

Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências Faculdade de Geologia

Jefter Natan de Moraes Caldeira

Caracterização estrutural da seção Pré-Sal na porção central do Alto Externo da Bacia de Santos, através da análise estrutural de dados sísmicos.

> Rio de Janeiro 2018

Jefter Natan de Moraes Caldeira

Caracterização estrutural da seção Pré-Sal na porção central do Alto Externo da Bacia

de Santos, através da análise estrutural de dados sísmicos.

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Orientador: Prof. Dr. Julio Cesar Horta de Almeida Coorientador: Dr. Mario Neto Cavalcanti de Araújo

CATALOGAÇÃO NA FONTE UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

C146 Caldeira, Jefter Natan de Moraes. Caracterização estrutural da seção Pré-Sal na porção central do Alto Externo da Bacia de Santos, através da análise estrutural de dados sísmicos. / Jefter Natan de Moraes Caldeira. - 2018. 113 f. : il. Orientador: Julio Cesar Horta de Almeida. Coorientador: Mario Neto Cavalcanti de Araújo. Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia. 1. Geologia estrutural - Santos, Bacia de (SP) - Teses. 2. Facies (Geologia) - Santos, Bacia de (SP) - Teses. 3. Petrologia -Santos, Bacia de (SP) - Teses. 4. Prospecção sísmica - Santos, Bacia de (SP) - Teses. 5. Falhas (Geologia) - Santos, Bacia de (SP) - Teses. 6. Pré-sal - Santos, Bacia de (SP) - Teses. I. Almeida, Julio Cesar Horta de. II Araújo, Mario Neto Cavalcanti de. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título. CDU 551.26(815.6)

Bibliotecária responsável: Fernanda Lobo / CRB-7: 5265

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação, desde que citada a fonte.

Jefter Natan de Moraes Caldeira

Caracterização estrutural da seção Pré-Sal na porção central do Alto Externo da Bacia de Santos, através da análise estrutural de dados sísmicos.

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de bacias

Aprovada em 25 de abril de 2018.

Coorientador : Dr. Mario Neto Cavalcanti de Araújo

Petróleo Brasileiro S.A

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Julio Cesar Horta de Almeida (Orientador) Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Webster Ueipass Mohriak Faculdade de Geologia – UERJ

Dr. Marcos Roberto Fetter Lopes Petróleo Brasileiro S.A

> Rio de Janeiro 2018

DEDICATÓRIA

Às mulheres que mais influenciam na direção e sentido da minha vida, minha mãe, Sayonara, e minha esposa Ana Paula.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a minha esposa Ana Paula Tanaka pela paciência, compreensão e carinho, principalmente neste último ano de mútua dedicação para que pudéssemos minimizar a distância física.

Agradeço aos meus pais Sérgio e Sayonara, por todo apoio incondicional para toda e qualquer oportunidade de aprendizado na minha vida.

Aos meus sogros queridos, Maritza e Antônio Tanaka.

Ao orientador Prof. Dr. Julio Almeida pela leveza, profissionalismo e companheirismo na condução da orientação ao longo destes dois anos.

Ao coorientador Dr. Mário Neto de Araújo pelas discussões, disposição e incentivo.

A PETROBRAS, em especial ao geólogo Dr. Carlos Bruhn e ao gerente de Geologia de Reservatórios Ednilson Freire pela confiança depositada no trabalho dos técnicos da empresa e pelos esforços na disponibilização dos dados para este trabalho. Aos meus gerentes imediatos ao longo deste período pelo apoio na gestão para conciliação entre os períodos dedicados ao mestrado e às obrigações junto a companhia. Ao geofísico Alexandre Maul pelo apoio nas questões da sísmica. Aos demais colegas que me deram um suporte de forma direta ou indireta para trabalhar com estes dados tão bem adquiridos e processados.

Aos meus colegas e amigos de trabalho pelo companheirismo essencial, em especial a geóloga Junia Casagrande, quem desde o início me incentivou e me apoiou na realização deste mestrado, e a geofísica Paula Gomes, minhas amigas e parceiras de baia.

Aos meus amigos residentes no Rio, Alexandre Zanatta, Daniel Galvão, Dora Altman, Julio Sanglard, Isadora Santini, Marcus Santini, Marina Magalhães, Michael McMaster, Paulo Koch, Pedro Barata e Viviane Shimizu. Muito obrigado pelo companheirismo!

A UERJ, instituição guerreira cujos professores, servidores e alunos seguem resistindo bravamente ao desmonte provocado pelas políticas de desincentivo à educação pública de qualidade!

Al fin y al cabo, somos lo que hacemos para cambiar lo que somos. *Eduardo Galeano*

RESUMO

CALDEIRA, Jefter Natan de Moraes. Caracterização estrutural da seção Pré-Sal na porção central do Alto Externo da Bacia de Santos, através da análise estrutural de dados sísmicos. 2018. 111 f. Dissertação (Mestrado em Análise de Bacias) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2017.

O presente trabalho faz uso de técnicas da geologia estrutural para caracterizar uma área chave no setor central do Alto Externo da Bacia de Santos (AEBS), que representa um marco na indústria do petróleo por ser o sítio das grandes descobertas das acumulações do pré-sal na margem sudeste brasileira. O objetivo deste trabalho foi o de entender quais são as feições estruturais que condicionam as mudanças no padrão estrutural dos sub-altos a NE e a SW da área de estudo. A abordagem adotada que consistiu da interpretação sísmica de horizontes e falhas, auxiliada pela extração de atributos (no caso Variância) permitiu a realização de uma série de análises estruturais e estatísticas que culminaram com a construção de um modelo tridimensional dos elementos estruturais caracterizados. O arcabouço obtido exibe uma dominância de falhas de direção N27E persistente nos diferentes horizontes analisados indicando um forte controle da trama do embasamento. A disposição dos elementos estruturais permitiu a definição de dois domínios principais, separados por uma zona de acomodação de direção ~N-S na transição entre os domínios. No domínio oeste predominam falhas em estilo dominó com mergulhos para NW, enquanto o domínio leste possui um estilo estrutural mais simétrico edificado em horsts e grabens. Conforme a expectativa, estimativas de deformação conduzidas sobre o rejeito das falhas para cada horizonte indicam uma queda significativa na intensidade de falhamentos na passagem entre a seção rifte e pós-rifte, onde o percentual de área falhada é cerca de três vezes menor. As propriedades de falha, rejeito máximo (d_{max}) e comprimento (L) são regidas pela equação d_{max} $= cL^n$, o coeficiente n desta equação aumenta gradativamente conforme analisamos os horizontes inferiores na estratigrafia e essa relação tem potencial para indicar o estágio evolutivo na interação e conexão entre os segmentos de falha, de modo que quanto maior o coeficiente n, maior o potencial de conexão entre os segmentos de falha. A caracterização tridimensional da geometria e interação entre os planos de falha nos horizontes estratigráficos selecionados mostrou diferentes estágios de desenvolvimento e destruição de rampas de revezamento, que são feições presentes na área com dimensões na escala de centenas a milhares de metros e razão de aspecto compatível com rampas de revezamento descritas em outras bacias sedimentares. A interpretação dos resultados obtidos neste trabalho concorda com a cinemática transtrativa sinistral do lineamento Helmut que limita o AEBS à sudeste fazendo aproximadamente 45° com as falhas normais descritas na área estudada.

Palavras-chave: Interpretação sísmica; Análise estrutural; Sistemas distensivos; Interação e conexão de falhas; Rampas de revezamento.

ABSTRACT

CALDEIRA, Jefter Natan de Moraes. **Structural characterization of the rift section in the central portion of the Outer High of Santos Basin**. 2017. 111 f. Dissertação (Mestrado em Análise de Bacias) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

This study uses techniques of structural geology to characterize a key area within the central portion of the Outer High of the Santos Basin (AEBS), a regional feature which is considered to be a landmark in the oil industry as it contains many of the largest discoveries of pre-salt reserves of the southeastern Brazilian margin. The main objective of this study is to understand which structures control the changes in the structural patterns observed across the two sub-highs of the AEBS. The tridimensional structural framework of the area was constructed through seismic interpretation of horizons and faults, aided by the seismic attributes extraction (Variance). The study area is dominated by NNE-striking faults, and this direction (N27E) is persistent across all stratigraphic levels suggesting a strong basement control on faulting within this portion of the basin. The area was subdivided in two domains separated by a north-south oriented accommodation zone. Domino-style faulting with northwestward dipping faults prevails in the western domain, while the eastern domain presents a symmetrical structural architecture characterized by horsts and grabens. As expected, strain evaluations of the fault displacement for each horizon indicates a substantial decrease in the intensity of faulting intensity within the post-rift section in comparison with the underlying syn-rift section. The fault properties maximum displacement (d_{max}) and fault length (L) can be related to each other by the equation $dmax = {}_{c}L^{n}$. We observed that the n coefficient of this equation gradually increases from the upper to lower stratigraphic horizons, indicating a greater connectivity between the fault segments in the older lithostratigraphic units. This information helps describe the evolution of faulting in the basin, and the tridimensional characterization of the geometry and interaction between fault planes revealed different stages of development and destruction of the relay ramps. Such features are frequently observed in the area and range in size from hundreds to thousands of meters in length, displaying an aspect ratio compatible with relay ramps described within other basins. The interpretation of the results of this study agrees with the sinistral transtensive kinematics of the Helmut lineament that defines the south-eastern limit of the AEBS and forms an angle of approximately 45° with the direction of the majority of the normal faults described in the study area.

Keywords: seismic interpretation; structural analysis; extensional systems; fault; interaction; connection; relay ramps.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Mapa de localização da área estudada	19		
Figura 2 –	Mapa de regional da Bacia de Santos com a representação das			
	principais feições tectônicas	20		
Figura 3 –	Mapa da localização dos poços da área de estudo	23		
Figura 4 –	Insumos e processos para geração de um sismograma sintético	23		
Figura 5 –	O atributo de variância como ferramenta de auxílio no mapeamento			
	sísmico de estruturas	25		
Figura 6 –	Malha de interpretação sísmica dos horizontes	26		
Figura 7 –	Etapas de extração de dados estruturais a partir da sísmica	27		
Figura 8 –	Classificação para estruturas de segmentação regionais em sistemas			
	distensionais	29		
Figura 9 –	Aspectos geométricos e deformacionais envolvendo a formação e			
	desenvolvimento de uma rampa de revezamento	31		
Figura 10 –	Perspectiva da rampa de revezamento Devil's Lane em Utah	32		
Figura 11 –	Gráfico Log-log de sobreposição da rampa por separação da rampa	33		
Figura 12 –	Estágios de evolução da interação entre dois segmentos de falha			
	subparalelos com perfis de rejeito correspondentes	35		
Figura 13 –	Posicionamento dos cinturões Neoproterozoicos e os crátons na			
	reconstrução do Gondwana Ocidental	38		
Figura 14 –	Mapa tectônico com o cenário pré-breakup reconstruído entre América			
	do Sul e Oeste da África	39		
Figura 15 –	Principais feições morfotectônicas da margem sudeste brasileira	44		
Figura 16 –	Extrato das Super Sequências Rifte e Pós-Rifte da Carta Estratigráfica			
	da Bacia de Santos	42		
Figura 17 –	Poço tipo da Formação Piçarras em contato com a Formação Itapema			
	(sobreposta) e Formação Camboriú (sotoposta)	44		
Figura 18 –	Poço tipo da Formação Itapema em contato com a Formação Barra			
	Velha e comparação com o poço 1 da área estudada	46		
Figura 19 –	Mapa de contorno estrutural da discordância de Moho (profundidade			
	do manto)	48		

Figura 20 –	Seção sísmica-geológica de contextualização regional da área 50				
Figura 21 –	- Evolução dos microblocos São Paulo Oeste (SPW) e São Paulo Leste				
	(SPE)	51			
Figura 22 –	Contexto paleotopográfico e paleoambiental das margens brasileira e				
	africana	53			
Figura 23 –	Mapa estrutural da base do sal definindo o contorno do AEBS	54			
Figura 24 –	Seção sísmica composta X-Y	55			
Figura 25 –	Seção sísmica composta Z-Z'	55			
Figura 26 –	Mapa estrutural da DBS com localização das seções sísmicas	56			
Figura 27 –	Seção sísmica 1	57			
Figura 28 –	Padrões de sismofácies num intervalo rifte e as principais sismofácies				
	descritas na área estudada	58			
Figura 29 –	Seção sísmica 2	59			
Figura 30 –	Localização e aspectos geométricos de estruturas cônicas no horizonte				
	DPJ	61			
Figura 31 –	Seção sísmica 3	62			
Figura 32 –	Seção sísmica 4	65			
Figura 33 –	Histogramas de azimutes e ângulo de mergulho das falhas	66			
Figura 34 –	Mapas das propriedades de falha	67			
Figura 35 –	Seção sísmica strike A – A'	67			
Figura 36 –	Quadro dos estereogramas de falhas por unidade litoestratigráfica	68			
Figura 37 –	Representação 3D do rejeito das falhas	70			
Figura 38 –	Gráfico de frequência acumulada de rejeitos máximos de falhas para				
	cada horizonte	70			
Figura 39 –	Mapa das falhas com os valores de rejeito plotados	71			
Figura 40 –	Relação entre rejeito máximo e comprimento máximo de falha para				
	cada horizonte mapeado	72			
Figura 41 –	Gráfico de percentual de área falhada para os horizontes mapeados	73			
Figura 42 –	Padrões de rompimento das rampas de revezamento da área estudada	74			
Figura 43 –	Mapa de localização das falhas avaliadas no perfil de rejeitos	75			
Figura 44 –	Gráfico de perfis de rejeito absoluto das seis falhas alinhadas				
	mostradas na figura 43	76			
Figura 45 –	Gráfico de relação entre sobreposição e separação das falhas nas zonas				

	de revezamento	77
Figura 46 –	Gráfico comparativo das médias dos ângulos de mergulho nas rampas	
	de revezamento e em todo horizonte	78
Figura 47 –	Mapa de anomalia magnética da derivada reduzida ao polo da Bacia de	
	Santos e interpretações estruturais	80
Figura 48 –	Mapas de domínios estruturais para a área estudada e respectivos	
	estereogramas	81
Figura 49 –	Comparação entre as falhas em estilo dominó de Gullfaks e da área	
	estudada	83
Figura 50 –	Estágios de interação entre os segmentos de falha em 3D e sua	
	correspondência nas relações entre d_{max} e L	85
Figura 51 –	Geometria tridimensional geral de uma zona de falha da área estudada	85
Figura 52 –	Gráfico Log-log de sobreposição da rampa por separação da rampa	
	comparando com os dados da área estudada	87

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

PSDM	Pre-Stack Depth Migration – Migração pré-empilhamento em profundidade			
AEBS	Alto Externo da Bacia de Santos			
Ma	Milhões de anos			
UTM	Universal Transversa de Mercator			
Fm.	Formação			
ARI	Fm. Ariri			
BVE	Fm. Barra Velha			
ITP	Fm. Itapema			
PIÇ	Fm. Piçarras			
CAM	Fm. Camboriú			
GR	Gamma Ray			
DTCO	Sônico compressivo			
RD	Resistividade Profunda			
NPHI	Porosidade neutrônica			
RHOB	Densidade			
TWT	Two-way-time (tempo de trânsito duplo)			
DTB	Discordância do topo do basalto			
DPJ	Discordância pré-jiquiá			
DPA	Discordância pré-alagoas			
DIA	Discordância intra-alagoas			
DBS	Discordância da base do sal			
Km	Quilômetro			
gAPI	Grau API			
g/cm ³	Gramas por centímetro cúbico			
us/ft	Microssegundos por pés			
d _{max}	Rejeito máximo de falha			
L	Comprimento máximo de falha			

LISTA DE SÍMBOLOS

- σ Variância
- Σ Somatório
- β Beta Interseção entre planos pares conjugados em estereograma
- Θ Theta Ângulo de fricção interna
- γ Deformação cisalhante

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	15
1	PROBLEMÁTICA E OBJETIVO	17
1.1	Localização	17
1.2	Problemática geológica	17
1.3	Objetivo	19
2	MATERIAIS E MÉTODOS	21
2.1	Poços e perfis	21
2.2	Dados sísmicos	21
2.3	Amarração sísmica-poço	22
2.4	Atributo sísmico	24
2.5	Interpretação sísmica	25
2.6	Tratamento de dados estruturais	27
3.1	SEGMENTAÇÃO, CONEXÃO E DESENVOLVIMENTO DE	
	FALHAS EM SISTEMAS DISTENSIVOS	28
3.2	Introdução	28
3.3	Zonas de acomodação	29
3.4	Zonas de transferência	30
3.5	Interação entre falhas e rampas de revezamento	31
4	CONTEXTO TECTÔNICO E ESTRATIGRÁFICO	36
4.1	Geologia Regional	36
4.1.1	Geologia do embasamento	37
4.1.2	Feições morfotectônicas da Bacia de Santos	40
4.2	Estratigrafia da seção rifte e pós-rifte da Bacia de Santos	42
4.2.1	Grupo Guaratiba	43
4.2.1.1	Formação Camboriú	43
4.2.1.2	Formação Piçarras	43
4.2.1.3	Formação Itapema	44
4.2.1.4	Formação Barra Velha	45
4.2.1.5	Formação Ariri	45
4.3	Arcabouço Estrutural da Bacia de Santos	47

4.4	Contexto tectônico do Alto Externo da Bacia de Santos	52
5	RESULTADOS	56
5.1	Análise estrutural descritiva dos horizontes e unidades mapeadas	58
5.1.1	Discordância do topo dos basaltos (DTB) e Formação Camboriú	58
5.1.2	Discordância Pré-Jiquiá (DPJ) e Formação Piçarras	60
5.1.3	Discordância Pré-Alagoas (DPA) e Formação Itapema	62
5.1.4	Discordância Intra-Alagoas (DIA) e Formação Barra Velha inferior	63
5.1.5	Discordância da base do sal (DBS) e Formação Barra Velha superior	64
5.2	Análise estrutural descritiva das falhas	65
5.2.1	Análise dos rejeitos de falha	69
5.3	Caracterização das rampas de revezamento	74
6	DISCUSSÃO	79
6.1	Interpretação cinemática e correlação com megaestruturas regionais	79
6.2	Domínios estruturais e contexto da área estudada na região do Alto	
	Externo	80
6.3	Geometria e desenvolvimento dos segmentos de falhas nos horizontes	
	mapeados	84
6.4	Rampas de revezamento e comparação com dados da literatura	86
6.5	Quadro sintético da geologia estrutural da área	88
	CONCLUSÕES	90
	REFERÊNCIAS	93
	APÊNDICE A – Poços usados na amarração sísmica-poço	103
	APÊNDICE B – Seção de zoneamento poços NW-SE	105
	APÊNDICE C – Mapas estruturais dos horizontes mapeados	107
	APÊNDICE D – Mapas de isópacas das unidades litoestratigráficas	110

INTRODUÇÃO

Uma década após a descoberta dos volumes e do potencial das jazidas do pré-sal na Bacia de Santos, com a perfuração do prospecto Tupi no bloco BMS-11 em 2006 (Berman, 2008; Carminatti et al., 2008; Mohriak et al., 2012), extensivos estudos exploratórios foram conduzidos sobre o arcabouço tectônico e estratigráfico da bacia mais prolífica da margem sudeste brasileira. Em setembro de 2008, deu-se o início da produção de óleo no pré-sal da Bacia de Santos e o desenvolvimento da produção foi acompanhado da aquisição de novos recursos como dados sísmicos e dados de poços, o que vêm possibilitando a melhor representação da geometria das acumulações e, consequentemente, das estruturas que edificam, controlam e deformam as sequências rifte e pós-rifte da Bacia de Santos. Nesta dissertação, alguns destes recursos foram utilizados a fim de caracterizar, através da análise estrutural de dados sísmicos, o setor central de uma importante feição da Bacia de Santos, polo de algumas das principais descobertas das acumulações do pré-sal brasileiro. Por questões de sigilo, omitiu-se o nome do campo de produção e dos poços inseridos na área de estudo.

Esta dissertação está organizada em seis capítulos de modo a refletir a sequência dos procedimentos realizados no presente trabalho. O capítulo 1 é o mais breve pois basicamente apresenta a localização, problemática e o objetivo principal deste estudo.

O capítulo 2 é destinado à descrição de dois assuntos: os materiais disponibilizados para este trabalho, incluindo dados sísmicos, poços e *software*; e os métodos adotados para desenvolver as análises, tais como a amarração sísmica-poço, a extração de atributos sísmicos, a interpretação sísmica e o tratamento de dados estruturais.

No capítulo 3 faz-se um apanhado da arquitetura de sistemas rifte com foco nas estruturas que possuem a função de individualizar compartimentos estruturais nos sistemas distensivos. Neste capítulo, também são abordados aspectos teóricos sobre a interação entre segmentos de falha e rampas de revezamento.

O capítulo 4 apresenta o contexto tectônico e o arcabouço estratigráfico da Bacia de Santos. Os itens abordados neste capítulo são: geologia regional; geologia do embasamento; aspectos morfotectônicos regionais; a estratigrafia da seção rifte e pós rifte; arcabouço estrutural da Bacia de Santos; e o contexto tectônico do Alto Externo da Bacia de Santos (AEBS). Os principais produtos deste trabalho estão descritos no capítulo 5. A primeira parte é dedicada a descrição dos dados, horizontes, unidades litoestratigráficas, sismofácies características e aspectos deposicionais. O segundo item apresenta uma análise estrutural descritiva das falhas interpretadas. Por fim, o terceiro item trata da caracterização das rampas de revezamento.

