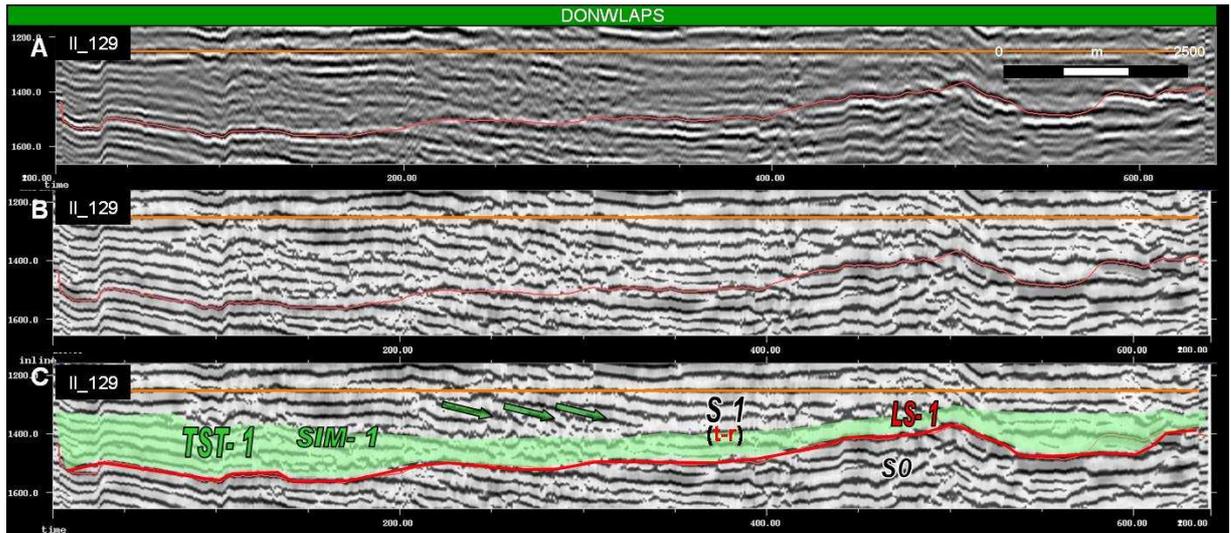


Figura 48 – Terminações de reflexões em *downlap* delimitando a superfície de inundação máxima (SIM-1) . Em (A) – seção sísmica convencional (amplitude); B) – visualização da mesma seção a partir de atributos de sinal complexo (cosseno da fase instantânea somada ao envelope do sinal) e C) - seção sísmica interpretada.

Com base na classificação pela forma do traço sísmico (ver subitem 4.1.2) para a análise de sismofácies, obteve-se o mapa de fácies sísmica para todo o intervalo da seqüência **St-r1** (Figura 49). Este mapa foi construído estipulando-se (de forma empírica) uma classificação por dez famílias de traços que apresentam pelo menos dois grandes domínios: (a) o primeiro atinente às famílias de classes 5 a 10 (Domínio-1), nitidamente distribuídas conforme a estruturação imposta pelo baixo de Varrela e (b) o segundo domínio, relativo às famílias de classes 1 a 4 (Domínio-2) de comportamento parcialmente independente do amplo baixo deposicional.

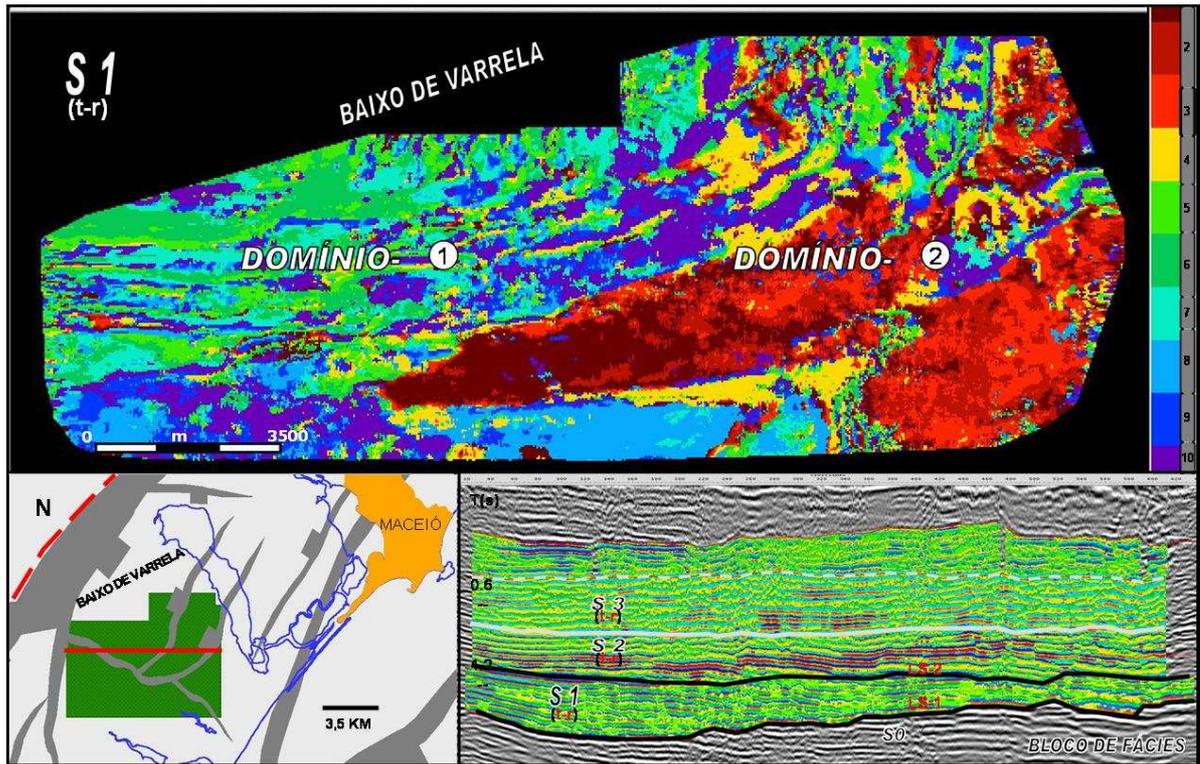


Figura 49 – Mapa de fácies sísmica para todo o intervalo da seqüência **St-r1**, onde é apresentada a classificação por famílias de traços de 1 a 10 codificadas por cores. Observa-se a distinção de pelo menos dois grandes domínios de fácies (Domínio-1 e Domínio-2), mostrando uma nítida disposição em conformidade com o baixo de Varrela, exceção feita ao extremo leste da área.

4.2.2. Seqüência **S(t-r)2**

A seqüência **St-r2** é composta pelos tratos **TST-2**, **TSR-2**. Foi considerada, neste estudo, como a seqüência de maior visibilidade, seja em poço ou sísmica. Essa particularidade fica evidenciada pela maior presença do folhelho transgressivo, informalmente conhecido com folhelho “C” (Ojeda, 1969), de caráter regional na área de estudo. Neste caso, a distinção dos tratos transgressivo e regressivo torna-se grandemente facilitada, apoiada pelas assinaturas dos perfis e descrição de litotipos nos poços, perfis sísmicos e na análise de sismofácies.

Seu limite inferior (**LS-2**) encontra-se bem delineado em poço, tendo na sísmica as terminações de refletores em truncamento erosional como principal aferição. (Figura 50 e Figura 51).

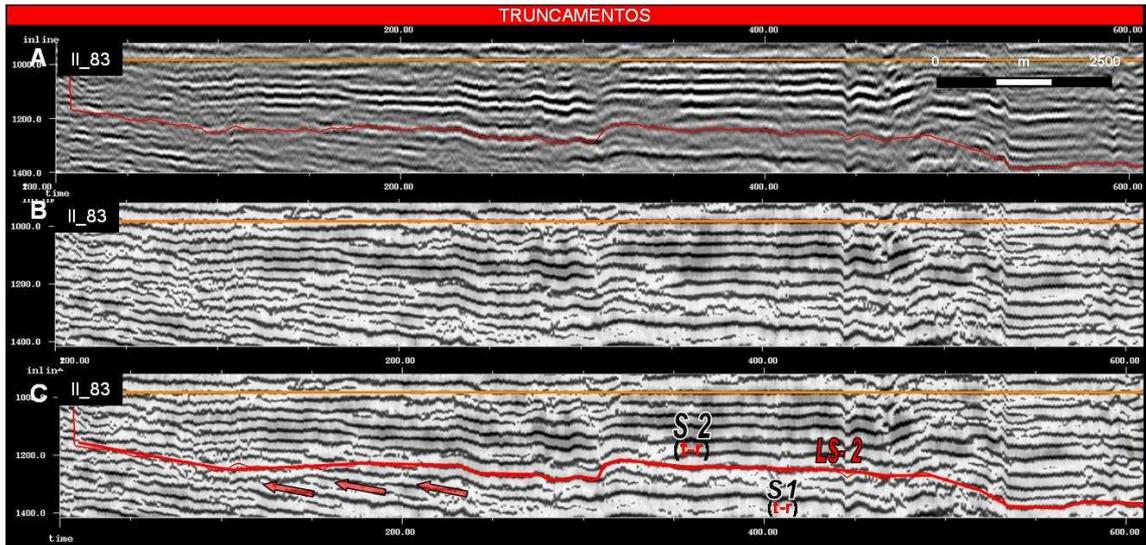


Figura 50 - Reflexões em truncamento erosional corroborando a delimitação do limite inferior da seqüência **St-r2**– *Inline* 83. Em (A) – seção sísmica convencional (amplitude); B) – visualização da mesma seção a partir de atributos de sinal complexo (cosseno da fase instantânea somada ao envelope do sinal) e C) – seção sísmica interpretada. Notar a melhoria obtida para a interpretação do limite inferior desta seqüência.

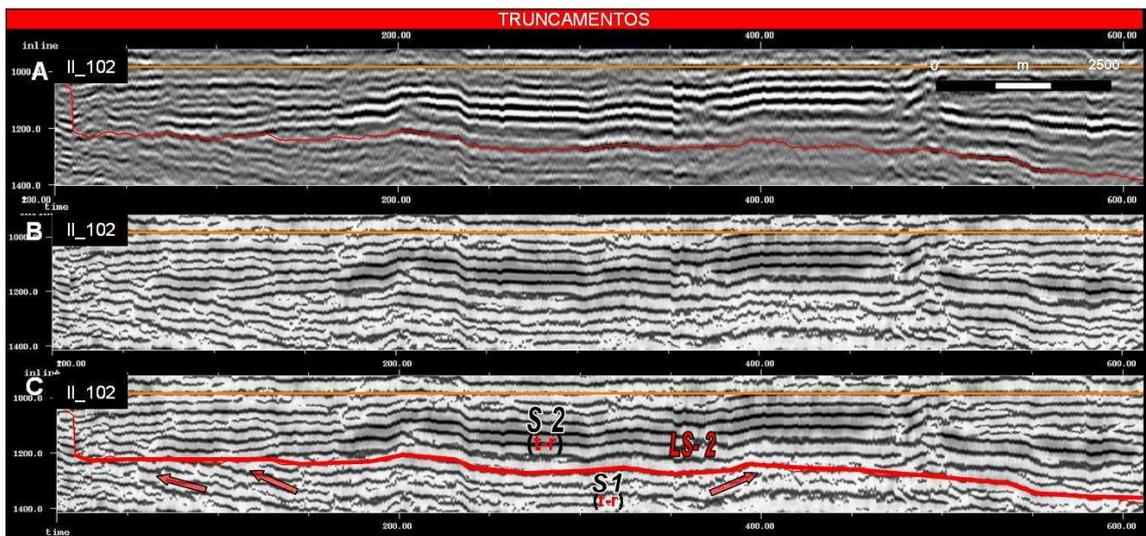


Figura 51 - Reflexões em truncamento erosional corroborando a delimitação do limite inferior da seqüência **St-r2**– *Inline* 102 posicionada mais a norte. Em (A) – seção sísmica convencional (amplitude); B) – visualização da mesma seção a partir de atributos de sinal complexo (cosseno da fase instantânea somada ao envelope do sinal) e C) – seção sísmica interpretada. Notar a melhoria obtida para a interpretação do limite inferior desta seqüência.

De forma semelhante à seqüência inferior, observam-se expressivos pares de refletores de forte amplitude relacionados ao folhelho transgressivo (folhelho “C”), por vezes configurando feições de escalonamento retrogradacional (*backstepping*) da fase transgressiva, com terminações em *onlap* (Figura 52). Adicionalmente, no trato regressivo, ocorrem refletores em clara disposição oblíqua progradacional, interpretados como clinofomas progradantes que caracterizam as terminações em *downlaps* sobrepostos à superfície de inundação máxima, corroborando a subdivisão dos tratos (Figura 53).

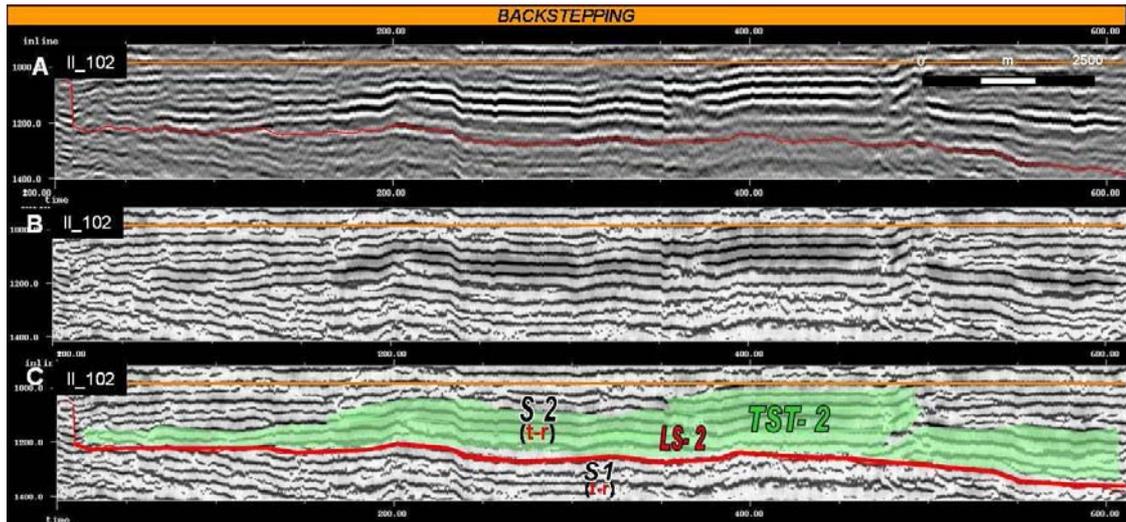


Figura 52 - Feição de escalonamento retrogradacional (*backstepping*) da fase transgressiva da seqüência **St-r2**. Em (A) – seção sísmica convencional (amplitude); B) – visualização da mesma seção a partir de atributos de sinal complexo (cosseno da fase instantânea somada ao envelope do sinal) e C) – seção sísmica interpretada.

