

EVOLUÇÃO TECTONOESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO BARRA VELHA NA ÁREA DOS CAMPOS DE LAPA E SAPINHOÁ, BACIA DE SANTOS – BRASIL

TECTONOSTRATIGRAPHIC EVOLUTION OF BARRA VELHA FORMATION IN THE LAPA AND SAPINHOÁ OIL FIELDS, SANTOS BASIN – BRAZIL

Suzana Faria Chula RIBEIRO DA SILVA, Jorge de Jesus Picanço de FIGUEIREDO, Pedro Henrique COELHO, Leonardo BORGHI

Universidade Federal do Rio de Janeiro. Departamento de Geologia. CCMN. Avenida Athos da Silveira Ramos, 274 - Cidade Universitária, Ilha do Fundão Rio de Janeiro – RJ. E-mails: sufariaribeiro@gmail.com; j.figueiredo@geologia.ufrj.br; pcoelho@geologia.ufrj.br; lborghi@geologia.ufrj.br

Introdução
Contexto geológico
Materiais e métodos
Correlação geofísica entre poço e sísmica
Mapeamento e interpolação dos horizontes sísmicos
Modelo de velocidade
Resultados
Discussão
Conclusões
Referências

RESUMO - A seção sedimentar da chamada fase pós-rifte na Bacia de Santos, Brasil, é constituída pelas Formações Barra Velha e Ariri. A Formação Barra Velha, composta essencialmente por carbonatos interpretados como microbiais e que é o principal reservatório para hidrocarbonetos no *play* pré-sal, é o objeto de pesquisa deste trabalho. Durante a tafrogenia cretácea da porção oeste do supercontinente Gondwana que culminou com sua ruptura e a geração dos continentes Sul-americano e Africano a Bacia de Santos, inserida neste contexto, foi submetida a processos tectonofísicos que definiram três fases de evolução tectônica e estratigráfica bem distintas: estiramento litosférico, afinamento litosférico e exumação do manto. A Formação Barra Velha foi depositada na fase de afinamento litosférico em um contexto tectônico misto que combinou subsidência termal generalizada da bacia com subsidência mecânica localizada devido à algumas falhas da fase rifte permanecerem ativas durante toda a chamada fase pós-rifte.

Palavras-chave: Formação Barra Velha. Seção pós-rifte. Pré-sal. Bacia de Santos.

ABSTRACT - The sedimentary section of the so-called post-rift phase in the Santos Basin, Brazil, consists of the Barra Velha and Ariri formations. The Barra Velha Formation, composed essentially by carbonates interpreted as microbial, which is the main hydrocarbon reservoir in the pre-salt play is the research object of this work. During the western Gondwana Cretaceous taphrogenesis that culminated with its breakup and the generation of the South American and African continents, the Santos Basin, inserted in this context underwent tectonophysical processes over three distinct phases of tectonic and stratigraphic evolution: lithospheric stretching, lithospheric thinning and mantle exhumation. The Barra Velha Formation was deposited in the lithospheric thinning phase in a mixed tectonic context that combined basin generalized thermal subsidence with localized mechanical subsidence due to some rift faults remaining active throughout the post-rift phase.

Keywords: Barra Velha Formation. Section post-rift. Pre-salt. Santos Basin.

INTRODUÇÃO

Este trabalho analisou a Formação Barra Velha da Bacia de Santos a qual faz parte dos depósitos da fase Pós-rifte da mesma (Moreira et al., 2007). A Formação Barra Velha compreende os depósitos carbonáticos do *play* petrolífero “Pré-sal”. O trabalho objetivou testar, a partir da análise de dados de sísmica 3D e dados de poços, o modelo para a evolução tectonoestratigráfica da Formação Barra Velha apresentada por Moreira et al. (2007) e sintetizada no diagrama estratigráfico rotineiramente aceito para Bacia de Santos.

Classificada como uma bacia de margem continental passiva, a Bacia de Santos passou por três fases de evolução tectonoestratigráfica: rifte,

pós-rifte e drifte (Moreira et al., 2007). Segundo o modelo corrente de desenvolvimento tectonoestratigráfico para a Bacia de Santos, a extensão crustal que culminou com a ruptura da porção oeste do continente Gondwana dando origem aos continentes da América de Sul e África teve início no Hauteriviano, passando por uma fase inicial de desenvolvimento de riftes a qual durou até o final do Barremiano.

No Aptiano o estiramento crustal perdeu intensidade e a subsidência foi dominada por processos termais. Ao final do Aptiano deu-se a ruptura litosférica com início de formação de crosta oceânica (Moreira et al., 2007; Karner et al., 2007; Quirk

et al., 2013). Desta forma, a seção estratigráfica analisada neste trabalho desenvolveu-se durante a fase de subsidência termal.

Do ponto de vista tectônico, subsidência termal atua em escala regional, ou mesmo continental. Assim sendo, é esperado que estando a Bacia de Santos sob subsidência termal durante o Aptiano, o padrão bacinal desenvolvido seja no estilo “*sag*”. Esta geometria bacinal condiciona a deposição a desenvolver-se em um padrão estratal com características planas e paralelas. Este padrão estratal é diferente daqueles desenvolvidos em riftes, especialmente do tipo “hemi-graben”, o qual é caracterizado por padrão divergente dos estratos.

Padrões estratais são refletidos em dados sísmicos nos padrões dos refletores imageados. Assim sendo, é possível, a partir da análise dos padrões dos refletores sísmicos fazer inferências sobre os padrões deposicionais dos estratos e, a partir destes, a geometria da bacia na qual tais estratos foram depositados. Sabendo-se a geometria da bacia também é possível inferir sobre os processos tectônicos atuantes em sua formação.

CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia de Santos está inserida no contexto geotectônico da ruptura do Supercontinente Gondwana, que ocorreu durante o período Eocretáceo e que resultou na abertura do Oceano Atlântico Sul (Figura 1).

Durante os processos de rifteamento e *breakup* continental do Gondwana, diferentes domínios tectônicos se desenvolveram ao longo da costa do Brasil (Masce, 1976): desde um domínio transformante na Margem Equatorial (Foz do Amazonas, Pará-Maranhão, Barreirinhas, Ceará e Potiguar) formando bacias complexas dominadas por cisalhamento (Szatmari et al., 1984), até domínios mais divergentes na Margem Leste Brasileira (Sergipe-Alagoas, Jacuípe, Camamu Almada, Jequitinhonha, Cumuruxatiba, Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas) formando sistemas de rifte mais proeminentes e destacados para o sul do Brasil.

A separação entre a África e América do Sul apresentou tendência de movimentação divergente leste-oeste (Françolin et al., 1987) com formação de riftes abortados na porção emersa intracontinental e riftes que evoluíram até formar as bacias sedimentares de margem passiva.

A ruptura (*breakup*) iniciou-se no sul do Gondwana e, progressivamente, alastrou-se,

Além da análise dos padrões dos refletores sísmicos este trabalho focou na definição do mapeamento sísmico do topo e da base da Formação Barra Velha como método para se entender suas variações de espessuras na área de estudo o qual foi usado como outro instrumento de análise para se inferir a geometria bacinal e conseqüentemente o desenvolvimento tectonoestratigráfico da seção analisada.

Desta forma, a execução deste estudo se propõe a testar o modelo corrente para a evolução tectonoestratigráfica da Formação Barra Velha, Bacia de Santos, Brasil, segundo o qual a mesma foi depositada em um ambiente tectônico relativamente quiescente dominado por subsidência termal o que resultou em uma geometria deposicional do tipo “*sag*”.

Além disso, propõe-se uma contextualização geotectônica para o desenvolvimento tectonoestratigráfico da referida formação compreendida nos processos de estiramento litosférico seguido de ruptura continental da porção oeste do continente Gondwana que resultou na formação dos continentes sul-americano e africano.

durante o Eocretáceo (Aptiano), em direção a norte (Rabinowitz & Labrecque, 1979), moldando-se às linhas de fraqueza preexistentes do embasamento (Szatmari et al., 1984).

Portanto, no início da separação, a taxa de movimentação divergente a sul era maior que a norte, imprimindo uma rotação de sentido horário na placa sul-americana em relação à África (Rabinowitz & Labrecque, 1979).

Moreira et al. (2007) propõem uma evolução tectonoestratigráfica para a Bacia de Santos separadas em três fases distintas: rifte, pós-rifte e drifte (Figura 2).

A fase rifte da Bacia de Santos teve início com um importante evento tectono-magmático na margem continental sudeste, o *hotspot* Tristão da Cunha, que resultou na formação da Parana-Etendeka *Large Igneous Province* (LIP) (Peate, 1997).

As estruturas de rifte formadas têm orientação principal NE-SW, acompanhando o comportamento estrutural pré-existente do embasamento, e são representadas por falhas limitando os *horsts* e *grabens*, localmente intrudidas por rochas magmáticas sin e pós-rifte (Stanton et al., 2014).