O capítulo 6 discute os resultados apresentados no capítulo 5, sendo o primeiro item dedicado a interpretação cinemática e correlação com as megaestruturas da bacia. Posteriormente, a área é subdividida em domínios estruturais que são caracterizados e contextualizados na estrutura do AEBS. Os dois itens posteriores, tratam das análises de geometria de falha e rampas de revezamento, bem como suas correlações com dados da literatura. Por fim, é apresentado um quadro sintético do arcabouço estrutural da área estudada.

O capítulo de conclusão encerra a parte textual da dissertação listando as principais considerações sobre os tópicos discutidos e suas implicações para o desenvolvimento das estruturas mapeadas na Bacia de Santos.

Os Apêndices foram nomeados de A a D, são eles: A – Poços usados na amarração sísmica-poço; B – Seção de zoneamento de poços NW-SE; C – Mapas estruturais dos horizontes mapeados; D – Mapas de isópacas das unidades litoestratigráficas. Os apêndices encontram-se anexados no fim deste volume para uso como referência ao longo da leitura.

1 PROBLEMÁTICA E OBJETIVO

1.1 Localização

A área de estudo está localizada a 290 km a sul da cidade do Rio de Janeiro-RJ e a 350 km a sudeste da cidade de Santos-SP (Figura 1). As dimensões da área são de aproximadamente 831 km², sendo aproximadamente 34 km no eixo NS e 25 km no EW. A região está em cotas batimétricas ultraprofundas de aproximadamente 2.100 m de lâmina d'água, sendo o objeto de estudo posicionado estratigraficamente na seção rifte e pós-rifte da Bacia de Santos, na porção central de uma megaestrutura denominada Alto Externo da Bacia de Santos-AEBS (Gomes et al., 2002; Paula & Mohriak, 2005; Mohriak & Paula, 2005; Gomes et al., 2008; Gomes et al., 2012).

1.2 Problemática geológica

A análise estrutural de dados sísmicos é uma técnica bem difundida na indústria de óleo e gás e a aquisição desses dados nas últimas décadas proveu um extenso acervo ao longo de toda margem continental. Internacionalmente, a região *offshore* melhor estudada em termos de análise estrutural de dados sísmicos relacionados com riftes é o Mar do Norte e bacias adjacentes. Esta região se tornou um referencial metodológico pela riqueza de contribuições ao estudo de margens continentais rifteadas (Fossen & Hesthammer, 1995; Rouby et al., 1996; Fossen & Rornes, 1996; Yelding, 1996; Wiprut, D. & Zoback, 2000, Moy, 2010, Henstra et al, 2015, Reeve et al., 2015).

Em bacias rifte, além da interpretação das estruturas que são mapeáveis em escala sísmica, a caracterização das propriedades das falhas, bem como o entendimento sobre a interação entre os segmentos de falha fornecem importantes insumos para a adequada representação da geometria dos planos de falha num modelo tridimensional. Modelos robustos e geologicamente consistentes aumentam o poder de predição de estruturas subsísmicas que possuam potencial selante ou condutivo no meio poroso (e.g. corredores de fratura).

O desenvolvimento de estudos de geologia estrutural na região do AEBS, possui sua importância relacionada não apenas à relevância econômica-estratégica, mas também ao entendimento da geometria, cinemática e dinâmica de sistemas distensivos relacionados às margens rifteadas do sudeste do Brasil.

O AEBS é composto por dois altos estruturais relativos, o Alto de Pão de Açúcar, mais proeminente à sudoeste e o Alto de Tupi à nordeste (Figura 2). Estas duas regiões exibem padrões estruturais bem distintos, o Alto de Pão de Açúcar (A) possui um predomínio de falhas com mergulhos para NW, enquanto no Alto de Tupi (B) predominam falhas com mergulhos para SE. A área de estudo está posicionada em uma região entre os dois altos supracitados e de forma geral apresenta um sistema de falhas com direção ~N30E e mergulhos para NW e SE.

Quando se observa o mapa regional com as principais megafeições da Bacia de Santos (Figura 2), emergem alguns questionamentos:

- a) Quais seriam as causas e as relações de obliquidade entre a charneira cretácea e os sistemas de falhas mapeadas? Elas coincidem com os lineamentos magnéticos descritos na literatura?;
- b) Existe expressão das zonas de transferência destrais descritas por Karner (2000) e Meisling et al. (2001) na área estudada? Seriam essas zonas de transferência responsáveis pela mudança no padrão estrutural entre os dois altos relativos do AEBS conforme a proposta de Gomes et al. (2008, 2012)?;
- c) O estilo estrutural da área estudada se enquadra ou se aproxima do estilo de algum dos altos estruturais do AEBS?;
- d) As sequencias estratigráficas exibem padrões estruturais que concordam com a subdivisão em sistema rifte e pós-rifte conforme proposto por Moreira et al. (2007)?

- Como se dá a distribuição da deformação (materializada nos rejeitos das falhas) no diferentes horizontes caracterizados? e

e) Como se relacionam os sistemas de falhas escalonados que são observadas em detalhe na área estudada?

- Como se dá a interação dessas estruturas no tempo e no espaço?

1.3 Objetivo

O presente trabalho tem como objetivo construir um arcabouço estrutural da seção rifte e pós-rifte da área de estudo através da interpretação e análise estrutural dos dados sísmicos afim de compreender diferentes estilos estruturais e os principais esforços atuantes na área e sua variação durante o processo de rifteamento da Bacia de Santos. A partir deste produto principal, pretende-se caracterizar a geometria, evolução e interação entre os segmentos de falha e rampas de revezamento com o objetivo de compreender o comportamento tridimensional dessas feições estruturais em vários níveis estratigráficos.





Legenda: Mapa de localização da Bacia de Santos e áreas adjacentes com a indicação de alguns campos de produção. Em destaque de amarelo, a área estudada nesta dissertação.

Fonte: Modificado de Chang et al., 2008.



Figura 2 - Mapa de regional da Bacia de Santos com a representação das principais feições tectônicas

Legenda: COT – transição crosta oceânica de Zalán et al., 2011; Propagador Abimael de Mohriak, 2001; Falhas sin-rifte de Mohriak, 2010; e a roseta (em azul) indicando a dominância no azimute N30E; os lineamentos Cruzeiro do Sul e Capricórnio representados pela área hachurada de Moulin et al., 2012; o lineamento Helmut de Dehler et al., 2016; a Charneira cretácea tracejada e a Zona de Fratura de Florianópolis. Área de estudo em linha amarela sobre a estrutura do Alto Externo destacado em escala colorimétrica (mais alto – cores mais quentes, mais baixo – cores mais frias). A: Sub-alto de Pão de Açúcar; B: Sub-alto de Tupi.

Fonte: Caldeira, 2018, relevo topográfico obtido de Sandwell & Smith, 2009.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo, em seus dois primeiros tópicos, os dados e materiais utilizados na interpretação e análise estrutural dos dados sísmicos são listados e descritos. Os três tópicos seguintes descrevem os fluxos de trabalho utilizados na interpretação sísmica e análise estrutural. Os dados de poços, sísmica e mapas diversos foram carregados no software da Schlumberger © Petrel (versão 2015.5) e pelo mesmo software foram feitos os processos de amarração sísmica-poço, interpretação sísmica e extração de atributos sísmicos e geométricos. As análises em estereogramas e rosetas foram realizadas no software Open Stereo (Grohmann & Campanha, 2010).

2.1 **Poços e perfis**

Para o presente trabalho foram disponibilizados dados direcionais (x, y, cota) e de perfis elétricos (Caliper, Raios Gama, Resistividade, Densidade, Neutrão, Sônico, Ressonância, Imagens Resistiva e Acústica, etc.) de 13 poços do campo que foram descaracterizados e renomeados de 1 a 13. Estes poços foram utilizados para amarração sísmico-poço (Apêndice A) e para interpretação dos marcadores correspondentes aos horizontes interpretados (Apêndice B).

Os poços do campo foram perfurados ao longo de uma estrutura alongada de direção NNE-SSW (Figura 3), tendo como referência o horizonte DBS – Discordância da Base do Sal. Os poços produtores estão posicionados nas regiões de cotas mais elevadas, enquanto os poços injetores estão posicionados em cotas ligeiramente inferiores no flanco leste da estrutura.

2.2 Dados sísmicos

Para a interpretação sísmica 3D foi utilizado um volume sísmico que recobre toda área do presente trabalho. Este dado sísmico utilizado foi migrado em profundidade préempilhamento (PSDM). As principais informações referentes ao volume sísmico utilizado neste trabalho estão sumarizadas na tabela 1:

Ano de aquisição	2001
Técnica	Multistreamer / dual source
Streamers (Cabos flutuantes)	6 cabos, 6000m cada
Separação entre os cabos	150m
Separação entre as fontes	75m
Direção inline	E-W
Tempo de registro	8,5s
Taxa de amostragem	2ms
Tamanho da cela	18,75m x 25m

Tabela 1- Dados técnicos da aquisição sísmica PSDM 3D.

Fonte: O autor, 2018.

2.3 Amarração sísmica-poço

Este processo, que antecede uma intepretação estrutural de dados sísmicos, nos permite estabelecer uma relação entre a natureza litológica de um determinado horizonte estratigráfico observada em poço e um refletor sísmico. Para estabelecer esta relação, os poços devem dispor de perfis densidade da formação e sônico (medindo a vagarosidade acústica da formação) acima dos intervalos de interesse (Bacon et al., 2003).

Para estabelecer esta relação sísmica-poço, é necessário gerar o sismograma sintético dos poços a serem avaliados. A primeira etapa deste processo consiste na multiplicação entre os perfis de densidade e sônico tendo como produto um perfil calculado de impedância acústica (IA). A partir do perfil de IA é gerado uma função refletividade das diversas interfaces existes, gerando um perfil de coeficientes de refletividade. O produto final desta operação é o sismograma sintético resultado de uma operação de convolução entre o perfil de refletividade e uma *wavelet* de entrada, no caso uma do tipo Ricker (Figura 4).

Os poços selecionados para tal processo são: 1,2,3,5 e 7. Os sismogramas destes poços foram comparados ao sinal sísmico do volume 3D e mostraram boas correspondências entre

sísmica e poço. A seção de perfis e sismogramas sintéticos estão no Apêndice A deste volume.



Figura 3: Mapa da localização dos poços da área de estudo

Legenda: Mapa topobatimétrico da margem sudeste brasileira indicando a área estudada na porção central do AEBS (polígono vermelho) e em detalhe o mapa estrutural da Discordância da Base do Sal com a localização dos poços utilizados neste estudo. Os números dos poços destacados em vermelho foram utilizados na amarração sísmica-poço.

Fonte: Caldeira, 2018; Dados topobatimétricos obtidos de Sandwell & Smith, 2009.



Figura 4 – Insumos e processos para geração de um sismograma sintético

Legenda: Sismograma sintético como produto da convolução da função refletividade e a wavelet de entrada. Fonte: Modificado de Kearey, Brooks, 2013.

2.4 Atributo sísmico

Atributos sísmicos são definidos por um conjunto de valores extraídos a partir de um conteúdo de amplitude, frequência ou fase de um dado sísmico de reflexão. Para um rastreamento tridimensional das descontinuidades estruturais e estratigráficas presentes em um volume sísmico, os atributos sísmicos têm se configurado como uma ferramenta indispensável no fluxo de trabalho de interpretação sísmica.

O atributo que exibiu melhor resposta e coerência com as estruturas observadas em seção foi o atributo patenteado denominado *Variance* ou variância σ (van Bemmel et al., 2000) (Figura 5), este atributo permite isolar as descontinuidades horizontais no volume de amplitude, computando para cada voxel (valor em um gride regular na sísmica), a variância de cada corte horizontal. Por exemplo, para um refletor contínuo não interrompido por falhas a sua variância da amplitude terá valores baixos, enquanto em zonas de falha esses valores serão elevados definindo o traço dessas descontinuidades em cortes horizontais (*depth slices*) ou sobre os horizontes interpretados (*horizon slices*).

Equação 1: Fórmula correspondente ao atributo Variance

$$\sigma_t^2 = \frac{\sum_{\substack{j=t-\frac{L}{2}}}^{j=t+\frac{L}{2}} w_{j-t} \sum_{i=1}^{l} (x_{ij-} \overline{x}_{ij})^2}{\sum_{\substack{j=t-\frac{L}{2}}}^{j=t+\frac{L}{2}} w_{j-t} \sum_{i=1}^{l} (x_{ij})^2 + \epsilon}$$
(1)

Legenda: xij= valor da amostra na posição horizontal i, e amostra vertical j. wj-t=termos no operador de suavização vertical, de comprimento L. Fonte: van Bemmel et al., 2000.

O produto deste atributo é um volume sísmico de *variance* e a melhor forma de sua visualização é em mapa pois o traço das estruturas marcado por altos valores de variância ficam ressaltados (Figura 5-A)

Os atributos auxiliam enormemente no mapeamento das falhas, tanto quando visualizados em cortes horizontais chamados *depth slice* (Figura 5-B) quanto extraídos sob os horizontes mapeados (Figura 5-C). O uso do atributo em mapa é decisivo na caracterização de feições estruturais associadas a ambientes distensivos como por exemplo rampas de revezamento e terminações de falhas.



Figura 5 – O atributo de variância como ferramenta de auxílio no mapeamento sísmico de estruturas

Legenda: (A) Vista em planta do atributo variância no horizonte DPJ (Discordância Pré-Jiquiá) com indicação da seção e da visada em perspectiva das figuras B e C; (B) Visão 3D em perspectiva de um corte (*depth slice*) na profundidade de -5966 m e a seção XY mostrando as estruturas interpretadas em seção; (C) a mesma visada da figura B, porém com o atributo gerado sob a superfície DPJ.
Fonte: Caldeira, 2018.

2.5 Interpretação sísmica

Com base na resposta sísmica obtida na amarração sísmica-poço, cinco horizontes de expressão regional a semi-regional foram interpretados na área de estudo. Esses horizontes correspondem a superfícies de discordância que separam as principais unidades litoestratigráficas da área descritas no capítulo 5, são elas: DTB (Discordância Topo do Basalto); DPJ (Discordância Pré-Jiquiá); DPA (Discordância Pré-Alagoas); DIA (Discordância Intra-Alagoas); e DBS (Discordância da Base do Sal). Apesar do horizonte DBS

A interpretação desses horizontes se deu sobre uma malha não regular de aproximadamente noventa seções *inline* de direção E-W com espaçamento regular de 375 metros e aproximadamente 40 seções *strike* à estrutura de direção NE-SW com espaçamento regular de 500 m (Figura 6). Além das seções igualmente espaçadas supracitadas, para diferentes interpretações fez-se necessário interpretar mais ou menos seções arbitrárias de controle para amarrar melhor a estrutura de cada horizonte.

Para o mapeamento das falhas, a estratégia de mapeamento foi similar, porém a malha foi composta por seções *Dip* de direção NW-SE com espaçamento de 375 m e seções *crosslines* de direção N-S com espaçamento de 500m.

Posteriormente, foi realizada a interpolação dessas intepretações guiadas pela semente da sísmica e então gridadas em superfícies de malha regular.



Fonte: Caldeira, 2018.

2.6 Tratamento de dados estruturais

Após a interpretação das falhas e horizontes é construído um modelo estrutural 3D, onde são realizadas várias verificações de consistências como por exemplo cruzamento de horizontes, relações de contato entre falhas e rejeitos incompatíveis.

Com a consolidação do arcabouço estrutural 3D, no software Petrel, as informações podem ser extraídas convertendo os planos de falhas em um conjunto de pontos e extraindo naquele determinado xyz o valor do azimute da reta de máximo declive bem como o valor do mergulho. Estes dados são copiados para uma planilha de dados e então são exportados no formato .txt para serem importados em aplicativos de estereograma, no caso Open Stereo (Grohmann & Campanha, 2010), que nos permite fazer análises estatísticas e estruturais (Figura 7). No Open Stereo o estereograma utilizado é o de igual área (Schmidt) plotado sob o hemisfério inferior, os contornos foram feitos usando o método de vizinhança natural (*natural neighbor*).





Legenda: Etapas da aquisição de dados estruturais no volume sísmico. (1) Conversão da superfície de falha em pontos com dados do mergulho e azimute do mergulho; (2) tabulação dos dados estruturais em planilhas; (3) importação e plotagem dos dados em estereogramas. Fonte: Caldeira, 2018.

3 SEGMENTAÇÃO, CONEXÃO E DESENVOLVIMENTO DE FALHAS EM SISTEMAS DISTENSIVOS

3.1 Introdução

Os sistemas do tipo rifte são objetos de estudos em diversos lugares do mundo. Pelas estimativas de Rosendahl (1987), até a década de 1980, existiam pelo menos 700 artigos e 10.000 páginas sobre o tema. Atualmente, através dos modernos mecanismos de busca, a palavra *rift* aparece no título de pelo menos 37.800 artigos. Dentre os mais estudados estão: o sistema de rifte do Leste Africano; a Província do Basin and Range; o Golfo de Suez; e uma série de margens passivas como a margem atlântica sul-americana, a margem atlântica africana, a margem ibérica e outras. Adicionalmente estes sistemas foram amplamente estudados por modelagens numéricas (Pascal et al., 2002, Corti et al., 2007, Manatschal et al., 2014) e físico-analógicas (McClay, 1990, McClay & White, 1995, McClay et al., 2002, Allken et al., 2011, Withjack et al., 2017) na tentativa de reconstruir as condições de contorno que influenciam a arquitetura destes sistemas.

Assim como em outros ramos das geociências, a tentativa de hierarquizar e propor uma arquitetura de elementos estruturais que se organizam em diferentes escalas também se aplica nos sistemas rifte conforme Rosendahl (1987), desde a escala de sistema ou ramificações de rifte de dimensões da ordem de centenas de quilômetros até a escala de blocos de rifte que possuem larguras em torno de 10 quilômetros. Essas unidades arquiteturais do sistema rifte são limitadas por sistemas de falhas que formam zonas de acomodação e zonas de transferência (Schlische & Withjack, 2009). Estes termos são usados desde meados da década de 80 como os trabalhos de Bosworth (1985) e de Rosendahl (1987). No presente trabalho foi adotado a classificação de estruturas de segmentação regional (Figura 8) de Faulds & Vargas (1998), que categoriza essas estruturas em zonas de acomodação e zonas de transferência. Neste mesmo trabalho, os autores fazem um resgate da história semântica destes termos. Estes limites existem, pois, todos os sistemas de falhas normais são finitos tanto ao longo do *strike* quanto na direção dos mergulhos das falhas (Faulds & Varga, 1998).

Critério de classificação	Tipo geral			rutura	
Falhas sobrepostas	Zonas de acomodação				
Polaridade entre os sistemas de falhas	Antitética			Sintética	
<i>Trend</i> relativo ao rifte baseado no grau de sobreposição dos sistemas de falhas	Paralela Oblíqua Transversal Transversal Oblíqua Anticlinal Anticlinal Sinclinal Sinclinal				Oblíqua
Zonas de falhas transversais	Zonas de transferência*				
Polaridade entre os sistemas de falhas	Antitético	Sintético		Margem de rifte	
Polaridade entre os sistemas de falhas	Releasing bend		Ĺ	Rotacion	nais

Figura 8 - Classificação para estruturas de segmentação regionais em sistemas distensionais

Legenda: Classificação para estruturas de segmentação regionais em sistemas distensionais. Para fins de simplificação, nas figuras de exemplos das zonas de transferência foram consideradas apenas aquelas de cinemática destral.

Fonte: Modificado de Faulds & Varga, 1998.

3.2 Zonas de acomodação

As zonas de acomodação são definidas por um cinturão difuso onde as terminações das falhas se sobrepõem e podem separar tanto sistemas de falhas que mergulham para a mesma direção (sintéticas), quanto aqueles que mergulham para direções opostas (antitéticas). O critério chave para definição de uma zona de acomodação reside na transmissão e conservação do deslocamento horizontal entre dois segmentos de rifte adjacentes formando rampas de revezamento (Faulds & Varga, 1998).

A hipótese de controle de ocorrência das zonas de acomodação mais frequentemente testada é a da herança da trama do embasamento bacinal. Através de modelos físicoanalógicos, McClay et al. (2005) desenvolveram experimentos de simulação progressiva da deformação distensiva oblíqua onde as descontinuidades do embasamento bacinal (representado pelos limites do localizador basal) tinham ângulos em média de 60° em relação a direção de distensão. Estes modelos exibiram diferentes domínios de falhas separados por zonas de acomodação que foram geradas nos estágios precoces do rifte oblíquo e persistiram ao longo de toda sua evolução. Em nenhum experimento formou-se falhas de transferência.

O trabalho de Schlische & Withjack (2009) trouxe uma visão diferente sobre a origem das zonas de acomodação (chamadas de limites de domínios de falha pelos autores). Nos experimentos foram testados diferentes ângulos de extensão oblíqua e ortogonal e os resultados exibiram esses limites com tamanhos, frequências e arranjos geométricos mais variáveis possíveis, até mesmo em situações de condições de contorno idênticas. As orientações dos limites de domínios de falha não se mostraram relacionadas diretamente a direção de extensão e eles se formaram espontaneamente sem necessidade de zona de fraqueza preexistente. Desta forma, Schlische & Withjack (2009) advogam que, diferentemente de outros modelos, a arquitetura dos domínios de falhas, limitados por zonas de acomodação ou zonas de transferência se dá a partir de um crescimento "auto-organizado" de uma população de falhas.

