Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Caesar Augusto Rigoti

Evolução tectônica da Bacia de Santos com ênfase na geometria crustal: Interpretação integrada de dados de sísmica de reflexão e refração, gravimetria e magnetometria

Rio de Janeiro

2015

Caesar Augusto Rigoti

Evolução tectônica da Bacia de Santos com ênfase na geometria crustal: Interpretação integrada da dados de sísmica de reflexão e refração, gravimetria e magnetometria

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. Claudio de Morisson Valeriano

Coorientador: Dr. Adriano Roessler Viana

Rio de Janeiro

2015

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

R572 Rigoti, Caesar Augusto.
Evolução tectônica da Bacia de Santos com ênfase na geometria crustal: interpretação integrada de dados de sísmica de reflexão e refração, gravimetria e magnetometria. / Caesar Augusto Rigoti. – 2015.
134 f. : il.

Orientador: Claudio de Morisson Valeriano.
Co-orientador: Adriano Roessles Viana.
Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.
Bibliografia.

1. Tectônica de placas – Santos, Bacia de (SP) – Teses. 2. Geofísica – Santos, Bacia de (SP) – Teses. 3. Margens continentais – Santos, Bacia de (SP) – Teses. 4. Método sísmico de refração – Teses. 5. Método sísmico de reflexão – Teses. I. Valeriano, Claudio de Morisson. II. Viana, Adriano Roessles. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU 551.24(815.6)

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

_____ _____
Assinatura Data

Caesar Augusto Rigoti

Evolução tectônica da Bacia de Santos com ênfase na geometria crustal: Interpretação integrada de dados de sísmica de reflexão e refração, gravimetria e magnetometria

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 28 de maio de 2015.

Coorientador: Dr. Adriano Roessler Viana

Petrobras

Banca Examinadora: _____

Prof. Dr. Claudio de Morisson Valeriano (Orientador)

Faculdade de Geologia - UERJ

_____

Prof. Dr. Júlio Cesar Horta de Almeida

Faculdade de Geologia - UERJ

_____

Dr. João Marinho de Morais Neto

Petrobras

Rio de Janeiro

2015

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho a minha esposa e meu filho.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Petrobras pela oportunidade de realizar esta dissertação de mestrado, ao Gerente Executivo Mario Carminatti, ao Gerente de Geofísica Aplicada a Exploração Paulo Roberto Porto Siston, ao Gerente de Métodos Não Sísmicos Marco Polo Buonora, ao Gerente de Gestão de Projetos Exploratórios Jeferson Martins Kinzel e ao Gerente de Interpretação Regional das Bacias Sedimentares Arnaldo Santos Biassusi.

Agradeço ao grupo de pesquisa do IFREMER (*Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer*), do Departemento de Geodinâmica, em especial aos geofísicos Frauke Klingelhoefer e Mikael Evain, pelos ensinamentos sobre sísmica de refração.

Agradeço o geólogo Dr. João Marinho de Morais Neto pela leitura crítica, por suas sugestões e correções que muito contribuíram para a qualidade desta dissertação.

Agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. Claudio Valeriano, pela paciência e discussões durante o desenvolvimento desta dissertação, ao meu co-orientador, Dr. Adriano Viana, por sempre me incentivar e pelas oportunidades a mim confiadas.

Agradeço aos meus colegas de trabalho pelas discussões e incentivo, em especial a Maria do Carmo Garcia Severino e Dr. André Luiz Romanelli Rosa.

Agradeço à minha família, em especial a minha esposa pela paciência, compreensão e carinho que sempre me dedicou.

Agradeço ao meu pai por todas as discussões técnicas e não técnicas que foram decisivas para a conclusão deste trabalho.

Se buscas resultados diferentes, não faça sempre a mesma coisa.

Albert Einstein

RESUMO

RIGOTI, C. A. *Evolução tectônica da Bacia de Santos com ênfase na geometria crustal:* Interpretação integrada de dados de sísmica de reflexão e refração, gravimetria e magnetometria. 2015. 134f. Dissertação (Mestrado em Análise de Bacias e Faixas Móveis) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

Com a recente aquisição de dados de sísmica de refração, a Bacia de Santos apresenta um banco de dados geofísicos que permite o estudo da litosfera e dos processos envolvidos na formação das bacias marginais. Integrando a interpretação de diferentes métodos geofísicos (sísmica de reflexão, refração sísmica, gravimetria e magnetometria), um modelo geotectônico foi construído com o objetivo de avançar a compreensão da geometria crustal e evolução tectônica da Bacia de Santos. O modelo propõe uma divisão para Bacia de Santos em cinco domínios tectônicos: Domínio Proximal, *Necking*, Domínio Distal (subdividido em Rifte Interno, Rifte Externo e Bloco Resistente), Domínio Alóctone e Domínio Oceânico. Os domínios tectônicos são formados em três fases tectônicas distintas: fase de estiramento, fase de afinamento e fase de exumação. A estruturação da bacia se dá por um conjunto de blocos rotacionados limitados por falhas normais de alto ângulo e por dois sistemas de descolamento do tipo *Core-Complex*. O rifteamento envolve a focalização e migração lateral da deformação, onde estruturas mais jovens ocorrem em direção à crosta oceânica e ao sítio do futuro *breakup*. O diacronismo entre as fases tectônicas é evidenciado pela base da camada de sal, onde no Domínio Rifte Interno ela ocorre plana com geometria de preenchimento do tipo *sag* e no Domínio Rifte Externo ocorre falhada com geometria de preenchimento do tipo rifte. Durante a fase de exumação ocorre a rotação horaria de um Bloco Resistente e é gerada uma sub-bacia rifte tardia na forma de “V”, sobre crosta continental hiperestirada e manto superior serpentinizado. Esta rotação provoca a instalação de um sistema transcorrente N-S em relação à África, resultando em um *breakup* com componente transcorrente sinistral. O *breakup* para a Bacia de Santos é classificado como pobre em magma e de idade Albiano.

Palavras-chave: Evolução tectônica. Geometria crustal. Bacia de Santos. Sísmica de refração profunda. Bloco continental rotacionados. *Core-Complex*. Margem continental.

ABSTRACT

RIGOTI, C.A. *Tectonic Evolution of Santos Basin with emphasis on crustal geometry:* Integrated interpretation of seismic reflection and refraction, gravity and magnetic data. 2015. 134f. Dissertação (Mestrado em Análise de Bacias e Faixas Móveis) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

Due to the recent acquisition of seismic refraction data, the Santos Basin presently has a geophysical database that allows the study of the lithosphere and the processes involved in the formation of marginal basins. Integrating the interpretation of various geophysical methods (seismic reflection, seismic refraction, gravimetric and magnetometric data) we built a tectonic model aiming to advance into the understanding of the crustal geometry and tectonic evolution of the Santos Basin. In our model the continental margin is divided into five tectonic domains: Proximal Domain, Distal Domain (subdivided into Internal Rift, External Rift and Resistant Block), Allochthonous Domain and Oceanic Domain. The tectonic domains were formed along three different tectonic phases: stretching phase, thinning phase and exhumation phase. The structure of the basin is given by a set of rotated blocks bounded by high angle faults and two Core-Complex type detachment systems. The rifting process involved focusing and lateral migration of younger structures towards the oceanic crust or future continental breakup site. The base of the salt layer evidences diachronism between tectonic phases, in the Internal Rift domain it is flat with sag type filling geometry, whereas in the External Rift domain it occurs faulted and with rift type filling geometry. During the exhumation phase a clockwise rotation of a Resistant Block creates a late “V” shape geometry rift over hiperextended continental crust and serpentinized upper mantle. This rotation caused the installation of a transcurrent N-S system, in relation to Africa, resulting in a *breakup* with sinistral strike slip component. The breakup process of the Santos Basin is classified as magma poor and of Albian age.