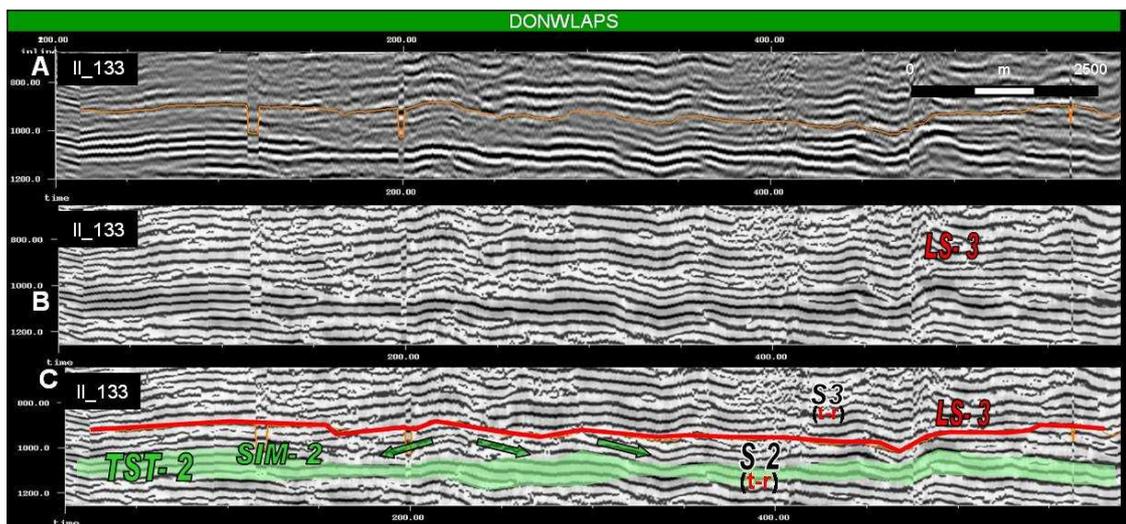


Figura 53 – Terminações de reflexões em *downlap* delimitando a superfície de inundação máxima (SIM-2) . Em (A) – seção sísmica convencional (amplitude); B) – visualização da mesma seção a partir de atributos de sinal complexo (cosseno da fase instantânea somada ao envelope do sinal) e C) - seção sísmica interpretada.

Já o mapa de sismofácies via *Stratmagic* para todo o intervalo desta seqüência **St-r2** (Figura 54) mostra pelo menos três domínios: (i) um domínio central (Domínio-2, famílias 6 a 10) e (ii) um domínio oeste (Domínio-1, famílias 1 a 4), inteiramente subordinados à conformação do baixo deposicional de Varrela, sendo o Domínio-1 particularizado por uma interessante feição de leque deposicional que pode estar associada a plataforma de São Miguel e a ação da falha leste de São Miguel dos Campos e por fim (iii) um terceiro domínio leste (Domínio-3, abrangendo as classes de famílias de 1 a 6), aparentemente desassociado do grande baixo. Falhas de direção N-S visivelmente seccionam esta porção da área.

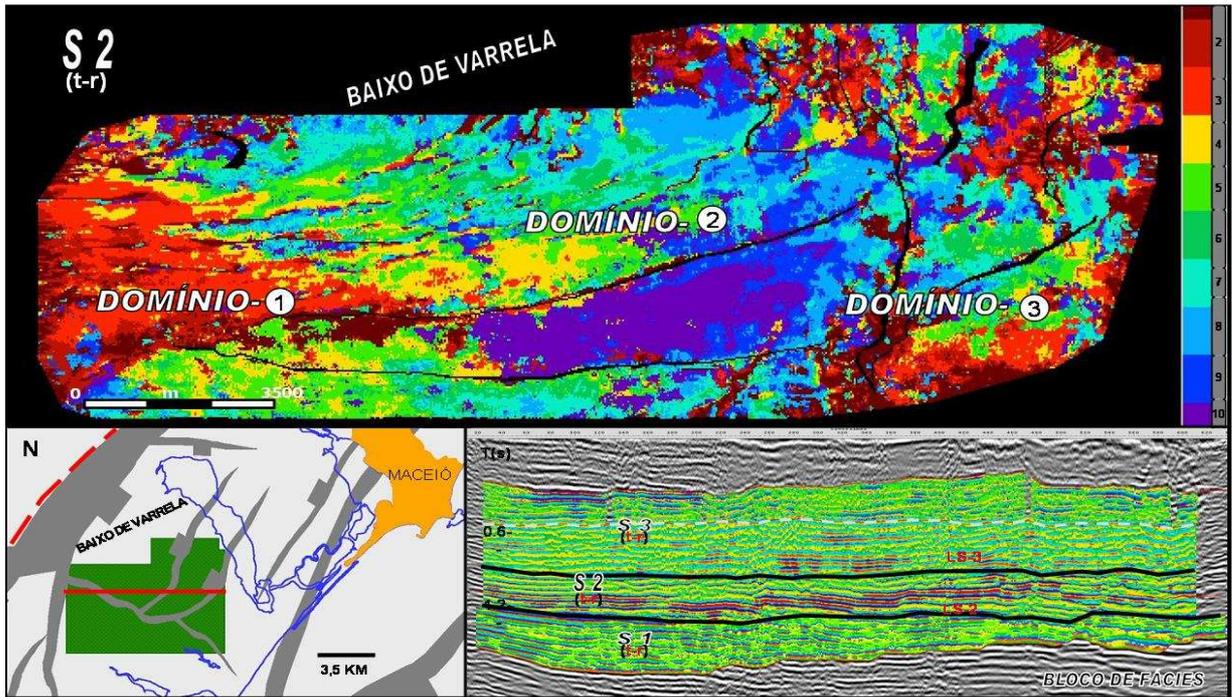


Figura 54 - Mapa de fácies sísmica para todo o intervalo da seqüência *St-r2*, onde é apresentada a classificação por famílias de traços codificadas de 1 a 10. Observa-se a distinção de pelo menos três grandes domínios de fácies (Domínio-1, Domínio-2 e Domínio-3). De forma geral, prevalece para esta seqüência, assim como para a seqüência anterior, uma nítida disposição em conformidade com o baixo de Varrela. Já o Domínio-3 mostra um caráter mais independente, possivelmente subordinado aos falhamentos N-S.

O volume de sismofácies desta seqüência apresenta uma nítida separação entre os tratos transgressivo e regressivo. Separação essa efetivada principalmente pela discriminação da superfície de inundação máxima (**SIM-2**), representada pela significativa presença de folhelhos relacionados as classes de famílias de 8 a 10 (Figura 55).

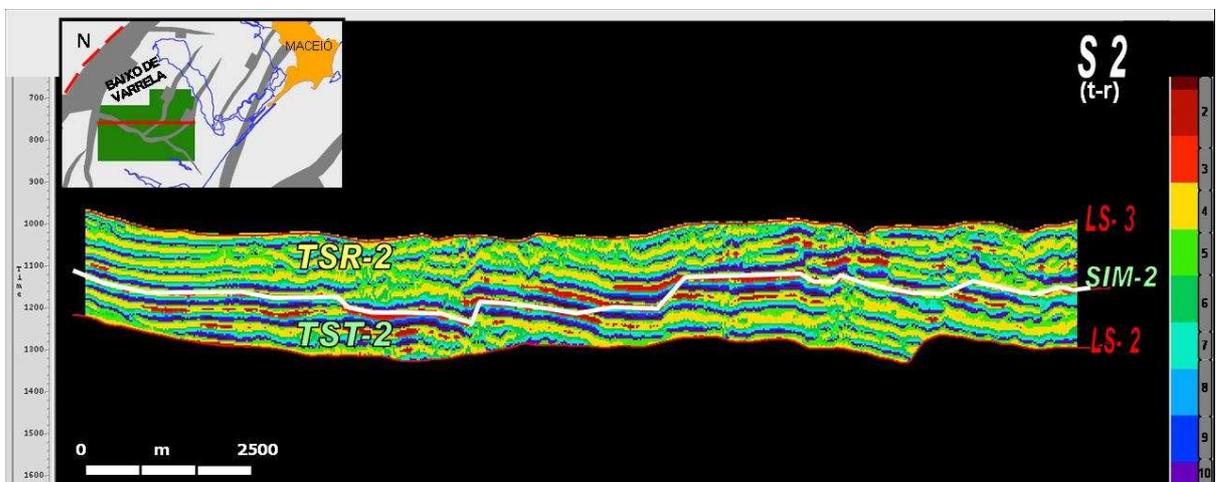


Figura 55 - Bloco de fácies da seqüência *St-r2*. Notar a clara individualização dos tratos transgressivo e regressivo. Abreviações: TST – trato de sistemas transgressivo; TSR – trato de sistemas regressivo; SIM – Superfície de máxima inundação; LS – limite de seqüência.

No volume do atributo PCA, a mesma distinção anterior é obtida para a separação dos tratos transgressivo e regressivo desta seqüência (Figura 56).

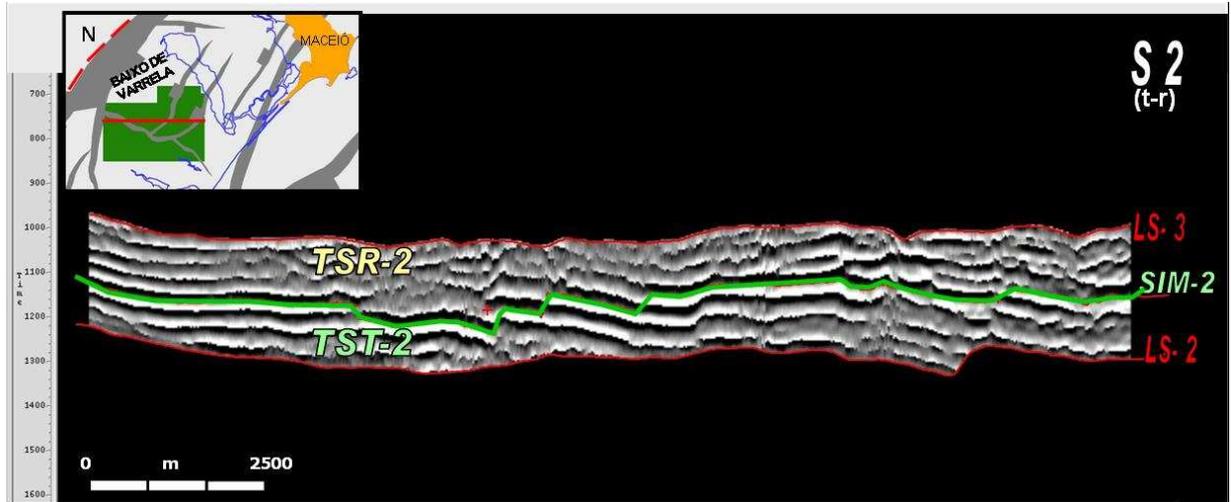


Figura 56 - Bloco de PCA da seqüência **St-r2**. Notar a clara individualização dos tratos transgressivo e regressivo. Normalmente, no bloco de PCA, constata-se uma melhor definição de detalhes de configuração e terminações de refletores. No caso, o limite superior da seqüência **St-r2** pode ser demarcado por terminações em truncamento erosional. Abreviações: TST – trato de sistemas transgressivo; TSR – trato de sistemas regressivo; SIM – Superfície de máxima inundação; LS – limite de seqüência.

4.2.3. Seqüência **S(t-r)3**

A seqüência **St-r3**, a mais superior do intervalo de investigação, é composta pelo trato transgressivo **TST-3** e por um possível trato regressivo **TSR-3** (?). Em poço, geralmente aparenta ter um percentual de argila ligeiramente superior às demais. Seu limite inferior está bem definido, correspondendo a um marco (discordância) operacional local (zoneamento interno, PETROBRAS - [Weidmann & Formoso, 1987a](#)) de boa extensão ao longo da área (Figura 57 e Figura 58).

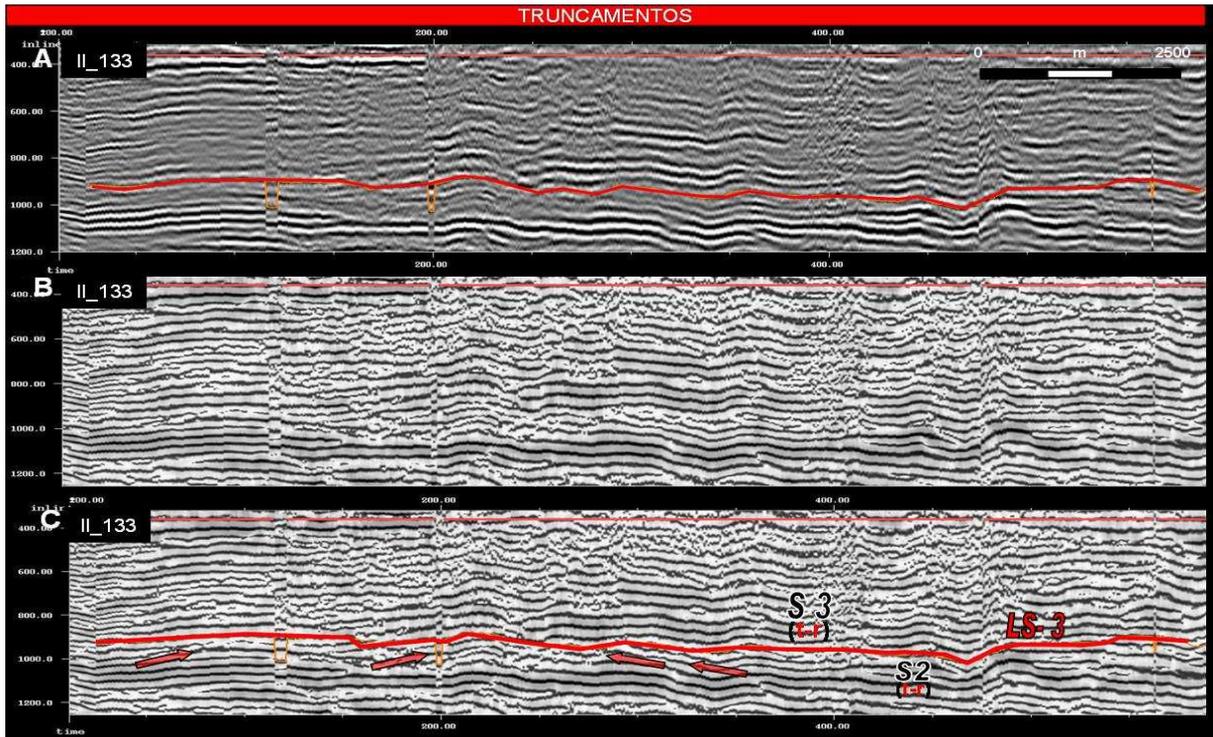


Figura 57 - Reflexões em truncamento erosional corroborando a delimitação do limite inferior da seqüência **St-r3** – Inline 133. Em (A) – seção sísmica convencional (amplitude); B) – visualização da mesma seção a partir de atributos de sinal complexo (cosseno da fase instantânea somada ao envelope do sinal) e C) – seção sísmica interpretada. Notar a melhoria obtida para a interpretação do limite inferior desta seqüência.