Esta fase está associada ao registro sedimentar compreendido entre as idades Hauteriviano (Andar



Figura 1 - Mapa de localização da área de trabalho (retângulo vermelho) dentro da Bacia de Santos, com seus limites definidos pelas linhas pontilhadas. Polígono azul representa a área cujos contratos de exploração ocorrem na forma de “partilha de produção”.

Jiquiá). Sua litoestratigrafia está contida no Grupo Guaratiba compreendendo as formações Camboriú, Piçarras e Itapema. A Formação Piçarras é a que contém as principais rochas geradoras da bacia, as quais foram depositadas em ambiente continental lacustre (Moreira et al., 2007).

A fase pós-rifte compreende a seção sedimentar que está sobreposta aos depósitos da fase rifte e sotoposta aos depósitos da fase drifte, pós-*breakup*. Segundo Moreira et al. (2007), a fase pós-rifte é representada pelos depósitos aptianos do grupo Guaratiba que compreende as Formações Barra Velha e Ariri.

Nesta época, ainda em um contexto pré-*breakup*, houve diminuição/atenuação da atividade tectônica de caráter distensivo que propiciou a formação dos riftes sendo o desenvolvimento bacinal dominado por subsidência termal o que condicionou um padrão deposicional dos estratos típicos de uma bacia do tipo “*sag*”. (Moreira et al., 2007).

Litoestratigraficamente, a Formação Barra Velha está na base da seção sedimentar da fase pós-rifte e foi subdividida por Moreira et al. (2007) em duas sequências deposicionais, inferior e superior que são separadas por uma discordância de caráter regional em escala de

bacia. Segundo estes autores, a Formação Barra Velha inferior (idade eoaptiana) é caracterizada por calcários/laminitos de origem microbial, estromatólitos e microbialitos dolomitizados total ou parcialmente e ricos em talco e argilas magnesianas nas porções proximais e folhelhos carbonáticos nas porções distais, depositados sobre a discordância Pré-Alagoas.

Já a Formação Barra Velha superior (idade neoaptiana) é composta por leques aluviais conglomeráticos-areníticos nas porções proximais e de calcários estromatolíticos e laminitos microbiais, localmente dolomitizados nas porções distais da bacia.

Ainda segundo Moreira et al. (2007), o limite entre estas duas sequências é definido na sísmica por um refletor de forte impedância acústica positiva e caráter regional.

A Formação Ariri é a designação litoestratigráfica dos evaporitos presentes na bacia, compostos essencialmente por halita e anidrita e menos comumente por taquidrita, carnalita e silvinita, os quais foram depositados entre 110-113 Ma (Karner et al., 2007; Moreira et al., 2007).

Suas espessuras são expressivas, podendo chegar a 2500m devido à halocinese que permitiu a formação de grandes diapiros e muralhas de sal (Pereira & Macedo, 1990). A ocorrência de eva-

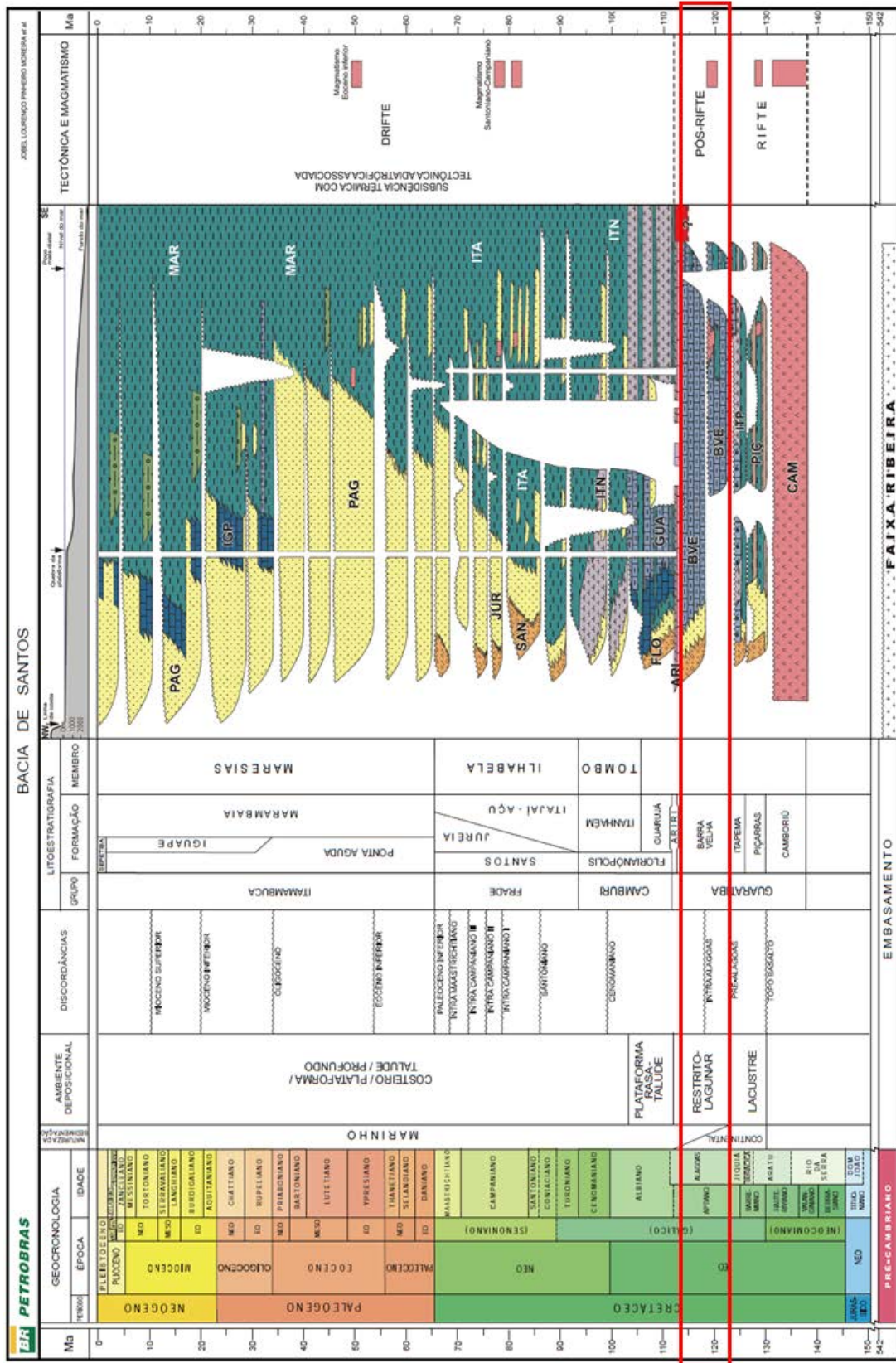


Figura 2 - Carta estratigráfica da Bacia de Santos. Retângulo em vermelho destacando o interesse do trabalho. Modificada de Moreira et al. (2007).

poritos na Bacia de Santos está condicionada a dois fatores que proporcionaram as condições ideais para sua deposição: o alinhamento do Alto de Florianópolis e da Dorsal de São Paulo que barraram a circulação do Oceano Atlântico já existente a sul (Bacia de Pelotas) e o clima seco

e quente da época (Demercian, 1996). A fase drifte ocorreu a partir do Albiano, após o *breakup* da porção oeste do Supercontinente Gondwana que deu origem aos continentes africanos e sul-americanos. Instaura-se na região que viria ser a margem continental leste brasileira,

onde a Bacia de Santos encontra-se inserida, um ambiente marinho franco dando início ao desenvolvimento da sucessão deposicional da fase tectonoestratigráfica denominada de drifte. Inicialmente, o mecanismo primário gerador de espaço para deposição foi a subsidência termal pós-*breakup* (Allen & Allen, 2013).

Neste contexto tectônico-deposicional, durante o Albiano, uma vasta porção da nova margem continental surgida após o *breakup* foi inundada por um mar raso, criando as condições para o desenvolvimento de uma extensa plataforma carbonática depositada sobre os evaporitos da fase anterior. Com a progressão da subsidência da margem continental, a plataforma carbonática foi

progressivamente afogada dando lugar à deposição dominada por sedimentos siliciclásticos a partir do Cenomaniano.

Os carbonatos do Albiano foram posteriormente bastante deformados pela movimentação dos evaporitos subjacentes a eles. Na Bacia de Santos, a fase drifte é marcada por períodos de regressão e transgressão da linha de costa em decorrência da variação do nível de base da bacia. O padrão deposicional resultante destas variações condicionou o desenvolvimento de seqüências deposicionais, razoavelmente síncronas, interpretadas como de segunda ordem, não somente na Bacia de Santos, mas, em todas as bacias *offshore* da margem continental brasileira.

MATERIAIS E MÉTODOS

O conjunto de dados utilizado neste artigo inclui um volume sísmico 3D em tempo duplo (TWT) cobrindo uma área de 230 km² e informações de 13 poços (perfis compostos, relatórios e arquivos em formato digital LAS dos perfis geofísicos) (Figura 3). Os dados de poços

e sísmica foram integrados através de correlações geofísicas (amarração sísmica-poço) e geológicas (interpretação estratigráfica dos horizontes mapeados) e interpretados para produzir os resultados que suportaram as discussões e conclusões deste trabalho.