Keywords: Tectonic Evolution. Crustal geometry. Santos Basin. Deep seismic refraction. Rotated continental block. Core-Complex. Continental margin.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização geográfica da área de estudo..... 18

Figura 2 – Mapa dos limites geológicos para as bacias sedimentares do sudeste brasileiro..... 19

Figura 3 – Mapa tectônico com reconstrução pré-breakup entre América do Sul e Oeste da África..... 22

Figura 4 – Carta estratigráfica da Bacia de Santos..... 25

Figura 5 – Mapa do contorno estrutural da descontinuidade de Moho (profundidade para o topo do manto) do sudeste brasileiro..... 29

Figura 6 – Histórico do COB (*Continent-Ocean-Boundary*) para o sudeste brasileiro.. 31

Figura 7 – Modelos pioneiros de extensão continental..... 32

Figura 8 – Representação esquemática de uma margem rifteada..... 33

Figura 9 – Seção esquemática de uma margem rifteada com os domínios estruturais representados..... 35

Figura 10 – Quadro sumário das fases de deformação formadoras de uma margem tipo rifte..... 39

Figura 11 – Seções geológicas esquemáticas comparando uma margem pobre em magma versus uma margem vulcânica..... 44

Figura 12 – Cinemática de placas tectônicas da região da Bacia de Santos..... 46

Figura 13 – Velocidades de extensão e largura das margens do Atlântico Sul Central.... 47

Figura 14 – Reconstrução de placas tectônicas para 115 Ma, com a África fixada em coordenadas atuais..... 48

Figura 15 – Representação esquemática dos métodos sísmicos de reflexão e refração.... 53

Figura 16 – Mapa de localização do Projeto SanBa..... 55

Figura 17 – Resultado do processamento do dado de OBS..... 56

Figura 18 – Registro sísmico de um OBS com possível interpretação de fases..... 57

Figura 19 – Seção de sísmica de reflexão utilizada para a criação de um modelo inicial, perfil SB7..... 59

Figura 20 – Interpretação e modelagem dos OBS 02, OBS 06 e OBS 12, perfil SB7..... 60

Figura 21 – Resultado da interpretação e modelagem de todos os OBSs para o perfil SB7..... 61

Figura 22 – Modelo de velocidade final para o perfil SB7..... 61
Figura 23 – Distribuição da densidade de raios para o perfil SB7..... 62
Figura 24 – Comparação entre sismograma real e sismograma sintético..... 63
Figura 25 – Modelo de velocidade com resultado do teste de resolução para o perfil SB7..... 64
Figura 26 – Mapa de anomalia Free-Air derivado de altímetro de satélite..... 65
Figura 27 – Relação empírica de velocidade de onda P e densidade..... 66
Figura 28 – Modelagem gravimétrica e modelo de densidade para o perfil SB7..... 66
Figura 29 – Localização dos perfis de sísmica..... 68
Figura 30 – Mapa de anomalia Bouguer calculada para o sudeste brasileiro..... 69
Figura 31 – Mapa de anomalia residual gravimétrico..... 70
Figura 32 – Exemplificação do filtro utilizado para o cálculo da anomalia gravimétrica 70
residual..... 70
Figura 33 – Mapa da anomalia magnética reduzida ao polo para a área de estudo..... 71
Figura 34 – Mapa da integral vertical da anomalia magnética reduzida ao polo..... 72
Figura 35 – Localização das seções sísmicas de reflexão profunda *Ion*-GXT..... 73
Figura 36 – Representação gráfica, na forma de linedrawing da seção sísmica *Ion*-GXT 1575..... 76
Figura 37 – Representação gráfica, na forma de linedrawing da seção sísmica *Ion*-GXT 1550..... 82
Figura 38 – Localização das seções sísmicas de refração do projeto SanBa..... 85
Figura 39 – Gráfico da velocidade Vp versus profundidade, mostrando as curvas de referência..... 86
Figura 40 – Modelo de velocidade Vp para o perfil SanBa 1..... 88
Figura 41 – Mapa da distribuição dos gradientes verticais de velocidade Vp, para o perfil SanBa 1..... 88
Figura 42 – Gráfico da velocidade Vp versus profundidade para o Domínio Proximal SanBa1..... 89
Figura 43 – Gráfico de velocidade Vp versus profundidade para o Domínio de Necking SanBa1..... 90
Figura 44 – Gráfico da velocidade Vp versus profundidade para o Domínio Rifte Interno SanBa1..... 91

Figura 45 – Gráfico da velocidade Vp versus profundidade para o Domínio Rifte Externo SanBa1..... 92
Figura 46 – Gráfico da velocidade Vp versus profundidade para o Domínio Bloco Resistente SanBa1..... 93
Figura 47 – Gráfico da velocidade Vp versus profundidade para o Domínio Alóctone SanBa1..... 94
Figura 48 – Gráfico da velocidade Vp versus profundidade para o Domínio Oceânico SanBa1..... 95
Figura 49 – Gráfico da velocidade Vp versus profundidade para o Domínio Proximal SanBa2..... 96
Figura 50 – Modelo de velocidade Vp SanBa2..... 97
Figura 51 – Mapa da distribuição dos gradientes verticais de velocidade Vp, para o perfil SanBa2..... 97
Figura 52 – Gráfico da velocidade Vp versus profundidade para o Domínio de Necking SanBa2..... 98
Figura 53 – Gráfico da velocidade Vp versus profundidade para o Domínio Rifte Interno SanBa2..... 99
Figura 54 – Gráfico da velocidade Vp versus profundidade para o Domínio Rifte Externo SanBa2..... 100
Figura 55 – Gráfico da velocidade Vp versus profundidade para o Domínio Bloco Resistente SanBa2..... 101
Figura 56 – Gráfico da velocidade Vp versus profundidade para o Domínio Oceânico SanBa2..... 102
Figura 57 – Modelo geofísico-geológico esquemático para a Bacia de Santos..... 103
Figura 58 – Interpretação dos mapas derivados de gravimetria..... 110
Figura 59 – Interpretação dos mapas derivados de magnetometria..... 112
Figura 60 – Modelo geotectônico para a Bacia de Santos..... 114
Figura 61 – Reconstrução cinemática esquemática para a evolução tectônica da Bacia de Santos..... 117
Figura 62 – Mapa do gradiente horizontal da anomalia Bouguer para o Atlântico Sul.... 119
Figura 63 – DSDP Site 356, no Platô de São Paulo..... 124
Figura 64 – Carta de eventos tectônicos para a Bacia de Santos..... 125