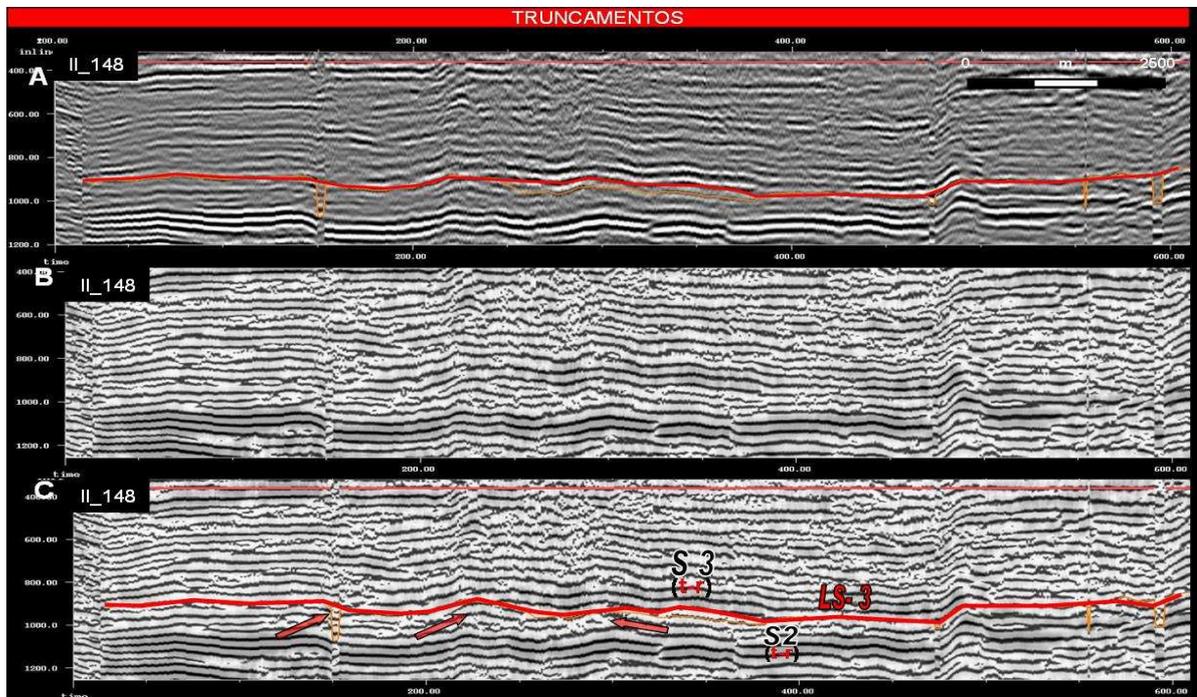


Figura 58 - Reflexões em truncamento erosional corroborando a delimitação do limite inferior da seqüência **St-r3** – Inline 148 posicionada mais a norte. Em (A) – seção sísmica convencional (amplitude); B) – visualização da mesma seção a partir de atributos de sinal complexo (cosseno da fase instantânea somada ao envelope do sinal) e C) – seção sísmica interpretada. Notar a melhoria obtida para a interpretação do limite inferior desta seqüência.

Em seu trato transgressivo, mostra localmente conjuntos bem definidos de parasequências retrogradacionais, destacadas no padrão de perfil de raios-gama (sino invertido). Pode ainda intercalar trechos em padrão serrilhado (de continuidade muitas vezes prolongada), significando um possível predomínio de sedimentação agradacional representativa do início do trato regressivo (ver seções de correlação das figuras Figura 35 a Figura 38).

Um possível trato regressivo pode ser interpretado baseando-se principalmente no comportamento dos perfis de raios-gama, que insinuam um padrão retrogradacional, muitas vezes ausente pela ação da discordância pré-Alagoas.

O mapeamento da discordância pré-Alagoas (**LS-4**) é de fundamental importância para a caracterização do final da deposição dos sedimentos Coqueiro Seco (Figura 59 e Figura 60).

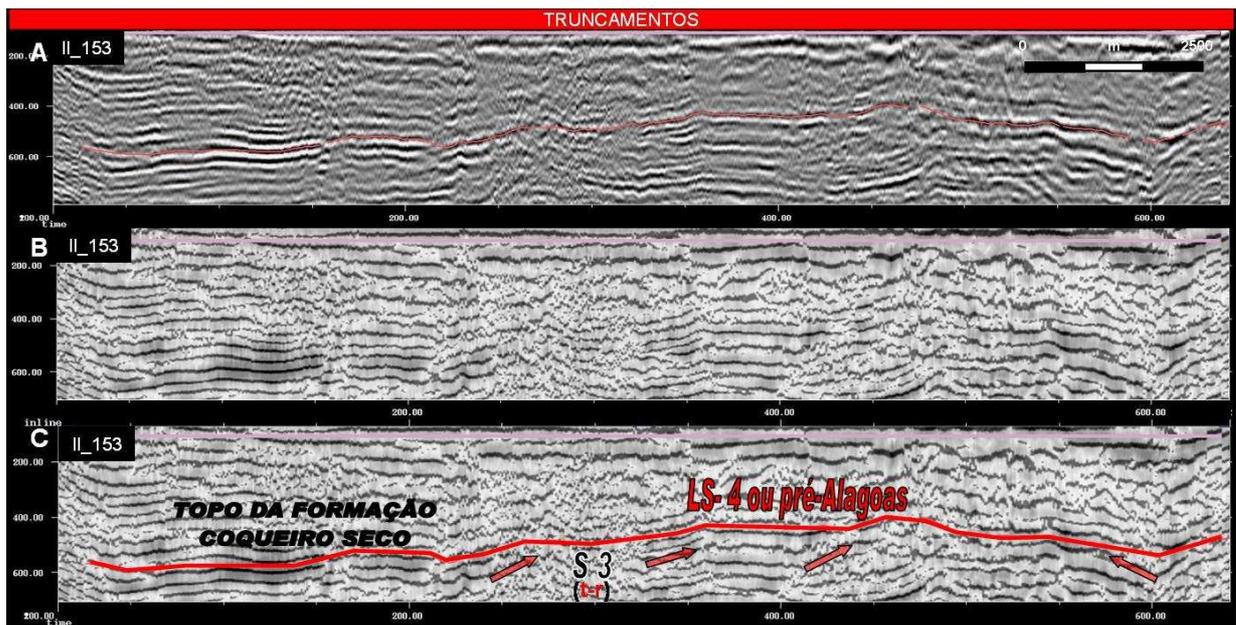


Figura 59 - Reflexões em truncamento erosional corroborando a delimitação do limite superior da seqüência **St-r3** ou discordância pré-Alagoas. Em (A) – seção sísmica convencional (amplitude); B) – visualização da mesma seção a partir de atributos de sinal complexo (cosseno da fase instantânea somada ao envelope do sinal) e C) – seção sísmica interpretada. Notar a melhoria obtida para a interpretação do limite superior desta seqüência.

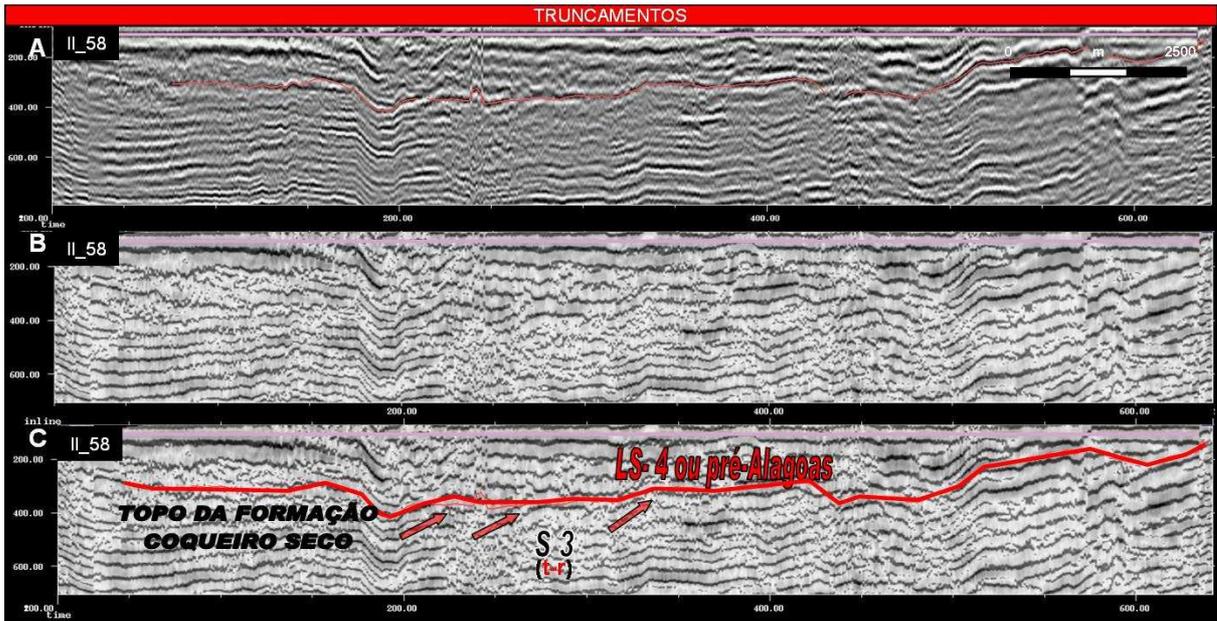


Figura 60 - Reflexões em truncamento erosional corroborando a delimitação do limite superior da seqüência **St-r3** ou discordância pré-Alagoas. Em (A) – seção sísmica convencional (amplitude); B) – visualização da mesma seção a partir de atributos de sinal complexo (cosseno da fase instantânea somada ao envelope do sinal) e C) – seção sísmica interpretada. Notar a melhoria obtida para a interpretação do limite superior desta seqüência.

A análise de sismofácies, com base nos mesmos critérios aplicados às outras seqüências, revelou uma compartimentação menos proeminente no trato transgressivo, mas ainda assim claramente sujeita à ação do baixo deposicional (baixo de Varrela). Esta distinção é feita considerando-se, como das vezes anteriores, a forma encurvada imposta pelo baixo, desta feita observada mais claramente na porção centro-oeste da área (Figura 61).

Já o possível trato regressivo parece revelar a ação do grande baixo deposicional em uma porção mais restrita no extremo oeste da área. A leste, observa-se um interessante alinhamento de famílias de traços de 1 a 5, sugerindo uma clara direção de fluxo de norte para sul, provavelmente submetido à interferência de falhamentos N-S (Figura 62).

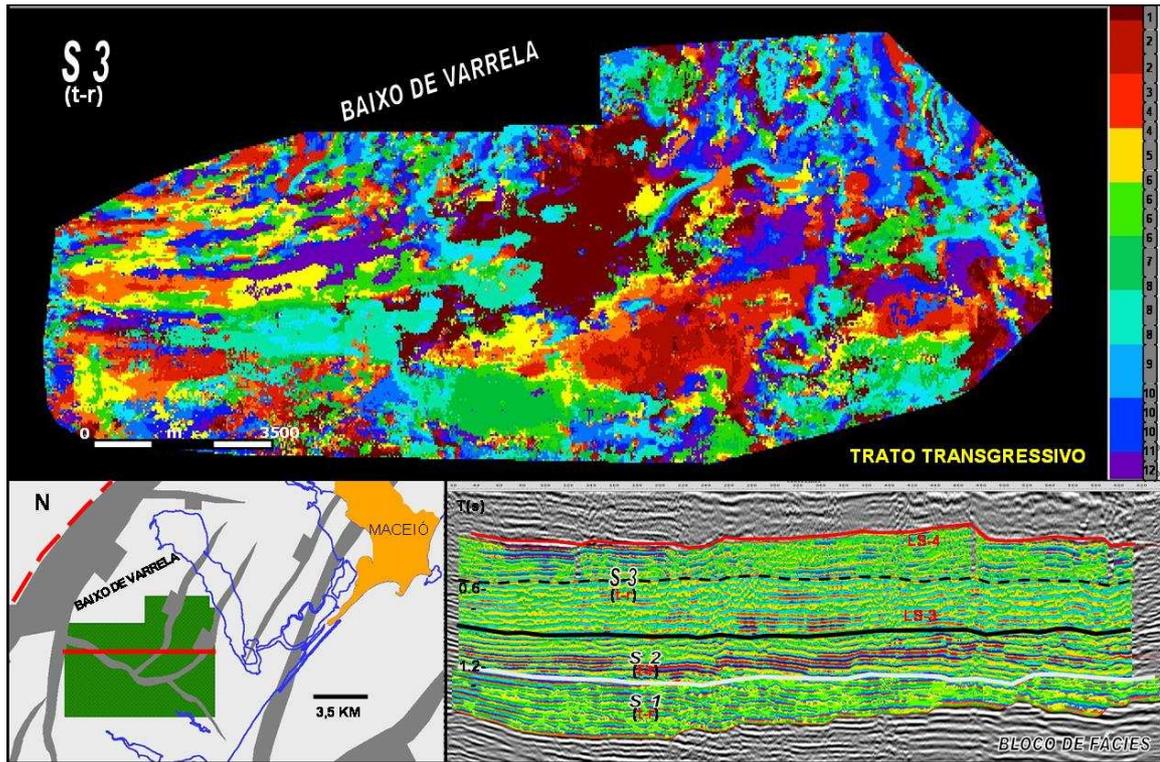


Figura 61 - Mapa de fácies sísmica para o trato transgressivo da seqüência **St-r3**, apresentando uma classificação por famílias de traços codificadas de 1 a 12. Observa-se a prevalência da disposição das classes, ainda em conformidade com o baixo de Varrela.

