



UFRJ

Fernando Augusto Silva Cezar

**ESTUDO DE CASO DO MÉTODO *SEA BED LOGGING* (SBL) E DA
GEOLOGIA DA BACIA DE SANTOS**

Trabalho de Conclusão de Curso
submetido ao Programa de Pós-graduação
em Geologia, Instituto de Geociências, da
Universidade Federal do Rio de Janeiro -
UFRJ, como requisito necessário à
obtenção do grau de Especialista em
Geofísica do Petróleo.

Orientadores:

Jadir da Conceição da Silva (UFRJ)
Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes
(Petrobras)

Rio de Janeiro

Março de 2007

MGL
CA25E

Fernando Augusto Silva Cezar

**ESTUDO DE CASO DO MÉTODO *SEA BED LOGGING* (SBL) E DA
GEOLOGIA DA BACIA DE SANTOS**

Trabalho de Conclusão de Curso
submetido ao Programa de Pós-graduação
em Geologia, Instituto de Geociências, da
Universidade Federal do Rio de Janeiro -
UFRJ, como requisito necessário à
obtenção do grau de Especialista em
Geofísica do Petróleo.

Orientadores:

Jadir da Conceição da Silva (UFRJ)
Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes
(Petrobras)

Aprovada em: __.__.2007

Por:

Jadir da Conceição da Silva (UFRJ)

Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes (Petrobras)

UFRJ
Rio de Janeiro
2007

Agradecimentos

Agradeço à UFRJ, à Petrobras, aos professores, aos orientadores e coordenadores da especialização e treinamento e aos novos colegas da Petrobras pela oportunidade de realizar este trabalho, assim como pela ajuda na preparação do texto.

Resumo

CEZAR, Fernando. **Estudo de caso do método sea bed logging (SBL) e da geologia da bacia de Santos**. 2007. 78 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) - Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A técnica de *sea bed logging* (SBL) faz parte dos métodos geofísicos eletromagnéticos. Com base no grande contraste de resistividade elétrica entre reservatórios saturados de petróleo e rochas adjacentes saturadas com água de formação salina, pode-se identificar diretamente a ocorrência de hidrocarbonetos em subsuperfície. Neste trabalho, é mostrada uma aplicação do SBL, assim como um estudo geral da geologia da bacia de Santos. Relatam-se primeiro as características da bacia: a estratigrafia, a geologia estrutural, geologia histórica e geologia do petróleo. Em seguida, desenvolvem-se os princípios teóricos da técnica eletromagnética. Finalmente, apresentamos os resultados de um levantamento de SBL no campo de gás de Troll, localizado no Mar do Norte, como um possível resultado na bacia de Santos, reconhecida como de grande potencial para a produção de gás. O SBL mostrou-se como uma eficiente ferramenta para a exploração de petróleo.

Palavras-chave: sea bed logging (SBL); bacia de Santos

Abstract

CEZAR, Fernando. **Estudo de caso do método *sea bed logging* (SBL) e da geologia da bacia de Santos. [Case study of sea bed logging method (SBL) and study of Santos basin].** 2007. 78 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) - Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The technique called sea bed logging (SBL) is a geophysical electromagnetic method. Based on the great electric resistivity contrast between the petroleum bearing reservoirs and the other water bearing rocks, it is possible to directly identify hydrocarbons in subsurface. In this work, we show an application of SBL and a study of Santos basin's geology. First, we discuss the main characteristics of the basin: the stratigraphy, structural geology, historical geology and petroleum geology. Next, the principles of the electromagnetic technique are shown. Finally, we describe the results of a SBL acquisition over the Troll gas field, at North Sea, as a possible case in Santos basin, recognized as a good potential place for gas production. The SBL proved that it is an efficient method for petroleum exploration.

Key-Words: sea bed logging (SBL); Santos basin

Lista de Siglas e Símbolos

- AAPG:** American Association of Petroleum Geologists
ANP: Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis
EAGE: *European Association of Geoscientists and Engineers*
EM: método eletromagnético
LEPLAC: Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira
SBL: *Sea Bed Logging*
SEG: *Society of Exploration Geophysicists*
UNCLOS: Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar
BCFG: Bilhões de pés cúbicos de gás. Um BCFG equivale a 28,3 M m³ de gás.
MCFD: Milhões de pés cúbicos de gás ao dia.
bbl: barril de óleo. Um bbl equivale a 0,159 m³.
AWI: Instituto Alfred Wegener de Pesquisa Polar e Marinha.
PDF: Feições planares de deformação (*planar deformation features*).
COT: Porcentagem de Carbono Orgânico Total.
bpd: barris por dia. Unidade de fluxo de produção de petróleo.