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

COB	Limite Continente-Oceano (*Continent-Ocean-Boundary*)
COT	Transição Continente-Oceano *(Continent-Ocean-Transition*)
CTB	Limite tectônico central (*Central Tectonic Boundary*)
DSDP	*Deep Sea Drilling Program*
LSS	Estação sísmica terrestre
LIP	*Large Igneous Pronvince*
Ma	Milhões de anos
OBS	Sismógrafo de fundo aceânico
P	Onda primária
PSDM	(*Post stack depth migration*)
PSTM	(*Post stack time migration*)
S	Onda secundária cisalhante
SDR	*Seaward Dipping Reflectors*
Vp	Velocidade de onda acústica primária
Vs	Velocidade de onda acústica secundária cisalhante
Z	profundidade
ZFF	Zona de fratura de Florianópolis

LISTA DE SÍMBOLOS

%	Porcentagem
g/cm^3	Gramas por centímetro cúbico
Hz	Hertz
km	Quilômetro
km^2	Quilômetro quadrado
km/s	Quilômetro por segundo
km/s/km	Quilômetro por segundo por quilometro
m	Metro
mGal	Miligal
ms	Milissegundo
nT	Nano tesla

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	16
1	**GEOLOGIA DA ÁREA**	20
1.1	**Geologia do Embasamento**	21
1.2	**Geologia da Bacia de Santos**	24
1.2.1	Estratigrafia	24
1.2.2	Arcabouço Tectônico	27
1.3	**Processos e estruturas formadores de Riftes tipo Atlântico**	32
1.3.1.	Domínios estruturais	34
1.3.1.1	Domínio Proximal	35
1.3.1.2	Domínio de *Necking*	36
1.3.1.3	Domínio Distal	36
1.3.1.4	Domínio Externo	37
1.3.1.5	Domínio Oceânico	37
1.3.2.	Processos formadores de Riftes tipo Atlântico	38
1.3.2.1	Fase de Estiramento	40
1.3.2.2	Fase de Afinamento	40
1.3.2.3	Fase de Exumação	41
1.3.2.4	Fase Magmática	41
1.3.3	Bacias marginais ricas em magma vs pobres em magma	42
1.3.4	Discussões e contextualização da Bacia de Santos	45
2	**MATERIAIS E MÉTODOS**	50
2.1	**Sísmica fonte controlada para estudos da Litosfera**	50
2.2	**Projeto SanBa – The Santos Basin Seismic Research Project**	53
2.2.1	Tratamento dos dados de Sísmica de Refração	55
2.2.2	Modelagem Gravimétrica	64
2.3	**Sísmica de Reflexão – Dado sísmico Ion-GXT BrasilSpan**	67
2.4	**Anomalia Bouguer do sudeste brasileiro**	68
2.5	**Anomalia Magnética Reduzida ao Polo do sudeste brasileiro**	71
3	**RESULTADOS**	73
3.1	**Interpretação dos dados de sísmica de reflexão**	73

3.1.1 *Ion*-GXT 1575 74
3.1.2 *Ion*-GXT 1550 80
3.2 **Interpretação dos dados de refração sísmica** 85
3.2.1 *SanBa* 1 87
3.2.2 *SanBa* 2 95
3.3 **Modelo geofísico-geológico integrado** 102
3.4 **Interpretação dos dados de gravimetria e magnetometria** 108
3.4.1 Gravimetria 108
3.4.2 Magnetometria 111
3.5 **Modelo geotectônico** 113
4 **DISCUSSÃO** 119
4.1 **Formação e geometria da Bacia de Santos** 119
4.2 **A idade do *Breakup* da Bacia de Santos** 122
CONCLUSÕES 126
REFERÊNCIAS 129

INTRODUÇÃO

Conhecer a geometria das estruturas profundas das margens continentais é fundamental para o entendimento dos processos que levam a crosta a se romper e formar oceanos. Conceitos e modelos são elaborados para melhor compreender observações geológicas e geofísicas, porém da mesma maneira em que observações são únicas para cada bacia, os processos formadores de bacias rifte, conjunto de conceitos e modelos, devem ser únicos também.

Com o conjunto de dados geológicos e geofísicos disponível, que será apresentado em outro capítulo, pretende-se: 1) caracterizar a geometria crustal da Bacia de Santos, 2) caracterizar os limites crustais para a Bacia de Santos; 3) avaliar modelos de evolução tectônica existentes para a área de estudo; 4) propor um modelo de evolução tectônica e cinemática de placas para o sistema rifte de Santos.

Um grande número de trabalhos já foi e vem sendo publicado sobre a formação das margens conjugadas Ibéria/Newfoundland no Atlântico Norte. A existência de um banco de dados geofísicos completo (sísmica de reflexão, sísmica de refração, gravimetria e magnetometria) e dados geológicos (perfurações até o embasamento em áreas proximais e distais) permite que cada vez mais conceitos e modelos em diferentes escalas sejam definidos e aplicados para esta área. O mesmo acontece com as margens vulcânicas também localizadas no Atlântico Norte. Mas, podemos nós utilizar e aplicar modelos e conceitos elaborados em uma única margem, mesmo que exaustivamente já estudada, às bacias marginais do sudeste brasileiro?

Com a recente aquisição de dados geofísicos de sísmica de refração profunda (Aslanian et al., 2013; Evain et al., 2015), temos à disposição um banco de dados geofísicos completo para a caracterização da geometria crustal da Bacia de Santos e com isso podemos avaliar melhor os modelos existentes e avançar no conhecimento da evolução tectônica das bacias marginais do sudeste brasileiro.

Trabalhos recentes como Zalán et al. (2011), Huismans e Beaumont (2011), Aslanian e Moulin (2012); Moulin et al., (2012) mostram algumas possibilidades de interpretação da evolução tectônica da Bacia de Santos utilizando diferentes técnicas de avaliação. O primeiro aborda o problema através da interpretação de um grande conjunto de dados de sísmica de reflexão profunda, o segundo através da aplicação de modelagem numérica e o terceiro e