3.3 Zonas de transferência

O conceito de zonas de transferência no presente trabalho não é o mesmo daquele utilizado por Morley et al. (1990) que inseria as zonas de acomodação nesta categoria. As zonas de transferência são feições discretas orientadas transversal a moderadamente obliquas em relação a direção de extensão. Segundo o autor as zonas de transferência acomodam a deformação relacionada a movimentação direcional resultante da variação de deslocamento horizontal entre domínios distensivos contíguos (Gibbs, 1984; Faulds & Varga, 1998). Teoricamente, e de forma similar as zonas de acomodação, a zona de transferência integra o sistema rifte e não se prolonga fora dos seus limites, desta forma, espera-se que a deformação seja transmitida e conservada entre os segmentos do rifte (Moy, 2010).

Conforme a figura 8, o estilo da deformação associado a uma zona de transferência pode variar bastante tanto na vertical quanto ao longo do *strike*. O reconhecimento dessas feições em dados sísmicos é baixo já que estruturas verticais são mais complexas de serem imageadas e interpretadas.

3.4 Interação entre falhas e rampas de revezamento

Durante o desenvolvimento de um sistema de falhas normais, estruturas de revezamento se formam através da interação do crescimento dos planos de falha discretos, e a sucessiva formação e destruição dessas estruturas representa a forma mais eficiente de crescimento das falhas (Fossen & Rotevatn, 2016). A rampa de revezamento talvez seja o elemento arquitetural de maior relevância nas estruturas regionais de segmentação dos sistemas distensivos. Nas zonas de acomodação principalmente, as rampas são responsáveis por transferir deformação ou deslocamento de uma estrutura para outra. A correta interpretação de tais estruturas em subsuperfície requer além de um dado sísmico de boa qualidade, a acurácia de um mapeamento em uma malha relativamente mais fechada e o entendimento dos principais aspectos geométricos dessa estrutura em três dimensões (figura 9).

Figura 9 - Aspectos geométricos e deformacionais envolvendo a formação e desenvolvimento de uma rampa de revezamento



Legenda: (a) Bloco diagrama de dois segmentos de falha sobrepostos de rejeito nulo, de forma que as linhas A-B e C-D encontram-se indeformadas; (b) Bloco diagrama de dois segmentos de falha sobrepostos após deformação e deslocamento nos planos de falhas promovendo a deformação nas linhas A-B e C-D em A'-B' e C'-D' respectivamente. Ambas linhas experimentaram distensão. A flexura da linha A'-B' é visível no plano horizontal "e". A rotação da rampa (anti-horária no caso) sobre um eixo subvertical envolve uma torsão. (c) Vista em planta mostrando a rotação da rampa entorno de um eixo vertical ou subvertical (d) Seção da linha A'B' mostrando a flexura da rampa num plano vertical. Este dobramento acarreta num acréscimo de comprimento paralelo a direção das falhas; (e) Seção vertical da linha C'D'. O comprimento original da porção CD na rampa (l0) é inferior ao novo comprimento (11) sugerindo a tendência de distensão na direção perpendicular ao strike das falhas que pode ser acompanhada de fraturamento ou falhamento secundário.

Fonte: Modificado de Peacock & Sanderson, 1994.

As rampas de revezamento se manifestam desde escalas milimétricas (afloramentos e modelos físicos) até a escala de centenas de quilômetros de separação como a rampa "Hold With Hope", no nordeste da Groenlândia (Peacock et al., 2000). Uma das rampas mais bem exposta e estudada em superfície é a Devil's Lane localizada no Parque Nacional de Canyonlands em Utah nos Estados Unidos (Figura 10)

Figura 10 – Perspectiva da rampa de revezamento Devil's Lane em Utah



Legenda: Perspectiva da rampa de revezamento Devil's Lane em Utah. Imagem superior original (A) e a figura interpretada com os planos de falha e fraturas na rampa de revezamento (B). Coordenadas geográficas: 38°08'10.2"N 109°52'18.5"W
 Fonte: Google Earth. Acesso em : 28/08/2017.

Na figura 10-B é possível observar a presença de juntas e fraturas ao longo da rampa de revezamento. Essas fraturas exibem duas direções principais ortogonais entre si, um dos conjuntos se orienta paralelamente aos planos de falha, enquanto o outro conjunto exibe direção perpendicular aos planos de falha.

De acordo com o trabalho de Long & Imber (2011), que analisa centenas de dados paramétricos dos próprios autores e da literatura sobre rampas de revezamento (Figura 11), essas estruturas seriam produto de um processo que independe da escala (*scale-invariant*). Os dados do gráfico da figura 11 exibem uma única linha da lei de potência com aproximadamente oito ordens de magnitude.







Segundo Peacock & Sanderson (1991), a formação e a destruição de uma rampa de revezamento podem ser descritas em quatro estágios (Figura 12):

-Estágio 1: O estágio precoce quando segmentos de falha subparalelos ainda não sobrepostos não se interagem;

- a) -Estágio 2: A formação da rampa ocorre quando as terminações das falhas se sobrepõem e os segmentos passam a se interagir. Num perfil de rejeito acumulado, a zona de sobreposição ou de conexão flexível (*soft linkage*) exibe valores elevados de gradiente de deslocamento os segmentos de falha. Os valores de rejeito somados são inferiores na zona de sobreposição sugerindo que o deslocamento tenha sido transferido por rotação e distensão;
- b) -Estágio 3: Início do rompimento da rampa através da ligação rígida (*hard linkage*) entre os segmentos de falha, produzindo por vezes blocos de falhas romboédricos. O rompimento da rampa é controlado pela curvatura, pela torção e pela tensão efetiva que a rampa é submetida.
- c) -Estágio 4: Grau mais elevado da evolução da conexão entre falhas onde ocorre a destruição completa da rampa, no entanto o decréscimo do rejeito total na zona de conexão rígida ainda é observado.

A devida interpretação e caracterização de rampas de revezamento em ambientes distensionais, principalmente em margens rifteadas, contribui para um melhor entendimento e controle das potenciais rotas preferenciais verticais e laterais dos fluidos contidos em rochas reservatório (óleo, gás ou água), fluidos hidrotermais e produtos de fusão parcial.

Pelo fato das rampas de revezamento estarem normalmente associadas a um intenso fraturamento nas zonas de dano, elas configuram sítios preferenciais para interação rochafluido, fazendo com que essas regiões exibam um forte controle na diagênese (Fossen & Rotevatn, 2016). A famosa falha de Moab, por exemplo, foi objeto de estudo no trabalho de Eichhubl et al. (2009) que caracterizou a complexa interação entre a arquitetura de falhas e os processos diagenéticos de caráter selante no comportamento hidráulico de falhas em reservatórios siliciclásticos.

Na exploração e produção de hidrocarbonetos, a interação entre as falhas e suas conexões *hard-link* ou *soft-link* pode definir a conectividade da comunicação entre blocos e compartimentos entre reservatórios (Fossen & Rotevatn, 2016). Na maioria das vezes, para rochas de baixa porosidade, a zona de dano associada a essa interação entre falhas favorece as propriedades permo-porosas do meio, mas para o caso de arenitos porosos, as zonas de dano podem promover bandas de deformação e compactação que comprometam o fluxo vertical e lateral no meio poroso.


Figura 12 – Estágios de evolução da interação entre dois segmentos de falha subparalelos com perfis de rejeito correspondentes.

Legenda: (a) Estágio 1: sem sobreposição e sem interação entre os segmentos de falha; (b) Estágio 2: formação da rampa de revezamento a partir da sobreposição entre os segmentos; (c) Estágio 3: rompimento da rampa de revezamento e formação de uma conexão rígida; (d) Estágio 4: A conexão rígida passa a ser o traço de falha dominante e adquire um traço curvo.

Fonte: Modificado de Peacock & Sanderson, 1991.

4 CONTEXTO TECTÔNICO E ESTRATIGRÁFICO

4.1 Geologia Regional

A Bacia de Santos está situada na região sudeste da margem continental do Oceano Atlântico Sul e a sua formação está associada a múltiplos processos de rifteamento do paleocontinente Gondwana Ocidental no Mesozóico. As primeiras contribuições para entendimento desta Bacia em âmbito regional datam da década de 70 com o início da pesquisa exploratória nas bacias da região sudeste do Brasil, notadamente os trabalhos de Meister (1973), Ojeda e Cesero (1973) apud Gonçalves et al. (1979) e Kumar & Gamboa (1979). Estes trabalhos foram sucedidos por uma extensa lista de trabalhos que discutiram a evolução geodinâmica da Bacia de Santos no contexto da separação afro-americana como Asmus & Guazelli (1981), Ojeda (1982), Asmus & Baisch (1983), Asmus (1984) Macedo (1987, 1989, 1990), Azevedo Jr (1991), Chang et al. (1992), Pereira & Feijó (1994), Mohriak et al. (1995), Cainelli & Mohriak (1999) e Karner (2000). Os esforços científicos seguiram cronologicamente paralelos aos pulsos de sucesso exploratório nesta bacia, segundo Gomes et al.(2008), foram eles: (1) a descoberta pioneira de gás e condensado em 1979 no campo de Merluza (Tisi, 1992; Enciso & Tisi, 1998); (2) uma série de descobertas de óleo nos carbonatos albianos durante o fim da década de 80 e início da década de 90 (Ramos et al., 1998); (3) a descoberta de volumes significativos de óleo pesado nos reservatórios eocênicos na porção norte da bacia (Mendonça et al., 2004) e; (4) uma série de descobertas na porção centro-norte da bacia, incluindo o campo de gás de Mexilhão (Dias & Carminatti, 2004).

Com a descoberta do potencial exploratório e explotatório do polígono do pré-sal novas aquisições sísmicas, tais como o pacote de linhas sísmicas regionais 2D realizado pela ION-GXT, realizado ao longo da margem sudeste brasileira cobrindo até o limite crosta continental – crosta oceânica (Henry et al., 2009; Kumar et al., 2012). Estes levantamentos foram projetados para imagear profundos limites crustais acoplados a aquisição gravimétrica e magnética, e seu processamento PSDM permitiu alcançar profundidades de até 25 Km. Diversos trabalhos e interpretações regionais foram conduzidas a partir desses dados lançando luz sobre o contexto geotectônico da bacia, tais como: Mohriak (2003); Karner e Gamboa (2007); Mohriak et al. (2008); Gomes et al. (2008, 2012 Aslanian et al. (2019); Moulin et al. (2010); Magnavita et al. (2011); Zalán et al.(2009, 2011); Blaich et al. (2011, 2013); Aslanian

e Moulin (2010, 2012, 2013); Heine et al. (2013); Chaboureau et al. (2013); Stica et al. (2013); Evain et al. (2015); Rigoti (2015); Dehler et al.(2016); Kumar et al. (2016); e Szatmari e Milani (2016).

4.1.1 <u>Geologia do embasamento</u>

O substrato bacinal da Bacia de Santos é constituído pelas rochas da Faixa Ribeira, um sistema orogênico Neoproterozoico-Cambriano de direção NE-SW resultado da interação entre os paleocontinentes São Francisco-Congo com a porção meridional do Cráton da Angola (Figura 13) (Heilbron et al., 2008). A Faixa Ribeira é um dos produtos da formação do supercontinente Gondwana resultados da amalgamação de blocos do embasamento Arqueano- Paleoproterozoico e uma série de bacias marginais (Almeida et al., 2013). Juntamente a sua contraparte Africana (Faixa Oeste Congolesa), esse sistema separa o Cráton São Francisco de uma grande massa cratônica que edifica o continente africano composta pelos crátons Congo e Angola.

O arcabouço tectônico da Faixa Ribeira é composto por uma série de terrenos tectonoestratigráficos (Figura 14), são eles: Ocidental, Paraíba do Sul – Embú, Oriental e Cabo Frio no estado do Rio e Sul do Espírito Santo (setores norte e central da Faixa Ribeira, Heilbron et al. 2004a, b) e Socorro, Apiaí, Embu, Curitiba e Cráton Luis Alves nos estados de São Paulo e Paraná (Sul da Faixa Ribeira, Campos Neto, 2000). A história acrescionária da Faixa Ribeira é discretizada em Heilbron et al. (2008) em quatro episódios tectônicos principais:

- a) O mais antigo (ca. 640-610 Ma) registrado na zona de interferência com a Faixa Brasília, produto da acreção da Nappe Socorro de vergência NE-E sobre o a porção meridional do paleocontinente São Francisco (Campos Neto, 2000);
- b) O segundo evento (ca. 605 580 Ma) exibem registros de processos termais e deformacionais no segmento Sul da Faixa Brasília. Os principais episódios metamórficos encontram-se registrados nos terrenos Paraíba do Sul e Embú;
- c) O terceiro evento colisional (580 550 Ma) é representado pela "docagem"/acreção do terreno Oriental, portador o arco do Rio Negro, contra o paleocontinente São Francisco;

d) Por fim, o último registro colisional ocorre no Cambriano (ca. 530 – 510 Ma) e é representado pela acreção do terreno de Cabo Frio (Schmitt et al., 2004). Em resposta a este último evento compressivo, importantes zonas de cisalhamento de direção NE-SW e cinemática destral são formadas sobre os terrenos amalgamados. Essas zonas deslocaram lateralmente os contatos entre os terrenos e reativaram zonas de empurrão pretéritas.

Figura 13: Posicionamento dos cinturões neoproterozoicos e os crátons na reconstrução do Gondwana Ocidental



Legenda: Cinturões Neoproterozoicos FA, Faixa Araçuaí; FR, Faixa Ribeira; FS, Faixa Ribeira Sul; FC, Faixa Congo Oeste; FK, Faixa Kaoko; FF, Faixa Dom Feliciano; FD, Faixa Damara, SV, Faixa Sierra de la Ventana; CC, Cinturão de dobramentos do Cabo. Grandes regiões cratônicas: AM, Amazonia; SF, São Francisco; LA, Luis Alves; RP. Rio de la Plata; WA, Oeste Africano; CO, Congo; ANG, Angola; KA, Kalahari; PP, Paranapanema. O polígono vermelho indica a região detalhada na figura 14.
Fonte: Trompette, 1998 e Heilbron et al., 2008.

Durante o mesozoico inferior, o supercontinente passa a experimentar um processo de desestabilização que teve como consequência o *break-up* continental (Almeida et al., 2013). O arranjo geométrico das suturas e grandes zonas de cisalhamento deste sistema orogenético definiu importantes zonas de fraqueza no supercontinente Gondwana, algumas alcançando centenas de quilômetros, como por exemplo, a zona de cisalhamento Paraíba do Sul (Campanha, 1981). Essas zonas são aproximadamente paralelas à linha de costa atual e é entendido que parte delas se estendem como embasamento da Bacia de Santos (Schmitt et al., 2008).

Figura 14: Mapa tectônico com o cenário pré-breakup reconstruído entre América do Sul e Oeste da África



Legenda: (1) Embasamento Pré-cambriano recoberto por sedimentos pós-breakup; (2) Cráton Arqueanos (RP, Rio de La Plata; LA, Luís Alves; SF, São Francisco; AN, Angola; CO, Congo); (3) Rochas do embasamento Mesoproterozoico; (4) Cobertura cratônica Neoproterozoica; (5) Embasamento cratônico retrabalhado incluindo margens passivas Neoproterozoicas; (6) Faixa móvel intracontinental na África (Oeste-Congolesa); (7) Faixas móveis intracontinentais Neoproterozoicas na América do Sul (Bb, Faixa Brasília; Sgb Faixa São Gabriel); (8) Terreno Apiaí; (9) Terrenos Paraíba do Sul – Embu Curitiba; (10) Arcos magmáticos Neoproterozoicos (RN, Rio Negro; PA, Paranaguá; PE, Pelotas; WT, Terreno Namíbia Ocidental); (11) Terreno Cabo Frio.

Fonte: Extraído de Almeida et al., 2013.

4.1.2 Feições morfotectônicas da Bacia de Santos

A partir de informações topobatimétricas (Sandwell & Smith, 2009) é possível reconhecer a expressão de diversas megaestruturas da Bacia de Santos (Figura 15).

As feições que delimitam a Bacia de Santos a norte e a sul são denominadas Alto de Cabo Frio e Alto ou Plataforma de Florianópolis, respectivamente.

O Alto de Cabo Frio se caracteriza por ser uma região de grande ocorrência de rochas magmáticas decorrentes de três eventos magmáticos: os eocretácicos da Formação Camboriú (Fm. Cabiúnas da Bacia de Campos); os basaltos de idade campaniana-turoniana, de pouca representatividade; e os basaltos, diabásios e rochas vulcanoclásticas de idade entre o Paleoceno Superior e o Eoceno (Mizusaki & Mohriak, 1993; Mizusaki & Thomaz Filho, 2004). A região do Alto de Cabo Frio também é caracterizada por significativas mudanças no estilo estrutural e estratigráfico entre as bacias de Santos e Campos (Alves, 2002)

O Alto Estrutural de Florianópolis separa as bacias de Pelotas e Santos. É capeado por um grande volume de rochas básicas extrusivas que adentram com espessura considerável para o interior do continente que, por características petrográficas e provável idade cretácea superior, podem ser correlacionados com os derrames da Formação Serra Geral (Almeida et al., 1996).

A área de estudo está posicionada na feição denominada platô de São Paulo (Kumar & Gamboa, 1979), uma feição de destaque da margem continental pois constitui uma protuberância batimetricamente menos profunda composta por crosta continental estirada e/ou rochas vulcânicas, sobrepostas por uma espessa camada de evaporitos Aptianos (Demercian et al., 1993) e que é limitada por estruturas transversais do embasamento (Garcia, 2012). A transição entre a crosta continental e a crosta oceânica ocorre imediatamente a leste do Platô de São Paulo (Moreira et al., 2007).

A Zona de Fratura de Florianópolis define o limite sul do platô de São Paulo deixando-o com um limite abrupto aproximadamente E-W. Ao longo de boa parte desta feição, ela justapõe crosta oceânica e crosta continental com expressivo movimento transcorrente, passando a se comportar de forma transformante no domínio de crosta oceânica.

A elevação do Rio Grande corresponde a uma importante feição de relevo positivo da bacia com profundidades média de 4000m, podendo alcançar até 1000m e possui valores de anomalia Bouguer relativamente negativas. Mohriak et al. (2010) apresenta uma série de

hipóteses sobre a origem desta feição, dentre elas a possibilidade de se tratar de um edifício ou um platô vulcânico com raízes mantélicas.

No mapa batimétrico (elemento 9 da Figura 15) é possível notar uma série de montes submarinos denominados Jean Charcot alinhados segundo a direção NW. Este lineamento que se prolonga do Alto de Cabo Frio a elevação de Rio Grande é denominado Lineamento Cruzeiro do Sul (Souza et al., 1993) e afeta tanto a crosta oceânica quanto a crosta continental.

Figura 15: Principais feições morfotectônicas da margem sudeste brasileira

Legenda: 1, Monte Submarino Almirante Saldanha; 2, Alto de Cabo Frio; 3, Serra da Mantiqueira; 4, Serra do Mar; 5, Planície litorânea; 6, Alto de Florianópolis; 7, Platô de São Paulo; 8, Dorsal de Abimael; 9 Lineamento Cruzeiro do Sul; 10, Zona de fraturas de Florianópolis; 11, Elevação de Rio Grande. Os eixos horizontais superior e vertical esquerdo estão em coordenadas geográficas, enquanto os eixos horizontais inferior e vertical direito estão representadas em coordenadas UTM (x10⁵m). O polígono preto representa o Alto Externo da Bacia de Santos (Gomes, 2008). O polígono amarelo representa a área de estudo.

Fonte: Dados topográficos de Sandwell & Smith, 2009.

4.2 Estratigrafia da seção rifte e pós-rifte da Bacia de Santo

Os primeiros registros de um esboço do arcabouço litoestratigráfico da Bacia de Santos são da década de 70 com trabalhos e relatórios internos da PETROBRAS que baseados em escassos dados de poços, definiram a primeira carta estratigráfica da Bacia de Santos (Gonçalves et al., 1979). Posteriormente, esta carta foi modificada por Pereira & Macedo (1990), Chang et al. (1992), Pereira & Feijó (1994), Modica & Brush (2004). A proposta de carta estratigráfica mais recente e aqui adotada (Figura 16) é a de Moreira et al. (2007), que teve como ênfase principal a individualização de megassequências deposicionais separadas pelas discordâncias erosivas que definem os três principais estágios evolutivos: rifte, pós-rifte e drifte.

O limite temporal entre estes estágios evolutivos é alvo de grande debate em diversos trabalhos recentes, pois admite-se que exista um diacronismo do rifteamento espacialmente distribuído ao longo de toda bacia (Bueno, 2004). Esse diacronismo faz com que fases distintas sejam contemporâneas em diferentes locais da bacia e este fenômeno se mostra aparentemente gradual no sentido da migração lateral da deformação em direção ao futuro *breakup*. Deste modo, a fase pós-rifte na porção proximal pode ter sido síncrona à fase rifte na porção distal (Zalán et al., 2011; Peron-Pinvidic et al., 2013; Sutra et al., 2013; Stica et al., 2014; Rigoti, 2015).

Como o assunto geologia do embasamento foi abordado no início desse capítulo, o próximo subitem descreve as unidades litoestratigráficas que compõem as Supersequências Rifte e Pós-Rifte da Bacia de Santos (Figura 16).