Lista de Figuras

- Figura 1** - Localização da bacia de Santos. Limita-se pela Zona de Fratura de Florianópolis (ZFF) e pelo Alto de Cabo Frio (ACF). A linha pontilhada representa o limite offshore do platô de São Paulo. Fonte: MIO (2005). 1
- Figura 2** - Diagrama com a classificação das bacias sedimentares, segundo KLEMME (1981, apud SOUZA-LIMA & HAMSI Jr., 2003) 4
- Figura 3** - Diagrama da localização dos campos Merluza, Tubarão, Estrela do Mar, Coral e Caravela. Fonte: ANP (Resolução de Diretoria n° 319/2003). Disponível em: <http://www.anp.gov.br/doc/petroleo/sumario_Coral.pdf>. Acesso em: 23/11/2006. 6
- Figura 4** - Localização dos campos de Mexilhão e Merluza. Fonte: ANP (Resolução de Diretoria n° 349/2004). Disponível em: <http://www.anp.gov.br/doc/petroleo/sumario_Mexilhao.pdf>. Acesso em: 23/11/2007. 6
- Figura 5** - Os mais recentes campos da bacia de Santos: Carapiá, Pirapitanga, Tambuatá, Shell (operado pela Shell com 30% de participação da Petrobras) e uma nova área anexada ao campo de Mexilhão. Fonte: PETROBRAS (2006). 7
- Figura 6** - Região de Sabkha atual na península de Bar Al Hickman, no sultanato de Omã, litoral do mar Árábico. Disponível em: http://home.hetnet.nl/~lilian_jan_schreurs/oman/Salalah01.htm Acesso em 07/01/2007 12
- Figura 7** - Diagrama do mecanismo de precipitação de sais em uma sabkha. Modificada de <[http://mars.geographie.unihalle.de/glossar/glossar_win.php?begriff="](http://mars.geographie.unihalle.de/glossar/glossar_win.php?begriff=) 13
- Figura 8** - Mapa geológico-estrutural da bacia de Santos mostrando a localização das feições estruturais da Charneira de Santos, da Zona de Transferência de Florianópolis, da Zona de Transferência de Curitiba, da Zona de Transferência do Rio de Janeiro e do Platô de São Paulo. (Fonte: MACEDO, 1990) 20
- Figura 9** - Províncias estruturais da bacia de Santos em águas profundas: Embaiamento Norte, Embaiamento Central, Embaiamento Sul, gap albio, Província de Mini-bacias e de Diápiros de Sal e Sub-bacia de Avedis. Fonte: MODICA & BRUSH (2004). 21
- Figura 10** - Seções sísmicas interpretadas mostrando estilos estruturais na bacia de Santos. (b) Seção sísmica ilustrando o gap albio e a Falha de Cabo Frio. (c) Estilo estrutural da Província de Mini-bacias e de Diápiros de Sal. Fonte: MODICA & BRUSH (2004). 23
- Figura 11** - Mapa de topografia digital e batimetria por gravimetria via satélite do litoral sudeste do Brasil. A área marcada em branco é a bacia de Santos evidenciando a plataforma continental, talude e o Platô de São Paulo. O curso atual e uma interpretação do paleo-curso do rio Paraíba do Sul estão apresentados na porção continental. Fonte: MODICA & BRUSH (2004). 24
- Figura 12** - Mapa de isócronas da seqüência evaporítica da bacia de Santos. As áreas brancas abaixo do intervalo de contorno (vermelho) devem ser consideradas fechadas. A linha transversal descendente indica a posição da seção apresentada na Figura 15. Fonte: MODICA & BRUSH (2004). 25
- Figura 13** - Seção sísmica e seção geológica interpretada da linha mostrada na Figura 11 que cruza a região do gap albio e o platô de São Paulo. O gap albio originalmente era sotoposto por uma camada relativamente espessa de sal que foi expelida na direção do mar e provavelmente dissolveu-se em grande parte. O detalhe sísmico mostra um exemplo de estrutura compressional que inclui falhas de

empurrão e dobras em chevron na seqüência evaporítica. Fonte: MODICA & BRUSH (2004). 26