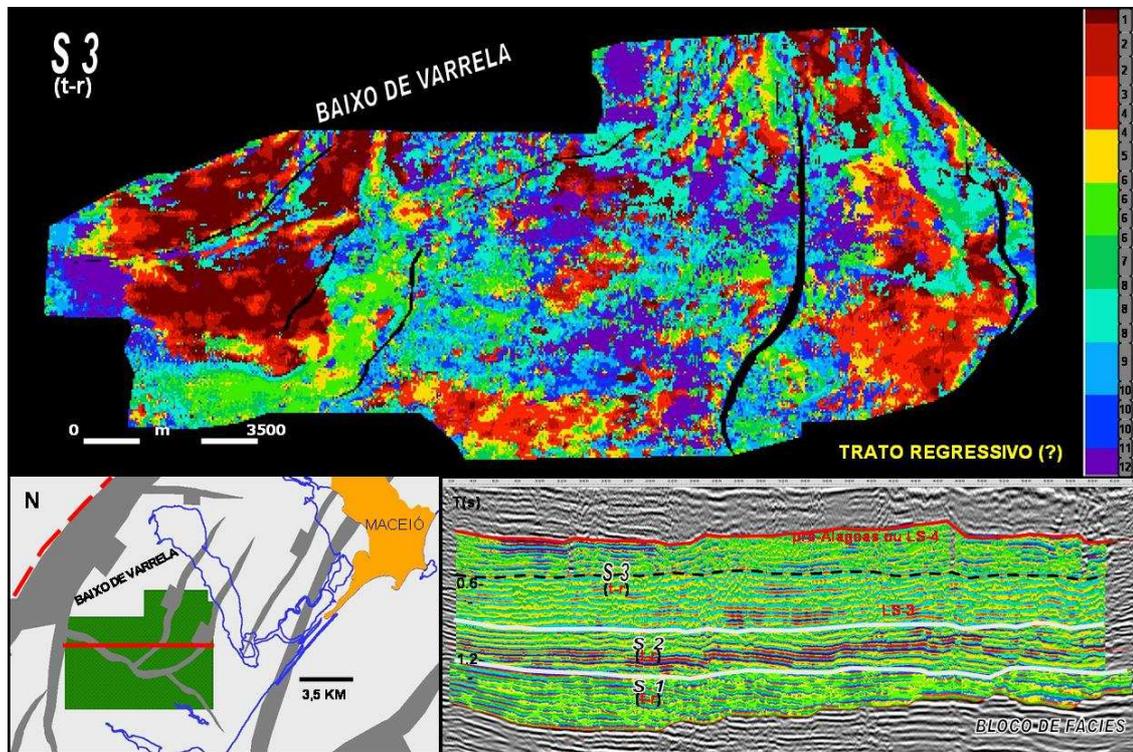


Figura 62 - Mapa de fácies sísmica para o possível trato regressivo da seqüência **St-r3**, apresentando uma classificação por famílias de traços codificadas de 1 a 12. Chama a atenção uma área a oeste, de formato circular, revelando ainda a ação do baixo de Varrela, porém mais restrita, e feições de cordões alinhados preferencialmente de norte para sul, menos dependentes da ação do grande baixo. Por fim, uma área central aparentemente mais dispersa.

4.3. Padrões de distribuição

Os mapas de fácies obtidos para as seqüências aqui propostas forneceram uma clara distinção de domínios, levando naturalmente a uma busca de seu significado estratigráfico-deposicional. Já a ausência de uma diferenciação efetiva na razão arenito/folhelho impediu uma conotação geológica direta e preditiva em termos de litofácies, como desejável. No entanto, desde que as sismofácies detectadas representem distintos padrões de deposição, podem-se inferir importantes informações sobre a distribuição sedimentar, tais como: prováveis direções de aporte de sedimentos, compartimentação e paleorrelevo.

Dada a complexidade das variáveis envolvidas na deposição dos sistemas deposicionais na fase rifte, é difícil prever o tipo de sedimento que irá se acumular e o tipo de acomodação das associações de fácies. Contudo, aqui é sugerido um comparativo de possíveis padrões de distribuição de sedimentação para uma melhor compreensão da assinatura estratigráfica na área.

Os mapas de fácies das seqüências **St-r1** e **St-r2** e respectivos mapas de isópacas, extraídos do aplicativo *Stratimagic* foram comparados. Eles apresentam de maneira geral uma boa correlação, delineando-se claramente a forte condicionante tectônica, cuja configuração foi herdada do principal depocentro (baixo de Varrela), em resposta à ação da borda falhada da bacia (Figura 63).

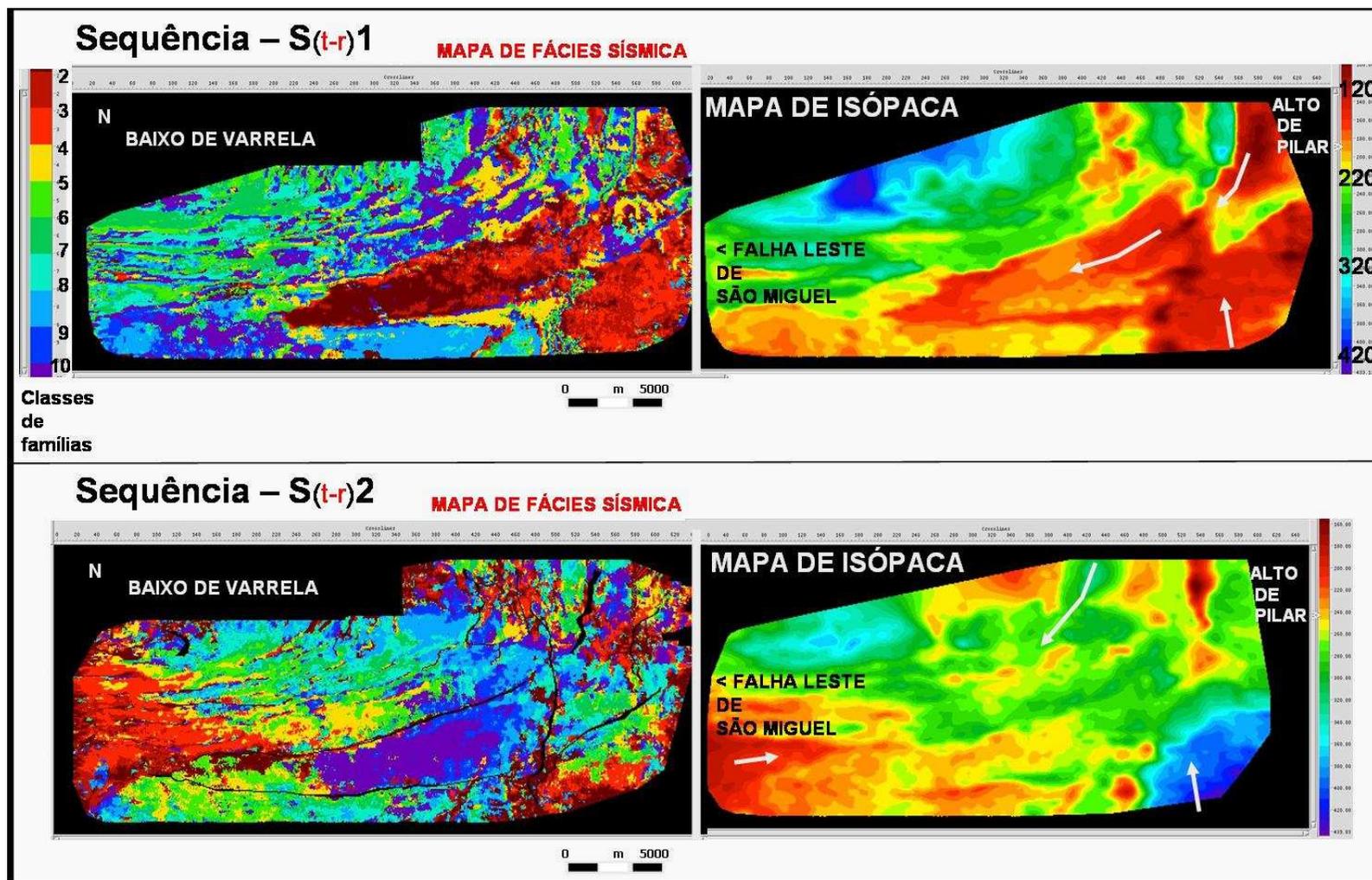


Figura 63 – Comparativo entre possíveis padrões de distribuição sedimentar ressaltados nos mapas de fácies das seqüências **St-r1** e **St-r2**, e respectivos mapas de isópacas, exibindo uma boa correspondência. Pelo menos dois grandes compartimentos podem ser delineados. O primeiro, vinculado ao principal depocentro (baixo de Varrela), assinalado nos mapas de fácies quase que exclusivamente às classes de famílias de 5 a 10 na seqüência **St-r1** e em boa parte da seqüência **St-r2**. O segundo, relacionado às classes de famílias de 2 a 4, correspondendo majoritariamente às porções menos espessas das seqüências. A seqüência **St-r2** exibe uma feição em forma de leque no extremo oeste da área, provavelmente associada ao bloco alto da falha Leste de São Miguel dos Campos. Possíveis direções de aporte de sedimento são indicadas (setas brancas).

Observa-se que as classes de famílias de 2 a 4, não raro, parecem corresponder às porções de menor espessura assinaladas nos mapas de isópacas, enquanto que, as classes de famílias de 5 a 10 predominam nas regiões mais espessas, em ambas as seqüências. Uma destacada compartimentação da seqüência **St-r1** referente às classes de famílias de 2 a 4, em parte, desassociada do baixo de Varrela no extremo leste da área pode indicar uma provável direção de aporte vindo de sudeste, como indicado. Também há um indicativo de direção de aporte vindo do alto de Pilar e adjacências que aos poucos se amolda à conformação do grande baixo (setas brancas). Por sua vez, a feição mais destacada da seqüência **St-r2** está documentada por uma interessante morfologia característica de leque deposicional, provavelmente submetida à influência da plataforma de São Miguel e à ação da falha Leste de São Miguel dos Campos.

A seqüência **St-r2** foi escolhida para um maior detalhamento dos padrões de distribuição assinalados, por apresentar uma maior confiabilidade tanto em perfis de poços quanto na sísmica. Esta seqüência registra a transgressão mais bem preservada da área, representada como uma superfície de inundação máxima, correspondente ao folhelho “C” (Ojeda, 1969) de caráter regional. Dessa forma assegura ainda um excelente reconhecimento de seus tratos e limites.

O mapa de fácies sísmica obtido para a seqüência **St-r2** (Figura 54) foi analisado mais detalhadamente na tentativa de se inferir alguma relação entre os domínios de sismofácies já apontados. Para isso procedeu-se a geração de dois mapas de fácies distintos separando os tratos transgressivo e regressivo desta seqüência, Figura 64 abaixo. A peculiar característica dos estratos Coqueiro Seco em apresentar uma razão arenito/folhelho aproximadamente constante (em torno de 50%) impediu uma correspondência direta entre litotipos e as sismofácies. Elegeu-se então, o parâmetro de atributo granulométrico das areias para avaliar uma possível correspondência aos padrões de distribuição observados mostrada na Figura 64.

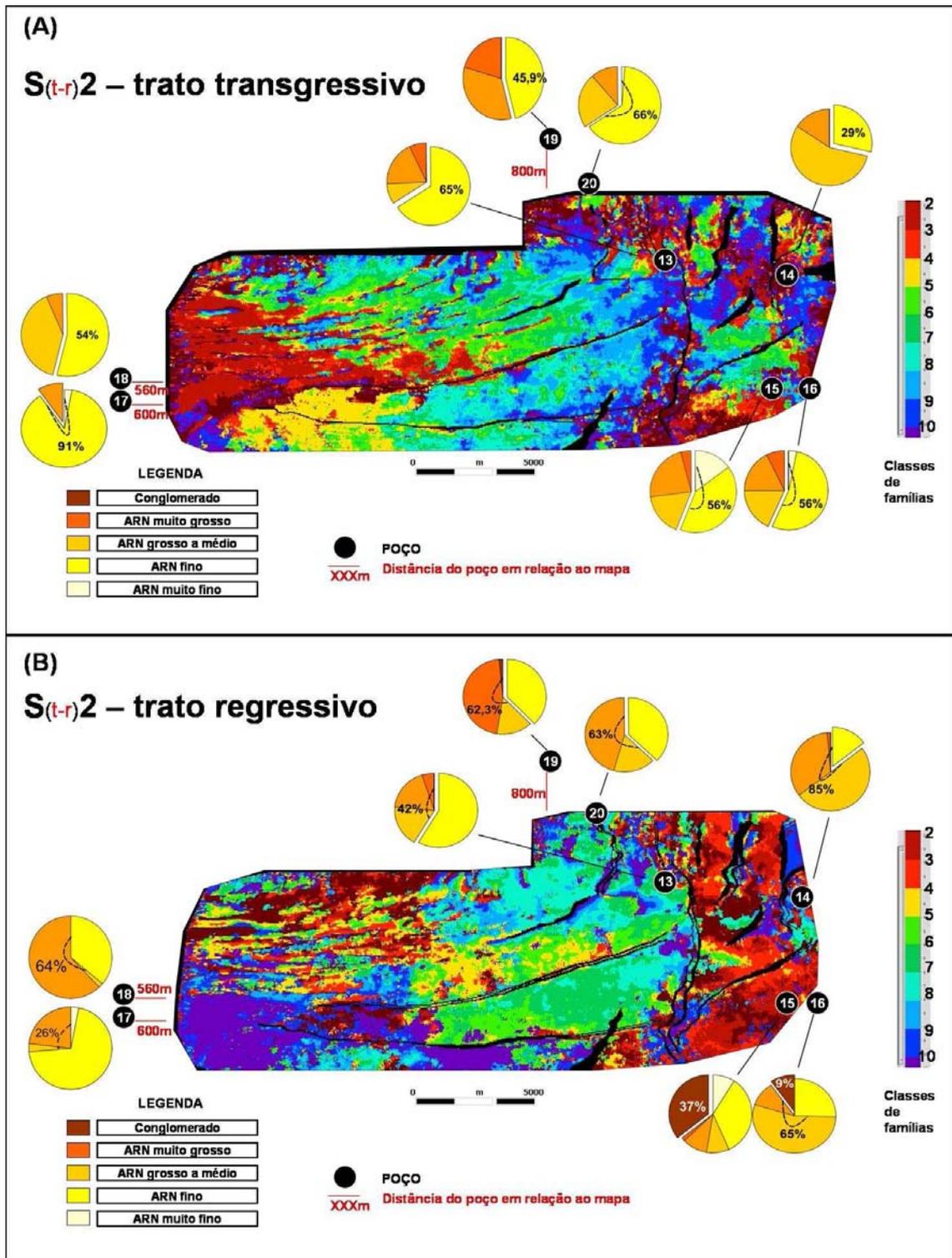


Figura 64 – Mapas de fácies sísmica dos tratos transgressivo e regressivo da seqüência S_{t-r}2. (A) Estão representados os percentuais de atributo granulométrico de areia fina a muito fina para cada intervalo de poço considerado no trato transgressivo. Notar o evidente predomínio da fração fina. Uma clara feição de leque deposicional está documentada neste trato. (B) Estão representados os percentuais de atributo granulométrico de areia média a grossa até sua porção conglomerática, para cada intervalo de poço considerado no trato regressivo. Observa-se um predomínio da fração grossa. É visível a compartimentação do extremo leste da área, apresentando um interessante incremento da porção conglomerática nos poços 15 e 16.