Figura 16 - Extrato da Carta Estratigráfica da Bacia de Santos das Super Sequências Rifte e Pós-Rifte

Fonte: Extraído de Ramirez, 2014, modificado de Moreira et al., 2007.

4.2.1 Grupo Guaratiba

Esta unidade foi elevada à categoria de Grupo no trabalho de Moreira et al. (2007), ela é composta por cinco formações das quais três estão inseridas na fase rifte (Formações, Camboriú, Piçarras e Itapema) e duas na fase Pós-Rifte (Formações Barra Velha e Ariri).

4.2.1.1 Formação Camboriú

Originalmente definido como Formação Cananéias (Ojeda e Aranha, 1980 *apud* Pereira e Feijó, 1994), esta formação é composta por basaltos toleíticos amigdaloidais verdeescuro e cinza-escuro, holocristalino, granulação média, textura ofítica tendo por constituintes principais plagioclásio e augita, comumente pouco alterados (Ojeda e Cesero, 1973 *apud* Pereira e Feijó, 1994). Este evento magmático é correlacionável aos derrames da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná, com idade média de vulcanismo efusivo aproximadamente entre 133 a 127 Ma (Almeida et al., 2013).

Esta unidade constitui o embasamento econômico da Bacia de Santos. Possui o limite inferior discordante com as rochas do embasamento cristalino e como limite superior discordante com as rochas da Formação Piçarras (Moreira, 2007). Na região das acumulações do Pré-Sal os poços são interrompidas até no máximo algumas dezenas de metros de avanço destes basaltos. Nenhum poço publicado, até o momento, perfurou rochas do embasamento cristalino, abaixo da seção Rifte, Zalán (2016) sugere uma possível seção sedimentar paleozoica correlacionável às unidades da Bacia do Paraná subjacente aos basaltos desta unidade.

4.2.1.2 Formação Piçarras

Esta unidade é composta por conglomerados e arenitos polimíticos constituídos por fragmentos de basalto, quartzo e feldspato. Interpreta-se que essa formação foi depositada num contexto de leques aluviais nas porções proximais e sedimentação lacustre nas regiões

distais representada por arenitos e pelitos de composição talco-estevensítica e folhelhos escuros ricos em matéria orgânica (Moreira et al., 2007).

Na sísmica esta unidade se expressa com refletores em forma de cunha e reflexões divergentes no sentido dos planos de falha, representando o período de máxima intensidade da formação dos hemi-grábens (Moreira et al., 2007).

4.2.1.3 Formação Itapema

A Formação Itapema (Figuras 17 e 18) é representada por grainstones a bivalves, informalmente conhecidos por coquinas, wackestones e packstones bioclásticos, folhelhos carbonáticos e folhelhos escuros ricos em matéria orgânica (Moreira et al., 2007).



Figura 17 - Poço tipo da Formação Piçarras em contato com a Formação Itapema (sobreposta) e Formação Camboriú (sotoposta)

1-RJS-628A

Legenda: Perfis exibidos: GR – Gamma Ray; SEXP – Resistividade; DT – Sônico compressivo. Fonte: Moreira et al., 2007.

A sismofácies desta unidade representa o estágio final do preenchimento dos hemigrábens, sendo as variações de isópacas menores do que as da sequência sotoposta, mas ainda exibindo forte controle estrutural. O contato superior da Formação é marcado pela discordância pré-alagoas (DPA) que separa as unidades do rifte e do pós-rifte na carta estratigráfica da bacia de Santos (Figura 18).

4.2.1.4 Formação Barra Velha

Esta unidade é a única Formação composta por duas sequências deposicionais (a K44 e a K46-48). Essas duas sequências são individualizadas pela discordância intra-alagoas (DIA) de idade 117 Ma correlacionáveis a derrames de composição basáltica datados pelo método Ar/Ar (Moreira et al., 2007).

A litologia da sequência inferior (K44) é representada por calcários microbiais, estromatólitos e laminitos nas porções proximais e folhelhos nas porções distais. Já a sequência superior (K46-48), que foi depositada durante o Neoaptiano, equivalente ao andar local Alagoas superior e é representada pelos calcários estromatolíticos e laminitos microbiais, localmente dolomitizados. Para tal associação de fácies, interpreta-se um ambiente transicional, entre continental e marinho raso bastante estressante (Moreira et al., 2007). Por apresentar carbonatos bastante "limpos" no sentido de possuir pouco conteúdo de fração argilosa, esse intervalo em geral apresenta valores relativamente reduzidos nos valores do perfil de raios gama, em geral abaixo de 50 gAPI (Figura 18). A expressão do perfil de raios gama dessa unidade é bem característica e pode ser plenamente correlacionável com o seu poço tipo 3-RJS-625 (Figura 18).

Em termos de expressão sísmica, esta formação apresenta, em geral, refletores em geometria plano paralela com relativamente pouca variação de espessuras (Moreira et al., 2007).

A formação Ariri é representada pelos evaporitos Neoaptianos, de idades equivalente ao andar local Alagoas superior. Litologicamente, esta unidade é constituída principalmente por halita e anidrita, no entanto, relata-se adicionalmente a presença de sais mais solúveis tais como, taquidrita, carnalita e silvinita (Moreira et al., 2007).

Os evaporitos possuem expressões sísmicas bem marcantes por possuírem características acústicas tão contrastantes em relação às rochas adjacentes. Na Bacia de Santos, essa sequência evaporítica foi objeto de diversos estudos tectônicos de restauração, análise estrutural e modelagem (e.g.: Guerra and Underhill, 2012; Garcia et al., 2012; Jackson et al., 2015).

Apesar de enfocar a Supersequência Pós-Rifte, o presente estudo não comtempla a análise estrutural desta unidade evaporítica pelo fato de se tratar de uma unidade com propriedades composicionais e reológicas muito particulares da tectônica halocinética.

3-RJS-625				Poço 1			
0 GR0005 150 0 150	0.2 HMRS 2000 0.2 2000	140 DT 40 240 140	Cota (m)	GR 0.00 gAPI 150.00	RD 0.1000 ohm.m 10,000.0000	DTCO 100.00 us/ft 40.00	
		Fm Ariri	4950	Fm	Ariri	~	
		Fm Barra Velha	5000	Fm	Barra Velha	4-11/14	
6100		and the second second	5050	ased lands of	WW	when the first	
		And the second	5100	When Wh	ANN AND	NWHW W	
6200			5200	All All and a second	the market	Welly May	
			5250	the All Polarity of the	and Warman May	and a population	
6300-		and the second	5300	WALLAN,	Maria	appropriate the second	
Antonio		- Maria	5350	and the ships	MUMANUM	MyNA	
		Fm Itapema	5400	Fm	Itapema	A MANA	
	-	Monda	5450	And Com	Wint .		
	all a strange	M. Marine	5500	MANAN	Jun Joshing	Carport Harrison	
6500			5550	A Head	they want they w	Mary	
6550		Basalto Santoniano	5600		1 Way	M. Marriel	

Figura 18 - Poço tipo da Formação Itapema em contato com a Formação Barra Velha e comparação com o poço 1 da área estudada

Legenda: Perfis exibidos: GR – Gamma Ray; HMRS – Resistividade; DTC – Sônico compressivo. Obs: O poço 1 apresenta escala um pouco mais reduzida do que a do poço 3-RJS-625 para fins de correlação Fonte: Moreira et al., 2007.

4.3 Arcabouço Estrutural da Bacia de Santos

As estruturas que edificaram o rifte da Bacia de Santos são caracterizadas principalmente por falhas normais de direção NE a NNE, afetadas por zonas de transferências destrais de direção NW (Karner, 2000). Segundo Meisling et al. (2001) essas zonas de transferência NW adquirem direção E-W quando se aproximam da transição crosta continental – crosta oceânica.

A feição do embasamento mais expressiva na Bacia de Santos é a charneira cretácea ou charneira de Santos (Kumar e Gamboa, 1979; Macedo, 1990; Pereira e Macedo, 1990). Esta feição encontra-se posicionada aproximadamente paralela a linha de costa e em boa parte de sua trajetória possui direção NE-SW com inflexões para E-W (Figura 2), ela limita os refletores de mergulhos suaves do embasamento a oeste, dos mais acentuados a leste. Moreira et al., (2007) interpretam que esta estrutura data do início da sedimentação da seção rifte de idade hautereviana (130 Ma) e esta sedimentação ocorre somente costa afora (à leste) dessa feição. A charneira cretácea é também chamada de charneira pré-aptiana (Alves, 2002) ou limite pré-aptiano (Mohriak, 2010, Mohriak & Fainstein, 2012) pelo fato desta feição delimitar a ocorrência de sedimentos da fase rifte a leste desta.

Grande parte dos trabalhos que versam sobre o arcabouço estrutural da Bacia de Santos utilizou métodos potenciais, tais como gravimetria e magnetometria, para o mapeamento regional das megafeições da bacia (Paula e Mohriak, 2005; Mohriak & Paula, 2005; De Mio, 2005; Lima e Mohriak, 2013, Rigoti, 2015; Dehler et al., 2016). Uma das feições mais expressivas e talvez a mais investigada nestes estudos regionais é o limite ou transição crosta continental – crosta oceânica (COB ou COT). A demarcação na definição da COB ainda não é consensual já que autores diferentes adotam critérios diferentes, tais como o volume de adição magmática na modelagem do sistema petrolífero, enquanto outros o preponderante seria o domínio litosférico, dividido em litosfera continental ou oceânica (Rigoti, 2015). Para o presente trabalho, a representação da COB (ex.: Figura 2) é apresentada segundo o trabalho de Zalán et al. (2011) que usa por base o mapa de contorno estrutural da discordância de Mohorovičić (Figura 19).

O fenômeno de exumação mantélica, conforme proposto por Péron-Pinvidic et al. (2009) nas margens conjugadas da Ibéria e Newfoundland define a transição entre a as crostas continental e oceânica. Na Bacia de Santos, fazendo uso de modelagens gravimétricas e interpretação sísmica regional, Zalán et al. (2009, 2011) caracterizaram o comportamento da

crosta continental sob o Platô de São Paulo, interpretaram a discordância de Conrad, separando a porção superior como crosta rígida e a porção inferior dúctil e a discordância de Mohorovičić (ou Moho) e assumiram como COB uma área onde o fenômeno de exumação do manto tomou lugar num período entre rifte e o *breakup* (Figura 19). Outros autores sugerem interpertações alternativas ao modelo da Ibéria de exumação do manto, como por exemplo Evain et al. (2015) e Klingelhoefer et al. (2015).



Figura 19 - Mapa de contorno estrutural da discordância de Moho (profundidade do manto)

Legenda: Mapa da margem sudeste brasileira com representação da profundidade da discordância de Mohorovičić, as cores quentes indicam áreas onde a Moho está mais rasa e as core frias onde ela está mais profunda. A área hachurada entre duas linhas azuis demarcada a região de manto exumado durante os períodos de rifte e *breakup*. O Polígono amarelo demarca a área estudada. A linha tracejada representa a projeção da linha sísmica da Figura 20 e o poço Tupi a 29 km da área estudada. Fonte: Zalán et al., 2011.

Uma feição marcante que se expressa inclusive na batimetria limitando o platô de São Paulo a sul é o denominado Propagador Abimael (Figura 2) de Mohriak et al. (2001, 2008). Esta feição se manifesta por uma anomalia positiva em mapas potenciais em forma de cunha, alinhada aproximadamente N-S e é interpretada como um centro de espalhamento associado a intrusões ígneas ativo durante o Aptiano formando uma crosta proto-oceânica que foi posteriormente abortada após a implantação da bacia salífera e fase drifte da bacia (Mohriak, 2014).

A estrutura profunda da Bacia de Santos é representada na seção sísmica regional da Figura 20, ela é uma das diversas linhas sísmicas regionais 2D realizado pela ION-GXT comentadas no início deste capítulo. Diferentes interpretes trabalharam nestes dados, mas de uma forma geral, autores como Zalán et al. (2011), Evain et al. (2015) e Rigoti (2015) caracterizam domínios geotectônicos que vão desde a crosta continental nas porções proximais não afinada até a crosta oceânica nas porções distais.

A área estudada se posiciona próxima a borda sudeste do domínio de crosta continental pouco estirada de espessuras da ordem de 35-40 km, a sudeste do AEBS essa crosta passa a exibir espessuras de menos de 15 km por conta do processo de adelgaçamento e hiperestiramento crustal (Figura 20 - Szatmari & Milani, 2016).

Dehler et al. (2016) descreveram um lineamento magnético denominado Helmut, de aproximadamente 1000 Km de comprimento ao longo das bacias de Campos e Santos. Esta feição mimetiza as zonas de cisalhamento neoproterozoicas e possui direção NE-SW no domínio da Bacia de Santos, passando a aproximadamente N-S na Bacia de Campos. Através de mapas gravimétricos e magnetométricos, Dehler et al. (2016) interpretam que o Helmut separa dois domínios crustais distintos e que o arranjo *en échelon* dos lineamentos internos a cada um desses domínios juntamente com expressão sísmica de flor negativa em seção (Figura 20-D), permitem interpretá-la como uma feição que se comportou como uma grande zona de transferência conectando os eixos do rifte entre as bacias de Pelotas e Campos. Durante o Aptiano tardio na Bacia de Santos este lineamento atuou segundo uma cinemática transtrativa sinistral (Figura 2).

Duas grandes feições transversais de direção NW são descritas na Bacias de Santos, o Lineamento Cruzeiro do Sul ou Zona de Deformação Cruzeiro do Sul (ZDCS) (Souza et al., 1993 *apud* Mohriak, 2003) e o Lineamento Capricórnio descrito por Bueno (2004) como a feição que define as sub-bacias Santos-Sul e Santos-Norte (Figura 2). O trabalho de análise cinemática entre as bacias de Santos e Namíbia de Moulin et al. (2012) define o Sistema Platô de São Paulo como sendo um dos microblocos que compõem um sistema de *buffer* pela interação entre essas peças em resposta ao movimento divergente entre as margens continentais gerando assim estes dois lineamentos que representam as linhas de fluxo da movimentação entre os dois microblocos resistentes, São Paulo Oeste (SPW) e São Paulo Leste (SPE) (Figura 20). A área estudada está situada no micro-bloco São Paulo Leste (SPE) e o espaço temporal avaliado neste trabalho se inicia na idade Hauteriviana de 130 Ma (idade estimada para a DTB-discordância do topo do basalto) até o Aptiano/Albiano de 112 Ma (similar a idade de 113 Ma da DBS-Discordância da Base do Sal). Observa-se que na figura 21 que o trabalho de Moulin et al. (2012) prevê uma tímida rotação do microbloco SPE no sentido horário que pode ter sido causa para mudanças nos paleotensores durante a evolução do rifte.



Figura 20 - Seção sísmica-geológica de contextualização regional da área

Legenda: Domínios crustais representados sob uma das seções sísmicas regionais da Bacia de Santos (Extraídas de Magnavita et al., 2014 *apud* Szatmari & Milani (2016); (A) Seção sísmica regional não interpretada; (B) Seção sísmica regional interpretada; (C) Seção geológica regional; (D) Seção geológica da porção mais proximal da seção destacando a expressão do lineamento Helmut em seção.
Fonte: Magnavita et al., 2014 *apud* Szatmari & Milani , 2016; Dehler, 2016.



Figura 21 - Evolução dos microblocos São Paulo Oeste (SPW) e São Paulo Leste (SPE)

Legenda: Arcabouço cinemático do Atlântico Sul desde o Hautereviano–Barremiano (130 Ma – anomalia M4) até o Intra-Albiano (105 Ma). Considerando a placa Africana fixa. As posições das subplacas da América do Sul são restauradas seguindo os parâmetros dados por Moulin et al., 2010. De acordo com o modelo de Aslanian et al., 2009, os estágios a, b, c, e d correspondem à fase de exumação (zona em roxo) do Segmento Central, a norte da Zona de Fratura de Florianópolis (linha azul), exceto na parte sul da Bacia de Santos onde a crosta oceânica só é adicionada após a Chron M0 (área vermelha). Durante o Aptiano, o sal se depositou no segmento Central, com exceção da região da Bacia de Santos que teria experimentado um acréscimo na subsidência após M0. O limite Aptiano-Albiano marca o breakup, início de acreção oceânica (linha duplas em vermelho) e o final da deposição do sal. Ao longo da margem Africana, em função da combinação do movimento da Bacia de Santos e os microblocos, a formação de uma margem transformante (linha verde) é seguida da propagação e ruptura do segmento Central do Atlântico Sul. Os montes submarinos Jean Charcot parecem estar relacionados à deformação intraplaca que ocorre entre M4 e 112 Ma. Em 105 Ma o movimento dos micros blocos cessam, a Bacia de Santos é totalmente formada e a dorsal oceânica norte alcança a Zona Fratura de Florianópolis.

Fonte: Moulin et al., 2012, Rigoti, 2015.

4.4 Contexto tectônico do Alto Externo da Bacia de Santos

A região conhecida como Alto Externo da Bacia de Santos-AEBS (Gomes et al., 2002, 2008, 2012) ou Santos External High (Carminatti et al., 2008) é caracterizada por ser o alto mais proeminente e extenso da seção Rifte da Bacia de Santos (Gomes et al., 2008, 2012). Uma série de fatores geológicos combinados e sincronizados contribuíram para que esta região se tornasse o maior polo de múltiplas descobertas de reservas de hidrocarbonetos recuperáveis no Brasil, são eles: (I) a presença de rochas fontes prolíficas e maduras; (2) estruturas sin-riftes compostas por múltiplos altos intrabacinais que contribuíram para o trapeamento e o migração focada das acumulações; (3) Selo da sequência evaporítica sobrejacente que se estende sobre maior parte da região. Um quarto fator, amplamente discutido por Gomes et al., (2008, 2012) é o contexto paleotopográfico, paleogeográfico e suas implicações para a qualidade do reservatório, já que a batimetria esperada para o desenvolvimento de bioconstruções estromatolíticas segundo Cohen et al. (1997) que estudaram os estromatólitos do Lago Tanganyika, seria equivalente a profundidades de aproximadamente 30 metros. Através das reconstruções do supercontinente Gondwana (e.g. Moulin et al., 2010), Gomes et al. (2012) estima a posição do Alto Externo da Bacia de Santos a pelo menos 200 Km das charneiras Africanas e Brasileiras antes do breakup continental (Figura 22). Somado ao fator paleotopográfico, este contexto distal favoreceu a formação de um ambiente com baixo suprimento em sedimentação clástica que propiciou a formação de uma extensa plataforma carbonática no Aptiano inferior, com flutuações no nível do lago controlados pelos processos de falhamentos que ditavam o desenvolvimento desta plataforma carbonática.

A Figura 22 apesar de ser elucidativa com relação ao contexto paleotopográfico, ela contém algumas simplificações como por exemplo a orientação paralela da plataforma carbonática aptiana em relação às margens brasileira e africana, que na verdade estão orientadas segundo a orientação da estrutura do rifte que no AEBS possui orientação média de N30E, fazendo certa obliquidade em relação as margens. Outro ponto de discussão sobre a figura 22 é sobre sua geometria crustal, que no bloco diagrama é representado como um alto intrabacinal, enquanto no trabalho de Rigoti (2015) a região é interpretada como a borda de um rifte interno.



Figura 22 - Contexto paleotopográfico e paleoambiental das margens brasileira e africana



O AEBS possui duas culminações principais, situadas na borda de um bloco de lapa (*footwall*), o alto nordeste é denominado Alto de Tupi que é segmentado por uma série de falhas sin-rifte com mergulhos para SE, enquanto o alto à sul, mais proeminente, é denominado Alto de Pão de Açúcar e é segmentado majoritariamente por falhas com mergulhos para NW (Figura 23). Segundo Gomes et al. (2012) um sistema de transferência de direção NW-SE separaria estas duas culminações com padrões estruturais distintos. A área de estudo do presente trabalho detalha, com base em interpretação e análise estrutural de dados sísmicos 3D, esta região entre os dois altos do AEBS, que conforme a seção sísmica/geológica X-Y da Figura 24 também se encontra inserida num contexto de um alto relativo, mais precisamente um *horst* alongado na direção NNE-SSW.

A figura 25 representa a seção geológica Z-Z' passando pelo alto de Tupi e pelo poço 1-RJS-628A (poço Tupi), esta seção está indicada na Figura 20-D. Na porção central desta seção a região do AEBS (cotas acima de -5500m) nota-se uma dominância de falhas normais com mergulhos para SE, enquanto no Alto de Pão de Açúcar, na primeira parte da seção X-Y (Figura 24) as falhas mergulham para NW.



Figura 23 – Mapa estrutural da base do sal definindo o contorno do AEBS $^{-44}_{-43}$

Legenda: Mapa estrutural da base do sal definindo o contorno do AEBS na cota de -5500m (polígono cinza). O polígono amarelo limita a área de estudo. Os estereogramas esquemáticos ilustram a mudança do padrão estrutural entre o alto de Tupi (alto NE), setor central (área de estudo) e alto de Pão de açúcar (alto SW). A linha pontilhada representa a trajetória da seção sísmica-geológica abaixo. As setas vermelhas indicam a região aproximada dos estereogramas esquemáticos que ilustram de forma simplificada o padrão estrutural das falhas rifte no alto de Tupi, na área estudada e no alto de Pão de Açúcar. Fonte: Modificado de Gomes et al. , 2012









Legenda: Seção Z-Z' representada em estilo line drawing mostrando em detalhe a seção sísmica da Figura 20. Notar que as falhas na região do Alto de Tupi mergulham para SE. Obs: As seções Rifte e Pós-Rifte foram indiferenciados nesta seção

Fonte: Modificado de Szatmari & Milani, 2016.