Figura 14 - Mapa da Terra ao fim do Jurássico (152 Ma) antes da abertura do Atlântico. A bacia de Santos ainda não está iniciada, mas pode-se prever sua localização pela linha branca que indica os limites atuais das áreas on-shore. Disponível em: <<http://www.scotese.com/late1.htm>>. Acesso em 11/02/2007. 27

Figura 15 - Mapa da Terra ao início do Cretáceo (94 Ma), após a abertura do Atlântico. Disponível em: <<http://www.scotese.com/cretaceo.htm>>. Acesso em 11/02/2007. 32

Figura 16 - Mapa da Terra ao fim do Cretáceo e início do Paleogeno (Terciário) (66 Ma). Observar a localização da estrutura de impacto de Chicxulub. Disponível em: <<http://www.scotese.com/K/t.htm>>. Acesso em 11/02/2007. 32

Figura 17 - Mapa da Terra ao Eoceno (50 Ma). Disponível em: <<http://www.scotese.com/newpage9.htm>>. Acesso em 11/02/2007. 33

Figura 18 - O Cinturão Ribeira, por gravimetria. Modelagem digital do terreno (MDT) na camada inferior, anomalia Bouguer na camada superior e mapa free-air na camada intermediária. Fonte: Almeida & Ebert (2001). 34

Figura 19 - Mapa da Terra ao Mioceno (14 Ma). Disponível em: <<http://www.scotese.com/miocene.htm>>. Acesso em 11/02/2007. 34

Figura 20 - Mapa da Terra durante o máximo da última glaciação, a dezoito mil anos atrás. Disponível em: <<http://www.scotese.com/lastice.htm>>. Acesso em 11/02/2007. 35

Figura 21 - Mapa da Bacia de Santos mostrando os campos de hidrocarbonetos descobertos: Tambaú e Uruguá (Pólo BS500); Mexilhão; Merluza e Lagosta (Pólo Merluza); Tubarão (TB), Estrela do Mar (EM), Coral (CRL), Caravela (CRV) e Cavalo Marinho (CVM) no Pólo Sul. No mapa está indicado o poço 1-RJS-628A que investigou a seção pré-sal (Pólo Centro). Fonte: Petrobras confirma descoberta de óleo na bacia de Santos, Petrobras, Rio de Janeiro, 04/10/2006, Comunicação Institucional. 40

Figura 22 - Seção esquemática do Campo de Merluza, segundo BAGNI (2002). 41

Figura 23 - Seção esquemática do Campo de Tubarão, segundo BAGNI (2002). 42

Figura 24 - Curva típica de resposta da pirólise Rock-Eval de uma rocha geradora. São mostrados, da esquerda para a direita, os picos S1, representando a quantidade de hidrocarbonetos livres, S2, representando a quantidade de hidrocarbonetos gerados pelo craqueamento térmico do querogênio e S3, representando a quantidade de CO₂ produzida pelo querogênio. A temperatura do pico S2 é conhecida como Tmax. Modificado de AHMED et al. (2004). 42

Figura 25 - Diagrama do tipo Van Krevelen mostrando as fases de diagênese, catagênese e metagênese da evolução do querogênio para os três tipos de matéria orgânica. A abscissa tem as razões oxigênio/carbono e a ordenada tem as razões hidrogênio/carbono, ambas encontradas em experimentos de pirólise Rock-Eval. (TISSOT & WELTE, 1978). 43

Figura 26 - Gráfico de eventos do sistema petrolífero da bacia de Santos, segundo BAGNI (2002). O Momento Crítico é o ponto no tempo que melhor retrata a geração-migração-acúmulo de hidrocarbonetos no sistema petrolífero. 44

Figura 27 - Carta estratigráfica da bacia de Santos. Disponível em: http://www.anp.gov.br/brasil-rounds/round3/downloads/ce_santos.PDF. Acesso em 11/01/2007. 45

Figura 28 - Seção estratigráfica da bacia de Santos. Disponível em: http://www.anp.gov.br/brasil-rounds/round3/downloads/sg_santos.PDF Acesso em 11/01/2007. 46