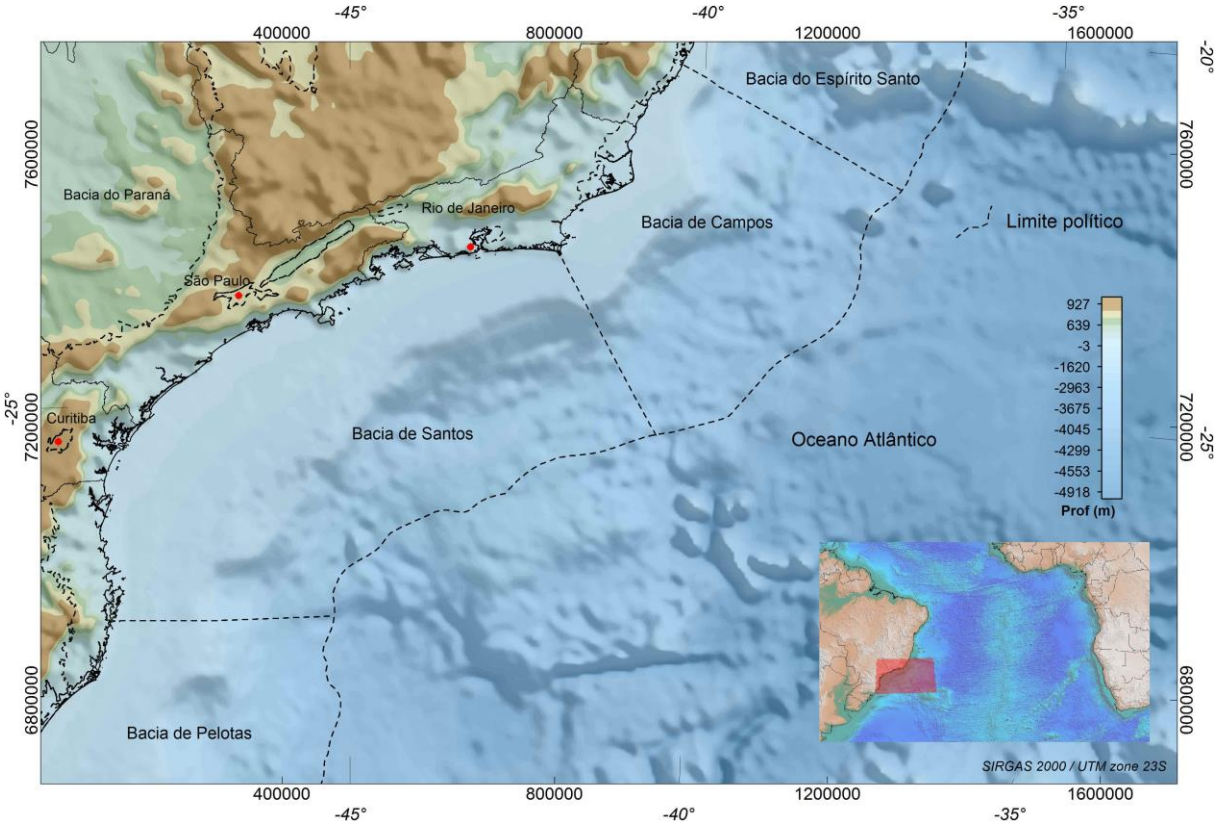
quarto apresentam um modelo de evolução tectônica utilizando técnicas de reconstrução cinemática de placas tectônicas. Os modelos apresentam interpretações diferentes e todos discutem a importância de novos dados geofísicos e geológicos para melhor compreender a área de estudo.

Portanto, estamos diante de um problema ainda não resolvido, mas agora contamos com um dado inédito (sísmica de refração) para aprofundar o conhecimento sobre a evolução tectônica da área de estudo.

A área foco do estudo é a Bacia de Santos, localizada na região sudeste do Brasil. Engloba o território marítimo dos estados de Santa Catarina, Paraná, São Paulo e Rio de Janeiro, além de território marítimo internacional (Figura 1). Numa escala mais ampla, a área de estudo envolveria o sudeste brasileiro e também o sudoeste Africano, incluindo suas respectivas áreas *offshore.*

Os limites geográficos da Bacia de Santos não são coincidentes com os limites geológicos. Os limites geológicos adotados neste trabalho para a Bacias de Santos são resultados da interpretação de dados gravimétricos, magnetométricos e sísmicos: o limite a oeste é a linha de costa do sudeste do Brasil; o limite norte é definido pelo prolongamento *offshore* do alto de Cabo Frio e faz divisa com a Bacia de Campos; o limite sul é definido pelo limite sul do Platô de São Paulo, que coincide com a Zona de Fratura de Florianópolis, (também chamada de dorsal do Platô de São Paulo), e pela plataforma de Florianópolis que por sua vez faz divisa com a Bacia de Pelotas; e o limite leste representa o limite de ocorrência de litosfera continental para a bacia. A Figura 2 apresenta os limites geológicos adotados neste trabalho.

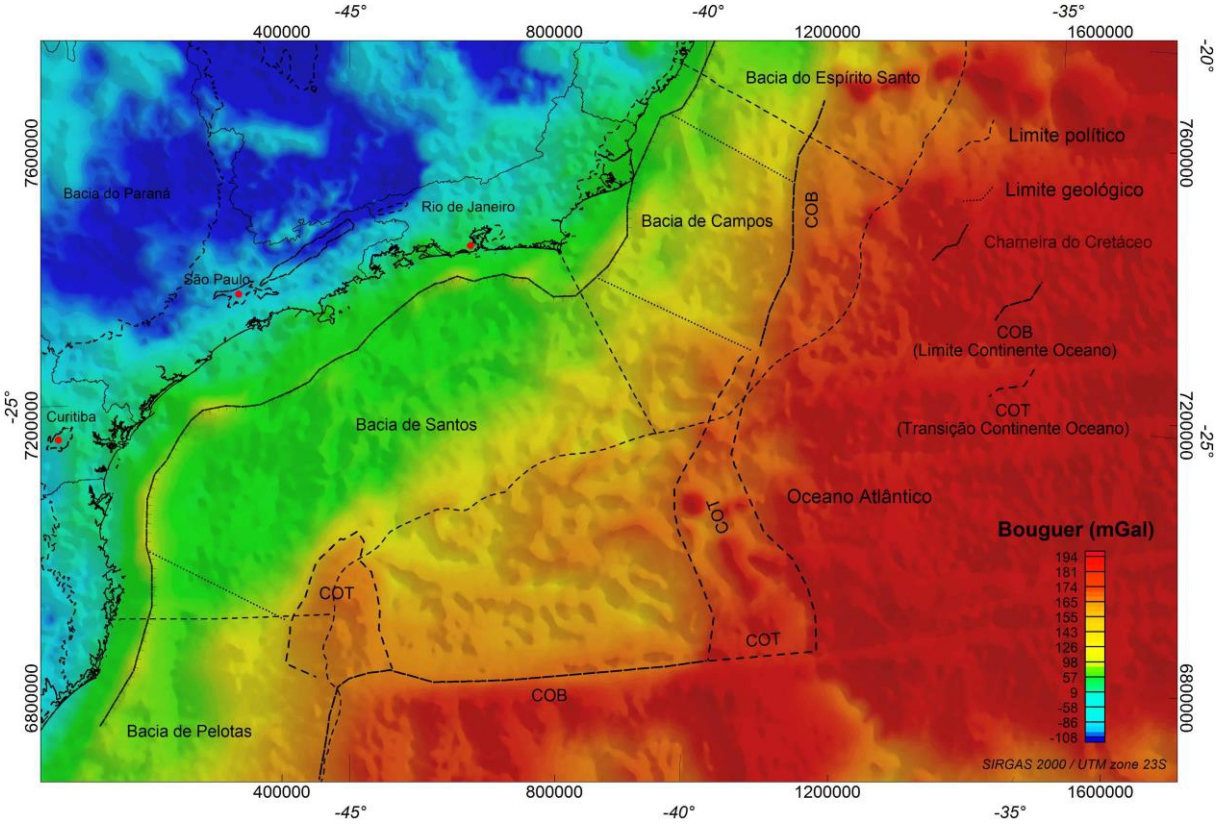
Figura 1- Localização geográfica da área de estudo.