5 RESULTADOS

Os resultados dessa dissertação serão apresentados neste capítulo em três partes principais: a análise estrutural descritiva dos horizontes; análise estrutural descritiva das falhas; e caracterização das rampas de revezamento.

Em termos gerais o arcabouço estrutural da área está edificado em altos estruturais alongados segundo aproximadamente N30E. O alto principal (mais elevado) mapeado pelas linhas 3D no polígono da área de estudo (Figura 26) possui uma geometria em *horst* simétrico. Existe ainda um outro *horst* secundário a leste do alto principal, enquanto os demais altos a oeste do principal possuem geometrias mais assimétricas com bordas de falhas mais expressivas mergulhando para NW (Figuras 26, 27, 29 e 31).



Figura 26 - Mapa estrutural da DBS com localização das seções sísmicas

Legenda: Localização das seções sísmicas exibidas neste capítulo sobre o mapa estrutural da DBS (Discordância da Base do Sal). Fonte: Caldeira, 2018.





Legenda: Seção sísmica A-A' de direção *dip* NW-SE e a representação da interpretação dos horizontes mapeados e das unidades litoestratigráficas interpretadas. No canto esquerdo superior, a Escala vertical Z=2X.
Fonte: Caldeira, 2018.

Os perfis dos poços e o zoneamento das unidades litoestratigráficas caracterizadas neste capítulo encontram-se no apêndice B.

Os horizontes descritos no próximo item deste capítulo estão representados em mapas estruturais em escala colorimétrica com cores frias para cotas mais baixas e cores quentes para cotas mais altas. Estes mapas estruturais estão no apêndice C. Os mapas de isópacas das unidades litoestratigráficas descritas foram feitos com base na diferença estrutural entre os horizontes mapeados e estão no apêndice D.

As sismofácies observadas na seção rifte da área estudada (Figura 27) mostram uma boa correspondência com aquelas descritas por Prosser (1993). Baseado nos distintos padrões sismoestratais, este autor propõe quatro tipos de padrões relacionados as diferentes fases do preenchimento de uma bacia rifte com falhamentos ativos, são elas: A – iniciação do rifte; B – clímax do rifte; C – Pós-rifte imediato; e D – Pós-rifte tardio (Figura 28).



Figura 28 - Padrões de sismofácies num intervalo rifte e as principais sismofácies descritas na área estudada

Legenda: (A) Iniciação do rifte: Formas acunhadas perfeitas. *Onlap* pouco expressivo no bloco de capa (*hangingwall*), padrão interno tipo *hummocky* descontínuo. Possíveis progradações (reais ou aparentes), nenhuma evidência de sedimentos do bloco de capa. (B) Clímax do rifte: zonas caóticas próximas a escarpa das falhas. Padrões em *downlap* e agradacionais podem ser observados se a resolução sísmica permitir. Formas losangulares ou em *downlaps* no bloco de capa (*hangingwall*). (C) Pós-rifte imediato: Refletores paralelos descontínuos, com padrões agradacionais e progradacionais próximos ao (*footwall*). Sinforme de compactação sobre o bloco baixo do embasamento. (D) Pós-rifte tardio: Refletores paralelos contínuos, pouca deformação induzida por compactação. Frequentes padrões *onlap*.

Fonte: Modificado de Prosser, 1993.

5.1 Análise estrutural descritiva dos horizontes e unidades mapeadas

5.1.1 Discordância do topo dos basaltos (DTB) e Formação Camboriú

A DTB é interpretada, apenas no dado sísmico, como um forte pico positivo por ser coincidente com o topo da Fm. Camboriú marcada por conter basaltos toleíticos. Por ser, na maior parte de sua extensão, um refletor de alto contraste de impedância, o imageamento das sismofácies desta Formação é comprometido, fazendo com que sua interpretação e rastreamento se restrinja, em termos práticos, ao mapeamento do último refletor de geometria tabular (Figuras 29 e 31). Nenhum dos poços disponibilizados para este trabalho alcançam as cotas deste horizonte. O poço mais próximo que constata a DTB é o poço supracitado 1-RJS-628^a (poço Tupi), este poço dista 29 quilômetros a nordeste da área estudada e a resposta sísmica pode ser bem correlacionada. Na área estudada, este horizonte possui cotas que variam de -8988 metros até -6020 metros, com média de -7437 metros (Apêndice C). O embasamento DTB possui três altos estruturais alongados segundo a direção dominante das falhas segundo N27E.

No mapa do apêndice C, pode-se observar que a culminação principal que possui expressão ao longo de toda diagonal da área possui a sua morfologia em *horst* e sua posição mais elevada está próxima às coordenadas do poço 12 na porção NW da área, enquanto os altos secundários adjacentes tanto a leste quanto a oeste possuem suas cotas mais elevadas a SW exibindo uma trama com padrão escalonado entre estes altos que se reproduz nos horizontes superiores. O alto secundário a oeste possui uma geometria assimétrica de uma ombreira de um bloco rotacionado, enquanto o alto secundário a leste, assim como o alto principal, possui a geometria simétrica de um *horst*. Uma anomalia negativa no mapa estrutural que também chama atenção é o *graben* de geometria romboédrica na porção noroeste da área que atuou como principal depocentro da área para as unidades superiores do rifte (Apêndice D).



Legenda: Seção sísmica *dip* na porção norte da área contemplando os poços 2 e 5 e abaixo destacando as zonas do modelo estrutural 3D. Notar as típicas sismofácies da seção rifte das formações Piçarras e Itapema. Escala vertical Z=2X.Fonte: Caldeira, 2018.

Figura 29 – Seção sísmica 2

5.1.2 Discordância Pré-Jiquiá (DPJ) e Formação Piçarras

A DPJ ou Discordância Jiquiá/Buracica representa o topo da Formação Piçarras. Este horizonte é constatado apenas no poço 1 conforme mostra o apêndice B. Este refletor é marcado por um pico positivo e, na área estudada, as sismofácies da Fm. Piçarras exibem padrões típicos da fase de clímax do rifte como o espessamento do bloco de capa nas regiões próximas a escarpa de falha, nesta região também ocorrem refletores internos com estrutura sinformal demonstrando o caráter sin-rifte da deposição desta unidade (Figuras 29 e 31).

Na área mapeada, este horizonte possui cotas que variam de -7890 metros até -5725 metros, com média de -6657 metros. O padrão geométrico deste horizonte é similar ao embasamento, destacando a significativa expressão de falhas de direção norte-sul. De acordo com o mapa de isópacas, as espessuras da Formação Piçarras variam de 67 metros a 1847 metros com média de 995 metros. No mapa de isópacas desta unidade (Apêndice D) é possível observar um forte controle das falhas no alinhamento das anomalias positivas que representariam os depocentros e também das anomalias negativas que nesse caso representariam os paleo-altos estruturais.

Nesta unidade os principais depocentros estão localizados na porção leste da área, também influenciados de forma significativa pela conformação estrutural da DTB supracitada que apresenta uma forte quebra com valores de cota mais profundos nessa região. Na porção norte observa-se um controle estrutural de falhas norte-sul condicionando uma região de baixa espessura como possível paleo-alto estrutural. O principal depocentro desta unidade está localizado na porção oeste-noroeste da área, claramente condicionado por falhas NNE-SSW.

Sob o horizonte DPJ, na porção leste da área são observadas feições cônicas peculiares com diâmetros de aproximadamente 300 metros alinhados segundo o azimute N30E (Figura 30-B). A geometria e baixo contraste de amplitude indicam que essas feições são compatíveis com vulcões de lama (ou outros sedimentos) causados pela expulsão de fluidos causada pelo rebote elástico pós-sísmico (Muir-Woods, 1994), ou seja causada no momento imediatamente posterior ao sismo causado pelo falhamento normal. Conforme modelo de Muir-Woods, 1994 o primeiro evento gera estruturas trativas subverticais (T) onde os fluidos são alojados em profundidades abaixo do nível freático e num momento imediatamente posterior, o rebote promove uma compressão ortogonal ao plano T causando a expulsão do fluido e formação dos cones. (Figura 30).



Figura 30: Localização e aspectos geométricos de estruturas cônicas no horizonte DPJ

Legenda: A – Mapa estrutural do horizonte DPJ com um retângulo branco tracejado indicando a área de ocorrências das feições cônicas; B – Mapa de variância e estrutural mostrando as três feições circulares alinhadas segundo a direção de encurtamento horizontal máxima em planta em e seções indicadas; C – Seção X-X' alinhada segundo três cones alinhados; D – Seção Y-Y' ortogonal à falha normal que mergulha para SE; E e F – Modelo de movimentação de fluidos durante um sismo num contexto distensivo de Muir Woods, 1994. Seções sísmicas com escala vertical Z=2X.

Fonte: Caldeira, 2018, Figura 28-E e 28-F modificada de Muir-Woods, 1994.





Legenda: Seção sísmica *dip* na porção sul da área contemplando os poços 7 e 3 e abaixo destacando as zonas do modelo estrutural 3D. Notar os expressivos espessamentos de seção da Formação Piçarras nos planos de falha. Escala vertical Z=2X.Fonte: Caldeira, 2018.

5.1.3 Discordância Pré-Alagoas (DPA) e Formação Itapema

A discordância Pré-Alagoas ou discordância intrabarremiano demarca o topo da Formação Itapema que é constatada em cinco poços, são eles de norte a sul: 5, 4, 1, 7 e 3. A DPA marca também a mudança no padrão de sismofácies que, já na Formação Itapema, abandona o aspecto cuneiforme caracterizado pelo alto espessamento do pacote sedimentar junto aos planos de falha (Figuras 27, 29 e 31).

Na área estudada, este horizonte possui cotas que variam de -6908 metros até -5286 metros, com média de -5843 metros. O horizonte DPA mantém os principais padrões dos horizontes supracitados, mas se difere pelo aparecimento de uma anomalia negativa (baixo estrutural) na porção sul, imediatamente a oeste do *horst* principal.

A Formação Itapema exibe espessuras que variam de 95 metros a 1430 metros com média de 811 metros e o seu mapa de isópacas exibe anomalias mais suavizadas com uma

notável região de grandes espessuras na porção Norte. Quando comparada com as sismofácies das demais unidades do rifte, a Formação Itapema apresenta refletores relativamente mais contínuos e paralelos com altos contrastes de amplitude que concordam com a descrição da natureza do seu preenchimento sedimentar lacustres (Figuras 27, 29 e 31). Nos perfis elétricos, apesar do topo da formação possuir um baixo valor de raios gama, passados alguns metros abaixo deste marco este valor começa a aumentar até aproximadamente 100 gAPI, indicando a presença de uma rocha de alto conteúdo argiloso. Por correlação com os folhelhos escuros da Bacia de Campos, este intervalo deve corresponder ao chamado folhelho Jiquiá, umas das principais rochas geradoras da bacia de Santos com teor de Carbono Orgânico Total (COT) na faixa de 2 a 6% (Chang et al., 2008).

5.1.4 <u>Discordância Intra-Alagoas (DIA) e Formação Barra Velha inferior</u>

A DIA é o horizonte que subdivide informalmente a Formação Barra Velha (BVE) Superior e Inferior e possui geometria muito similar a DPA, atribuindo à Formação Barra Velha Inferior um caráter relativamente mais isópaco. Este horizonte é constatado por quase todos os poços da região, exceto pelo poço 9. Na área estudada, este horizonte possui cotas que variam de -6576 metros até -5111 metros, com média de -5562 metros.

As sismofácies da Formação BVE inferior são caracterizadas por refletores sísmicos plano paralelos (Figuras 27, 29, 31 e 32), apesar de se observar pouca ou nenhuma variação de espessura junto aos planos de falha, em alguns locais se observa que os refletores adquirem um aspecto caótico difuso, que pode estar relacionado a uma variação lateral de fácies, tipicamente de sedimentos carbonáticos retrabalhados (e.g.: grainstones e wackestones) ou a um processo diagenético/hidrotermal controlado pela falhas (e.g.: silicificação ou dolomitização). Os mapas de isópacas desta formação exibem espessuras que variam de 35 metros a 471 metros com média de 280 metros.

Apesar da natureza discordante questionável ao longo de toda bacia, o termo discordância no horizonte DBS foi mantido conforme proposta na última versão da carta estratigráfica da Bacia de Santoss (Moreira et al., 2007). A DBS é o último dos horizontes aqui caracterizados pela ordem cronoestratigráfica, é marcado pelo intenso pico positivo marcando a passagem dos calcários lacustres da Fm. Barra Velha para os evaporitos da Fm. Ariri. As sismofácies da Fm. Barra Velha Superior, numa perspectiva global, possuem refletores plano-paralelos, no entanto, ao longo de um mapeamento mais detalhado é possível notar que estas sismofácies variam de acordo com o posicionamento estrutural relativo (Figura 32).

Na área estudada, este horizonte possui cotas que variam de -6239 metros até -4851 metros, com média de -5274 metros. Os mapas de isópacas desta formação exibem espessuras que variam de 35 metros a 495 metros com média de 288 metros (Apêndices C e D).

Ao longo dos horsts, padrões de refletores caóticos são frequentes e aparentemente estariam associados às zonas de dano e às rampas de revezamento, sendo estes sítios preferenciais de processos de diagênese estrutural. Outra possibilidade para os refletores caóticos está relacionada a ocorrência de biohermas microbiais controlados pela morfologia do substrato conforme proposto por Wright (2012) em ambientes lacustres. Nas posições relativamente mais baixas a oeste do horst principal é possível observar ao longo de seções dip padrões de refletores com clinoformas progradantes que sugerem que num período de maior umidade do sistema lacustre, houve um incremento no aporte de sedimentos superior ao espaço de acomodação. O sentido deste aporte sedimentar seria de NW para SE (Figura 32). No limite superior dessas feições é notável um outro tipo de padrão de terminação estratal, os onlaps que marcam uma mudança nesta relação entre aporte sedimentar e espaço de acomodação, provavelmente influenciado fortemente por uma causa climática conforme o modelo de deposição carbonática em bacias tipo lago (Bohacs, 2000; Bento-Freire, 2012). Estes tipos de padrões de terminação de refletor são observados mais claramente na porção sul (conforme indicado a localização da seção no mapa - Figura 26), provavelmente por conta de uma reativação local dos altos estruturais localizados a sudeste da área.

De forma esperada este é o horizonte com menor densidade de falhas e a deformação é melhor representada por grandes flexuras sinformais de baixas amplitudes e comprimentos de ondas quilométricos.



Legenda: Seção sísmica *dip* destacando os padrões de truncamentos entre refletores observáveis na Formação Barra Velha (Superior). A linha pontilhada demarca a mudança no padrão de clinoformas progradantes para refletores em *onlap*. Escala vertical Z=2X.Fonte: Caldeira, 2018.

5.2 Análise estrutural descritiva das falhas

Na área de estudo foram mapeadas um total de 240 falhas, de maneira geral as falhas possuem geometria plana, no entanto ao longo do *strike* das falhas estas apresentam alguma tortuosidade provavelmente pelo fato dessas estarem num estágio mais evoluído de conexão entre falhas originalmente discretas.

Em termos orientação desses planos de falha o arcabouço estrutural exibe um par conjugado bastante persistente. Numa avaliação estatística global (Figura 33), essas falhas exibem um caráter bimodal quanto ao azimute do mergulho (*dip direction*) com o pico principal em 296° e pico secundário 112° o que atribui uma direção (*strike*) das falhas em torno N27E com mergulhos em sua maioria para NW e secundariamente para SE. Quanto ao ângulo de mergulho, obtido através dos atributos *dip*, as falhas exibem valores desde 16° a 90°, com média em 64,4° e desvio padrão de 10,4, sugerindo uma ampla dominância de falhas normais conforme o modelo andersoniano (Anderson, 1905). Os valores inferiores a 40° provavelmente são valores espúrios, frutos de extrapolações entre os planos de falha mapeados.



Figura 33 - Histogramas de azimutes e ângulo de mergulho das falhas

Legenda: A esquerda, histograma dos azimutes de mergulho mostrando uma distribuição bimodal com máximos em 296° e 112°; a direita, histograma dos ângulos de mergulho de todas das falhas da área estudada. Fonte: Caldeira, 2018.

Azimute de mergulho (°)

Quando observadas em mapa (Figura 34) essas direções principais de mergulho (NW e SE) não exibem uma concentração por área e sim faixas de alternância entre essas famílias mostrando, conforme já mencionado os itens anteriores, uma arquitetura estrutural edificada na alternância de *horsts* e *grabens*. Quanto a distribuição dos mergulhos na área estudada, é notável na Figura 34 uma dominância da categoria de cores verde e amarelo em torno de 60°, no entanto na porção NW da área percebe-se algumas ocorrências de falhas de alto ângulo de direção mais próxima de N-S.

Estruturas menores de direção NW-SE encontram-se disseminadas na área, essas estruturas também possuem alto ângulo e são bastante similares às falhas menores (*minor faults*) do campo de Gullfaks no mar do Norte descritas por Fossen & Hesthammer (1998) pela baixa penetratividade dessa estrutura na área exibindo um estilo de deformação intrabloco com traços de falha restritos aos blocos maiores limitados por falhas NE-SW. O traço de falha dessas estruturas é de difícil mapeamento pois o imageamento sísmico de estruturas subverticais é mais prejudicado em função do ângulo de incidência das ondas sísmicas. Em alguns locais como nas proximidades do poço 7 e 1 (Figura 35) é possível observar que essas estruturas subverticais por vezes estão associadas a formação de uma protuberância, provavelmente relacionada a uma curva de restrição (*restraining bend*) relacionada a uma movimentação lateral. Essas estruturas parecem não afetar todos os horizontes mapeados, como por exemplo a DBS que em seção sísmica possui seus refletores em padrão de terminação *onlap* sobre a protuberância.

Ângulo de mergulho (°)

Figura 34 - Mapas das propriedades de falha



Legenda: Mapas das propriedades azimute e ângulo de mergulho, respectivamente, plotadas sobre os planos de falha da área estudada. Fonte: Caldeira, 2018.





Figura 35 – Seção sísmica strike A – A

Legenda: Seção sísmica A – A' interpretada com as unidades litoestratigráficas mapeadas e os traços interpretados de falhas subverticais. Fonte: Caldeira, 2018.

A partir dos dados estruturais obtidos conforme o método descrito no item 2.6 desta dissertação, foi possível plotar esses valores em estereogramas para cada unidade litoestratigráfica (Figura 36).



Figura 36 - Quadro dos estereogramas de falhas por unidade litoestratigráfica

Legenda: Quadro dos estereogramas (projeção Schmidt do hemisfério inferior) de falhas por unidade litoestratigráfica com colunas de nuvem de pontos (n: número de amostras) e curvas de contorno de densidade. GC1: Grande círculo principal (da nuvem de pontos mais densa); GC2: Grande círculo secundário; β: Eixo Beta de interseção entre os dois planos principais GC1 e GC2.
Fonte: Caldeira, 2018.

Conforme observado nos histogramas e mapas anteriores a direção em torno de N30E é bastante frequente na área e essa orientação principal persiste de forma dominante em todas unidades litoestratigráficas, de forma que esta chega a ofuscar outras orientações também observadas na coluna de nuvem de pontos. Observa-se que as unidades superiores possuem nuvens com densidades maiores (máximos em ~15%), ou seja, aquela orientação é mais persistente, enquanto nas unidades mais inferiores como a Fm. Camboriú as nuvens de pontos estão mais dispersas (máximos em ~11%), refletindo uma variedade de orientações de planos de falha relativamente maior.

Pode-se notar, também no quadro da Figura 36, que os ângulos de mergulho dos planos principais, representados pelos grandes círculos GC1 e GC2, são maiores nas unidades inferiores e menores nas unidades superiores. Outro aspecto notável é que o ângulo de mergulho do plano secundário GC2 é maior que o plano principal GC1 em todas unidades caracterizadas.

O eixo de interseção β entre os dois planos principais GC1 e GC2 é sub-horizontal em todos as unidades.

5.2.1 Análise dos rejeitos das falhas

O atributo de rejeito foi computado utilizando o software Petrel através de uma medida tridimensional ao longo da reta de máximo declive do plano. Para um modelo multiacamadado, que é o caso da área estudada, a distribuição de rejeito interpolado entre todos os horizontes se dá num padrão elíptico (Figura 37) com os maiores valores concentrados no centro dessa elipse. A partir do centro da elipse esses valores tendem a diminuir gradualmente tanto ao longo do *dip* quanto ao longo do *strike* das falhas. Esse padrão é melhor observado em situações onde as interferências de outras estruturas de transferência de movimento são reduzidas ou nulas.

Neste método, a simplificação é a de que apenas o rejeito normal é computado, não levando em consideração possíveis falhas de rejeito oblíquo ou direcional. A representação de falhas com cinemática transcorrente ou oblíqua ainda é um desafio para os *softwares* de modelagem.

Analisando os rejeitos distribuídos ao longo de toda área estudada, observa-se valores máximos de até 1048m. Os valores mais elevados são verificados nos horizontes

estratigraficamente inferiores DTB e DPJ e estes valores tendem a diminuir gradativamente para os horizontes mais superiores. Nos gráficos sobrepostos de cada horizonte da Figura 38 podemos verificar o número de falhas que afetam cada um deles e qual é o rejeito máximo constatado para uma determinada quantidade de ocorrências deste valor.