Figura 29 - (Topo) Ilustração esquemática do procedimento de aquisição, a distribuição de receptores e as trajetórias de transmissão possíveis do sinal da fonte. As resistividades típicas do ar, da água, sedimentos e reservatório de hidrocarbonetos são indicadas. As setas pretas representam a transmissão de sinal eletromagnético refratado ao longo da interface ar-água. As setas azuis referem-se às transmissões através da água e/ou refratadas no fundo do mar. As setas vermelhas indicam a transmissão refratada nas rochas em subsuperfície. (Base) Magnitudes elétricas medidas em um único receptor em função da distância fonte-receptor. A curva vermelha equivale a resposta à um modelo incluindo um reservatório de hidrocarbonetos de alta resistividade. A curva azul representa uma resposta para um modelo sem reservatório. Para melhorar a percepção da diferenças de amplitude, a curva vermelha foi dividida (normalizada) pela curva azul (JOHANSEN et al., 2005). 63

Figura 30 - (Centro) Seção geológica cruzando a TWGP. (Esquerda) Perfil de resistividade do poço exploratório 31/2-1. (Direita) Mapa com os limites do campo de Troll, onde a linha fina representa a navegação da fonte e a linha grossa a distribuição dos receptores.(JOHANSEN et al.,2005) 65

Figura 31 - Mapa estrutural do topo da Formação Sognefjord com a distribuição dos receptores e a linha de navegação sobrepostos. São mostrados ainda as posições da plataforma, de oleodutos, de estações gravimétricas e de poços. (AMUNDSEN et al., 2004) 66

Figura 32 - Seção sísmica cruzando o TWGP. (AMUNDSEN et al., 2004) 66

Figura 33 - Gráfico de MVO para os receptores Rx06 (azul) e Rx24 (vermelho). (AMUNDSEN et al., 2004) 69

Figura 34 - MVO medidos em Rx06 e Rx24 normalizados pela resposta em Rx02. (AMUNDSEN et al., 2004) 69

Figura 35 - Respostas medida e modelada de SBL cruzando o TWGP. A curva vermelha representa uma resposta típica de um receptor acima do reservatório (Rx24) normalizada pela curva de referência fora do reservatório (Rx02). A curva azul corresponde a curva de referência normalizada pela resposta obtida pela modelagem de camadas sem reservatório. A curva branca é o resultado da resposta modelada acima do reservatório normalizada pela resposta modelada fora do reservatório.(JOHANSEN et al), 2005 70

Figura 36 - Magnitudes normalizadas médias de afastamento de $6,5 \pm 0,5$ km . As magnitudes normalizadas são posicionadas nos pontos-médios de $3,25$ km . Observar a excelente correlação entre a anomalia de SBL e a TWGP.(AMUNDSEN et al., 2004) 72

Figura 37 - Magnitudes normalizadas médias de afastamento de $6,5 \pm 0,5$ km . As magnitudes normalizadas são posicionadas nos pontos-médios de $3,25$ km . Observar a excelente correlação entre a anomalia de SBL e a TWGP. (JOHANSEN et al., 2005) 72

Lista de Tabelas

Tabela 1 - Correlação litoestratigráfica das formações da bacia de Santos com suas vizinhas, bacia de Pelotas e bacia de Campos, localizadas respectivamente a SW e SE. Observa-se a característica única da Formação Santos em relação a sua vizinhança.	10
Tabela 2 - Relação de campos descobertos na Bacia de Santos no período anterior a criação da ANP (PAPATERRA, 2006).	37
Tabela 3 - Relação de campos descobertos na Bacia de Santos após a criação da ANP (PAPATERRA, 2006).	37
Tabela 4 - Comparação das características dos hidrocarbonetos encontrados nos campos da bacia de Santos, Tubarão, Estrela do Mar, Coral, Caravela e Merluza. Estão indicados o tipo do fluido (óleo, gás ou condensado), grau API, porosidade PHI, permeabilidade K e concentração de H ₂ S. Modificado de Bagni (2002)	41
Tabela 5 - Suscetibilidade magnética de algumas rochas e minerais.	50
Tabela 6 - Resistividades elétricas de algumas rochas.	53
Tabela 7 - Constantes dielétricas de algumas rochas.	54