Legenda: A linha tracejada marca o limite geográfico das bacias sedimentares. As principais cidades estão representadas por pontos vermelhos. Como fundo vemos a topografia e batimetria (Smith e Sandwell, 1997). O *insite* mostra a área regional de estudo com sua localização referente ao Atlântico Sul.

Fonte: O autor, 2015.

Figura 2 - Mapa dos limites geológicos para as bacias sedimentares do sudeste brasileiro.



Legenda: Estão representados a linha de costa; a linha de charneira do Cretáceo; COB – Limite Continente-Oceano (*Continent-Ocean-Boundry*); e COT – Transição Continente-Oceano (*Continent-Ocean-Transition*). Os limites entre bacias estão representados por linhas pontilhadas; a sul temos a Bacia de Pelotas e a norte a Bacia de Campos e Espírito Santo. O mapa de fundo corresponde à anomalia *Bouguer* calculada a partir de dados de satélite (Batimetria: Smith e Sandwell, 1997; *FreeAir*: Sandwell e Smith, 2009).

Fonte: O autor, 2015.

1 GEOLOGIA DA ÁREA

As bacias marginais do sudeste brasileiro foram desenvolvidas no contexto da ruptura do Gondwana no Eocretáceo, e consequentemente durante a criação do oceano Atlântico Sul. São classificadas como típicas bacias do Atlântico com seus riftes continentais cobertos por grandes volumes de sal de idade Aptiana, depositados em ambiente transicional entre condições terrestres e marinhas, que por sua vez está sobre posto por espessas camadas de sequencias sedimentares depositadas em uma série de transgressões e regressões marinhas.

O embasamento pré-cambriano é representado pelo Sistema Orogênico da Mantiqueira, que se estende por mais de 2500 km na direção predominante NE-SW e aflora na região sudeste brasileira. Este terreno metamórfico/ígneo foi formado durante a amalgamação da porção oeste do Gondwana (Heilbron et al., 2000; 2008), na qual três episódios colisionais de idade 650-600 Ma, 595-560 Ma e 530-490 Ma são reconhecidos (Almeida et al.,2013; Heilbron et al., 2000, 2008; Schmitt et al., 2008; Valeriano et al., 2004). Tal processo orogênico é conhecido como evento Brasiliano ou Pan Africano (Almeida et al., 1981).

Durante o Paleozoico toda a região interior do Gondwana manteve-se tectonicamente estável. Mudanças eustáticas do nível do mar fizeram com que o mar invadisse e recuasse, depositando sedimentos marinhos, transicionais, continentais e glaciais na gigante bacia do Paraná (Zalán et al., 1990). Esta bacia intracratônica com mais de 6 km de profundidade, ocupa uma área atual de aproximadamente 1.100.000 km^2 e seus limites iniciais são desconhecidos, mas certamente eram mais extensos que os atuais. Provavelmente recobria toda a área hoje afetada pelo rifte cretáceo e tinha conexão com a bacia do Karroo, no lado Africano, a qual faz parte do sistema rifte Namíbia e África do Sul. Mega-desertos triássicos e jurássicos refletem o isolamento e a estabilidade da parte central do supercontinente Pangeia (Zalán, 2004).

No Eocretáceo (137-127 Ma), gigantes volumes de basalto toleítico foram derramados na bacia do Paraná (Formação Serra Geral); derrames análogos são descritos no Platô de Etendeka na Namíbia, (Peate, 1997; Thiede e Vasconcelos, 2010). Este intenso vulcanismo interrompeu o período de estabilidade da região. Processos de rifteamento e ruptura do Gondwana iniciaram-se por volta de 130 Ma, de acordo com Moreira et al. (2007).

Assim, a desestabilização do supercontinente Gondwana e a quebra do continente entre América do Sul e África, no Mesozoico, ocorreu sobre um embasamento complexo e heterogêneo constituído por blocos cratônicos de idade Paleoproterozóica–Arqueana e faixas orogênicas Neoproterozóicas (Heilbron *et al*., 2008) e uma cobertura sedimentar paleozoica capeada por rochas vulcânicas eocretáceas. O contraste entre regiões cratônicas (como o cráton São Francisco) e cinturões orogênicos que foram afinados e erodidos contribuem para a localização preferencial dos processos de quebra continental do Mesozoico (Alkmim et al., 2007; *apud* Almeida et al., 2013).