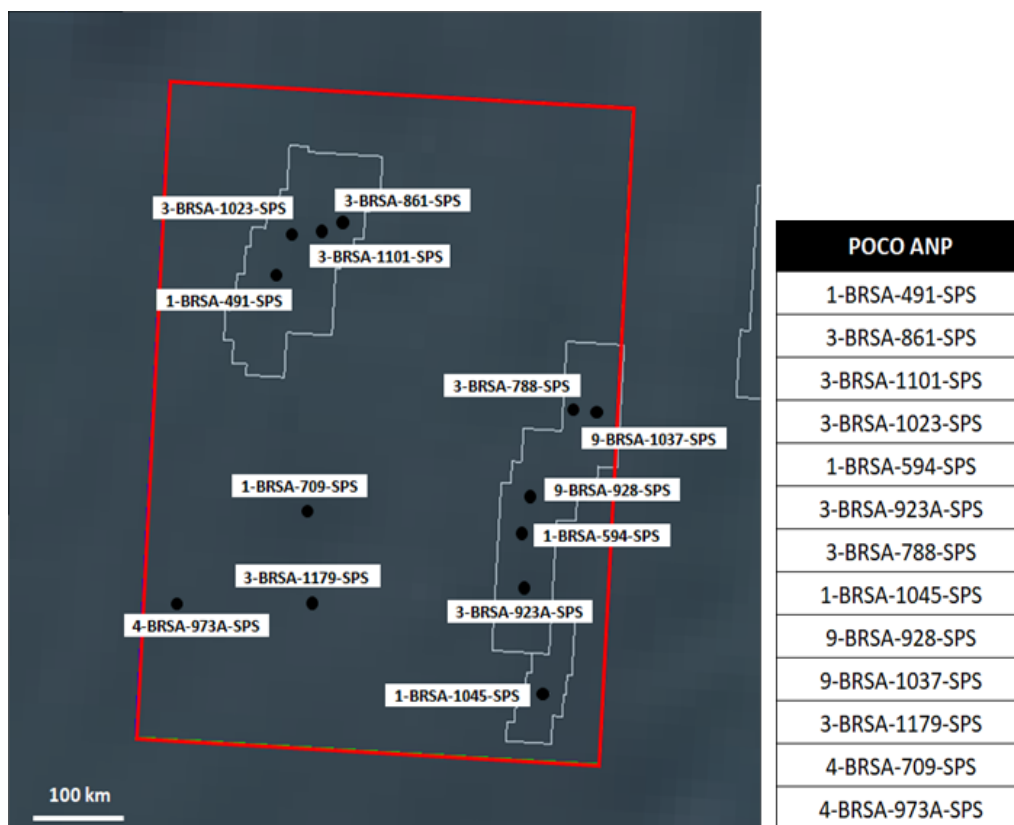


Figura 3 - Mapa de localização dos poços e tabela listando os poços utilizados no trabalho.

CORRELAÇÃO GEOFÍSICA ENTRE POÇO E SÍSMICA

A correlação geofísica de poço (amarração poço-sísmica) é importante, pois é através dela que se transfere as informações contidas nos poços, como litoestratigrafia e cronoestratigrafia para a interpretação sísmica.

Esta é feita através dos dados oriundos de perfis sísmicos (WST e VSP, por exemplo) de onde se extrai uma tabela que correlaciona tempo sísmico com profundidade e pela geração de um sismograma sintético derivado das curvas dos

perfis geofísicos sônico e densidade.

Dois poços na área e seus respectivos sismogramas sintéticos são mostrados na figura 4. Nos dois

casos a amarração é coerente, visto que existe a coincidência dos picos de amplitudes positiva e negativa entre o sismograma sintético e a sísmica.

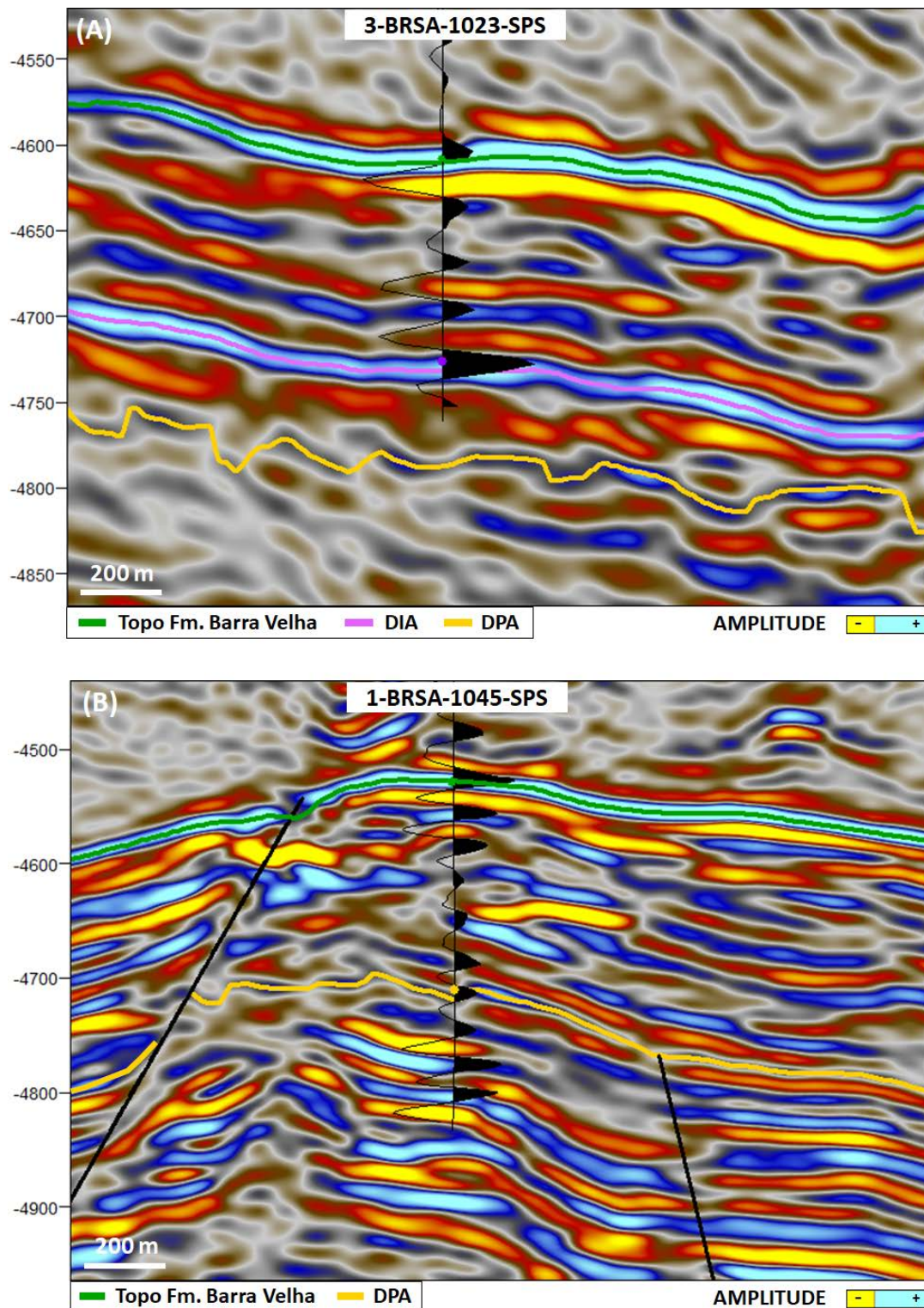


Figura 4 - Sismograma sintético mostrando a coerência na amarração de dois poços na área. Os picos positivos no sismograma sintético (pico preto) coincidem com as amplitudes positivas na sísmica (cores frias) e os picos negativos no sismograma sintético (sem preenchimento) coincidem com as amplitudes negativas da sísmica (cores quentes). Na legenda, DPA se refere ao Topo da Fm. Itapema.

MAPEAMENTO E INTERPOLAÇÃO DOS HORIZONTES SÍSMICOS

Fazendo a interpretação sísmica da área é possível compreender melhor as estruturas geológicas) que auxiliam na construção do modelo tectonoestratigráfico. Os refletores sísmicos representam superfícies

definidas pelos contrastes de impedância acústica entre meios com diferentes propriedades físicas. Horizontes sísmicos podem ser interpretados como a interface entre diferentes pacotes rochosos (levando em consideração a resolução do dado sísmico, neste caso de 30 m).

A partir do mapeamento de dois horizontes, define-se uma Unidade Sísmica delimitada por topo e base, a qual pode apresentar mais de uma sismofácies (fácies sísmicas) associada. A definição das diferentes fácies sísmicas neste trabalho levou em consideração parâmetros como a configuração, continuidade, amplitude e frequência das reflexões.