Da análise da Figura 64, pode-se inferir ao menos três grandes regiões (Figura 64): i) uma central, bem caracterizada pela conformação ao baixo de Varrela, em ambos os tratos e, coincidentemente, em boa parte refletindo as classes de famílias de 5 a 10, no entanto sem poço para correlação; ii) uma província no extremo oeste, vinculada ao trato transgressivo da seqüência **St-r2**, formada predominantemente pelas classes de famílias de 2 a 4, na forma de um pronunciado leque relacionado à fração fina das areias; e iii) uma região a leste, vinculada ao trato regressivo da seqüência **St-r2** (classes de famílias 2 a 4), bem mais homogênea, correspondendo a um interessante incremento da fração conglomerática observada nos poços 15 e 16.

A despeito do posicionamento seletivo dos poços, o que se verifica é uma boa correlação entre o atributo granulométrico dos intervalos selecionados e os respectivos tratos transgressivo e regressivo. No trato transgressivo, há um claro predomínio da porção fina das areias, como esperado. Apenas localmente verificou-se alguma inversão, com a fração grossa superando a fina. Da mesma forma, para o trato regressivo há uma predominância das areias de granulação média a grossa até conglomerática. Novamente, apenas localmente se verifica alguma inversão. Com efeito, a constatação dessas correspondências torna mais consistente a proposta de separação para os tratos da seqüência **St-r2**.

A predominância da fração fina das areias, no trato transgressivo, pode apontar para um maior razão espaço de acomodação e suprimento de sedimento. Em contrapartida, a predominância da fração grossa das areias sinaliza para uma menor razão espaço de acomodação e suprimento de sedimentos patrocinado pelo *trend* deposicional progradacional, relacionado ao trato regressivo. A mudança do estilo deposicional ilustra uma partição sedimentar distinta entre tendências retrogradacionais (TST) abaixo e agradacionais a progradacionais (TSR) acima, corroborando os ciclos transgressivos-regressivos propostos, podendo estar associada tanto a causas climáticas como tectônicas.

5. DISCUSSÃO

Em sistemas riftes, como o estudado, a tectônica é a principal variável controladora da sedimentação. A tectônica é também responsável pela geração de espaço de acomodação e controla os processos erosivos, favorecidos pela geometria geral em forma de rampa do meio-*graben* (basculamento do *footwall*, com deposição, e soerguimento no *hangingwall*, com erosão). O preenchimento sedimentar se realiza por diversas rotas de entrada de sedimento, apresentando comportamentos distintos. A ação da falha de borda admite uma rápida criação de espaço servindo de conduto de sedimentos na forma de *fandeltas* e leques de fundo, permitindo uma abrupta e expressiva entrada de sedimentos que gradativamente retrograda com a diminuição da área de espriamento da cunha clástica, se não houver geração de espaço para acomodação. Contrariamente, a sedimentação oriunda da margem flexural e axial inicia na forma de sedimentos finos de lago profundo, a qual é sucedida por uma progradação de sedimentos grossos deltaicos e costeiros, devido ao “atraso” no aporte de suprimento sedimentar (Küchle *et alii*, 2007). Nesse caso, o mapeamento de unidades de significado genético, a partir das análises dos padrões de empilhamento, deve considerar a região da bacia em que se realiza esta análise.

Sob esta ótica, a individualização de quatro grandes compartimentos estruturais na área permitiu levantar alguns aspectos em termos de sua arquitetura deposicional (Figura 65). A área de detalhamento estudada corresponde a um contexto paleofisiográfico particular, representado por uma extensa rampa flexural (compartimento II), cujo arranjo sedimentar é também consequência da ação de grandes falhas (exemplo: falha leste de São Miguel). Esta disposição favoreceu a um importante balanceamento em termos de magnitude de carga e atributos granulométricos, a julgar pela espessura e intensa ritmicidade de litotipos. Este preenchimento teria sido construído obedecendo a uma interação dos fluxos de sedimentos oriundos dos altos adjacentes e da margem flexural, com as drenagens tectonicamente controladas, e em grande parte subordinadas à principal calha tectônica (baixo de Varrela).

O intervalo de investigação (Formação Coqueiro Seco) pôde ser subdividido em três seqüências T-R (transgressivo-regressivo) limitadas por discordâncias. Cada seqüência consiste em um distinto episódio deposicional que, supostamente, corresponderia de maneira geral ao esquema evolutivo como ilustrado (Figura 66) e que melhor representaria o empilhamento vertical observado.

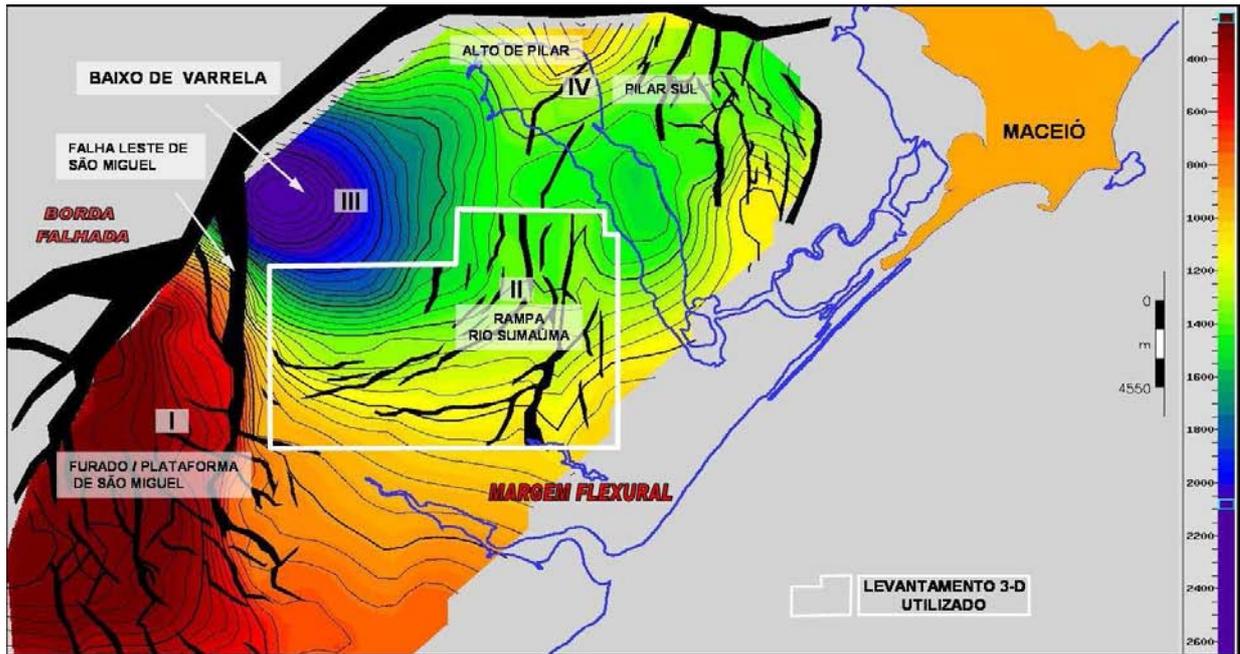


Figura 65 - Mapa estrutural sísmico regional em tempo, ao nível da base do intervalo de estudo (Formação Coqueiro Seco). São individualizados, pelo menos quatro grandes compartimentos estruturais: I) Furado / Plataforma de São Miguel; II) Rampa do Rio Sumaúma; III) Baixo de Varela; e IV) Alto de Pilar / Pilar Sul. Notar a grande influência exercida pelo baixo de Varela expressa pela clara conformação dos falhamentos na área central. A assimetria do baixo se expressa por pelo menos dois eixos principais: um eixo de direção nordeste (direcionado ao alto de Pilar e adjacências) e um segundo eixo sudeste (margem flexural).

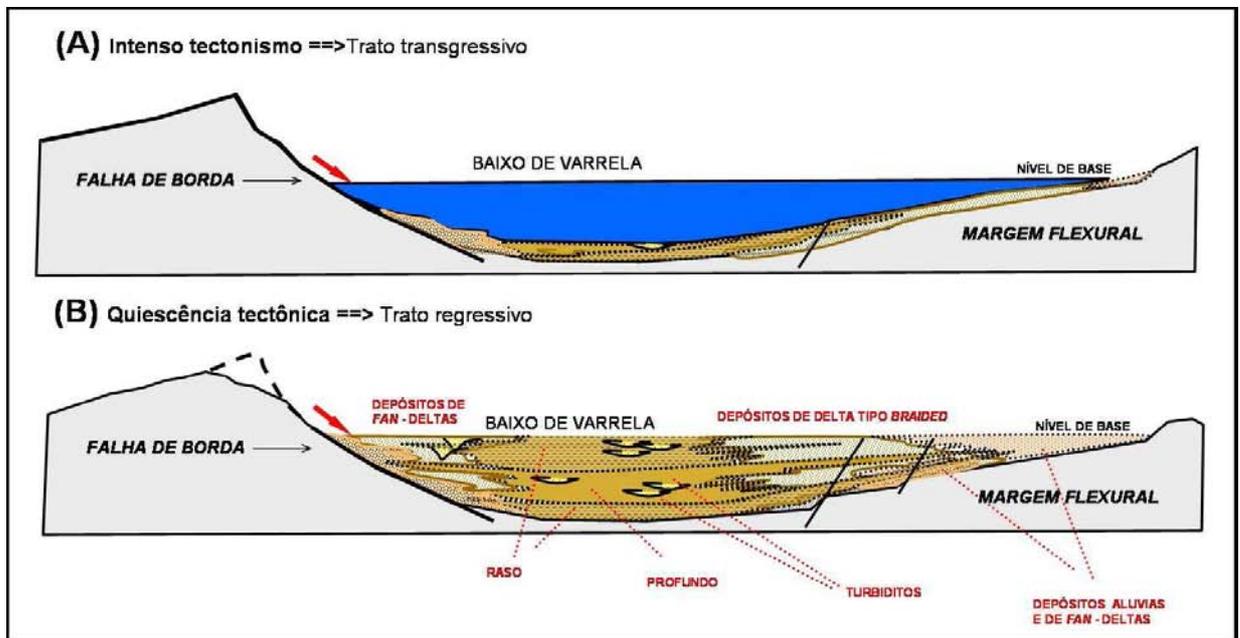


Figura 66 – Esquema evolutivo de preenchimento sedimentar a partir da geometria de meio-graben (como unidade basal) durante um ciclo transgressivo-regressivo. Compõem-se de um estágio inicial de intensa atividade tectônica (A) e sedimentação predominantemente lacustre, seguida por um estágio de quiescência tectônica (B) e sedimentação dominantemente flúvio-deltaica.

O arranjo notadamente cíclico de cada seqüência evidencia, basicamente, um fácies de pelitos lacustre (folhelhos de máxima inundação) interposto entre um empilhamento retrogradacional abaixo e progradacional acima. Nestes termos, o padrão de empilhamento vertical demonstra os ciclos transgressivos-regressivos.

A alternância de fases de tectonismo e quiescência parecem retratar a arquitetura dos depósitos Coqueiro Seco analisados, correspondendo à sucessão de fases transgressivas e regressivas de cada seqüência. A maioria dos modelos de preenchimento de rifte, em uma escala regional, descreve a fase tectonicamente ativa como diretamente ligada ao aumento das taxas de subsidência/soerguimento (criação de espaço do bloco baixo e elevação do bloco alto). Já a fase de quiescência estaria associada basicamente as progradações dos sistemas deposicionais e o concomitante rebaixamento do nível de base. A sucessão sedimentar do intervalo estudado, em linhas gerais segue este padrão.

A sedimentação Coqueiro Seco se iniciaria com a deposição da seqüência **St-r1**, recobrando, discordantemente, as coquinas Morro do Chaves, sendo por sua vez sucedida pelas também recorrentes fases transgressivas e regressivas das seqüências mais superiores **St-r2** e **St-r3**. A similaridade deposicional destas seqüências, cujo arranjo de litofácies corresponde a uma intrínseca alternância entre arenitos de diversas granulações e folhelhos, caracteriza-se por uma marcante equivalência entre sedimentos grossos e finos. Pode significar condições de equilíbrio entre o volume de água disponível (clima, balanço hídrico e drenagem de bacia) e os fluxos de sedimentos, que assinalaria um preenchimento de acentuada continuidade. Em um cenário mais abrangente, ambientes essencialmente fluvio-deltaicos e lacustre raso estariam associados à margem flexural para um contexto mais distal. Paralelamente, leques aluviais e *fan*-deltas coalescentes se depositariam ao longo da falha de borda interdigitados aos pelitos lacustres em um contexto mais proximal.