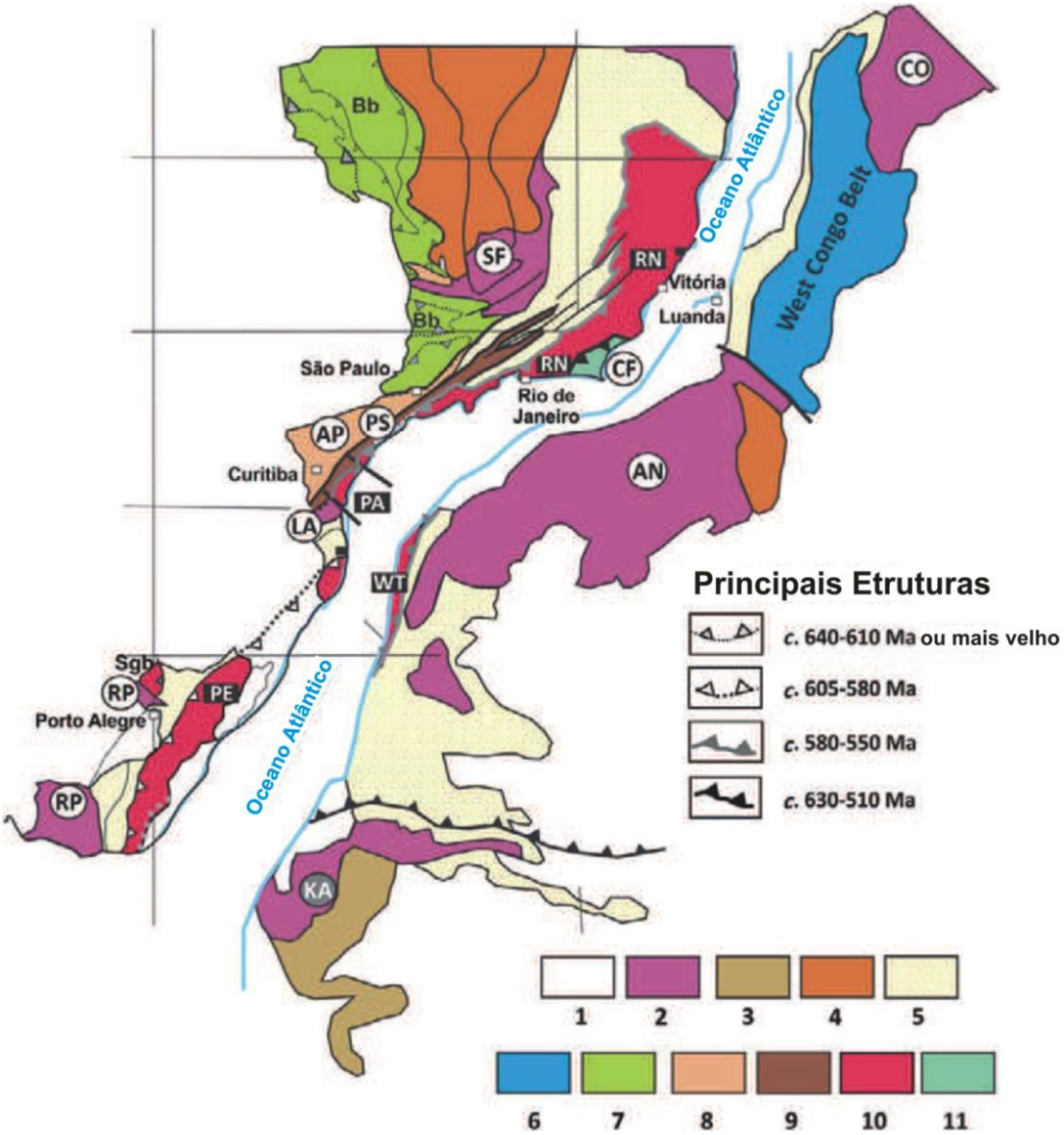
1.1 **Geologia do Embasamento.**

A formação do Gondwana Ocidental aglutinou distintos blocos crustais de diferentes idades e litologias, configurando um mosaico de terrenos separados por descontinuidades regionais. A principal sutura entre os terrenos convergentes neoproterozóicos segue o *trend* atual da faixa dobrada (Faixa Ribeira) e constitui a zona de fraqueza primaria onde o futuro oceano Atlântico se desenvolveu (Almeida et al., 2013).

As margens conjugadas do Atlântico Sul diferem uma da outra em sua configuração e estruturas geotectônicas. No lado Sul-americano, quase toda a borda continental é limitada por orógenos e faixas móveis. O sistema Araçuaí-Ribeira-Dom Feliciano ocupa o sudeste brasileiro e Uruguai. O sistema orogênico Araçuaí-Ribeira, de direção NE, trunca a Faixa Brasília de direção NW localizada na borda oeste do craton São Francisco. O orógeno Ribeira é separado do orógeno Dom Feliciano pelo craton Luis Alves. Ao longo da costa sudeste da América do Sul, os pequenos fragmentos de cratons são representados apenas pelo Luis Alves e Rio de la Plata, (Almeida et al., 2013).

A contraparte Africana, por outro lado, apresenta uma área cratônica muito maior. A faixa orogênica mais importante é limitada a apenas uma faixa estreita até o limite cratônico. A orogenia Damara separa o craton Angola e Kalahari e é considerado um braço da junção tríplice Pan-africana (Gray et al., 2008; *apud* Almeida et al., 2013) formada também pelas faixas Kaoko e Gariep. O craton Kalahari abrange grande parte da África do Sul e é limitado ao sul na faixa dobrada do Cabo, uma orogenia transversal que tem sua continuidade na América do Sul pela faixa Sierra de la Ventana (Rapela et al., 2003 *apud* Almeida et al., 2013), conforme a Figura 3.

Figura 3 - Mapa tectônico com reconstrução pré-*breakup* entre América do Sul e Oeste da África.



Legenda: (1) Embasamento Precambriano recoberto por sedimentos pós-*breakup*; (2) Cratons Arqueanos (RP, Rio de La Plata; LA, Luis Alves; SF, São Francisco; CO, Congo; AN, Angola; KA Kalahari); (3) Rochas do Embasamento Mesoproterozoico; (4) Cobertura cratônica Neoproterozoica; (5) Embasamento cratônico retrabalhado, incluindo margem passiva Neoproterozoica; (6) Faixa móvel Intracontinental Neoproterozoica na África (West Congo); (7) Faixas móveis intracontinentais na América do Sul (Bb, Faixa Brasília; Sgb, Faixa São Gabriel); (8) Terreno Apiaí; (9) Terreno Paraíba do Sul–Embu–Curitiba; (10) Arcos Magmáticos Neoproterozoicos (RN, Rio Negro; PA, Paranaguá; PE, Pelotas; WT, Western Namibia Terrane); (11) Terreno Cabo Frio.

Fonte : ALMEIDA et al., 2013.

Na margem brasileira, os terrenos de embasamento estão orientados na direção NE-SW, dispondo-se paralelamente à linha de costa por mais de 3000 km, desde o Espírito Santo até o Uruguai. Esses terrenos estão agrupados na Província Mantiqueira (Almeida et al., 1981), a qual é considerada um sistema orogênico composto pelas várias faixas móveis, de norte para sul: Araçuaí, Ribeira, Dom Feliciano e São Gabriel.

O sudeste brasileiro é caracterizado por terrenos que correspondem a diferentes estágios de colisões: os terrenos Ocidental, Oriental e Cabo Frio, de norte para sul contidos na Faixa Ribeira. O primeiro estágio colisional ocorreu aproximadamente a 580 Ma e resultou em convergência de leste para oeste, que produziu uma deformação oblíqua (transpressiva) em função de uma subducção seguida de colisão continental. Esta sutura tem mais que 400 km de extensão e forma um limite tectônico chamado de *Central Tectonic Boundry* (CTB), o qual separa uma margem passiva do paleocontinente do São Francisco (terreno Ocidental) da microplaca do arco magmático do Rio Negro, que representa o terreno Oriental (Heilbron et al., 2008). O segundo estágio colisional ocorreu em 540 Ma, com a colisão do terreno Cabo Frio, o qual tem afinidade tectônica Africana; apresenta pegmatitos pós-tectônicos de idade 440 Ma e representa um terreno exótico à faixa Ribeira (Schmitt, 2008). Estimativas indicam que possivelmente 250 km de crosta continental estão escondidos entre as bacias marginais brasileiras e africana (Chang et al., 1992; Schmitt et al., 2008), o que corresponde a quase à totalidade da largura da atual faixa Ribeira. Com isso, o terreno Cabo Frio pode ser muito mais largo do que parece e deve conter alguma evidencia relacionada à evolução Paleozoica do Gondwana, assim como outros terrenos submersos (Schmitt et al., 2008).

O período entre a amalgamação do Gondwana no Eo-Paleozoico (440-400 Ma) e o *breakup* cretáceo do mesmo é considerado um período de quiescência tectônica, embora alguma deformação intraplaca possa ter ocorrido, incluindo a formação de alguns riftes localizados. Riftes Neoproterozoico-Ordovicianos formaram-se e foram cobertos por sedimentos Siluro-Devonianos nas bacias intracratônicas.