Trata-se de um método subjetivo, necessitando do auxílio de dados de poços (através da amarração) para aumentar o nível de certeza da interpretação.

Os horizontes sísmicos mapeados foram

MODELO DE VELOCIDADE

Para construir o modelo de velocidade foi delimitado um polígono abrangendo todos os poços amarrados na área (aumentando a confiabilidade do modelo).

Os *inputs* para a construção do modelo de velocidade incluem as superfícies em tempo, os *well-tops* (topos de unidades litoestratigráficas e/ou cronoestratigráficas) definidos no poço e as velocidades intervalares das amarrações dos poços. Existem pelo menos dois métodos de construir o modelo de velocidade na plataforma Petrel™ Schlumberger: um método simples de interpolação das velocidades intervalares e um método mais complexo, utilizando redes neurais. Este foi o método que melhor se aplicou ao dado.

O fluxo de construção do modelo de velocidade consiste em primeiro identificar diferentes fácies resultantes da combinação da amplitude sísmica com os atributos sísmicos (RMS e Sweetness), utilizando a ferramenta do Petrel™ Schlumberger neural network tool.

O método utilizado para esta individualização de fácies foi classificação não supervisionada. Os atributos sísmicos utilizados foram escolhidos por apresentarem a melhor correlação com a amplitude sísmica para aplicação da técnica.

interpolados, ainda em tempo sísmico duplo, para a geração de superfícies que representam mapas de contorno estrutural.

Posteriormente foi gerado um modelo matemático para profundidade para converter os mapas de contorno estrutural de tempo sísmico para profundidade. Como o foco deste artigo é a Formação Barra Velha, apenas os mapas de topo e base da mesma serão apresentados.

Além dos horizontes mapeados foram interpretados no dado sísmico feições estruturais (falhas), padrões geométricos de conjunto de refletores (sismofácies) e padrões de terminações de refletores sísmicos.

A integração e análises de todos os elementos interpretados leva à interpretação geológica da área e da seção estratigráfica analisada com a possibilidade de inferência sobre sua evolução tectonoestratigráfica.

lização de fácies foi classificação não supervisionada. Os atributos sísmicos utilizados foram escolhidos por apresentarem a melhor correlação com a amplitude sísmica para aplicação da técnica.

A partir disso, é construído o cubo de velocidade em que se assumem diferentes velocidades para estas fácies definidas.

Neste trabalho, foram aplicados para o sal os valores definidos por Amaral et al. (2015), que comparou os valores encontrados em sua pesquisa com os valores publicados anteriormente por outros autores (Justen et al., 2013). O modelo de velocidade gerado para este trabalho está satisfatório, pois mostrou coerência com os dados de poços. Usando-se velocidades mais assertivas na camada de sal, foi possível reduzir possíveis *pull-ups*. Isto deixou a superfície da base do sal mais horizontalizada, todavia, ainda mostrando altos estruturais abaixo do sal, que se supõe representarem, ou estarem próximo, da situação geológica real (Figura 5).

RESULTADOS

No contexto geral desta pesquisa foram mapeados cinco horizontes em tempo sísmico duplo (*two way time* - TWT).

Após integração com os dados de poços, os quais fornecem informações cronoestratigráfica e litoestratigráficas, estes horizontes foram interpretados como Topo do Embasamento (embasamento cristalino), Topo da Formação Itapema ou Discordância Pré-Alagoas (topo

da seção rifte), Discordância Intra-Alagoas (horizonte interno à seção pós-rifte), Topo da Fm. Barra Velha ou base dos evaporitos (horizonte interno à seção pós-rifte) e Topo da Fm. Ariri ou topo dos evaporitos (topo da seção pós-rifte). Estes horizontes foram interpolados, ainda em tempo sísmico duplo, para a geração superfícies que representam mapas de contorno estrutural.

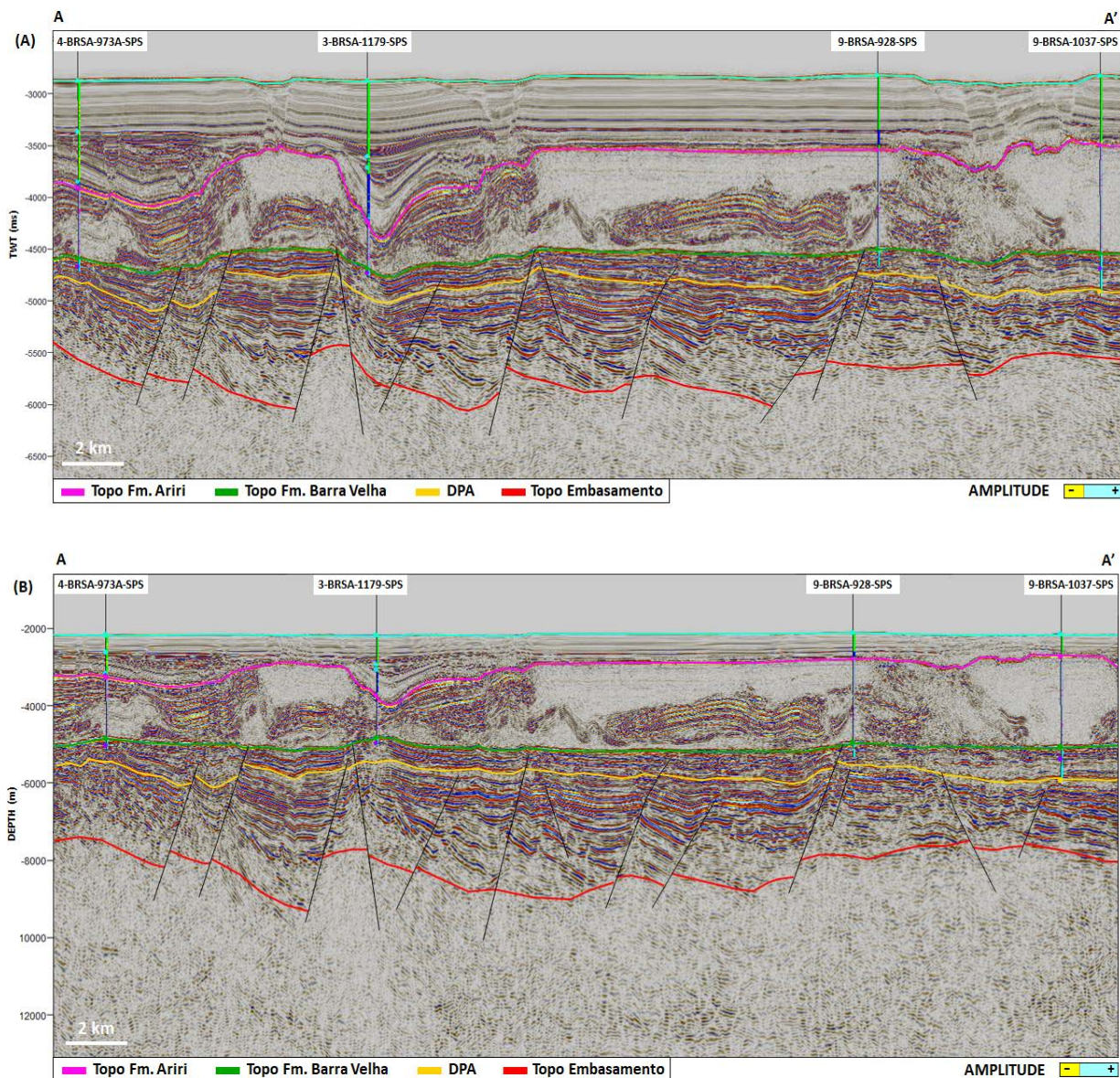


Figura 5 - Linha sísmica arbitrária extraída do volume 3D passando pelos poços 4-BRSA-973A-SPS, 3-BRSA-1179-SPS, 9-BRSA-928-SPS e 9-BRSA-1037-SPS mostrando a diferença que o modelo de velocidade promoveu no Topo da Fm. Barra Velha (linha verde). Figura 5A exibe a sísmica em tempo sísmico duplo (TWT) e figura 5B, em profundidade.

Como o foco deste artigo é a Formação Barra Velha, apenas os mapas da base e do topo da mesma, além de seu mapa de isópacas, serão apresentados (Figuras 6, 7 e 8).

O mapa da base da Formação Barra Velha é o mesmo do topo da Formação Itapema, sotoposta à Formação Barra Velha (Figura 6). Esta superfície também é chamada de discordância Pré-Alagoas. Este mapa mostra variação topográfica máxima, no tempo presente, de mais de 1800 m, porém os valores extremos da “gridagem”, estatisticamente menos representativos, foram desconsiderados como mostrado no diagrama de frequência da figura 6.

Apenas valores com frequência acima de aproximadamente 15% foram considerados. Assim sendo, a variação topográfica máxima na área mapeada do topo da Formação Itapema

está em torno de 800 m.