Legenda: Representação e distribuição dos valores de rejeito num plano de falha. À esquerda: em tons de vermelho, a demarcação das áreas de interseção entre os traços dos horizontes de bloco baixo (BB) e bloco alto (BA) de cada horizonte mapeado. Escala de 550m contida no plano da falha. À direita, valores interpolados dos valores dos rejeitos de falha mostrando um padrão elíptico. Vista em perspectiva ortogonal, sem exagero vertical.

Fonte: Caldeira, 2018.

Figura 38 - Gráfico de frequência acumulada de rejeitos máximos de falhas para cada horizonte



Fonte: Caldeira, 2018.
Quando se observa a distribuição desses rejeitos ao longo da área estudada (Figura 39), é possível notar que existe uma assimetria dos valores dos rejeitos quanto a posição e a orientação dos planos de falha. As falhas com maiores valores de rejeito mergulham preferencialmente para NW e estão posicionadas a oeste dos principais altos estruturais da área. Principalmente na porção ocidental da área existe uma assimetria da deformação por conta de um maior transporte tectônico sobre os planos de falha que mergulham para o quadrante NW.

No mapa da Figura 39, as cores roxas mostram rejeitos abaixo de 100 m, enquanto as cores vermelhas mostram valores de rejeito acima de 500 m. Nota-se que os rejeitos mais elevados estão posicionados nos altos estruturais escalonados, e que o *horst* central principal possui três segmentos de alto rejeito principais, os mecanismos para transmissão de movimento de um segmento para outro serão descritos no próximo item.



Figura 39 - Mapa das falhas com os valores de rejeito plotados

Legenda: Mapa de falhas da área estudada com a propriedade de rejeito plotados em uma escala colorimétrica com valores entre 0 e 500m. Note que em alguns locais estes valores extrapola o valor de 500m, podendo chegar a 1048m conforme exibidos na Figura 38.

Fonte: Caldeira, 2018.

Nos trabalhos que versam sobre parametrizações de falhas (ex: Walsh & Watterson, 1988, Kim & Sanderson, 2005) é assumido que a relação entre o rejeito máximo de uma falha (d_{max}) e a dimensão linear máxima de uma falha (L) é regida pela seguinte equação: $d_{max} = {}_{c}L^{n}$ (1)

O valor do expoente n pode variar desde 0,5 (Fossen & Hesthammer, 1997) até 2,0 (Walsh & Watterson, 1988). O valor de n=1 indica uma lei de regressão linear.

No presente estudo, essas relações foram obtidas para cada horizonte mapeado (Figura 40) e os valores de n variaram gradualmente desde 0,84 (DBS) até 1,54 (DTB). Se considerarmos todas as falhas em todos horizontes esse valor de n é de 1,35. Apesar de possuírem uma alta dispersão pelo relativamente baixo valor de R², o significativo número de amostras nos permite tentar avaliar essas relações em cada horizonte. Esses resultados serão discutidos em maior detalhe no capítulo 6.

Kim & Sanderson enumeraram alguns fatores que estão sujeitos a controlar esta relação (equação 1), são eles: (1) propriedades mecânicas dos materiais; (2) cinemática da falha, bem como o método de medida do rejeito real; (3) histórico de rupturas e propagação; (4) história e evolução da segmentação e conexão entre as falhas; e (5) reativação.



Figura 40 - Relação entre rejeito máximo e comprimento máximo de falha para cada horizonte mapeado

Legenda: Gráfico de rejeito máximo (d_{max}) por comprimento máximo (L) das falhas e as diferentes retas de regressão de potência para cada horizonte. Na legenda no canto esquerdo superior os marcadores de cada horizonte e o número de amostras entre parêntesis. Fonte: Caldeira, 2018. Observando os mapas estruturais do apêndice C, temos uma noção visual da distribuição das falhas através da representação dos gaps (*heave*). Na Figura 41 é realizada uma estimativa comparada da deformação em cada horizonte mapeado através da simplificação do método de restauração palinspática em área de Rouby et al. (1993, 1996) através do cálculo da razão entre a área falhada (ou área do *heave* das falhas) e a área total mapeada, este valor corresponde a fração deformada que seria aglutinada entre os blocos.

A representação da área do gap de falhas está ligada diretamente ao rejeito acumulado, portanto para podermos fazer alguma correlação cronológica desses horizontes seria necessária uma restauração estrutural 3D para reconstruirmos a geometria mais próxima do real no tempo estimado para cada um dos horizontes, ou pelo menos trabalhar com alguma forma compensar os rejeitos dos horizontes superiores.

Mesmo tratando-se de uma simplificação, a Figura 41, nos permite uma análise relevante, pois os valores de área falhada nos dois horizontes mais inferiores (DTB e DPJ) se destacam com valores até três vezes maiores que os horizontes superiores (DPA, DIA e DBS). Apesar do fato do horizonte inferior teoricamente acumular o rejeito impresso nos horizontes superiores, este dado corrobora a separação entre rifte e pós-rifte proposta na carta estratigráfica da Bacia de Santos (Figura 16) já que de fato a intensidade do falhamento a partir da DPA diminuiu drasticamente, apesar de não ter cessado.



Figura 41 – Gráfico de percentual de área falhada para os horizontes mapeados

Legenda: O valor do percentual da área falhada corresponde a razão entre a área somada dos gaps de falha do horizonte pela área total do horizonte. Siglas das formações: ARI – Fm. Ariri; BVS – Barra Velha Superior; BVI – Barra Velha Inferior; ITP – Fm. Itapema; PIÇ – Fm. Piçarras; CAM – Fm. Camboriú. Fonte: Caldeira, 2018.

5.3 Caraterização das rampas de revezamento

Ao mapear e interpretar a área de estudo encontramos, de forma recorrente, situações de interação entre diversos planos de falha, tanto em seção quanto em mapa e para rastrearmos melhor estes planos temos que abrir mão de atributos sísmicos para uma interpretação mais fiel dessas geometrias. A Figura 42 traz alguns exemplos de como o atributo de variância ressalta os planos de falha.

Quando se observa os mapas estruturais de cada horizonte (Apêndice A) é possível notar um certo escalonamento das falhas, principalmente adjacentes ao horst principal. Essas feições são rampas de revezamento e elas se manifestam nos diferentes padrões de rompimentos descritos por Fossen & Rotevatn (2016): rampa não rompida (Figura 42 - A); rampa rompida em uma única extremidade (Figura 42 - B); rampa rompida em duas extremidades (Figura 42 - C); e rompimento no meio da rampa (Figura 42 - D).

Na Figura 38 - B o retângulo tracejado faz uma referência de escala em relação a rampa de revezamento de Devil's Lane em Utah (Figura 10 - capítulo 3).



Figura 42 - Padrões de rompimento das rampas de revezamento da área estudada

Legenda: Rampas de revezamento mapeadas na área estudada. Vista em perspectiva ortogonal de mapas estruturais em escala colorimétrica e superposição com o atributo de variância para ressaltar os planos de falha. (A) Rampa de revezamento não rompida no horizonte DPJ; (B) Rampa de revezamento rompida em uma extremidade no horizonte DBS; (C) Rampas de revezamento na DPJ com duplo rompimento; (D) Rampa de revezamento na DBS com rompimento no meio da rampa (*Mid-ramp breach*). O quadrado tracejado na Figura 42 B é uma referência a dimensão e escala da Figura 10.
Fonte: Caldeira, 2018.

Para avaliarmos a influência das zonas de revezamento na transferência de movimento é necessário verificar como se comportam os rejeitos absolutos na conexão entre as falhas nos diferentes horizontes mapeados. Para isto foi realizado um perfil de rejeito (distância x rejeito) entre as principais falhas do campo tendo como distância a diferença entre a coordenada x, y do rejeito amostrado na falha e a origem conforme exibida em mapa (Figura 43). Os rejeitos de seis falhas foram avaliados neste perfil de direção SW-NE, todas elas mergulhando para NW, sendo as falhas das extremidades SW e NE aquelas com maior rejeito.



Figura 43: Mapa de localização das falhas avaliadas no perfil de rejeitos

Legenda: Mapa estrutural da DPA para localização das falhas F1, F2, F3, F4, F5 e F6 usadas no perfil de rejeito Fonte: Caldeira, 2018.

O aspecto mais notável no perfil de rejeitos (Figura 44) é a diferença do comportamento dos horizontes do rifte inferior (DTB, DPJ) e horizontes do rifte superior (DPA, DIA e DBS). As falhas mais expressivas das extremidades possuem valores bem maiores do que as falhas intermediárias que promovem a transferência de movimento através das rampas de revezamento. Os horizontes do rifte superior possuem valores de rejeito mais similares entre todas as falhas.

Outro aspecto, conforme já abordado nos trabalhos clássicos de Peacock & Sanderson (1991) e Kim & Sanderson (2005) é o comportamento do gradiente do rejeito em regiões de superposição dessas falhas onde encontram-se demarcadas as rampas de revezamento.



Figura 44 - Gráfico de perfis de rejeito absoluto das seis falhas alinhadas mostradas na Figura 43

Com o mapeamento e reconhecimento das rampas de revezamento foi possível extrair alguns dados paramétricos a partir da medição da sobreposição entre as falhas (medida paralela aos *strikes* das falhas) e a separação (medida perpendicular aos *strikes* das falhas ou largura do revezamento) e a relação entre essas medidas. No gráfico da Figura 45 foram plotados dados paramétricos de 46 rampas de revezamento e elas foram categorizadas pela forma do escalonamento: círculos para o escalonamento à esquerda (LS - *left stepping*); e triângulos para escalonamento à direita (RS - *right stepping*), e pelo horizonte onde estão inseridos de acordo com a cor do marcador.

Apesar não ser um conjunto amostral tão grande, as leis de potência para a regressão quanto a forma do escalonamento apresenta valores do expoente n distintos entre si e diferentes de 1. Enquanto o conjunto LS apresenta n=0,8, o conjunto RS apresenta n=1,3 e essa diferença deve refletir alguma diferença geométrica entre as duas formas de escalonamento, possivelmente na razão de aspecto.

Não foram observadas diferenças significativas nestes atributos sobreposição x separação quando comparados entre diferentes horizontes.

Legenda: Perfis de rejeito das falhas Fonte: Caldeira, 2018.



Figura 45 - Gráfico de relação entre sobreposição e separação das falhas nas zonas de revezamento

Legenda: Os marcadores do gráfico sobreposição x separação das falhas estão classificados quanto o seu escalonamento em planta: círculos para o escalonamento à esquerda (LS - left stepping); e triângulos para escalonamento à direita (RS - right stepping), e pelo horizonte onde estão inseridos de acordo com a cor do marcador.

Fonte: Caldeira, 2018.

Conforme exibido na Figura 12 (capítulo 3), durante a evolução da rampa de revezamento, as camadas envolvidas no processo experimentam uma deformação por tração e torção. Para avaliarmos o quanto essas estruturas afetaram os horizontes mapeados, foi feita uma comparação relativa entre o ângulo de mergulho médio do horizonte em toda área mapeada e este mesmo ângulo na área das rampas de revezamento, ou seja, na área de sobreposição entre os dois segmentos de falha (Figura 46).

Os dados da Figura 46 mostram que o ângulo de mergulho do DTB (embasamento econômico) é significantemente superior aos demais horizontes que possuem esses valores decrescentes quanto mais superiores na estratigrafia.

Nos horizontes mais inferiores (DTB e DPJ) a diferença entre a média dos ângulos de mergulho rampa x horizonte é superior a 4°, enquanto nos horizontes superiores a diferença entre essas médias é de aproximadamente 2°.



Figura 46 – Gráfico comparativo das médias dos ângulos de mergulho nas rampas de revezamento e em todo horizonte

Legenda: Barras azuis: ângulo de mergulho médio do horizonte; barras laranjas: ângulo de mergulho médio do horizonte apenas na região da rampa de revezamento. Fonte: Caldeira, 2018.

Essa diferença nas médias dos ângulos de mergulho do horizonte e da rampa de revezamento (Figura 46) pode ser traduzida em estimativa de deformação cisalhante através da fórmula γ =tan A, onde γ é a deformação cisalhante (*shear strain*) expressa em radianos (rad) e A é o ângulo entre o objeto indeformado e o objeto deformado por rotação. Para os horizontes da seção pós-rifte (DBS, DIA e DPA) os valores de cisalhamento estão na faixa de 0,03 a 0,04 rad, enquanto nos horizontes DTB e DPJ esse valor é de 0,07 e 0,08 respectivamente. Esses valores são normalmente baixos e por vezes são expressos em µrad (micro-radianos), mas apesar das inúmeras fontes de incertezas sobre esses valores (como a resolução sísmica, medição e a própria interpretação), eles concordam com as estimativas realizadas na Figura 41. Ou seja, tanto a deformação por distensão estimada em área, quanto a deformação por rotação estimada pela diferença angular nas rampas de revezamento são relativamente maiores na seção rifte. Trata-se de um resultado esperado, porém, nos permite diferenciar dois sistemas esforço-deformação distintos no rifte e no pós-rifte.

6 **DISCUSSÃO**

A integração dos dados e resultados apresentados no capítulo anterior nos permite, à luz do conhecimento já existente na literatura da área, fazer considerações sobre: a interpretação cinemática para a área e sua correlação com megaestruturas regionais; domínios estruturais e contexto da área estudada na região do Alto Externo; os estágios evolução e interação dos segmentos de falha nos diferentes horizontes; e por fim, propor um quadro sintético do arcabouço estrutural da área estudada.

6.1 Interpretação cinemática e correlação com megaestruturas regionais

A análise descritiva das falhas exibe um padrão típico e dominante de falhas normais com ângulo de mergulho médio de aproximadamente 60° e eixo β (interseção entre os pares conjugados das falhas) sub-horizontal (<5°). Segundo o modelo andersoniano (Anderson, 1905), a direção do eixo β se alinha segundo o tensor intermediário σ 2 (Sigma 2) que, segundo os estereogramas da Figura 36, possui orientação N26-28E, e pouco varia ao longo dos diferentes horizontes, mostrando um forte controle da trama do embasamento. Essa orientação é coincidente com o *strike* das falhas que por sua vez é paralelo aos lineamentos magnéticos interpretados por Dehler et al. (2016) no domínio B da Bacia de Santos (Figura 47), esta região é limitada a sudeste pelo lineamento Helmut que, neste mesmo trabalho, os autores interpretam esta feição originada a partir de uma cinemática transtrativa sinistral durante o Aptiano tardio.

A direção do par cisalhante sinistral em mapa em torno de N70°E (Figura 47) concorda com a orientação e cinemática das estruturas mapeadas na área estudada, pois em escala regional as falhas normais de direção ~N25E fazem aproximadamente 45° com esta direção de cisalhamento principal e coincidem com o plano T onde são esperadas estruturas trativas (Bartlett et al., 1981).

Um grupo secundário de estruturas são algumas falhas de direção N-NNE de alto ângulo que estão localizadas no norte da área estudada (ver Figura 34). Além do elevado ângulo de mergulho, o prolongamento dessas estruturas a sul coincide com falhas em escalonamento à esquerda. Esses elementos nos permitem trabalhar com a hipótese dessa família de estruturas possuir alguma componente direcional de cinemática destral. Essa interpretação cinemática bem como a orientação do grupo de falhas N-NNE se enquadram no plano anti-riedel (R') no par cisalhante sinistral promovido no domínio B por influência do lineamento Helmut (Figura 47).



Figura 47: Mapa de anomalia magnética da derivada reduzida ao polo da Bacia de Santos e interpretações estruturais

Legenda: Mapa de anomalia magnética da derivada reduzida ao polo da Bacia de Santos e interpretações estruturais. Obs.: O par cisalhante exibido na Figura considera o ângulo de fricção interna (Θ) igual a 30° e destaca as principais direções observadas em mapa, são elas: R' – Anti-Riedel; e T – Direção trativa. Esse tipo de análise em mapa é válido uma vez que o eixo β das falhas da área é sub-horizontal. As setas em vermelho representam a direção de estiramento. O limite entre crosta continental (CC) e crosta oceânica (CO) está pontilhado de vermelho e foi proposto por Zalán et al., 2011. A localização da área estudada está destacada na porção central do mapa de contorno vermelho de onde temos um zoom do mapa de falhas do embasamento econômico (DTB).

Fonte: Mapa de anomalia magnética extraído de Dehler et al., 2016.

6.2 Domínios estruturais e contexto da área estudada na região do Alto Externo

No contexto do AEBS, vimos no capítulo 4 (Figura 23) que a área estudada potencialmente representaria uma mudança no padrão estrutural entre os altos SW (que possui falhas que mergulham para NW) e NE (que possui falhas que mergulham para SE) dessa feição e que, segundo Gomes et al. (2012) um sistema de transferência seria o responsável por

essa mudança no padrão estrutural. No entanto, na área estudada não foram mapeadas estruturas ou feições que pudessem indicar a existência de uma zona de transferência (conforme a classificação de Faulds & Varga, 1998), uma vez que não foram interpretadas falhas subverticais indicativas de uma movimentação transcorrente com dimensões significativas ao ponto de, por exemplo, deslocar os depocentros nas unidades litoestratigráficas mapeadas (ver apêndice D).

Apesar de não existir elementos para caracterizar uma zona de transferência, o padrão estrutural de fato muda e na área de estudo podemos identificar uma diferença na arquitetura estrutural entre dois domínios principais: o domínio oeste – W; e o domínio leste – E. As seções sísmicas apresentadas no capítulo anterior, bem como os mapas dos Apêndices C e D ajudam a ilustrar essa diferença entre os domínios (Figura 48).



Figura 48 – Mapas de domínios estruturais para a área estudada e respectivos estereogramas.

Legenda: Mapas de domínios estruturais e seus respectivos estereogramas. O domínio oeste – W possui um polo máximo (10,2%) com atitude do grande círculo em 296/57, secundariamente falhas antitéticas possuem atitude média em 119/63. No estereograma também podem ser observadas em baixa densidade (~1%) as falhas menores transversais de atitudes representadas pelos grandes círculos tracejados de atitude 193/83 e 004/78. O domínio leste – E possui dois polos de atitude 297/61 (12,2%) e 114/68 (11,2%). Para ressaltar a diferença nos padrões, os *gaps* de falha do horizonte DPJ que mergulham para o quadrante sudeste foram destacados de cor vermelha.

Fonte: Caldeira, 2018.

No domínio W (Figura 48) as estruturas se organizam num padrão relativamente mais assimétrico, além de apresentar uma predominância de falhas com mergulho para NW como mostra seu estereograma, essas falhas apresentam ângulos de mergulho menos elevados (57°) e na região sudoeste essas falhas rotacionam os blocos do intervalo do rifte inferior (Fm. Piçarras e Fm. Itapema), atribuindo um estilo em dominó a essas falhas. Por conta deste padrão estrutural, é neste domínio onde se observa os mais expressivos crescimentos de seção no rifte. É no domínio W que são observadas as falhas transversais subverticais de baixa penetratividade (Figura 35), ou falhas intra-bloco, que apesar da baixa densidade, também estão presentes no estereograma da Figura 48 com grandes círculos tracejados, essa família provavelmente conta com uma cinemática de componente transcorrente destral.

Os aspectos do domínio oeste guardam uma similaridade às características descritas por Fossen & Hesthammer (1998) de uma área do campo de Gullfalks no Mar do Norte descrita com sistema em dominó (Figura 49), apesar das falhas do Gullfaks apresentarem mergulhos mais baixos (~35°), sugerindo um caráter distensional mais evoluído neste domínio. Comparando com os aspectos geométricos das falhas de Gullfaks com os das falhas da área estudada (Figura 49-B), é possível notar uma similaridade na rotação dos blocos do embasamento fazendo com que os ângulos de mergulho dos horizontes acima destes blocos são relativamente menores. Segundo Fossen & Hesthammer (1998), no campo de Gullfaks esse aumento de mergunlho de acordo com a profundidade está relacionado a variação vertical da deformação interna ao bloco e em menor grau a compactação pós-deformacional.

O domínio leste – E, onde estão localizados a maioria dos poços da área é estruturado num padrão mais simétrico de *horsts* e grabens. Em mapa e no estereograma podemos notar a distribuição equilibrada entre falhas de mergulho para NW (gaps em preto no mapa da Figura 48) e falhas com mergulho para SE (gaps em vermelho). Neste domínio os ângulos de mergulho das falhas são relativamente mais elevados (máximos com 61° para NW e 68° para SE). Apesar de ser composto apenas por um horst principal e um secundário a sudeste este domínio se enquadra no estilo complexo de *horsts*, classificação também utilizada no trabalho de Fossen & Hesthammer (1998), de maneira análoga, no Mar do Norte as falhas deste domínio também apresentam mergulhos mais elevados.



Figura 49 - Comparação entre as falhas em estilo dominó de Gullfaks e da área estudada.

Legenda: A – Seção sísmica *dip* em tempo do Campo de Gullfaks; B – Seção sísmica em profundidade da área estudada.
Fonte: A – Extraído de Fossen & Hesthammer, 1998; B - Caldeira, 2018.