A correlação de poços, efetivada através dos painéis das seções *dip* e *strike* (Figura 35 a Figura 38), mostra uma consistente ordenação dos padrões de empilhamento dos sedimentos Coqueiro Seco, em padrões retro, progradacionais e agradacionais para todas as seqüências **St-r1**, **St-r2** e **St-r3**. Suas variações de espessuras são relacionadas principalmente à ação dos falhamentos que detém rejeitos muitas vezes da ordem de dezenas a centenas de metros. A preservação e aporte de fácies de pelitos lacustre são claros nesta condição. Notório espessamento de seção é verificado no baixo deposicional de Varrelas, bem como nas proximidades da falha leste de São Miguel. Ambos os tratos transgressivo e regressivo das seqüências refletem distintas variações de espessuras que podem estar relacionadas a esses elementos estruturais. O encerramento da deposição dos clásticos terrígenos Coqueiro Seco

está demarcado pela ampla discordância pré-Alagoas que antecede a sedimentação dos folhelhos do Membro Ponta Verde.

Para o modelo clássico de Estratigrafia de seqüências a resposta estratigráfica da bacia depende do espaço disponível de acomodação e do suprimento sedimentar. Neste modelo as taxas de aporte e subsidência são consideradas constantes, e a variação eustática é apontada como a principal variável controladora da sedimentação (Posamentier *et alii*, 1988 e Posamentier & Vail, 1988). Nos riftes lacustres o espaço de acomodação é função da subsidência total (mecânica e de carga sedimentar) e o aporte é dependente flutuações do nível de base (Scholz *et alii*, 1997), por sua vez, consequência das bacias de drenagem controladas tectonicamente. A magnitude das taxas de subsidência, aporte e das mudanças do nível de base são imensamente maiores nos lagos tectônicos do que nas bacias de margem passiva. Na área a espessura dos pacotes e a intensidade das variações de fácies refletem a magnitude das taxas de subsidência e aporte sedimentar como demonstrado por Scholz (*opus cit*).

Apesar da incontestável importância do clima no preenchimento de bacias sedimentares, especialmente em bacias do tipo rifte, este tema não será contemplado neste trabalho. Mesmo assim, em não se podendo negligenciar sua influência no tipo de sedimentação observado, admite-se que as mudanças climáticas afetam diretamente o nível de base local, produzindo variações de alta amplitude e curta duração. Essas mudanças são mais importantes em sistemas lacustres de baixa latitude, como o estudado, relacionadas a uma maior sazonalidade climática. Por outro lado, clima e tectônica exercem um importante papel no controle dos regimes hidrológicos capazes de influenciar significativamente no espaço de acomodação (Chiossi, 1997).

O decisivo cenário tectônico da área, revelado por sua patente compartimentação estrutural, reflete a segmentação esperada para bacias tipo rifte, que é associada a elementos geomorfológicos e estruturais como os discutidos no subitem 3.2.1 (Figura 20). Estes elementos cumprem um grande impacto no controle das drenagens que se desenvolvem na bacia.

A típica geometria das bacias rifte incorpora o meio-graben como unidade estrutural básica e ostenta um perfil deposicional em forma de rampa, diferindo grandemente do perfil plataforma-talude-bacia, característica das margens continentais divergentes. Desse modo, o arranjo sedimentar é caracterizado sismicamente por padrões predominantemente plano-paralelos e divergentes. Nesse âmbito, as análises dos dados de reflexão sísmica na área permitiram definir as seguintes generalizações utilizadas nos reconhecimentos dos ciclos

transgressivos-regressivos (Figura 67): i) uma configuração de refletores essencialmente contínua e paralela, interpretados como concernentes à fase transgressiva. Estes refletores são caracterizados por feições de *onlap*; ii) um conjunto de configuração de refletores oblíquos, interpretados como clinofórmias prográdacionais da fase de preenchimento regressivo. Estes refletores são caracterizados por terminações em *downlap*; iii) os limites de seqüências são caracterizados sismicamente, por feições de truncamentos erosionais.

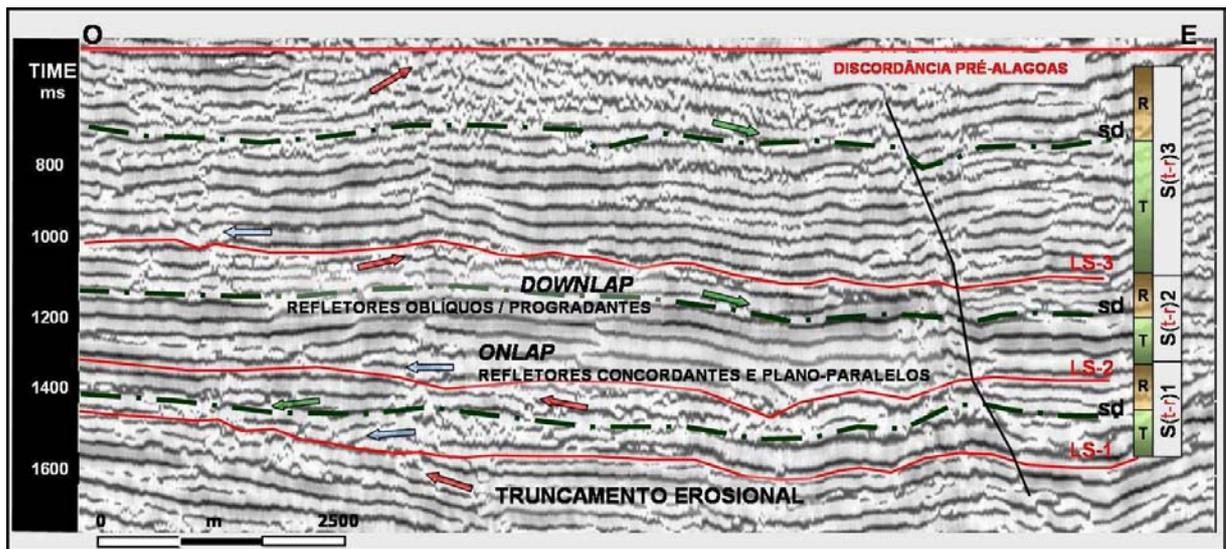


Figura 67 – Seção sísmica horizontalizada representativa da área de detalhamento estudada (Inline 123 do 3-D empregado neste estudo) mostrando a configuração e terminação de refletores característica dos ciclos transgressivos-regressivos propostos. Terminações de refletores em *onlap* caracterizam a transgressão que se mostra em reflexões paralelas e concordantes. As terminações em *downlap* caracterizam clinofórmias prográdantes referentes ao preenchimento regressivo. Os limites de seqüências são caracterizados sismicamente, por feições de truncamentos erosionais. Legenda: T - fase transgressiva; R - fase regressiva; sd – superfície de *downlap*; LS – limite de seqüência.

A Formação Coqueiro Seco, ao longo dos anos, foi objeto de numerosos trabalhos e múltiplas abordagens que objetivaram a compreensão dos sistemas deposicionais a ela relacionados. Em geral, todos os modelos assumem um forte controle tectônico para a sedimentação, que se daria segundo um sistema essencialmente do tipo *braided* deltas, onde sedimentos flúvio-deltaicos e lacustres estariam lateralmente associados a sistemas de leques aluviais (fan-deltas), preenchendo os meio-*grabens* num padrão geral prográdacional. Ao menos três modelos conceituais principais puderam ser sumarizados, com base na ênfase dada pelos diversos trabalhos (Tabela 4): o caráter eminentemente cíclico das sucessões estratigráficas; o seu arranjo deposicional em uma conformação em deltas tipo *braided*; e um cenário mais amplo e uniforme de um sistema fundamentalmente flúvio-deltaico-lacustre.

	CARATER CICLICO
Schaller (1970)	Alternâncias cíclicas e faciológicas bem definidas em perfis elétricos e radioativos nos sedimentos Coqueiro Seco.
Ojeda & Fugita (1976)	Uma fase transgressiva inicial correspondente aos calcários e folhelhos carbonosos da FM Morro do Chaves; uma fase regressiva, relativa aos arenitos arcóseos do Membro Francês da FM Coqueiro Seco e uma fase transgressiva final vinculada aos folhelhos e arenitos finos do Membro Manguaba, da FM Coqueiro Seco. * As denominações Membro são pela C.R.E. (de 1965).
Beltrami & Della Fávera (1977)	Sucessão de fases transgressivas e regressivas em relação a um lago ou diversos lagos interligados.
Netto (1979)	A sedimentação seria cíclica por enxurradas.
Pereira (1994)	As idades neobarremiana (Buracica/Jiquiá) e eoaptiana apresentam uma deposição iniciada com cerca de 300 metros de carbonatos (coquinas), compondo provavelmente uma fase transgressiva. Sobrepostas por leques deltaicos da FM Coqueiro Seco provavelmente compondo um trato de sistema de nível alto.
	ARQUITETURA DE CONFORMAÇÃO DE DELTAS TIPO BRAIDED
Fernandes et alii (1981)	A evolução tectono-estrutural controlaria a natureza e distribuição dos sistemas deposicionais que progressivamente preencheriam os depocentros. A FM Coqueiro Seco seria representativa do preenchimento dos meio- <i>grabens</i> que se daria, essencialmente, por sedimentos deltaicos-lacustres e de talude (<i>slope</i>).
Falconi (1990)	Bloco diagrama com proposta do modelo deposicional. Pelo menos cinco ambientes deposicionais foram identificados e que seriam gerados por processos predominantemente subaquosos: planície aluvial, planície deltaica, frente deltaica, prodelta e lacustre.
Feijó (1992)	O conjunto sedimentar Morro do Chaves-Coqueiro Seco, incluindo a FM Maceió, revelaria um arranjo em <i>braided delta</i> .
Chagas (1992)	Admitiu a suposição de um preenchimento sedimentar em configuração por <i>fan delta</i> e <i>braided deltas</i> , a depender da localização das depressões em relação às áreas fontes, culminando em um meio lacustre profundo.
	SISTEMA FLÚVIO-DELTAICO-LACUSTRE
Figueiredo (1981)	Pode ser discernido, mais apropriadamente na sub-bacia de Alagoas central, a plataforma carbonática Morro do Chaves e os sistemas flúvio-deltaico, <i>fan delta</i> e depósitos de frente de talude da FM Coqueiro Seco.
Cruz (1984)	A FM Coqueiro Seco corresponderia a leques deltaicos curtos junto a um lago, possuindo uma fase de intensa sedimentação de canais fluviais distributários indicando o máximo de progradação.
Falkenhein et alii (1987)	O controle tectônico estaria evidenciado pelas fases de falhamento sinsedimentar que seriam responsáveis pela deposição de conglomerados, arenitos e folhelhos de origem aluvial até lacustre bacinal, passando pelo flúvio-deltaico representativos das formações Rio Pitanga e Coqueiro Seco.
Weidman & Formoso (1987)	Associação de sistemas flúvio-deltaicos, leque deltaico e de talude bacinal representado basicamente por depósitos de intercalações de arenitos e folhelhos, e secundariamente, carbonatos.
Machado et alii (1990)	A fase <i>rift</i> seria assinalada por sistemas fluviais, flúvios-deltaicos e de talude.
Azambuja et alii, 1998	A FM Maceió aptiana (andar local Alagoas) e o intervalo eoaptiano relativo às formações Morro do Chaves e Coqueiro Seco (andar local Jiquiá) em sua porção alagoana, corresponderiam a uma sedimentação em um ambiente de lago durante a fase <i>rift</i> proto-Atlântica.
Córdoba et alii (2006)	Juntamente com a geração de semi- <i>grabens</i> se desenvolveriam sistemas de leques aluviais lateralmente associados a sistemas flúvio-deltaicos e lacustres durante o intervalo do Andar Rio da Serra até o final do estágio <i>rift</i> .

Tabela 4 – Síntese da concepção dos modelos de diversos autores para a sedimentação Coqueiro Seco, dividido quanto aos aspectos cíclico, de conformação em braided deltas e de sistemas fundamentalmente flúvio-deltaico-lacustre.

Durante as recursivas fases transgressivas e regressivas, o baixo de Varrela funcionou como o grande condicionante deposicional da área, tendo permanecido atuante ao longo de toda a deposição Coqueiro Seco. É provável ainda que tenha existido desde a idade Aratu (Barremiano), relativo aos sedimentos lacustres das formações Barra de Itiúba e Feliz Deserto. Sua assimetria é detectada pela clara disposição mais alongada de um eixo de direção nordeste e de um segundo eixo para sudeste (Figura 65). Essa forma do baixo favoreceu o aporte sedimentar vindo da borda falhada, alto adjacente de Pilar, e ainda da margem flexural sudeste onde se instalaria a linha de charneira Alagoas. Em sua porção subaérea, a enorme

quantidade de sedimentos teria sido carreada segundo um modelo de deltas tipo *braided*, também defendido no presente estudo (Figura 68).