As variações topográficas refletem o desenvolvimento dos riftes ocorrida durante a fase de estiramento litosférico que precedeu a ruptura (*breakup*) continental.

O mapa de contorno estrutural do topo da Fm. Barra Velha em profundidade (Figura 7) mostra variação topográfica máxima, no tempo presente, de mais de 1000 m, porém os valores extremos da “gridagem”, estatisticamente menos representativos, foram desconsiderados como mostrado no diagrama de frequência da figura 6. Apenas valores com frequência acima de aproximadamente 15% foram considerados. Assim sendo, a variação topográfica máxima na área mapeada do topo da Formação Barra Velha está em torno de 600 m o que representa fechamento estrutural desta monta.

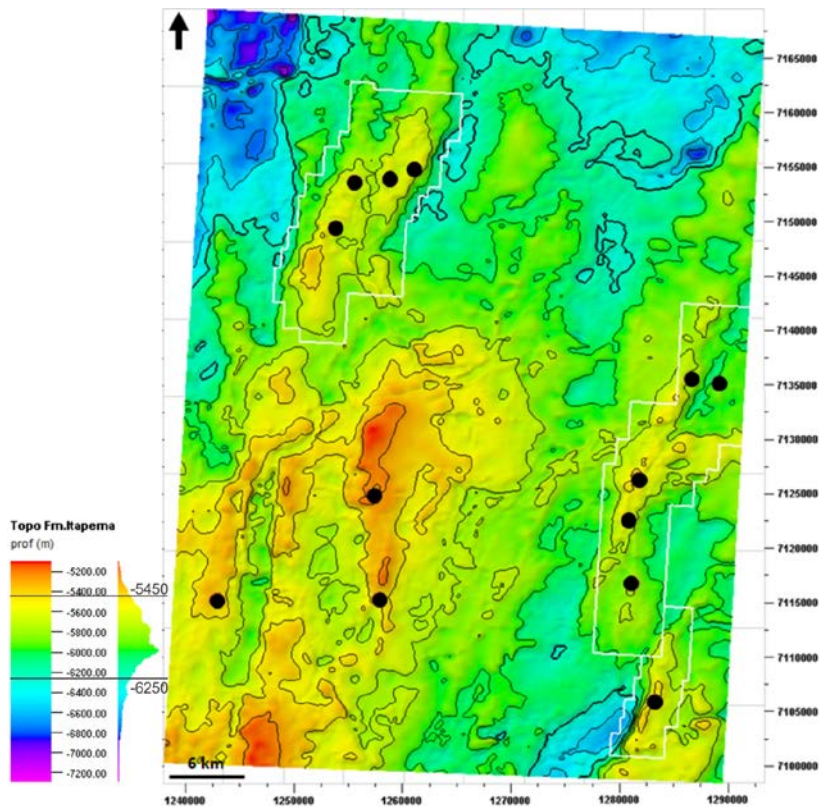


Figura 6 - Mapa de contorno estrutural do topo da Formação Itapema (base da Formação Barra Velha) em profundidade. Escala de cor indicando valores de espessura em metros ao lado do mapa com duas linhas pretas indicando os desvios padrões, definido em aproximadamente 15%. Os círculos em preto são os poços da área. Polígono no norte do mapa é o Campo de Lapa e o polígono no centro-sul é o Campo de Sapinhoá e Sul de Sapinhoá. Datum utilizado é o nível do mar.

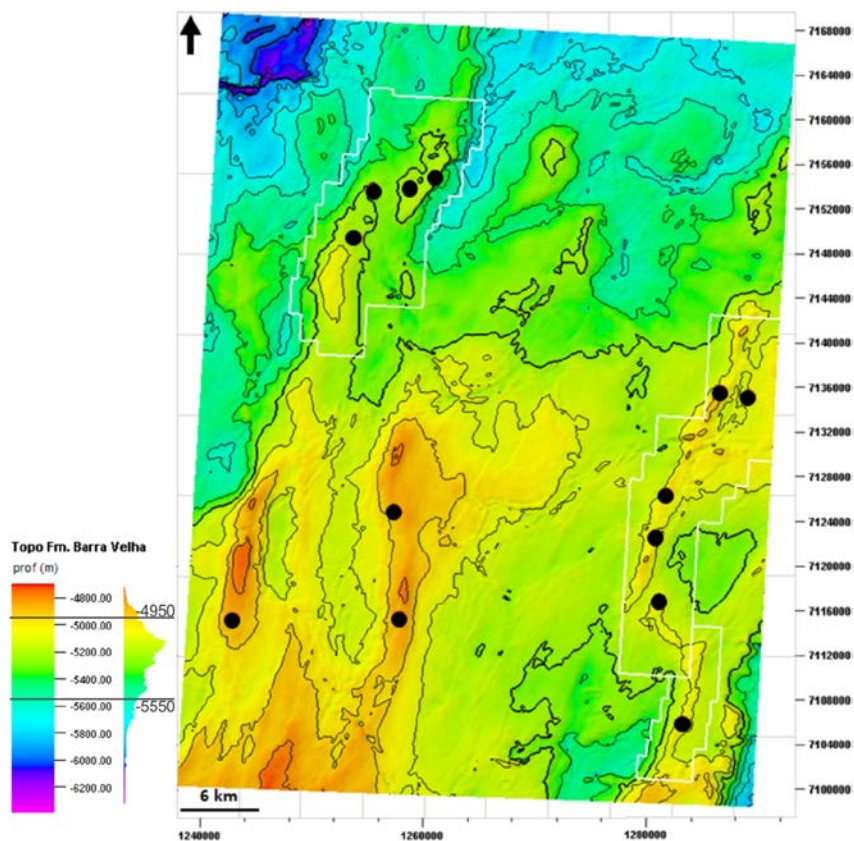


Figura 7 - Mapa de contorno estrutural do Topo da Formação Barra Velha em profundidade. Escala de cor indicando valores de espessura em metros ao lado do mapa com duas linhas pretas indicando os desvios padrões, definido em aproximadamente 15%. Os círculos em preto são os poços da área. Polígono no norte do mapa é o Campo de Lapa e o polígono no centro-sul é o Campo de Sapinhoá e Sul de Sapinhoá. Datum utilizado é o nível do mar.

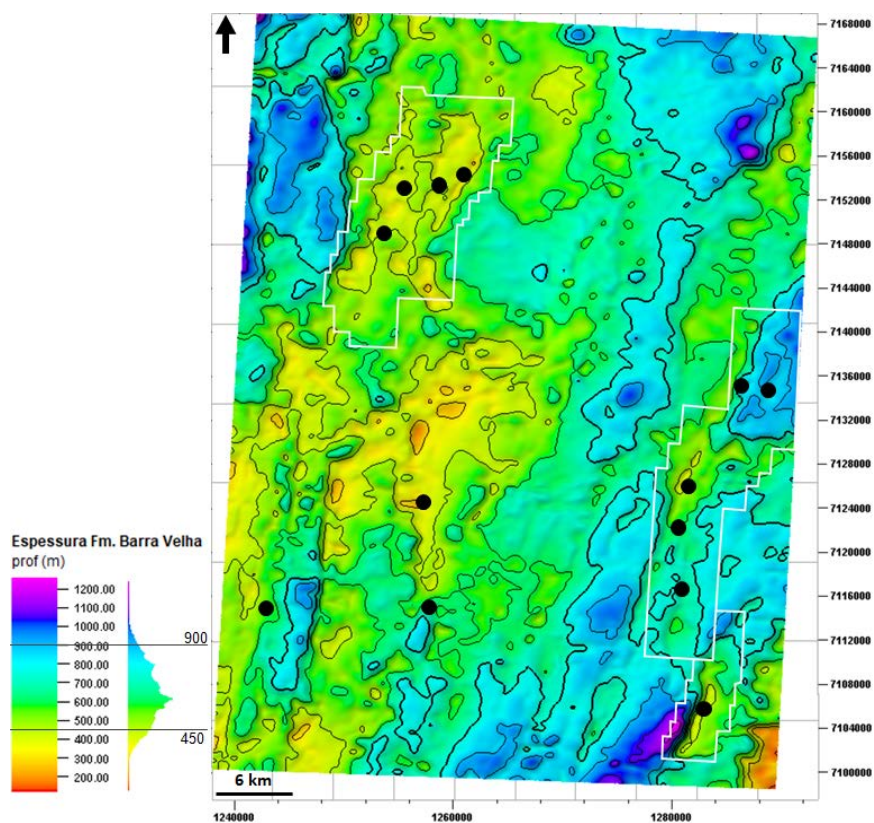


Figura 8 - Mapa de isópaca da Formação Barra Velha. Escala de cor indicando valores de espessura em metros ao lado do mapa com duas linhas pretas indicando os desvios padrões, definido em aproximadamente 15%. Os círculos em preto são os poços da área. As cores quentes no mapa representam as áreas com menores espessuras enquanto as cores frias representam porções mais espessas de Fm. Barra Velha.