Entre os dois domínios está indicada em amarelo uma faixa de limites difusos que demarca a transição entre dois domínios (Figura 48). Essa faixa, de acordo com as características apresentadas no capítulo 3, é considerada uma zona de acomodação sintética oblíqua pois, conforme observado na Figura 44 ela transmite a deformação de um segmento do rifte para outro através das rampas de revezamento na porção oeste do *horst* principal. O prolongamento da zona de acomodação de rampas entre as falhas (F1 e F6) para norte se dá num baixo estrutural alinhado segundo NS. Nos estágios pós-rifte os lineamentos NS parecem ser reativados e controlam depocentros alinhados segundo essa direção na Fm. Barra Velha.

O domínio oeste – W possui um padrão estrutural similar àquele descrito para o alto de Pão de Açúcar no sudoeste do AEBS de Gomes et al. (2012). Enquanto o domínio leste – E possui um estilo de complexos de *horsts* que deve ser um padrão intermediário entre altos de Pão de Açúcar e o Alto de Tupi. Em algum local, provavelmente a NE da área estudada, a existência de uma zona de acomodação pode ser especulada, já que o padrão estrutural descrito no alto de Tupi é de dominância de falhas com mergulho para sudeste.

6.3 Geometria e desenvolvimento dos segmentos de falhas nos horizontes mapeados

As relações de rejeito máximo por comprimento da falha para cada horizonte exibidas na Figura 40 do capítulo anterior podem nos fornecer relevantes informações quanto ao estágio evolutivo de interação entre as falhas. Na Figura 50 temos quatro blocos diagramas adaptados do trabalho de Kim & Sanderson (2005) que propõem a evolução da conexão de falhas em três estágios, adicionou-se um quarto para correlacionarmos com os quatro estágios evolutivos apresentados na Figura 12 (Peacock & Sanderson, 1991) e à direita as relações entre rejeito máximo e comprimento de falha ($d_{max} = cL^n$).

As relações entre d_{max} e L podem ser controladas por diversos fatores, como propriedades mecânicas da litologia envolvida e o histórico de eventos de falhamentos sucessivos e acumulados naquele rejeito final. A priori, o segundo fator parece ser o mais decisivo para a área estudada. A diminuição do coeficiente "n" à medida que se observa as relações para os horizontes estratigraficamente superiores nos permite inferir que os horizontes do rifte inferior (DTB e DPJ) apresentam uma interação entre os segmentos de falha mais madura onde os planos de falha já apresentam alguma conexão rígida ou a destruição completa das rampas, promovendo a coalescência entre os segmentos. Os horizontes DPA e DIA apresentam valores intermediários de n, enquanto o único horizonte que apresenta n<1,0 é a DBS, e é neste horizonte que se observa de fato um estágio mais prematuro de interação e as conexões entre os segmentos de falhas tendem a ser mais isoladas e quando se interagem, geralmente ocorre por conexão flexível, gerando assim as rampas de revezamento.

De uma forma geral, as conexões entre os segmentos de falha nos horizontes mais profundos indicam estar mais avançadas, por vezes até coalescidos. Portanto, a geometria tridimensional dos segmentos de falha na área estudada representa em uma escala maior a representação de falhas e fraturas associadas a uma zona de dano de McGrath & Davison (1995) onde em profundidade observa-se um extenso plano de falha com traços curvos e irregulares, frutos de sucessivos eventos de conexão e coalescência entre segmentos e à medida que avança rumo as suas terminações laterais e verticais são observadas ramificações e propagação da deformação em segmentos mais discretizados (Figura 51).



Figura 50 - Estágios de interação entre os segmentos de falha em 3D e sua correspondência nas relações entre

Legenda: Blocos diagramas representando os estágios de interação entre os segmentos de falha. À direita, as relações d_{max} x L para cada horizonte mapeado e as regiões correspondentes para cada estágio evolutivo. Fonte: Adaptado de Kim & Sanderson, 2005.





Legenda: Representação tridimensional da geometria de uma zona de falha e exemplos em seção e em mapa das terminações observadas na área estudada.

6.4 Rampas de revezamento e comparação com dados da literatura

Apesar das falhas da Figura 43 e 44 (F1 a F6) serem os exemplos mais didáticos de transmissão de movimento por rampas de revezamento da área, outras rampas também foram caracterizadas conforme exibido na Figura 45. Quando comparadas com dados da literatura compilados (Figura 52) do trabalho de Long & Imber (2011) as 46 rampas de revezamento (marcadores vermelhos) se alinham às demais rampas se inserindo entre as dimensões de centenas de metros até poucos quilômetros, ficando um pouco abaixo da linha de tendência potencial ligeiramente mais próximas do campo das rampas de baixa razão de aspecto. Essa tendência à baixa razão de aspecto das rampas deve estar relacionada ao maior potencial de uma rampa de maior separação ser melhor resolvida na resolução sísmica e por consequência ser mais facilmente mapeada.

Ao plotarmos, no mesmo gráfico da Figura 52, a sobreposição e separação entre os altos estruturais escalonados dos horizontes mapeados observa-se que este ponto também fica junto da linha de tendências e próximos de outros exemplos da literatura, mas ainda longe da ordem de grandeza da maior rampa de revezamento do mundo, localizada no noroeste da Groelândia chamada Hold With Hope com 100 km de separação descrita no trabalho de Peacock et al. (2000). Conforme já discutido em Long & Imber (2011), a lei de potência e a auto-similaridade em oito ordens de magnitude da relação entre separação e sobreposição das rampas sugere que um único mecanismo, comum em todas as escalas seria o fator controlador primário das geometrias de primeira ordem das rampas. Na sua compilação de 225 rampas de revezamento, Long & Imber (2011) descartaram a hipótese de a litologia ser esse fator de primeira ordem e inferem que este fator seja o próprio modelo elástico-plástico de interação entre falhas de Gupta & Scholz (2000) associado a envoltória de redução de tensão cisalhante em torno das falhas, promovendo um rejeito acumulado anômalo nas extremidades das falhas.

Na Figura 45, a diferença do coeficiente "n" na leis de potência da observadas entre rampas com escalonamento à esquerda (1,3) e rampas com escalonamento à direita (0,8) reflete uma variação geométrica com uma razão de aspecto proporcional ao valor do n. Portanto há uma indicação de que rampas com escalonamento à esquerda (*left stepping -* LS), possuam razão de aspecto mais baixas, ou seja as rampas possuem separação mais expressiva do que a sobreposição, enquanto as de escalonamento à direita (*right stepping -* RS) seriam mais apertadas com sobreposição mais expressiva. Alguns desses exemplos estão ilustrados

na Figura 42, as rampas A, B e D são escalonadas à esquerda, enquanto a única representante do escalonamento à direita é a rampa C.

Uma hipótese para essa diferença na razão de aspecto entre rampas LS e rampas RS poderia estar ligada a assimetria da deformação com maior transporte tectônico para NW já que a maioria das rampas LS mergulha para NW. Essa hipótese poderia ser testada em softwares de modelagem numérica.



Figura 52 – Gráfico Log-log de sobreposição da rampa por separação da rampa comparando com os dados da

Legenda: Mesmo gráfico da Figura 11 com os dados levantados no presente trabalho destacados em vermelho. O marcador destacado em forma de estrela representa as medidas tomadas entre o escalonamento dos altos da área estudada. Nos pequenos blocos diagramas das rampas, X representa a separação da rampa, enquanto Y a sobreposição da rampa.

Fonte: Modificado de Long & Imber, 2011.

6.5 Síntese da geologia estrutural da área

O quadro da tabela 2 sumariza os aspectos estruturais descritos para as seções rifte e pós-rifte da área estudada. O agrupamento em rifte e pós-rifte concorda com a proposta de Moreira et al. (2007), uma vez que as Formações Camboriú, Piçarras e Itapema apresentam um registro de deformação mais expressivo do que a Formação Barra Velha (ver Figura 41 e 46). Conforme exibido no item 6.2, a área também foi classificada em domínios estruturais que possuem particularidades principalmente quanto ao estilo estrutural.

Pela geometria, análises estereográficas e estilo estrutural, interpreta-se que, durante o Rifte de idade hauteriaviana/barremiana, sob as falhas N27E dominou uma cinemática normal com depocentros muito bem encaixados e definidos principalmente nos hemi-grabens do domínio W e grabens relativamente menos expressivos no domínio E (Apêndice D). Os poucos segmentos de falhas de direção NS presentes no norte da área são aqui interpretados como possuidores de uma cinemática transtrativa destral. Este arcabouço nos indica um azimute de paleotensores distensivos em torno de 115-120°.

Na seção pós-rifte são observadas as mesmas direções principais de falha, porém com ângulos de mergulhos menos elevados e depocentros menos profundos e menos confinados (Apêndice D). Os depocentros na seção pós-rifte, mesmo possuindo geometrias distintas da seção rifte, possuem um certo alinhamento no seu eixo maior segundo Norte-Sul, azimute este bem distinto das falhas NW-SE, o que sugere que estas falhas enraizadas na seção rifte não se reorientaram segundo o novo campo de esforços e podem ter experimentado uma reativação oblíqua quando submetidas a um estiramento segundo Leste-Oeste. Este cenário de mudança no azimute dos paleotensores já foi levantado por trabalhos regionais como o de Moulin et al. (2012) que interpreta uma rotação de aproximadamente 17° do microbloco SPE no sentido horário, entre 130 Ma e 112 Ma (Figura 21).

	Domínio Estrutural	Estilo estrutural	Orientação/Mergulho	Cinemática	Depocentros
Pós-rifte	Domínio W	Região pouco deformada*	Menor densidade relativa de falhas, dominância para NW e ausência de falhas transversais acima da DIA.	Normal/ reativação oblíqua?	~ 400m
	Zona de transição	Zona de acomodação	Rampas de revezamento de direção NE com escalonamento à esquerda	Normal	NA
	Domínio E	Complexo de horsts	Falhas com mergulhos (~60°) bem distribuídos para NW e para SE	Normal/ reativação oblíqua?	~ 400m
Rifte	Domínio W	Falhas em estilo dominó	Predominância de falhas mergulhando para NW (mergulhos<60°), antitéticas secundárias e falhas transversais em WNW-ESE	Normal	1000 - 1800 m
	Zona de transição	Zona de acomodação	Lineamentos e falhas subverticais de direção NNE - N e rampas de revezamento com escalonamento à esquerda	Normal/ Transtração destral	NA
	Domínio E	Complexo de horsts	Falhas com mergulhos (entre 60° e 70°) bem distribuídos para NW e para SE	Normal	800 - 1000 m

Tabela 2 – Quadro sintético da análise estrutural da área estudada

CONCLUSÕES

O presente trabalho utilizou métodos e técnicas da geologia estrutural para caracterizar uma área situada no setor central do Alto Externo da Bacia de Santos. Uma síntese das principais conclusões desta dissertação será apresentada abaixo:

- a) A área correspondente ao setor central do Alto Externo possui uma dominância de falhas normais de direção ~N27E e mergulhos para NW e SE e essas atitudes pouco variam para os diferentes horizontes analisados, o que indica um forte controle da trama do embasamento da área (DTB). Essa direção está alinhada aos principais lineamentos magnéticos de direção NE descritos por Dehler et al. (2016) que por sua vez estão ortogonais à direção de máximo estiramento compatíveis com a cinemática transtrativa destral proposta pelo mesmo trabalho durante o Aptiano.
- b) A expressão de falhas transversais de direção NW é mínima, quando presentes, são pequenas e de baixa penetratividade, de caráter intra-bloco. Não havendo na área, portanto, elementos para caracterizar uma zona de transferência NW.
- c) A área pode ser subdividida em domínios que refletem os estilos estruturais presentes em cada local. O domínio W possui uma expressiva dominância de mergulhos para NW, de forma similar ao o que é descrito para o Alto de Pão de Açúcar por Gomes et al. (2012), adicionalmente, principalmente na seção rifte observa-se falhas em estilo dominó. O domínio E apresenta um padrão estrutural em *horsts* e *grabens* com mergulhos em quase igual distribuição para NW e SE. Entre os dois domínios é caracterizada uma faixa de transição difusa interpretada como zona de acomodação. Ou seja, a região de fato representa uma transição entre os padrões estruturais observado nos dois altos, no entanto, esta mudança estaria relacionada a zonas de acomodação caracterizada neste trabalho, provavelmente exista outra a nordeste da área relacionada a transição entre o padrão do domínio E para o padrão descrito no Alto de Tupi que possui uma dominância de mergulhos para SE.
- d) Baseado nos padrões estruturais e nas feições geológicas dos horizontes e unidades litoestratigráficas descritas e mapeadas, o presente trabalho manteve a subdivisão proposta por Moreira et al. (2007) marcada pela Discordância Pré-

Alagoas (DPA). Interpreta-se neste trabalho que estes diferentes sistemas rifte e pós-rifte estiveram expostos a paleotensores de direção distintas, com direções de máximo estiramento segundo NW-SE durante o rifte Hautereviano/Barremiano, enquanto no pós-rifte as direções indicam estar mais próximas de E-W durante o Aptiano.

- Conforme esperado, os maiores valores de rejeito (máximo de 1048m) são observados nos horizontes mais inferiores, esses valores tendem a diminuir gradualmente para os horizontes mais superiores, formando um padrão elipsoidal de distribuição de rejeito total no plano da falha. Estima-se que os horizontes da seção rifte possuem uma área falhada cerca de 3 vezes maior do que os horizontes no pós-rifte (Figura 41);

e) O padrão *en echélon* das falhas observadas em planta (Figura 43) se deve à ocorrência de rampas de revezamento que acomodam e transmitem o movimento entre segmentos de falha (Figura 44). A sobreposição e a largura das rampas caracterizadas neste trabalho obedecem uma lei de potência que rege essas estruturas desde escalas centimétricas até de dezenas de quilômetros (Figura 52). Existe uma diferença na razão de aspecto entre duas populações distintas de rampas de revezamento na área indicada pela diferença no coeficiente n das linhas de tendência (Figura 45), as rampas LS com escalonamento à esquerda possuem, no geral, uma separação mais expressiva do que a sobreposição atribuindo um aspecto mais largo do que as rampas de escalonamento à direita. Essa diferença pode estar relacionada a assimetria do transporte tectônico principalmente no domínio W da área que possui falhas com rejeitos maiores para o quadrante NW.

- Foi verificada a proporcionalidade entre rejeito máximo e comprimento de falha na forma $d_{max}=cL^n$. O coeficiente n varia gradualmente conforme a posição estratigráfica do horizonte analisado, sendo a DBS o menor valor (0,8) e a DTB e a DPJ o maior valor (1,5), isso nos indica o estágio evolutivo das conexões entre os segmentos de falha de forma que a DBS, por exemplo, possui interações menos expressivas entre os segmentos de falha com conexões flexíveis, enquanto os horizontes da seção rifte já indicam estar em estágios mais avançados de interação com conexões rígidas ou até mesmo segmentos coalescidos. Apesar das limitações e incertezas no mapeamento das

falhas essas relações também podem ser observadas nos mapas estruturais do apêndice C;

Na indústria do petróleo, a análise estrutural fornece insumos sobre o entendimento do comportamento das tensões em diferentes estágios evolutivos experimentados por uma determinada acumulação. A caracterização geométrica das estruturas fornece parâmetros para a devida interpretação das falhas nos modelos tridimensionais e o entendimento sobre a interação dessas estruturas pode nos fornecer insumos de caráter preditivo na representação de pequenas estruturas de escala subsísmica como por exemplo de corredores de fratura. Este trabalho agrega dados paramétricos inéditos acerca da geometria das rampas de revezamento e estes dados estão inseridos na ordem de grandeza de outras rampas descritas na literatura, podendo assim compor um banco de dados para futuras comparações.

Como perspectivas de futuros trabalhos, recomenda-se o desenvolvimento de análises estruturais 3D nas áreas adjacentes, Alto de Tupi e Alto de Pão de Açúcar, para compor um arcabouço integrado para o AEBS e para auxiliar na identificação de regiões de segmentação e conexão entre diferentes domínios estruturais, sejam elas zonas de acomodação ou zona de transferência. Na área estudada, outros estudos ainda podem ajudar a solucionar algumas questões aqui levantadas, como por exemplo a diferença de aspecto entre as rampas LS e RS, que poderia ser avaliada por uma modelagem numérica. O arcabouço estrutural realizado neste trabalho também fornece bases para realização de uma restauração estrutural 3D que teria como produtos uma distribuição tridimensional da deformação (*strain*) e uma recomposição do paleorelevo de cada horizonte interpretado.

REFERÊNCIAS

ALLKEN, V. et al. Three-dimensional numerical modeling of upper crustal extensional systems. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 116, n. B10, 2011.

ALMEIDA, F. F. M. et al. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. Revista Brasileira de Geociências, v. 26, n. 3, p. 125-138, 2017.

ALMEIDA, J. C. H. et al. Pre-rift tectonic scenario of the Eo-Cretaceous Gondwana break-up along SE Brazil-SW Africa: insights from tholeiitic mafic dyke swarms: Geological Society, London, Special Publications, v. 369, no. 1, p. 11–40. 2013. doi: 10.1144/SP369.24.

ALVES E, C. Zonas de Fratura Oceânicas e suas Relações com a Compartimentação *Tectônica do Sudeste do Brasil.* 2002. 247 f. Tese (Doutorado) - Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2002.

ASMUS, H.E. Geologia da margem continental brasileira. In: C. SCHOBBENHAUS, D. A. CAMPOS, G. R. DERZE, and H. E. ASMUS (eds.), Geologia do Brasil, MME/DPNPM, Brasília, 1984, p. 443-472. 1984.

ANDERSON, E. M. The dynamics of faulting. Transactions of the Edinburgh Geological Society, v. 8, n. 3, p. 387-402, 1905.

ASLANIAN, D. et al. Brazilian and African passive margins of the Central Segment of the South Atlantic Ocean: Kinematic constraints. Tectonophysics, v. 468, n. 1-4, p. 98-112, 2009.

ASLANIAN, D. & MOULIN, M. Comment on 'a new scheme for the opening of The south Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin'by trond H. Torsvik, sonia rousse, Cinthia Labails and mark a. Smethurst. Geophys. J. Int. 183 (1), 20e28. 2010.

ASLANIAN, D. & MOULIN, M. Palaeogeographic consequences of conservational models in the South Atlantic ocean geological society. London, Special Publications. In: MOHRIAK, W.U., et al. (Eds.), Conjugate divergent Margins, 369. http://dx.doi.org/10.1144/SP369.5. ISSN: 0305e8719. 2012.

ASLANIAN, D. & MOULIN, M. coordinators, SanBa Project e Final Report. Wide angle and multichannel experiment in the Santos Basin,(Brazil). IFREMER, Plouzané, France; Petrobras, Rio de Janeiro, Brazil. 2013.

ASLANIAN, D. & MOULIN, M. Palaeogeographic consequences of conservational models in The south Atlantic Ocean. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 369 (1), 75e90. 2013.

ASMUS, H. E. & GUAZELLI, W. Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes. Projeto Remac, v. 9, p. 187-269, 1981.

AZEVEDO J.M.F. Integração entre o preenchimento Sedimentar cenozóico das bacias de *Campos e Santos e a evolução tectônica e geomorfológica das áreas continentais adjacentes.* 150p. 1991, Dissertação (Mestrado) - Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto. 1991.

BACON, M.; SIMM, R.; REDSHAW, T. Structural interpretation. 3-D Seismic Interpretation: (pp. 57-101). Cambridge: Cambridge University Press. 2003. doi:10.1017/CBO9780511802416.004.

BARTLETT, W.L. et al. Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. Part IX. Wrench faults in limestone layers. Tectonophysics 79, 255±277. 1981.

BENTO-FREIRE, E. Caracterização estratigráfica em alta resolução das sequências calcárias de origem microbiana do intervalo paleocênico da Formação Yacoraite (Sequência Balbuena IV) na região de Salta-Argentina. 270 p. 2012 – Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 2012.

BERMAN, A. Three super-giant fields discovered in Brazil's Santos Basin. World Oil, February 2008, p. 23-24. 2008.

BLAICH, O.A. et al. Crustal-scale architecture and segmentation of the South Atlantic volcanic margin. In: Mohriak, W.U. et al., (Eds.), Conjugate Divergent Margins, 369. Geological Society, London, Special Publications. Bonow, J.M., Japsen, P. 2013.

BOHACS, K. M. et al. Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated-sequence-stratigraphic–geochemical framework, in Lake basins through space and time: AAPG Studies in Geology 46, p. 3–34. 2000.

BOSWORTH, W. Geometry of propagating continental rifts: Nature, v. 316, p. 625–627. 1985.

BUENO, G. V. 2004. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v.12, n.2, p.203-229.

CAINELLI, C. & MOHRIAK W. U. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin. Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences, v. 22, n. 3, p. 206-216, 1999.

CAMPANHA, G. A. C. *O lineamento de Além Paraíba na área de Três Rios* (RJ). 1981. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

CAMPOS NETO, M. C. Orogenic systems from Southwestern Gondwana, an approach to Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil. In: CORDANI, U. G. et al., (eds) Tectonic Evolution of South America, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 335–365. 2000.

CARMINATTI, M., et al. New exploratory frontiers in Brazil. 19th World Petroleum Congress, Madri, Spain, WPC Proceedings, Abstracts CD, 11p. 2008.

CHANG, H. K. et al. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. Tectonophysics, v. 213, n. 1-2, p. 97-138, 1992.

CHANG, H.K. et al. Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos. Revista Brasileira de Geociências, v. 38, p. 29-46. 2008.