Sumário

Agradecimentos	v
Resumo	vi
Abstract	vii
Lista de Siglas e Símbolos	viii
Lista de Figuras	ix
Lista de Tabelas	xii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Localização	2
1.2 Extensão Areal	2
1.3 Limites Geológicos e Espessuras	2
1.4 Classificação	3
1.5 Prospectividade Para Hidrocarbonetos	5
1.6 O Método SBL na bacia de Santos	7
1.7 Objetivo	8
1.8 Método	8
2 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DE SANTOS	9
2.1 Estratigrafia	9
2.1.1 FORMAÇÃO CAMBORIÚ	10
2.1.2 FORMAÇÃO GUARATIBA	10
2.1.3 FORMAÇÃO ARIRI	11
2.1.4 FORMAÇÃO FLORIANÓPOLIS	13
2.1.5 FORMAÇÃO GUARUJÁ	14
2.1.6 FORMAÇÃO OITANHAÉM	14
2.1.7 FORMAÇÃO SANTOS	15
2.1.8 FORMAÇÃO JURÉIA	15

2.1.9	FORMAÇÃO ITAJAÍ-AÇU	16
2.1.10	ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIA DO CONJUNTO DE FORMAÇÕES SANTOS, JURÉIA E ITAJAÍ-AÇU	16
2.1.11	FORMAÇÃO IGUAPE	16
2.1.12	FORMAÇÃO MARAMBAIA	17
2.1.13	ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIA DO CONJUNTO DAS FORMAÇÕES IGUAPE E MARAMBAIA	17
2.1.14	FORMAÇÃO SEPETIBA	18
2.2	Geologia Estrutural	18
2.2.1	"GAP ALBIANO", PLATÔ DE SÃO PAULO E HALOCINESE	23
2.3	Geologia Histórica	26
2.4	Geologia do Petróleo	35
3	MÉTODO SBL	47
3.1	Propriedades magnéticas e elétricas das rochas	48
3.1.1	PROPRIEDADES MAGNÉTICAS	48
3.1.2	PROPRIEDADES ELÉTRICAS	51
3.2	Teoria dos métodos eletromagnéticos	54
3.3	Da aquisição à interpretação de SBL	59
3.4	Estudo de Caso	64
3.4.1	PROVÍNCIA OESTE DE GÁS DO CAMPO DE TROLL (TWGP)	64
3.4.2	AQUISIÇÃO DE DADOS E PROCESSAMENTO	67
3.4.3	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	68
3.5	Conclusão e analogia com casos possíveis em Santos	73
4	CONCLUSÃO	74
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	76

1 INTRODUÇÃO

A bacia de Santos (Figura 1) é uma das maiores bacias do Brasil. Localizada no litoral sudeste brasileiro, com característica orientação SW-NE, ela banha os estados de Santa Catarina, Paraná, São Paulo e Rio de Janeiro, grande área consumidora de hidrocarbonetos do país. Os primeiros levantamentos geofísicos na bacia datam de 1968 e o primeiro poço foi perfurado em 1970, comprovando a importância da bacia como reserva de hidrocarbonetos. Ela é originada da abertura do Oceano Atlântico Sul, tratando-se de uma bacia cretácica de margem continental evoluída de um rifle.