Considerando que a Formação Barra Velha é o reservatório do pré-sal e que a coluna média de hidrocarboneto nos poços da área está em torno de 300 m, o fechamento estrutural máximo de 600 m está condizente com os dados das colunas de óleo nos poços.

Os altos estruturais coincidem com a localização dos campos de Lapa e Sapinhoá. Na porção SW da área de estudo, o alto mapeado é parte do Alto do Pão de Açúcar.

Utilizando os mapas de contorno estrutural em profundidade do topo da Fm. Barra Velha e

topo da Formação Itapema (DPA) é possível gerar o mapa de espessura da Fm. Barra Velha (Figura 8). A escala de cor representa as diferentes espessuras da na área.

Pelo mapa de espessura é possível notar que existem regiões de maior e menor espessuras, variando entre 300m e 1200m, porém os valores considerados nas discussões são os que estão entre as linhas de desvio padrão, definidas no mapa (Figura 8), e representam uma variação de espessura máxima de 450 m.

DISCUSSÃO

A fase da Bacia de Santos onde foram depositados os carbonatos da Fm. Barra Velha é interpretada por Moreira et al. (2007) como uma fase “pós-rifte” na qual a bacia estaria sob domínio tectônico de subsidência termal, portanto, desenvolvendo uma configuração geométrica tipo “sag”. O termo “sag” tem sido usado na língua portuguesa como um anglicismo para designar uma área abaixada em geral.

No glossário tectônico-geológico do estudo de bacias sedimentares, o termo “sag” refere-se a uma região abaixada, ou deprimida, da crosta

com grande extensão areal, mas, com pequena profundidade quando comparada à área.

Neste tipo geométrico de bacia sedimentar, típico das sinéclises intracratônicas, o padrão estratal, ao grosso modo, apresenta-se plano e paralelo sem variações abruptas de espessuras.

Por sua vez, padrões estratais deste tipo são refletidos em dados sísmicos como sismofácies dominadas por refletores plano-paralelos e geometria externa do conjunto das litofácies tabular, sem variação de espessura.

Metodologicamente, este trabalho buscou analisar os padrões das sismofácies e das geometrias

externas dos conjuntos destas sismofácies e compará-los com os padrões clássicos dos estratos em bacias com geometria do tipo “sag”.

Para este tipo de análise e discussão

utilizaram-se os mapas de isópaca da Formação Barra Velha (Figura 8) e seções sísmicas mostrando os padrões de sismofácies e a geometria externa desta formação (Figuras 9 e 10).

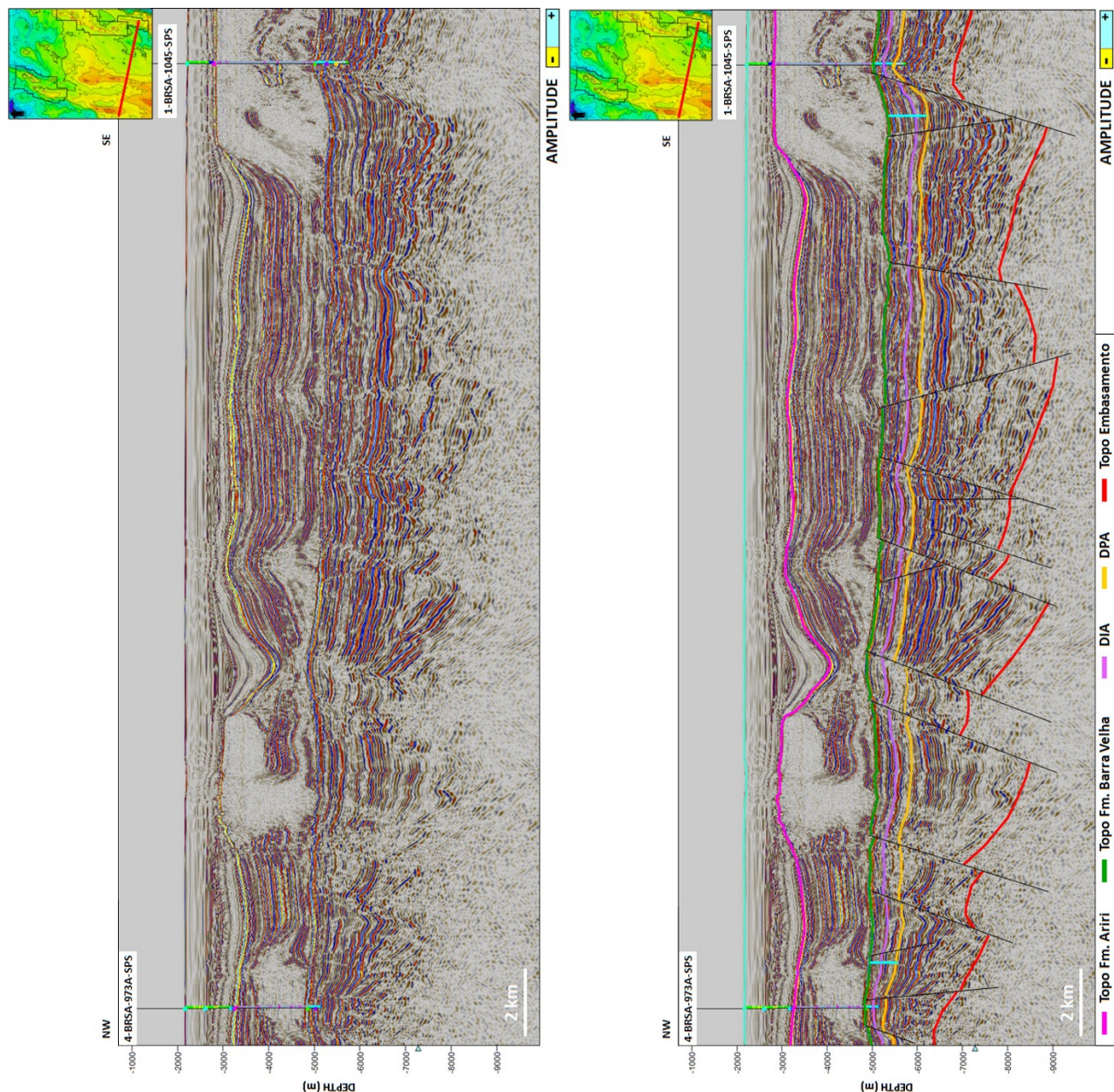


Figura 9 - Linha sísmica 3D passando pelos poços 4-BRSA-973-SPS e 1-BRSA-1045-SPS com seus perfis litológicos (para detalhe dos perfis litológicos dos poços ver figura 11). À esquerda, sem interpretação. À direita, interpretada: as retas verticais em azul claro mostram a variação de espessura ao longo da sessão. DIA = Discordância Intra-Alagoas; DPA = Discordância Pré-Alagoas. O mapa de localização da sessão sísmica mostra o mapa do topo da Formação Barra Velha. Exagero vertical de 2,5x.

O mapa de isópaca da Formação Barra Velha revela variação de espessura de até 1200 m, porém, como este é um valor extremo e localiza-se, na curva de distribuição estatística, muito distante da moda ele não será considerado como representativo para a discussão.

Os valores de variações de espessura mais representativos na distribuição estatística mostram que estas estão em torno de 450 m.

Considerando que a área de estudo mapeada neste trabalho possui 230 km², portanto muito pequena quando comparada com a área da bacia como um todo (350.000 km²), pode-se afirmar que as variações de espessura da Formação Barra Velha nesta pequena área analisada não são compatíveis com o comportamento esperado para o padrão estratal de depósitos em bacias com geometria do tipo “sag”.