COHEN, A. S. et al. Lake level and paleoenvironmental history of Lake Tanganyika, Africa as inferred from late Holocene and modern stromatolites. Bulletin Geological Society of America, v. 109, p. 444–460, 1997.

CORTI, G. et al. Tectonic inheritance and continental rift architecture: Numerical and analogue models of the East African Rift system. Tectonics, v. 26, n. 6, 2007.

DAVIS, G.H. & REYNOLDS, S.J. Structural Geology of Rocks and Regions; 2a edição; John Wiley & Sons; 776p. 1996

DE MIO, E. *Modelagem Crustal da Bacia de Santos pela Integração de Métodos Geofísicos*. Rio Claro, Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade Estadual Paulista, 94.p. 2005.

DEHLER, N. M. et al. The 'Helmut'geophysical anomaly: A regional left-lateral transtensional shear zone system connecting Santos and Campos basins, southeastern Brazil. Marine and Petroleum Geology, v. 72, p. 412-422, 2016.

DEMERCIAN, S. et al. Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos basins, offshore Brazil. Tectonophysics, v. 228, n. 3-4, p. 393-433, 1993.

DIAS, J.L. & CARMINATTI, M. A New Gas Province in South Atlantic Region: Recent Gas Discoveries in Santos Basin, Offshore Brazil (Abst.), AAPG Bull., v. 88, no. 13 (Supplement). 2004.

EICHHUBL, P. et al. 2009. Structural and diagenetic control of fluid migration and cementation along the Moab fault, Utah. AAPG Bulletin 93, 653–681.

ENCISO, G. & TISI, A.L. Santos Basin - Merluza Field Turbidite Model Revisited (Abstract), AAPG Int. Conf. and Exhibition, Rio de Janeiro, Extended Abstracts, p. 604-605. 1998.

EVAIN, M. et al. Deep structure of the Santos Basin-São Paulo Plateau System, SE Brazil. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 120, n. 8, p. 5401-5431, 2015.

FAULDS, J. E. & VARGA, R. J. The role of accommodation zones and transfer zones in the regional segmentation of extended terranes. Geological Society of America Special Papers, v. 323, p. 1-45, 1998.

FOSSEN, H. & HESTHAMMER, J. Geometric analysis and scaling relations of deformation bands in porous sandstone. Journal of Structural Geology, v. 19, n. 12, p. 1479-1493, 1997.

FOSSEN, H. & HESTHAMMER, J. Structural geology of the Gullfaks Field, northern North Sea. *In*: Coward, M. P., Daltaban, T. S. & Johnson, H. (eds) *Structural Geology in Reservoir Characterization*. Geological Society London, Special Publications, **127**, 231-261. 1998.

FOSSEN, H. & RØRNES, A.. Properties of fault populations in the Gullfaks Field, northern North Sea. Journal of Structural Geology, v. 18, n. 2-3, p. 179-190, 1996.

FOSSEN, H. & ROTEVATN, A. Fault linkage and relay structures in extensional settings—A review. Earth-Science Reviews 154, 14-28. 2016

GARCIA, S. F. M. *Restauração estrutural da halotectônica na porção central da Bacia de Santos e implicações para os sistemas petrolíferos.* 2012. 237 f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2012.

GIBBS, A.D. Structural evolution of extensional basin margins. Journal of the Geological Society (London) 141, 609–620. 1984.

GOMES, P. O.; PARRY, J., MARTINS, W., The Outer High of the Santos Basin, southern São Paulo Plateau, Brazil: Tectonic setting, relation to volcanic events and some comments on hydrocarbon potential: AAPG Search and Discovery Article 90022: http://www.searchanddiscovery.com/abstracts/pdf/2002/hedberg_norway/extended/ndx_gome s.pdf, p. 1–5. 2002.

GOMES, P. O. et al. The Outer High of the Santos Basin, Southern Sao Paulo Plateau, Brazil: Pre-Salt Exploration Outbreak, Paleogeographic Setting, and Evolution of the Syn-Rift Structures, in: AAPG International Conference and Exhibition, Search and Discovery Article #10193, Cape Town, South Africa, October 26-29. 2008.

GOMES, P. O., et al. Tectonic evolution of the Outer High of Santos Basin, southern Sao Paulo Plateau, Brazil, and implications for hydrocarbon exploration. In: D. Gao, ed., Tectonics and sedimentation: Implications for petroleum systems: AAPG Memoir 100, p. 125 – 142. 2012.

GONÇALVES, A. et al. Geologia da Bacia de Pelotas e da Plataforma de Florianópolis. Boletim técnico da Petrobrás, v. 22, n. 3, p. 157-174, 1979.

GROHMANN, C. H. & CAMPANHA, G. A. OpenStereo: open source, cross-platform software for structural geology analysis. In: AGU Fall Meeting abstracts. 2010.

GUERRA, M. C. M. & UNDERHILL, J. R. Role of halokinesis in controlling structural styles and sediment dispersal in the Santos Basin, offshore Brazil. Geological Society, London, Special Publications, v. 363, n. 1, p. 175-206, 2012.

GUPTA, A. & SCHOLZ, C. H. A model of normal fault interaction based on observations and theory. Journal of Structural Geology, v. 22, n. 7, p. 865-879, 2000.

HEILBRON, M. et al. A Província Mantiqueira: In: MANTESSO-NETO, V. et al.. (eds) O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da Ame´rica do Sul e o Legado da Obra de Fernando Fla´vio Marques de Almeida. Beca, Sa˜o Paulo, 203–234. 2004a.

HEILBRON, M. et al. Brasiliano Belts in SE Brazil. Journal of Virtual Explorer, 17, paper 4. 2004b.

HEILBRON, M. et al. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions: Geological Society, London, Special Publications, v. 294, no. 1, p. 211–237, doi: 10.1144/SP294.12.2008.

HENSTRA, G. A. et al. Evolution of a major segmented normal fault during multiphase rifting: The origin of plan-view zigzag geometry. Journal of Structural Geology, v. 74, p. 45-63, 2015.

HENRY, S.G. et al. New pre-salt insight. GeoExpro, v.6, n.5, p.46-48. 2009.

JACKSON, C. A.-L. et al. Enigmatic structures within salt walls of the Santos Basin—Part 1: Geometry and kinematics from 3D seismic reflection and well data. Journal of Structural Geology, v. 75, p. 135-162, 2015.

KARNER, G. D. AAPG Memoir 73, Chapter 21: Rifts of the Campos and Santos Basins, Southeastern Brazil: Distribution and Timing. 2000.

KARNER, G.D.; GAMBOA, L.A.P. Timing and origin of the South Atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporites. In: Schreiber, B.C., Lugli, S., Babel, M.(Eds.), Evaporites through Space and Time: London, Geological Society [London] Special Publication 285, pp. 15e35. 2007.

KEAREY, P. & BROOKS, M. An introduction to geophysical exploration. 2nd ed. Blackwell Science. 1991.

KIM, Y.-S. & SANDERSON, D. J. The relationship between displacement and length of faults: a review. Earth-Science Reviews, v. 68, n. 3-4, p. 317-334, 2005.

KLINGELHOEFER, F., et al. Imaging proto-oceanic crust off the Brazilian Continental Margin. Geophysical Journal International, v.200, p.471-488. 2015.

KUMAR, N. & GAMBOA, L. A. P. Evolution of the Sao Paulo Plateau (southeastern Brazilian margin) and implications for the early history of the South Atlantic. Geological Society of America Bulletin, v. 90, n. 3, p. 281-293, 1979.

LIMA, J. V. & MOHRIAK, W. Análise Regional Geofísica e Geologica das Estruturas Profundas na Bacia de Santos, 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Rio de Janeiro, Brazil, August 26-29, 2013, Abstracts, 4pp. 2013

LONG, J. J. & IMBER, J. Geological controls on fault relay zone scaling. Journal of Structural Geology, v. 33, n. 12, p. 1790-1800, 2011.

MACEDO J.M. Evolução estrutural da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. 173p. 1987. Dissertação (Mestrado) - Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 1987. MACEDO J.M. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. Bol. de Geociências da Petrobrás, 3:159-173. 1989.

MACEDO J.M. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. In: Raja Gabaglia G.P. & Milani E.J. (ed.) Origem e evolução de bacias sedimentares. Rio de Janeiro, PETROBRAS, p.361-376. 1990.

MAGNAVITA, L. et al. The Southeastern Brazilian Margin: Constrains on the Evolution of the São Paulo Plateau. IODP Meeting, Rio de Janeiro, Brazil. 2014.

MANATSCHAL, G. et al. The role of inheritance in structuring hyperextended rift systems: Some considerations based on observations and numerical modeling, Gondwana Research. 2014. http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.08.006

MEISLING, K.E., et al. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 11, 1903-1924. 2001.

MCGRATH, A. G. & DAVISON, I. Damage zone geometry around fault tips. Journal os Structural Geology 17, 1011 – 1024. 1995

MCCLAY, K. R. Deformation mechanics in analogue models of extensional fault systems. Geological Society, London, Special Publications, v. 54, n. 1, p. 445-453, 1990.

MCCLAY, K. R. & WHITE, M. J. Analogue modelling of orthogonal and oblique rifting. Marine and Petroleum Geology, v. 12, n. 2, p. 137-151, 1995.

MCCLAY, K. R. et al. 4D analogue models of extensional fault systems in asymmetric rifts: 3D visualizations and comparisons with natural examples. Petroleum Geology: North-West Europe and Global Perspectives—Proceedings of the 6th Petroleum Geology Conference, 1543–1556. 2005. https://doi.org/10.1144/0061543

MENDONÇA, P.M.M. et al. Exploração na Petrobras: 50 anos de sucesso, Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 12, no. 1, p. 9-58. 2004.

MIZUSAKI, A. M. P. & MOHRIAK, W. U. Sequências vulcânico-sedimentares na região da plataforma continental de Cabo Frio.(RJ). SIMP. GEOL. SUDESTE 3, Rio de Janeiro. 1993.

MIZUSAKI, A. M. P. & THOMAZ FILHO, A. O magmatismo pós-paleozóico no Brasil. Livro Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. SBGSP, 1a ed., Editora Beca, 281-291. 2004.

MODICA, C. J. & BRUSH, E. R. Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil. AAPG bulletin, v. 88, n. 7, p. 923-945, 2004.

MOHRIAK, W. U. et al. Salt tectonics and structural styles in the deep-water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil. 1995.

MOHRIAK, W.U. Salt tectonics, volcanic centers, fracture zones and their relationship with the origin and evolution of the south Atlantic oceangeophysical evidence in the brazilian and west african margins. In: 7th CISBGf. SBGf, Salvador, p. 1594-1597. 2001.

MOHRIAK, W. U. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves (eds.), Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, Capítulo III, p. 87-165, CPRM, Brasília, 2003.

MOHRIAK, W.U. & PAULA, O.B. Major tectonic features in the southeastern Brazilian margin. 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Salvador - Bahia, September 11-14, 2005, Expanded Abstracts, SBGf174, 6p. 2005.

MOHRIAK, W.U. et al. South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., De Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds.), Geological Society, London, Special Publication, 294, p. 365-398. 2008.

MOHRIAK, W. U. et al. Geological and geophysical interpretation of the Rio Grande Rise, south-eastern Brazilian margin: extensional tectonics and rifting of continental and oceanic crusts. 2010.

MOHRIAK, W. U. et al. Salt: geology and tectonics of selected Brazilian basins in their global context. In: Alsop, G.I., Archer, S.G., Hartley, A.J., Grant, N.T. & Hodgkinson, R., (eds.), Salt Tectonics, Sediments and Prospectivity. Geological Society, London, Special Publications, 363:131-158, 2012. doi:10.1144/SP363.7

MOHRIAK, W. U. & FAINSTEIN, R. Phanerozoic regional geology of the eastern Brazilian margin. In: Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Passive Margins, Cratonic Basins and Global Tectonic Maps. p. 222-282. 2012.

MOHRIAK, W. U. Birth and Development of Continental Margin Basins: Analogies from the South Atlantic, North Atlantic, and the Red Sea. AAPG Search & Discovery, v. 41502, 2014.

MOREIRA, J. L. M. et al. Bacia de Santos. Boletim de Geociências da Petrobras, v.15, n.2, p. 531-549. 2008.

MORLEY, C. K. et al. Transfer zones in the East African Rift System and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. AAPG Bulletin, 74, 1234-1253. 1990.

MOULIN, M. et al. Kinematic keys of the Santos-Namibe basins: Geological Society, London, Special Publications. 2012. DOI: 10.1144/SP369.3.

MOY, D. J. The architecture, growth and tectono-stratigraphic signicance of riftobliquelineaments on the NE Atlantic Margin. Durham theses, Durham University. 2010.

MUIR-WOODS, R. Earthquakes, strain-cycling and the mobilization of fluids. Geological Society, London, Special Publications, v. 78, n. 1, p. 85-98, 1994.

OJEDA, H.A.O. Structural framework, stratigraphy, and evolution of Brazilian marginal basins. *AAPG Bulletin.*, 66(6):732-749. 1982.

PAULA, O.B. & MOHRIAK, W.U. Interpretação estrutural das megafeições da Bacia de Santos. X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – SNET, Curitiba, Boletim de Resumos Expandidos, p. 94 – 96. 2005.

PASCAL, C. et al. Effect of lithosphere thickness heterogeneities in controlling rift localization: Numerical modeling of the Oslo Graben, Geophys. Res. Lett., 29(9), doi:10.1029/2001GL014354.2002.

PEACOCK, D.C.P. & SANDERSON, D.J. Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. Jornal of Structural Geology 13, 721–733. 1991.

PEACOCK, D.C.P. & SANDERSON, D.J. Geometry and development of relay ramps in normal fault systems. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists 78, 147±165. 1994.

PEACOCK, D.C.P. et al., The World's biggest relay ramp: Hold With Hope, NE Greenland. Journal of Structural Geology 22, 843-850. 2000

PEREIRA, M. J. & MACEDO, J. M. A Bacia de Santos: perspectivas de uma nova província petrolífera na plataforma continental sudeste brasileira. Boletim Geociências da petrobras, v. 4, p. 3-11, 1990.

PEREIRA M.J. & FEIJÓ F.J. Bacia de Santos. Estratigrafia as Bacias Sedimentares do Brasil. Boletim de Geociências da Petrobrás, 8:219-234. 1994.

PERON-PINVIDIC, G. et al. Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts. Marine and Petroleum Geology, v. 43, p. 21-47, 2013.

PROSSER, S. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. Geological Society, London, Special Publications, v. 71, n. 1, p. 35-66, 1993.

RAMIREZ, A. F. A. *Análise sismo-estratigráfica na seção rifte da Bacia de Santos*. 2014. 62 f. Disseratação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, 2014.

RAMOS, R. et al., Deep reservoirs in Santos Basin, AAPG Int. Conf. & Exhibition, Rio de Janeiro, Extended Abstracts Volume, p. 702. 1998.

REEVE, M. T. et al. The growth of non-colinear normal fault systems; What can we learn from 3D seismic reflection data?. Journal of Structural Geology, v. 70, p. 141-155, 2015.

RIGOTI, C. A. Evolução Tectônica da Bacia de Santos com ênfase na geometria crustal: *Interpretação integtrada de dados de sísmica de reflexão e refração, gravimetria e magnetometria.* 2015. 129f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil, 2015.

ROSENDAHL, B. R. Architecture of Continental Rifts with Special Reference to East Africa. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 15: 445-503. 1987.

ROUBY, D. et al. Least-squares palinspastic restoration of regions of normal faulting—application to the Campos basin (Brazil). Tectonophysics, v. 221, n. 3-4, p. 439-452, 1993.

ROUBY, D. et al. Extension, displacement, and block rotation in the larger Gullfaks area, northern North Sea: determined from map view restoration. AAPG bulletin, v. 80, n. 6, p. 875-889, 1996.

SANDWELL, D.T. & SMITH, W.H.F. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 114, no. 1, p. 1–18, doi: 10.1029/2008JB006008. 2009.

SCHLISCHE, R. W. & WITHJACK, M. O. Origin of fault domains and fault-domain boundaries (transfer zones and accommodation zones) in extensional provinces: Result of random nucleation and self-organized fault growth. Journal of Structural Geology, v. 31, n. 9, p. 910-925, 2009.

SCHMITT, R.S. et al. Cambrian orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil) and correlations within West Gondwana: ties that bind underwater: Geological Society, London, Special Publications, v. 294, p. 279- 296. 2008.

SOUZA et al. The southern Brazilian margin: an example of a South Atlantic volcanic margin. Third International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, RJ, November 7 - 11th, 1993, vol. 2, p. 1336 - 1341. 1993.

STICA, J.M et al. The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Paraná - Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the South Atlantic. Mar. Pet. Geol. 50, 1e21. 2013.

SUTRA, E. et al. Quantification and restoration of extensional deformation along the Western Iberia and Newfoundland rifted margins. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 14, n. 8, p. 2575-2597, 2013.

SZATMARI, P. & MILANI, E.J. Tectonic control of the oil-rich large igneous-carbonate-salt province of the South Atlantic rift. Marine and Petroleum Geology. 77, 567-596. 2016.

TISI, A. L. Campo de Merluza: histórico exploratório. Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, Brazil. Sociedade Brasileira de Geologia, Anais do Congresso, 2, 541–543. 1992.

TROMPETTE, R. Geology of Western Gondwana (2000–500 Ma). A.A. Balkema, Rotterdam. 1998.

TVEDT, A. B. M. et al. Growth of normal faults in multilayer sequences: a 3D seismic case study from the Egersund Basin, Norwegian North Sea. Journal of Structural Geology, v. 55, p. 1-20. 2013.

VAN BEMMEL, R. & PEPPER, R. "Seismic signal processing method and apparatus for generating a cube of variance values", Patent US06151555. 2000

WALSH, J.J. & WATTERSON, J., Analysis of the relationship between the displacements and dimensions of faults. Journal of Structural Geology 10, 239–247. 1988.

WIPRUT, D. & ZOBACK, M. D.; Fault reactivation and fluid flow along a previously dormant normal fault in the northern North Sea. Geology; 28 (7): 595–598. 2000.

WITHJACK, M. O. et al. Three-dimensional fault geometries and interactions within experimental models of multiphase extension. AAPG Bulletin, v. 101, n. 11, p. 1767-1789, 2017.

WRIGHT, V. P. Lacustrine carbonates in rift settings: the interaction of volcanic and microbial processes on carbonate deposition. Geological Society, London, Special Publications, 370, 39-47. 2012. https://doi.org/10.1144/SP370.2

YIELDING, G. et al. Characterization of fault zones for reservoir modeling: An example from the Gullfaks field, northern North Sea. AAPG bulletin, v. 83, n. 6, p. 925-951, 1999.

ZALÁN, P.V. et al., Stretching and thinning of the Upper Lithosphere and continental oceanic crustal transition. In: AAPG International Conference and Exhibition AAPG, Houston, Texas, USA. 2009.

ZALÁN, P.V. et al An entirely new 3D-View of the crustal and mantle structure of a south Atlantic passive margin e Santos, Campos and Espírito Santo basins, Brazil. In: AAPG Annual Convention and Exhibition Abstracts Volume CDROM. AAPG, Houston, Texas, USA. 2011.

ZALÁN, P.V. Cinco quilômetros de sedimentos paleozóicos abaixo do Pré-Sal da Bacia de Santos, Brasil. In: Rio Oil & Gas 2016: Expo and Conference, Rio de Janeiro, Brasil. 2016.







APÊNDICE A – Poços usados na amarração sísmica-poço









APÊNDICE B – Seção de zoneamento poços NE-SW

	A VPR (whith) DTCOlumity (ski) 01 1000 000 000 000 40	GR (pAP) RD (phm) GH (phm) DTCD(unft) 0 150 (unft) 100 (unft) 000 (unft) 000 (unft)	GR (pAP) RD (ahmmi) NHR (phint) DTCO(unit) 0 150 (CM 100 (mint) 100 (mint) 20 (mint)	GR (p4P) R0 (ptm.m) HHH (nimit) DTOO(unti) 0 156 501 100 20 40	GR (pkP) RD (stms.m) Home (minim) DTCO(issR) 0 155 0.00 0.0	GR (pP1) FD (otmm) Virial (otm) DTOD(selt) 0 150(0.01 000	GR (p49) RD (shm n) DTCO(ssh) 0 155 000 500 (son) 100 4
5000	Alphan and a factor of the second sec	her was not a series of the se		of provide the second	allowed and a second and a second and a second a	an and a contract of the second of the secon	The second secon
5200	ang bert and a strand a strand A strand get a strand get strand a strand A strand a st	nongran	and a second	Managara Sabara Sab	Mar Branner Maria	and a second second and failed a second s	and fill from the second states
5400			The population of the second s	مر می این این ای است. مرد می این این این این این این این این این ای		and a second state and a second s And And And And And And And And And And	من المحمد الم المحمد المحمد المحمد المحمد المحمد المحم
5600			Nr-	ner som en stade en som etter s Andere som etter		וווין איז אין אין איזיר אין איזין איזי אוראיז איזין איזין אוראיז איזין	مدموم مراسم الطلاحان مدر مراور معالمات معامل مراسم الطلاحان مدر مار مدمنا معارفات مدر مدام معارفات مدر مدار مدمنا مدرما مدر مدام معارفات مدرما مدرما مدرما
5800				udia por series and s		harden	Montalyn Sonachaugus Mallisia a seu M
6000							


APÊNDICE C – Mapas estruturais dos horizontes mapeados











APÊNDICE D – Mapas de isópacas das unidades litoestratigráficas caracterizadas