Na porção sul do Gondwana Ocidental, que atualmente consiste em parte do sudeste da América do Sul, sudoeste da África e Antártica, um gigantesco extravasamento de magma basáltico precedeu os processos de rifteamento e a formação das bacias marginais do Atlântico Sul durante o Mesozóico. Essas províncias magmáticas representam a LIP *(Large Igneous Province)* do Atlântico Sul. Além dos espessos derrames basálticos, diques básicos estão arranjados em enxames e conectados por junções tríplices (Almeida et al., 2013), desde a costa sudeste brasileira, passando pelo Uruguai e Argentina, ocorrendo também no sudoeste Africano e Antártica.

1.2 **Geologia da Bacia de Santos**

1.2.1 Estratigrafia

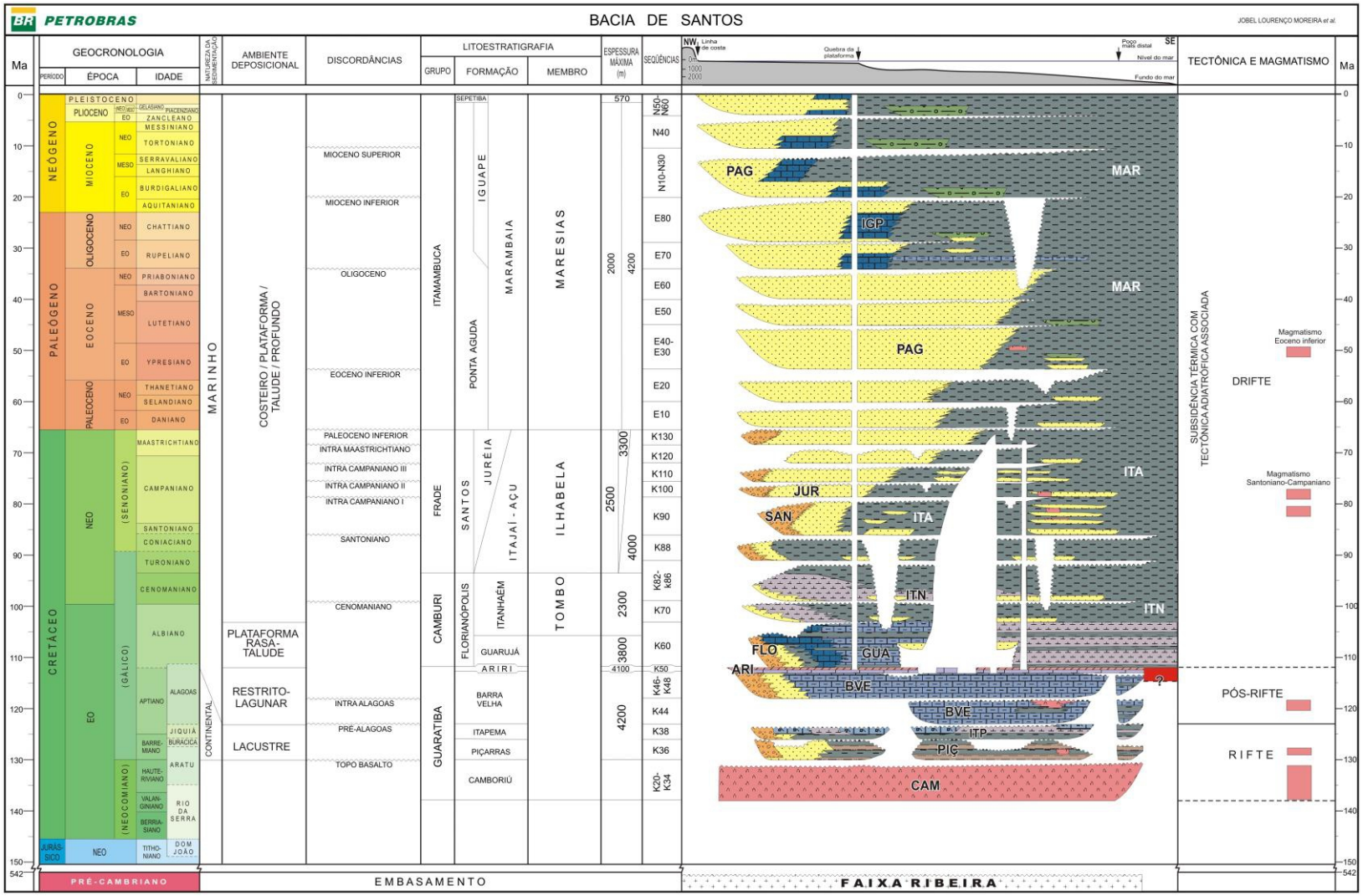
A estratigrafia da bacia aqui correlacionada será a carta estratigráfica adotada pela Petrobras (Figura 4), revisada com base em estratigrafia de sequência por Moreira et al. (2007).

O registro sedimentar é definido por megassequências, separadas por discordâncias erosivas relacionadas às principais fases tectônicas: rifte, pós-rifte e drifte. A fase rifte ocorre a partir dos primeiros pulsos tectônicos, envolvidos na separação dos continentes sul-americano e africano, desde o final do Neocomiano até o início do Aptiano. Esse estágio passa para a fase pós-rifte ou *sag*, conhecida como uma fase de transição, com tectônica mais atenuada durante o Aptiano. Por último, durante a fase drifte ou de deriva continental, uma bacia marinha é instalada junto com a abertura do Oceano Atlântico, desde o Albiano até o presente.

O limite entre as fases é alvo de contínua discussão, sendo que recentemente admite-se um diacronismo do rifteamento, espacialmente distribuído em escala de bacia (Zalán et al., 2011). A migração lateral da deformação em direção ao futuro *breakup* faz com que fases distintas coexistam em diferentes porções da bacia, como por exemplo, fase pós-rifte na porção proximal e rifte na porção distal (Peron-Pinvidic et al., 2013; Stica et al., 2014; Sutra et al., 2013; Zalán et al., 2011).

As significativas espessuras de sal encontradas na seção sedimentar são fundamentais para se entender a evolução tectonosedimentar da bacia. O comportamento reológico diferencial dos evaporitos oferece as condições para o desenvolvimento de uma complexa tectônica gravitacional, fortemente controlada pelo relevo e estruturas frágeis preexistentes, por sua geometria original e pela acomodação da sobrecarga sedimentar depositada sobre elas (Garcia et al., 2012).

Figura 4 - Carta estratigráfica da Bacia de Santos.



Fonte: MOREIRA et al., 2007.

O embasamento aflorante na porção *onshore* adjacente é representado por rochas graníticas e gnáissicas pré-cambrianas pertencentes à faixa Ribeira, de idade Neoproterozóica.