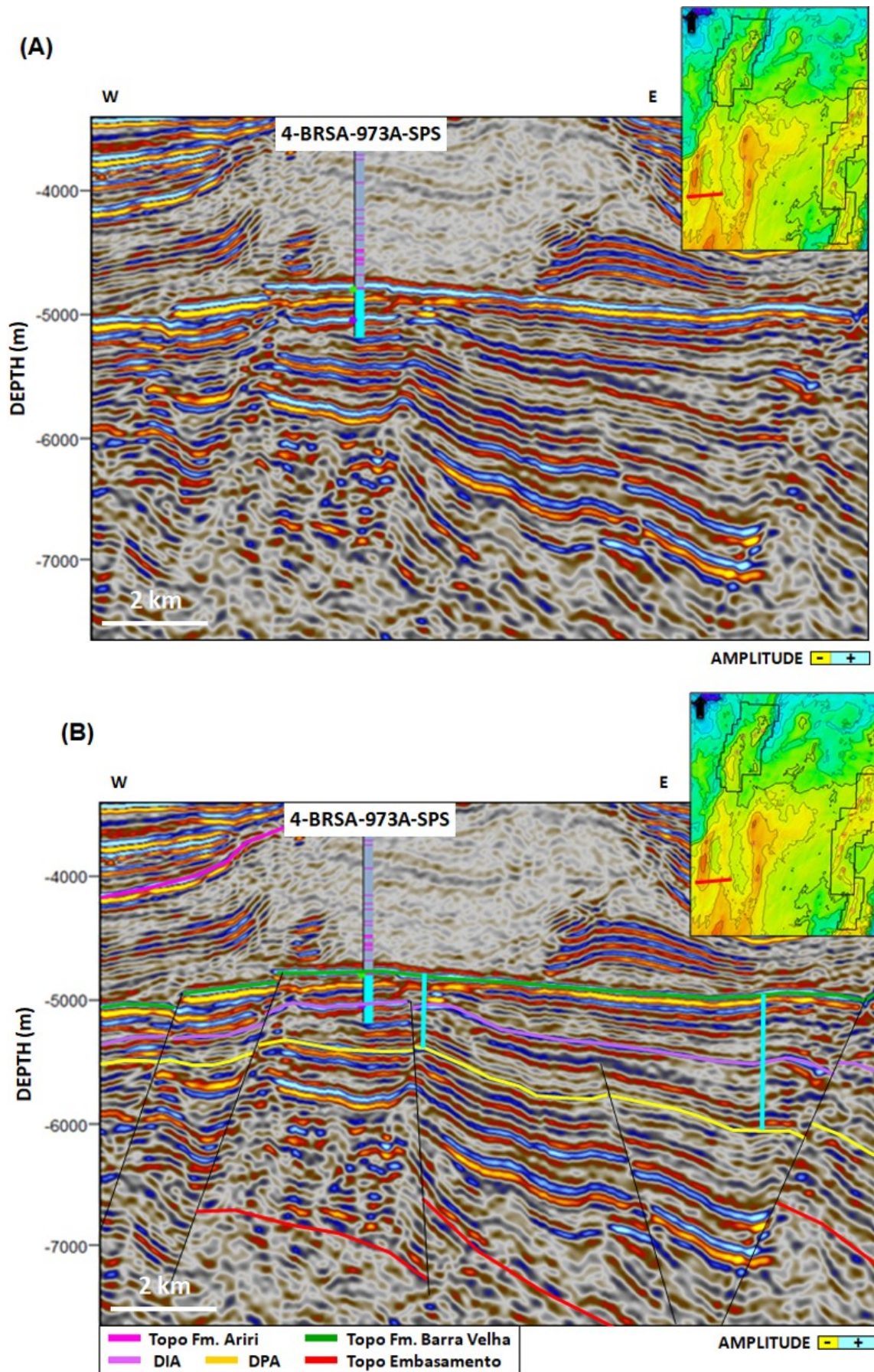


Figura 10 - Sísmica 3D em profundidade mostrando o aumento de espessura através das retas verticais em azul claro. Esse crescimento de sessão apresenta sismofácies divergente associada. Figura A mostra a sísmica sem interpretação e figura B exhibe a interpretação. DIA = Discordância Intra-Alagoas; DPA = Discordância Pré-Alagoas. Para detalhe do perfil litológico do poço ver figura 11. O mapa de localização da sessão sísmica mostra o mapa do topo da Fm. Barra Velha. Exagero vertical de 2,5x.

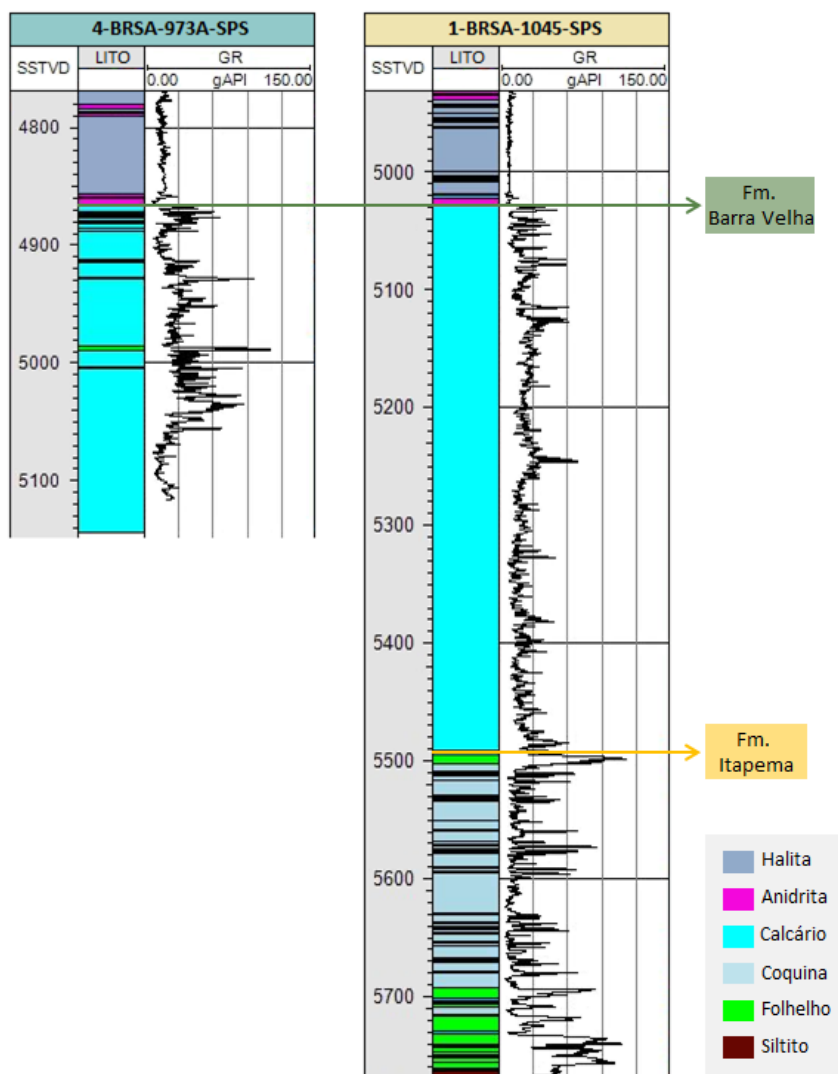


Figura 11 - Poços 4-BRSA-973A-SPS e 1-BRSA-1045-SPS com seus respectivos perfis litológico e raio gama e marcadores de poço (*well-tops*) para a seção pré-sal.

Este padrão de variação de espessura relativamente abrupta para uma área pequena dentro da bacia é também claramente evidenciado em seções sísmicas em profundidade (Figuras 9 e 10).

Os valores modais de espessura mostrados na curva de distribuição estatística do mapa de isópacas da Formação Barra Velha (Figura 8) revelam que as variações de espessura da Fm. Barra Velha também não são compatíveis com um típico padrão rifte.

A análise das seções sísmicas em profundidade mostradas nas figuras 9 e 10 corrobora tal postulação. As seções sísmicas em questão mostram ainda que várias falhas da fase rifte atravessam integralmente a Formação Barra Velha chegando até os depósitos evaporíticos evidenciando atividade tectônica mecânica decorrente de estiramento crustal por toda a chamada fase pós-rifte da bacia

Este caráter ambíguo da evolução tectono-estratigráfica da fase pós-rifte na Bacia de

Santos, evidenciado pelas análises levadas a cabo neste trabalho pode ser explicado pelos mais recentes modelos empíricos para a evolução do estiramento litosférico culminando com ruptura continental (*breakup*).

Historicamente, o modelo clássico para as margens continentais distensivas é o modelo de McKenzie (1978).

Este modelo, que há quatro décadas tem sido um paradigma consubstanciando a discussão sobre a evolução tectonoestratigráfica de bacias sedimentares relacionadas a este tipo de ruptura continental, estabelece que o processo de estiramento litosférico se dá de forma constante e uniforme. O produto deste processo é uma margem estirada com riftes apresentando geometrias regulares e terminando exatamente no limite de crosta continental-oceânica.

Com base neste paradigma, imediatamente sobrepondo-se aos riftes deveria aparecer a seção deposicional da fase drifte, típica de mar aberto.

Porém, a plethora de dados sísmicos e de

poços das duas últimas décadas nas bacias da margem leste brasileira, principalmente nas Bacias de Santos e Campos, tem mostrado que não é isso que acontece, ou seja, sobrepondo-se à fase tectônica tipicamente de rifte e subpondo-se à fase tectônica tipicamente de drifte, aparece uma seção estratigráfica com características ambíguas, tanto de subsidência mecânica relacionada ao estiramento crustal (rifte), quanto de subsidência termal, típica da fase drifte.

Tal abundância de evidências requer uma mudança de paradigma relacionada ao modelo empírico usado para consubstanciar a discussão da evolução tectonoestratigráfica de bacias relacionadas a margens distensivas.

Neste trabalho propõe-se que o modelo empírico de estiramento litosférico polifásico apresentado por Perón-Pinvidic & Manatschal (2009) pode oferecer explicações mais apropriadas e coerentes com os dados observados nas bacias de margens continentais passivas, no caso específico representadas pela Bacia de Santos.

Segundo este modelo, o estiramento litosférico se dá em 3 fases distintas no tempo e não uniformes em relação à espessura da litosfera. Durante a primeira fase, denominada de “fase de estiramento”, ocorre a abertura dos riftes.