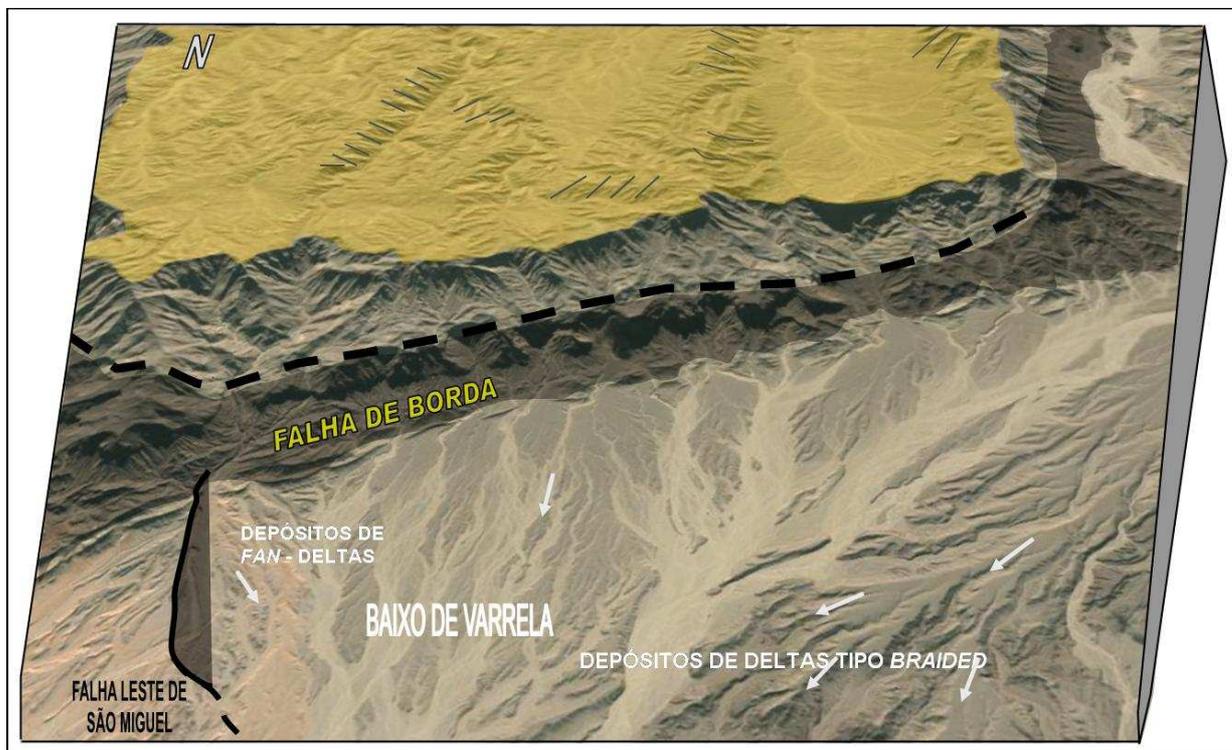


Figura 68 – Modelo esquemático para ilustrar o cenário deposicional da Formação Coqueiro Seco na sub-bacia de Alagoas. O preenchimento sedimentar estaria relacionado, essencialmente, a um complexo sistema coalescente de deltas tipo *braided*, associado às principais falhas da área (falha de borda e falha Leste de São Miguel).

O episódio deposicional Coqueiro Seco pode ser avaliado ainda sob outra perspectiva, a partir da mencionada ocorrência dos evaporitos denominados “Horizonte” (capítulo 2), levando à pressuposição do contexto não exclusivamente continental. Estudos recentes desta ocorrência (Souza-Lima, 2008) direcionam para uma efetiva possibilidade de uma incursão marinha anterior aos eventos Paripueira, mostrando tratar-se de um acontecimento distinto que representa o mais antigo registro evaporítico da bacia. A primeira incursão marinha na bacia de Sergipe-Alagoas é ainda muito discutida, apesar da caracterização do estágio transicional da fase de golfo achar-se absolutamente definida pelo registro evaporítico da Formação Muribeca, na sub-bacia de Sergipe, e parte superior da Formação Maceió, na sub-bacia de Alagoas (Souza-Lima, *opus cit*). Talvez o ponto mais conflitante das discussões atuais seja sua proveniência. Está fora da presente discussão, apresentar um conteúdo mais detalhado acerca dos depósitos salíferos “Horizonte” e suas implicações num possível cenário marinho-transicional precoce. Importa retratar aqui que este evento está posicionado estratigraficamente na porção superior da seqüência **St-r3**,

relacionado ao seu trato transgressivo. Estes depósitos detêm pouca expressividade sísmica, sendo sua detecção restrita ao baixo de Varrela.

6. CONCLUSÃO

Os depósitos sinrifte de idade eo a mesoaptiana da Formação Coqueiro Seco, bacia de Sergipe-Alagoas, puderam ser subdivididos em três seqüências transgressivas-regressivas (T-R) nomeadas de **St-r1**, **St-r2** e **St-r3**, e respectivos tratos de sistemas, limitadas por discordâncias de caráter erosivo. Esta subdivisão foi efetivada pela integração entre os dados de poços e de sísmica de reflexão. O arcabouço sismoestratigráfico construído foi centrado no reconhecimento de ciclos transgressivos-regressivos *sensu* Embry & Johannessen (1992) e Embry (1993, 2002), com base na avaliação de padrões de empilhamento e superfícies-chave. Este tratamento foi considerado conclusivo em termos de proposta de fatiamento do intervalo em seqüências estratigráficas geneticamente consistentes. A não diferenciação de tratos de nível alto e baixo, em dados de poços e sísmicos, tornou a aplicação de modelos mais usuais de Estratigrafia de Seqüências inapropriada.

Ficou evidenciado que as características deposicionais do intervalo investigado e sua arquitetura estratal são particularizadas por influxos (ciclos) transgressivos e regressivos, cuja similaridade sedimentar é constatada por um arranjo de litofácies em uma intensa alternância entre arenitos de diversas granulações, além de folhelhos e siltitos. Resultam em uma marcante equivalência quantitativa entre sedimentos arenosos e argilosos (em torno de 50%).

O posicionamento estratigráfico da subdivisão proposta foi definido a partir do zoneamento bioestratigráfico de ostracodes, estabelecido na área. A sincronização desse zoneamento obedeceu ao critério das unidades cronoestratigráficas locais, constituídas desde a revisão estratigráfica da bacia de Sergipe-Alagoas (Schaller, 1970).

O determinante cenário tectônico da área pode ser apontado, em grande parte, como o responsável pelo arranjo sedimentar encontrado, cuja principal condicionante estrutural foi herdada do singular depocentro (baixo de Varrela), em resposta à ação da borda falhada da bacia. A área de detalhamento ostenta um perfil de uma extensa rampa flexural, que favoreceu a um importante balanceamento de carga de sedimentos e atributos

granulométricos. Ambientes essencialmente flúvio-deltaicos e lacustre raso estariam coligados à margem flexural, enquanto que, paralelamente, leques aluviais e *fan*-deltas coalescentes se depositariam ao longo da falha de borda, interdigitados aos pelitos lacustres e onde se esperaria as maiores variações. A patente ação exercida pela destacada depressão tectônica está expressa em meio aos mapas apresentados, sejam estruturais sísmicos, de isópacas ou de sismofácies, bem como as seções de correlação geológica e sísmica, revelando categoricamente esta conformação.

A área é caracterizada, sísmicamente, pela predominância de padrões de reflexões plano-paralelos e divergentes relacionados à típica fisiografia em rampa. O acentuado paralelismo e o conseqüente baixo ângulo de terminação das reflexões dificultou o pronto reconhecimento de superfícies de *downlaps*, *onlaps* e de truncamento erosional, essenciais para o reconhecimento de superfícies-chave. O aplicativo *Stratimagic* (*PARADIGM versãoTM*) mostrou ser uma ferramenta útil para a caracterização de fácies sísmica, com resultados promissores na identificação de padrões de distribuição sedimentar.

Os sucessivos episódios deposicionais encontrados caracterizam-se por um preenchimento intensamente rítmico, consistente, ordenado por padrões de empilhamento retrogradacionais, progradacionais e agradacionais.

O encerramento da deposição dos clásticos terrígenos da Formação Coqueiro Seco está demarcada pela ampla discordância pré-Alagoas que antecede a sedimentação dos folhelhos do Membro Ponta Verde.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVES FILHO, H. P., 1985. Estudo das acumulações de óleo e gás do Campo de Fazenda Pau-Brasil e adjacências. Aracaju. PETROBRAS / DENEST / DINTER / SEGED-II. Relatório interno.

AZAMBUJA FILHO, N. C. de., ARIENTI, L. M., MELLO, M. R., 1998. Sedimentological and geochemical evidence of high frequency climatic cycles controlling the deposition of source and reservoir rocks in Lower Cretaceous rift lake of the Sergipe-Alagoas Basin, Brazil. Extended Abstract. AAPG Annual Convention, Salt lake City.

BARROS, F. A. de., 2007. Interpretação qualitativa de dados gravimétricos e magnéticos na sub-bacia de Alagoas. Aracaju. PETROBRAS / UN-SEAL / ATEX / ABIG. Nota Técnica.

BELTRAMI, C. V. & DELLA FAVERA, J. C., 1977. Complexos cíclicos básicos nos Andares Jiquiá e Alagoas, Bacia de Sergipe-Alagoas. Aracaju. PETROBRAS / DIVEX. Relatório interno.

BENDER, F. & COOK, J. T. (cord.), 1960. Basin study, Sergipe-Alagoas Basin. Rio de Janeiro. PETROBRAS / DEPEX / DIREX. Relatório interno.

BORBA, C. & SILVA, P. M., 1992. Avaliação e zoneamento dos arenitos da Formação Coqueiro Seco – porção inferior – no Campo de Pilar, Bacia de Sergipe-Alagoas. Aracaju. PETROBRAS / DENEST / DIREX / SEGED. Relatório interno.

BRADLEY, C. A. & FERNANDEZ, M. N., 1992. Early Cretaceous palaeogeography of Gabon / Northeastern Brazil. In : R. CURNELLE, R., (ed) : *A tectonic Stratigraphic model based on propagating rifts*. Géologie Africaine : Colloques de Géologie de Libreville, Gabão, Recueil des Communications, Mémoire, 13, p. 17-30.

BROWN Jr., L. F. & FISHER, W. L., 1977. Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: PAYTON, C. E., (ed): *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, AAPG Memoir, 26, p. 213-248.

CAMPOS NETO, O. P., SOUZA-LIMA, W., CRUZ, F. E. G., 2007. Bacia de Sergipe-Alagoas. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v.15 (2), p. 405-2155.

CASTRO Jr., A. C. M., 1987. The northeastern Brazil and Gabon basins: a double rifting system associated with multiple detachment surfaces. *Tectonics*, v. 6 (6), p. 727 - 738.

CASTRO Jr., A. C. M., 1988. Structural evolution of the Sergipe-Alagoas Basin, Brazil. University of Rice at Houston, Texas, Phd Thesis, 183p.

CATUNEANU, O., 2006. Principles of sequence stratigraphy. Amsterdam, Elsevier, 375p.

CATUNEANU, O., 2007. Curso de estratigrafia de seqüências. Rio de Janeiro. PETROBRAS / RH / UP. Notas de aula.

CHAGAS, L. S., 1996. Tectono-sedimentação das bacias do tipo rifte: aplicação na porção emersa da Bacia de Sergipe Alagoas. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Curso de Pós-Graduação em Geociências. Dissertação (Mestrado), 322p.

CHAGAS, L. S., CHIOSSI, D. S. N., CERQUEIRA, R. M., HAMSJY Jr., G. P., MARQUES, G., LISBOA, G., 1993. Evolução tectono-estratigráfica do rift da Bacia de Sergipe-Alagoas e novas perspectivas exploratórias. Aracaju. PETROBRAS / DEPEX / DIREX / SERINT. Relatório interno.

CHANGSONG, L., ERIKSSON, K., SITIAN, L., YONGXIAN, W., JIANYE, R., YANMEI, Z., 2001. Sequence architecture, depositional systems, and controls on development of lacustrine basin fills in part of the Earliean Basin, Northeast China, AAPG Bulletin v.85, p. 2017–2043.

CHIOSSI, D. N. S., 1997. Estratigrafia de seqüências e condicionamento tectono-climático num rifte continental (Bacia de Sergipe-Alagoas). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Curso de Pós-Graduação em Geociências. Dissertação (Mestrado), 205p.

COHEN, A. S., 1990. Tectono-stratigraphic model for sedimentation in Lake Tanganyika, África. In: KATZ, B. J., (ed): *Lacustrine Basin Exploration – case studies and modern analogs*. Tulsa, AAPG Memoir, 50, p. 137 – 150.

CÓRDOBA, V. C., SOUZA, D. C., SÁ, E. F. J., 2006. Seqüências deposicionais do estágio rift da Bacia de Sergipe-Alagoas. Universidade do Rio Grande do Norte, Curso de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Anais do 43 CBG, Aracaju, 205p.

CRUZ, W. M., 1984. Projeto Pilar: sedimentologia da área de Pilar e adjacências, Andares Buracica e Jiquiá. Rio de Janeiro. PETROBRAS / CENPES / DIGER. Relatório interno.

DELLA FÁVERA, J. C., 2001. Fundamentos da Estratigrafia Moderna. Rio de Janeiro. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Departamento de Geologia. 263p.

DESTRO, N., SZATMARI, P., MAGNAVITA, L. P. 2003. Release faults, associated structures, end their control on petroleum trends in the Reconcavo rift, Northeast Brazil. AAPG, Bulletin. Tulsa, Okla., v.87. p.1123 - 1144.

DIAS, J. L. 1991. Análise estratigráfica e evolução da fase rift nas bacias das margens leste e sudeste do Brasil. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Curso de Pós-Graduação em Geociências. Dissertação (Mestrado), 145p.

EMBRY, A. F. & JOHANNESSEN, E. T., 1992. T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the upper most Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Artic Canada. In: VORREN, T. et al., (eds): *Artic Geology and Petroleum Potential*. Norwegian Petroleum Society, Special Publication 2, p. 121 – 146.

EMBRY, A. F. 1993. Transgressive-regressive (T-R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Artic Archipelago. Canadian Journal of Earth Science, v.30, p. 301 – 320.

EMBRY, A. F., 2002. Transgressive-regressive (T-R) sequence stratigraphy. In: Annual Gulf Coast Section SEPM Foundation, Bob F. Perkins Research Conference 22, Texas. Anais... Texas: GCSSEPM Foundation Bob F. Perkins Research Conference, p. 151 - 172.

EMBRY, A. F., 1995. Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. In: STEEL, R. J., FELT, V. L., JOHANNESSEN, E. T., MATHIEU, C., (eds): *Sequence stratigraphy on the Northwest European Margin*. Norwegian Petroleum Society (NPF), Special Publication 5, p. 1 – 11.

EMERY, D. & MYERS, K. J., 1996. *Sequence Stratigraphy*. Oxford, U. K. Blackwell, 297p.

FALCONI, C. M. O., 1990. Sedimentação e caracterização dos arenitos-reservatório da Formação Coqueiro Seco (Cretáceo Inferior), Campo de Pilar, Bacia de Sergipe-Alagoas. Universidade Federal de Ouro Preto, Curso de Pós-Graduação em Geociências. Dissertação (Mestrado), 178p.

FALKENHEIM, F. H. U., FUJITA, A. M., CAINELLI, C., BETTINI, C., GUEIROS, E., FERNANDES, G. J. F., DIAS, J. L., GOMES, J. B., SILVA, R. R., PIMENTEL, A. M., CHANG, K.H., UESUGUI, N., BABINSKI, N.A., SZATMARI, P., SANTOS, R.C., KOWSMWN, R., 1987. Projeto análise da Bacia de Sergipe-Alagoas. Rio de Janeiro. PETROBRAS / DEPEX. Relatório interno.