O Grupo Guaratiba integra cinco formações incluídas na supersequencia rifte (formações Camboriú, Piçarras e Itapema) e na supersequencia pós-rifte (formações Barra Velha e Ariri). A supersequencia rifte é composta por derrames basálticos, coquinas e sedimentos siliciclásticos grossos lacustres, depositados em *grabens* gerados por falhas normais de alto angulo durante o estágio de rifteamento. A Formação Camboriú representa o evento magmático correlato à Formação Serra Geral da Bacia do Paraná. A supersequencia pós-rifte é composta por derrames basálticos, carbonatos, arenitos, folhelhos e evaporitos, depositados entre o Neocomiano e o Aptiano em ambiente tectônico calmo, caracterizando uma geometria de preenchimento tipo *sag*. A Formação Ariri representa os grandes depósitos de evaporitos com 2000 m de espessura média estimada. Esta camada de sal foi depositada com taxas de sedimentação muito elevadas, da ordem de 1 km em um período de 0,5 Ma (Dias, 1998; *apud* Moreira et al., 2007).

A supersequencia drifte é subdivida em três grupos estratigráficos: Camburi, Frade e Itamambuca. Esta supersequencia representa a sedimentação na fase de subsidência térmica, com tectônica adiastrófica associada ao desenvolvimento da margem passiva da bacia e é constituída por sedimentos marinhos depositados do Albiano ao Recente. Esta sequência pós-sal é bastante deformada por tectônica gravitacional em função da movimentação da camada de sal, do relevo preexistente e do progressivo basculamento do embasamento. O Grupo Camburi corresponde a base da supersequencia drifte é composta por sedimentos que foram depositados após a Formação Ariri (evaporitos) até o final do Cenomaniano, e inclui as formações Florianópolis, Guarujá e Itanhaém. Variam desde depósitos proximais de leques aluviais, passando por carbonatos de plataforma, até pelitos e arenitos batiais. Este grupo representa um sistema marinho transgressivo que termina com a deposição de sedimentos anóxicos durante a transgressão turoniana. O Grupo Frade representa um sistema de leques aluviais até pelitos e arenitos batiais, depositados do final do Cenomaniano até o limite Cretáceo/Paleógeno, que culminou com uma regressão marinha ao final do Cretáceo. Esta unidade corresponde às formações Santos, Juréia e Itajaí-Açu. O Grupo Itamambuca compreende todos os sedimentos depositados após o final do Cretáceo, desde o Paleógeno até o Presente. Corresponde a depósitos de leques aluviais proximais que variam de pelitos e arenitos batiais, com ocorrências de sedimentação mista carbonática próximo à quebra da plataforma. Esta unidade é composta pelas formações Ponta Aguda, Iguape, Marambaia e

Sepetiba, sendo esta última formada por arenitos, pelitos e coquinas que estão sendo depositados durante os últimos 4,2 Ma.

Eventos magmáticos (predominantemente basaltos toleíticos) são descritos durante a fases Rifte e Pós-Rifte, assim como na fase Drifte com idades confirmadas no intervalo Santoniano-Campaniano e no Eoeoceno.

1.2.2 Arcabouço Tectônico

Os processos de rifteamento que originaram a Bacia de Santos no Eocretáceo nuclearam-se ao longo de estruturas pré-existentes, a exemplo de outras bacias marginais nas quais a herança estrutural está muito presente na deformação distensiva do embasamento. O registro sedimentar mais antigo observado na Bacia de Santos data de 135 Ma (Moreira et al., 2007).

Heterogeneidades do embasamento controlaram a arquitetura das principais estruturas do sistema riftes da bacia, sendo que os principais *horsts* e *grabens* são controlados por falhas normais (Zalán et al., 2011). Lineamentos de direção NE-SW são os de maior expressão tanto no embasamento como nas estruturas herdadas e presentes no sistema rifte. Essas estruturas são constantemente identificadas *offshore* e representam estruturas regionais no rifte, como o limite do alto externo na Bacia de Santos. Reativações de lineamentos e zonas de cisalhamento pré-existentes controlaram a evolução da formação da Serra do Mar (Almeida e Carneiro, 1998) e também estruturaram a bacia *offshore* (Zalán e Oliveira, 2005) no Fanerozóico.

Os processos de rifteamento produziram uma extensa crosta continental estirada e afinada que apresenta uma fisiografia única e elevada denominada Platô de São Paulo (Kumar e Gamboa, 1974). Um centro de espalhamento abortado é descrito na porção sul do Platô de São Paulo; esta feição foi denominada Propagador Abimael e separaria a plataforma de Florianópolis da dorsal de São Paulo, esta última uma estrutura fisiográfica relacionada à zona de fratura de Florianópolis (Cobbold et al., 2001; Meisling et al., 2001; Mohriak, 2001). *Grabens* de direção NE-SW gerados por falhas normais formam o padrão estrutural para a porção interna limitada pelo alto externo da Bacia de Santos (Zalán et al., 2011). Este conjunto de estruturas, paralelas à atual linha de costa, formaram os principais depocentros que antecedem a deposição da camada de sal e controlaram a principal progradação do

Neocretáceo. Durante o Neoaptiano as condições climáticas foram favoráveis para a deposição de uma espessa camada de sal abrangendo uma extensa área que vai desde o sul do Platô de São Paulo até as bacias mais ao norte, como Campos e Espirito Santo (Mohriak et al., 2001; Garcia et al., 2012). Paleo-altos alinhados, como a plataforma de Florianópolis e a dorsal de São Paulo (sul do Platô de São Paulo) delimitaram altos estruturais que funcionaram como eficientes barreiras físicas, bloqueando e restringindo a circulação do protoceano Atlântico. Um pulso de subsidência rápida afetou o Neoaptiano, provavelmente em função do balanço isostático induzido pelo acúmulo da camada de sal e mesmo assim essas barreiras impediram a circulação e restringiram o oceano, permitindo a formação de uma espessa camada de sal (Garcia et al., 2012).

A estruturação do embasamento da Bacia de Santos mostra um zoneamento de oeste para leste alternando entre bandas espessas (terrenos de embasamento resistente) e afinadas (terrenos de embasamento plástico) de direção NE-SW. Em seção, tais bandas podem ser entendidas como uma série de *boudins* ou afinamentos crustais (Zalán et al., 2011). A passagem da crosta continental para crosta oceânica é marcada por um faixa de manto exumado que ocorre desde o sul da Bacia de Santos até norte da Bacia do Espírito Santo (Figura 5), de acordo com interpretação sísmica e modelagem gravimétrica (Zalán *et al*., 2011).

O alto externo de Santos é uma estrutura significativa tanto para a compartimentação quanto para a evolução tectônica da Bacia de Santos. Esta corresponde a uma importante estrutura do embasamento localizado na porção central do Platô de São Paulo, alongado na direção NE e a partir da qual os sedimentos marinhos são relativamente menos espessos em direção ao oceano, quando comparado aos sedimentos marinhos na região proximal. A complexidade dos ambientes deposicionais e a paleogeografia que envolvem a passagem de um ambiente restrito e raso para um ambiente de águas profundas, junto com a falta de dados geológicos e geofísicos na porção distal, torna o entendimento dos processos de estruturação e formação do Rifte de Santos ainda um grande desafio (Zalán et al., 2011).