Durante a segunda fase, chamada de “fase de afinamento”, ocorre a conexão de falhas nas porções rúpteis tanto da crosta superior quanto do manto superior, produzindo um afinamento abrupto da litosfera.

Nesta fase, apesar das tensões ainda serem predominantemente distensiva, a maior parte da movimentação é acomodada nas grandes falhas de descolamento resultantes da conexão de falhas tanto na crosta quanto no manto rúptil.

Apesar disso, alguma ativação tectônica pode

ainda acontecer nos riftes. Na terceira fase, acontece imediatamente anterior à ruptura continental (*breakup*), ocorre exumação do manto litosférico.

O modelo proposto para a evolução tectonoestratigráfica da Formação Barra Velha é que a mesma, e também a Formação Ariri, ou seja, toda a seção pós-rifte na Bacia de Santos foi depositada após a fase de “estiramento” de acordo com o modelo de Perón-Pinvidic & Manatschal (2009) e antes da ruptura continental.

Esta premissa inicial aponta para as fases de “afinamento” e “exumação do manto”. O dado sísmico analisado mostra claramente que o padrão tectonoestratigráfico subjacente aos depósitos da fase pós-rifte na área de estudo são clássicos meio-riftes, não sendo identificado nenhum padrão compatível com exumação do manto, todavia, Zalán et al. (2011) propõem uma região de exumação do manto na Bacia de Santos em porções mais distais em relação à área de estudo.

O tempo atribuído por Moreira et al (2007) para o desenvolvimento da fase pós-rifte (cerca de 10 milhões de anos) é compatível com o tempo de desenvolvimento das duas fases, quais sejam “afinamento” e “exumação” (Perón-Pinvidic & Manatschal, 2009).

O modelo proposto neste trabalho levanta a hipótese de que após o rápido afinamento litosférico ocorrido na fase homônima, começou a haver uma lenta subsidência termal causada pelo reequilíbrio térmico da astenosfera após a rápida subida, ao mesmo tempo, pelo fato de ainda não ter acontecido a ruptura continental (*breakup*) esforços distensivo ainda estavam presentes.

Esta combinação de esforços acontecida entre as fases de afinamento e exumação teria sido, portanto, a responsável pelo caráter tectonoestratigráfico ambíguo da Formação Barra Velha.

CONCLUSÕES

Este trabalho foi baseado inteiramente em interpretação de dados sísmicos e de poços. O tipo de análise aqui desenvolvida é comum no âmbito da indústria de exploração e exploração de óleo e gás, mas, devido ao fato de existir um rigoroso controle comercial dos dados analisados, principalmente sísmicos, a Academia, historicamente, tinha acesso apenas limitado a tais dados, portanto, pouco se produzia no constante à análise científica desta base de dados. Recentemente, no âmbito dos projetos de PD&I e com grande monta de dados sísmicos e de poços estarem

finalmente públicos e passíveis de serem acessados pela Academia iniciou-se uma fase de intensa produção acadêmica sobre os dados citados.

Este trabalho, produzido neste contexto, propõe interpretações ainda não publicadas, portanto, de caráter inédito para o público externo, fora do âmbito da indústria. As principais conclusões aqui encontradas foram:

1- A seção sedimentar da fase chamada de pós-rifte na Bacia de Santos, composta pelas formações Barra Velha e Ariri, foi depositada em

um contexto tectônico misto que combinou subsidência termal generalizada da bacia com subsidência mecânica localizada, devido a algumas falhas da fase rifte permanecerem ativas durante toda a chamada fase pós-rifte.

2- No contexto da evolução tectônica de

rifteamento seguido de *breakup* da Bacia de Santos, a Formação Barra Velha foi depositada durante a fase de afinamento litosférico e, possivelmente, de exumação do manto, de acordo com o modelo proposto por Perón-Pinvidic & Manatschal (2009).

AGRADECIMENTOS

Este artigo é resultado do projeto de mestrado da aluna Suzana Faria Chula Ribeiro da Silva, autora principal, pelo Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, a qual agradece ao Prof. Dr. Jorge de Jesus Picanço de Figueiredo, PhD, mentor e orientador, também coautor, por todos os ensinamentos passados, discussões sobre o tema e suporte na elaboração e revisão deste trabalho. A autora agradece ainda o pesquisador Pedro Coelho, também coautor, pelo suporte nos assuntos relacionados aos métodos geofísicos.

A autora agradece a Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis – ANP por ter cedido os dados digitais através da política de transferência de dados públicos para fins acadêmicos para a realização desta pesquisa (Resolução ANP nº 1 de 14/01/2015) e à Schlumberger pelas licenças acadêmicas do Petrel e Techlog utilizadas neste trabalho. Esta pesquisa foi realizada em associação com o projeto de P&D registrado como ANP 20225-9 (PRESAL - Caracterização geológica de reservatórios de carbonato do pré-sal da Bacia de Santos, correlatos e análogos), financiado pela Shell Brasil, como parte do “Compromisso com Investimentos em Pesquisa e Desenvolvimento” da ANP - Agência Nacional Brasileira de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis.

REFERÊNCIAS

- ALLEN, P.A. & ALLEN, J.R. **Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment**. John Wiley & Sons, 632 p., 2013.
- AMARAL, P.J.; MAUL, A.; FALCÃO, L.; GONZÁLEZ, M.; GONZÁLEZ, G. Estudo Estatístico da Velocidade dos Sais na Camada Evaporítica na Bacia de Santos. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 14th. 2015. Rio de Janeiro. **Actas**...Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 2015.
- DEMERCIAN, L.S. **A halocinese na evolução do Sul da Bacia de Santos do Aptiano ao Cretáceo Superior**. Rio Grande do Sul, 1996. 201p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- FRANÇOLIN, J.B.L. & SZATMARI, P. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. **Revista Brasileira de Geologia**, v.17, p. 196-207, 1987.
- JUSTEN, J.C.R.; VARGAS, E.A.; ALVES, I.; SOUZA, A.L.S. Análise das propriedades elásticas de rochas e minerais evaporíticos. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 13th. 2013. Rio de Janeiro. **Proceedings**...Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 2013.
- KARNER, G.D. & GAMBÔA, L.A.P. Timing and origin of the South Atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporites. **Geological Society**, London, Special Publications, v. 285, n. 1, p. 15-35, 2007.
- MASCLE, J. Atlantic-type continental margins: distinction of two basic structural types. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 48, p. 149-155, 1976.
- MCKENZIE, D. Some remarks on the development of sedimentary basins. **Earth Planet Sci Lett**, v. 40, p. 25-32, 1978.
- MOREIRA, J.L.P.; MADEIRA, C.V.; GIL, J.A.; MACHADO, M.A.P. Bacia de Santos. Rio de Janeiro. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, 531-549, 2007.
- PEATE, D.W. The Parana-Etendeka Province. **Geophysical Monograph-American Geophysical Union**, v. 100, p. 217-246, 1997.
- PEREIRA, M.J. & MACEDO, J.M. A Bacia de Santos: Perspectivas de uma Nova Província Petrolífera na Plataforma Continental Sudeste Brasileira. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 4, n. 11, p. 3-11, 1990.
- PÉRON-PINVIDIC, G. & MANATSCHAL, G. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. **International Journal of Earth Sciences**, v. 98, n. 7, p. 1581-159, 2009.
- QUIRK, D.G.; HERTLE, M.; JEPPESEN, J.W.; RAVEN, M.; MOHRIAK, W.U.; KANN, D.J.; MENDES, M.P. Rifting, subsidence and continental break-up above a mantle plume in the central South Atlantic. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 369, n. 1, p. 185-214, 2013.
- RABINOWITZ, P.D. & LABRECQUE, J. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 84, n. B11, p. 5973-6002, 1979.
- STANTON, N.; PONTE-NETO, C.; BIJANI, R.; MASINI, E.; FONTES, S.; FLEXOR, J.M. A geophysical view of the Southeastern Brazilian margin at Santos Basin: Insights into rifting evolution. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 55, p. 141-154, 2014.
- SZATMARI, P.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; LANA, M.D.C.; MILANI, E.J.; LOBO, A.P. Mecanismo tectônico do rifteamento Sul-Atlântico. In: BRAZILIAN GEOLOGICAL CONGRESS, 33. Rio de Janeiro. 1984. **Proceedings**...Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984, p. 1589-1601.
- ZALÁN, P.V.; SEVERINO, M.D.C. G.; RIGOTI, C.A.; MAGNAVITA, L.P.; OLIVEIRA, J.A.B.; VIANNA, A.R. An entirely new 3D-view of the crustal and mantle structure of a South Atlantic passive margin–Santos, Campos and Espírito Santo basins, Brazil. In: AAPG ANNUAL CONFERENCE AND EXHIBITION, 2011. Houston. **Actas**...Houston: AAPG, 2011, v. 10, n. 13.

Submetido em 23 de março de 2020

Aceito para publicação em 3 de fevereiro de 2021