FEIJÓ, F. J., 1992. Sequências continentais das fases pré-rift e rift da sub-bacia de Alagoas Central. Universidade do Rio Grande do Sul, Curso de Pós-Graduação em Geociências. Dissertação (Mestrado), 165p.

FEIJÓ, F. J., 1994. Bacias de Sergipe-Alagoas. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 8(1), p. 149-162.

FERNANDES, G. J. F., MATOS, Z. V., FIGUEIREDO, A. M. F., FISHER, W. L., BROWN Jr, L. F., 1981. Basin analysis of the rift-phase and oil and gas play analysis, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil. Rio de Janeiro. PETROBRAS / DEPEX. Relatório interno.

FIGUEIREDO, A. M. F., 1981. Depositional systems in the Lower Cretaceous Morro do Chaves and Coqueiro Seco Formations, and their relationship to petroleum accumulations, middle rift sequence, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil. University of Texas at Austin, Phd Thesis, 275p.

GALLOWAY, W. E., 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I - Architecture and genesis of flooding surface bounded depositional units. AAPG Bulletin, v.73 (2), p. 125 – 142.

GAWTHORPE, R. L. & COLELLA, A., 1990. Tectonic controls on coarse-grained delta depositional systems in rift basins. In: COLELLA, A. & PRIOR, D.B., (eds): *Coarse - Grained deltas*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, v. 10, p. 113-127.

GAWTHORPE, R. L., FRASER, A. J., COLLIER, R. E. L., 1994. Sequence stratigraphy inactive extensional basins : implications for the interpretation of ancient basin-fills. *Marine and Petroleum Geology*, v.11, p.642 – 658.

GIBBS, A. D., 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of Structural Geology*, v. 141, p. 609 – 620.

GIBBS, A. D., 1990. Linked fault families in basin formation. *Journal of Structural Geology*, v. 12 (5/6), p. 795 – 803.

GUIMARÃES, P. T. M., 1988. Basin analysis and structural development in the Sergipe-Alagoas Basin, Brazil. University of Texas at Austin. Phd Thesis, 171p.

HAMSI Jr, G. P., 2006. Modelo de rifteamento oblíquo na Bacia de Sergipe-Alagoas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 43, 2006, Aracaju. Anais do XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, 14p.

HARLAND, W. B., COX, A.V., LLEWELLYN, P. G., PICKTON, C.A.G., SMITH, A.G., WALTERS, R., 1982. A geologic time scale, Cambridge: University Press (Cambridge Earth Science Series), 131p.

HOLZ, M., 1988. Um breve histórico de conceitos fundamentais da estratigrafia moderna: seqüências deposicionais e seus fatores controladores. Porto Alegre. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Pesquisas em Geociências, v. 25 (1), p. 3-26

JOHANN, P. R. S., 2004. Fácies sísmicas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 12 (2), p. 317 – 354.

KREIDLER, W. L., 1949. Preliminary geological report on the northeastern sedimentary coastal belt of the State of Alagoas and summary of the petroleum possibilities in the coastal area State of Alagoas. Conselho Nacional do Petróleo, PETROBRAS. Relatório interno.

KUCHLE, J., MICHAEL, H., SCHERER, C. M. S. dos, BEDREGAL, R. P., 2007. Mapeamento estratégico de bacias rifte a partir de padrões de empilhamento e seus significados genéticos. In: PDPETRO, 4., Campinas: ABPG, 7 p.

LANA, M. C. & MILANI, E. J., 1983. Modelo preliminar da evolução estrutural da Bacia de Sergipe-Alagoas. Rio de Janeiro. PETROBRAS / CEMPES / DIVEX. Relatório interno.

LANA, M. C., 1895. Rifteamento da Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil. Universidade Federal de Ouro Preto, Departamento de Geologia da Escola de Minas. Dissertação (Mestrado), 124p.

LANA, M. C., 1990. Bacia de Sergipe-Alagoas: uma hipótese de evolução tectono-sedimentar. In: DE RAJA GABAGLIA, G. P. & MILANI, E. J., (eds): *Origem e evolução das bacias sedimentares*. Rio de Janeiro. PETROBRAS / SEREC / CEN-SUD, p. 259 – 268.

LIMA, C. C., 1986. Estruturação pós-rift da porção sergipana da Bacia de Sergipe-Alagoas: o papel do basculamento e das descontinuidades do embasamento. Universidade Federal de Ouro Preto. Departamento de Geologia da Escola de Minas. Dissertação (Mestrado), 136p.

MACHADO Jr., D. L., DEHIRA, L. K., CARNEIRO, C. R., ALMEIDA, F. F. M., 1990. Reconstruções paleoambientais do Juro-Cretáceo do nordeste oriental brasileiro. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 19 (4), p. 470 – 485.

MANCINI, E. A. & PUCKETT, T. M., 2002. Transgressive-regressive cycles: application to petroleum exploration for hydrocarbons associated with Cretaceous shelf carbonates and coastal and fluvialdeltaic siliciclastics, northeastern Gulf of Mexico, GCS-SEPMF 2002. Research Conference Proceedings Volume, p. 173-199.

MITCHUM, R., VAIL, P. R., THOMPSON, S., 1977. Depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: PAYTON, C. E., (ed): *Seismic Stratigraph - Applications to Hydrocarbon Exploration*, Tulsa. AAPG Memoir, 26, p. 53 – 62.

MORLEY, C. K., NELSON, R. A., PATTON, T. L., MUNN, S. G., 1990. Transfer zones in the East African Rift systems and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. AAPG Bulletin, v. 17 (8), p. 1234 – 1253.

MOURA, P. de, CARNEIRO, F. O., 1976. “Em busca do petróleo brasileiro”. Rio de Janeiro, (ed). Fundação Gorceix, Ouro Preto, MG, p 360.

NETTO, A. S. T., 1979. Análise e interpretação de seqüência vertical: Formação Coqueiro Seco. Salvador. PETROBRAS / Setor de Ensino da Bahia. Relatório interno.

OJEDA, H. A. O. & FUJITA, A. M., 1976. Bacia de Sergipe-Alagoas: geologia regional e perspectivas petrolíferas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, 1974. Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo. Anais, v.1, p. 137 – 158.

OJEDA, H. A. O., 1968. Relatório de integração geológica das quadrículas 630-3-2 e 631-4-1 (Marechal Deodoro, Maceió). Rio de Janeiro. PETROBRAS / DIREX / RPNE. Relatório interno.

OJEDA, H. A. O., 1969. Projeto Coqueiro Seco - Morro do Chaves. Rio de Janeiro. PETROBRAS / DEPEX / DIVIB. Relatório interno.

PAYTON, C. E., (ed)., 1977. *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Bulletin. Memoir, 26, 516p.

PEREIRA, I. E. M., 1983. Apreciação geológica sobre o Campo de Pilar. Rio de Janeiro. PETROBRAS / DEPEX / DIRNEM / SEDEM. Relatório interno.

PEREIRA, M. J., 1994. Seqüências deposicionais de 2ª e 3ª ordens (50 a 2 m.a.) e tectono-estratigrafia no Cretáceo de cinco bacias marginais do Brasil. Comparação com outras áreas do globo e implicações geodinâmicas. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Departamento de Geociências, Tese de doutorado, 430 p.

PETROBRAS / DEPEX, 1964. Noise analysis, East Central Basin, Coqueiro Seco prospect. (S. I.) Geophysical Service Inc. 4f.

PETROBRAS / DEXPRO, 1967. Final report; seismic refraction program Sergipe-Alagoas Basin. Dallas Geophysical Service Inc. 8f.

PLINT, A. G. & NUMMEDAL, D., 2000. The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphy analysis. In: HUNT, D. & GAWTHORPE, R. L., (eds):

Sedimentary Response to Forced Regression. Geological Society of London. Special Publication, 172.

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., (eds): *Sea level change – an integrated approach*. SEPM, Special Publication 42. p. 125 -154.

POSAMENTIER, H. W.; JERVEY, M. T., VAIL, P. R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., KENDALL, C. G. St.C., POSAMENTIER, H. W., ROSS, C. A., VAN WAGONER, J. C., (eds): *Sea level change – an integrated approach*. SEPM, Special Publication 42. p. 110 -124.

RICHTER, A. J., 1966. Geologia do norte da Bacia de Sergipe-Alagoas. Rio de Janeiro. PETROBRAS / DEPEX / DIVIB. Relatório interno.

SÁ, J., 1969. Reestudo do Campo de Coqueiro Seco, Bacia de Sergipe-Alagoas. Rio de Janeiro. PETROBRAS / DEPEX / DIVIB. Relatório interno.

SCHALLER, H., 1970. Revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas. Boletim Técnico da Petrobras. Rio de Janeiro, v.12 (1), p. 21 – 86.

SCHLISCHE, R. W., 1995. Geometry and origin of fault-related folds in extensional settings. AAPG Bulletin, v. 79 (11), p. 1661 – 1678.

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 analogs*. AAPG, Tulsa. Memoir 50, p. 151 – 168.

SCHOLZ, C. A., 2007. Continental rift and lacustrine basin sedimentology and sequence stratigraphy. Rio de Janeiro. PETROBRAS, 30 - 31 de jan. de 2007. 86 p. Notas de aula.

SCHOLZ, C. A., MOORE Jr., T. C., HUTCHINSON, D. R., GOLMSHTOK, A., KLITGORD, K. D., KUROTKHIN, A. G., 1997. Comparative sequence stratigraphy of low-latitude versus high-amplitude lacustrine rift basins: seismic data examples from East Africa and Baikal Rifts. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1997. Special Geological Congress Issue.

SCHOLZ, C. A., ROSENDAHL, B. R., SCOTT, D. L., 1990. Development of coarse-grained facies in lacustrine rift basins: examples from East Africa. *Geology*, v.18, p. 140 - 144.

SNEDDEN, J. W. & SARG, J. F., 2008. Seismic stratigraphy: a primer on methodology. Houston, Exxon Mobil, 29p.

SOUZA, U. P., 1964. Relatório preliminar da área de Coqueiro Seco. Maceió. PETROBRAS / SERDESTE. Relatório interno.

SOUZA-LIMA, W., ANDRADE, E de J., BENGTON, P., GALM, P. C., 2002. A Bacia de Sergipe-Alagoas: evolução geológica, estratigráfica e conteúdo fóssil. Fundação Paleontológica Phoenix. Edição especial, 1. 34p.

SOUZA-LIMA, W., 2008. Sequências evaporíticas da Bacia de Sergipe-Alagoas. In: MOHRIAK, W. U., SZATMARI, P., ANJOS, S. M. C., (eds): *Sal: Geologia e Tectônica*. Editora Beca, PETROBRAS, São Paulo, p. 230-249.

SOUZA-LIMA, W. & HANSI Jr. G. P., 2003. Bacias sedimentares brasileiras (bacias da margem continental). Fundação Paleontológica Phoenix. Ano 5 (50), 4p.

SOUZA-LIMA, W., MANSO, C. L. DE C., SOUZA-LIMA, R., GALM, P.C., SILVA SANTOS, P. R., 2004. Litoestratigrafia da Bacia de Sergipe-Alagoas. Fundação Paleontológica Phoenix. Relatório interno, p.43-52.

SOUZA-LIMA, W., 2006. Litoestratigrafia e evolução tectono-sedimentar da Bacia de Sergipe-Alagoas (Introdução). Fundação Paleontológica Phoenix. Ano 8 (89), 10p.

STEACY, J. A., 1957. Seismic report on the Maceio area, Alagoas. Rio de Janeiro. PETROBRAS / DEPEX. Relatório interno.

STRECKER, U., STEIDTMANN, J. R., SMITHSON, S. B., 1999. A conceptual tectonostratigraphic model for seismic facies migrations in a fluvio-lacustrine extensional basin. AAPG Bulletin, v. 83 (1), p. 43 – 61.

USSAMI, G., KARNER, G. D., BOTT, M. H. P., 1986. Crustal detachment during South Atlantic rifting and formation of Tucano-Gabon basin system. Nature, v. 322 (6080), p. 629 – 632.

VAIL, P. R., MITCHUM, R. M., THOMPSON, M. S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: PAYTON, C. E., (ed): *Seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration*. AAPG Memoir, 26., p. 63-81.

VAIL, P. R., HARDENBOL, J., TODD, R. G., 1984. Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In: SCHLEE, J.S., (ed): *Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation*. AAPG Memoir, 36, p. 129-144.

VAN WAGONER, J. C. & BERTRAM, G. T., 1995. Sequence stratigraphy of foreland basin deposits. AAPG. Memoir, 64, p.487.

VAN WAGONER, J. C., POSAMENTIER, H. W., MITCHUM, R. M., VAIL, P. R., SARG, J. F., LOUTIT, T. S., HARDENBOL, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., KENDALL, C. G. St.C., POSAMENTIER, H. W., ROSS, C. A., VAN WAGONER, J. C., (eds): *Sea level change – an integrated approach*: SEMP Special Publication, v. 42, p. 39 – 47.

VAN WAGONER, J. C., MITCHUM, R. M., CAMPION, K. M., RAHMANIAN, V. D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high resolution correlation of time and facies. AAPG, Methods in Exploration Series, n.7, 55p.

RUEFLI, W. H., 1963. Surface – subsurface correlations Sergipe-Alagoas. Maceió. PETROBRAS / SERDESTE / SETEX. Relatório interno.

WEIDMANN, O. H. & FORMOSO, S., 1987a. Campo de Pilar – Denominação dos reservatórios da Formação Coqueiro Seco. Aracaju. PETROBRAS / DEPEX. Relatório interno.

WEIDMANN, O. H. & FORMOSO, S., 1987b. Aspectos estruturais e sua relação com as acumulações de hidrocarbonetos. In: Seminário de Tectônica da Petrobras, 1. Rio de Janeiro. PETROBRAS / DEPEX / CENPES, P. 442 – 458.

WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., KENDALL, C G. St.C, POSAMENTIER, H. W., ROSS, C. A., VAN WAGONER, J. C., 1988. Sea level changes – An integrated approach. SEPM (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists), Tulsa, Oklahoma. Special Publication 42, p.407.

YILMAZ, O., 2000. Seismic data analysis: processing, inversion, and interpretation of seismic data. Society of Exploration Geophysicists, 2027p.