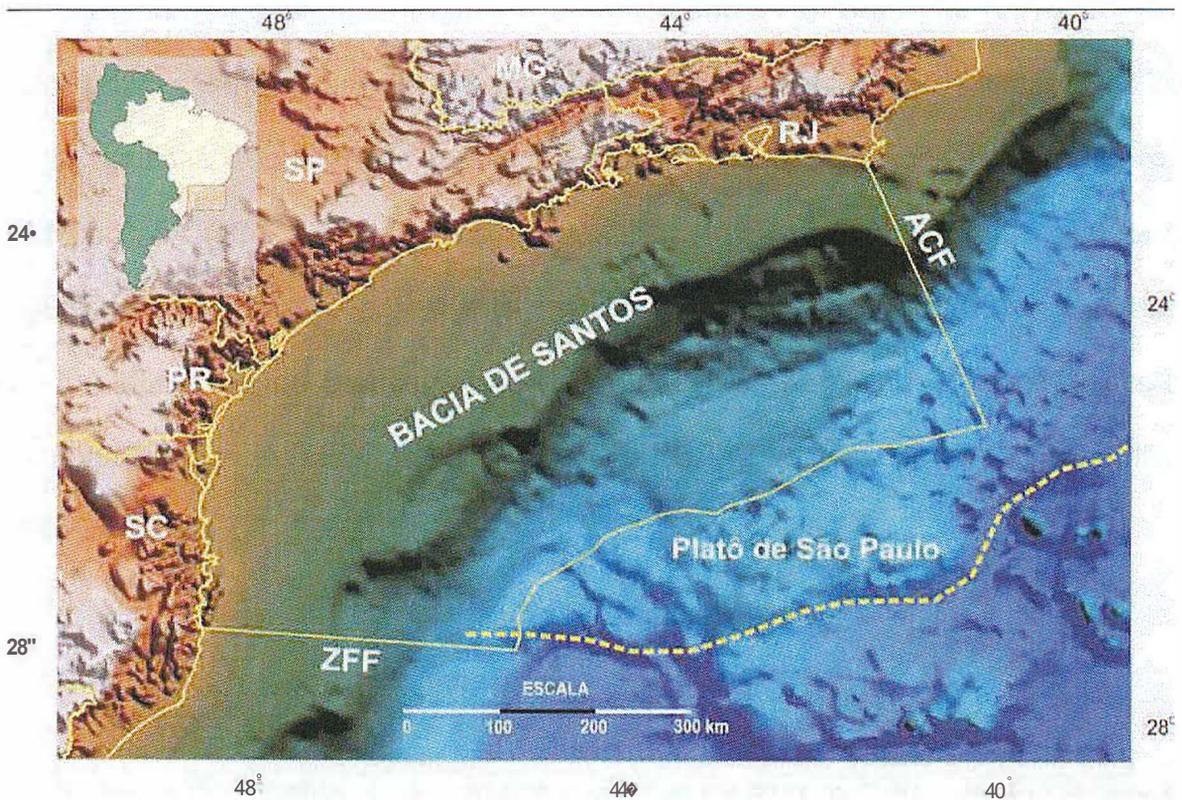


Figura 1 - Localização da bacia de Santos. Limita-se pela Zona de Fratura de Florianópolis (ZFF) e pelo Alto de Cabo Frio (ACF). A linha pontilhada representa o limite offshore do platô de São Paulo. Fonte: MIO (2005).

1.1 Localização

A bacia de Santos localiza-se na porção sudeste da margem continental brasileira, entre os paralelos 28° S e 23° 30' S. Ela tem orientação NW-SE da direção do eixo em sentido dip e geometria côncava (Figura 1).

1.2 Extensão Areal

A bacia de Santos tem aproximadamente 206.000 km² de extensão, considerando-a estendida até a isóbata de 2.000 m, ou 352.000 km², até a isóbata de 3.000 m (fonte: ANP, ano da 2^a rodada), sendo a área explorável entre a Charneira de Santos e a isóbata de 2.000 m de aproximadamente 130.000 km².

O Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira (LEPLAC) teve por objetivo estender o limite da Plataforma Continental além do limite das 200 milhas náuticas seguindo as regras da Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar (UNCLOS). Seu estudo resultou numa delimitação mais precisa da plataforma continental e acrescenta aproximadamente mais 200.000 km² para a área frontal à bacia de Santos, grande parte dessa área servindo como depósito de sedimentos, ou seja, fazendo parte da bacia (BRAZILIAN CONTINENTAL SHELF SURVEY PROJECT, 2007).

1.3 Limites Geológicos e Espessuras

A bacia de Santos é limitada ao sul pelo Alto Estrutural de Florianópolis, separando-a da bacia de Pelotas, região de embasamento raso coberta com derrames de traqui-andesitos datados pelo método Ar/Ar em 113 Ma (Formação Curumim); ao norte, pelo Arco de Cabo Frio, área de marcante diminuição na

profundidade do embasamento e apresentando manifestações magmáticas posteriores ao Neocomiano, e, a oeste, pelo cinturão de serras costeiras (com afloramentos de rochas pré-cambrianas), os maciços da Carioca, serras do Mar e da Mantiqueira, com altitudes variando entre 800 a 2.200 m e de característica orientação SW-NE. Sem um expressivo delineamento limitante oriental, costumava-se estender a bacia de Santos até a isóbata de 2.000 m que acompanha aproximadamente a borda externa do Platô de São Paulo. A acumulação sedimentar, iniciada no Jurássico-Neocomiano, chega a atingir 11.000 m de espessura nas áreas mais profundas da bacia (MILANI & THOMAZ FILHO, 2000).

A bacia de Santos pode ser subdividida em duas sub-bacias, chamadas de Embaiamento Norte e Embaiamento Sul (PEREIRA & MACEDO, 1990), separada uma da outra pela Zona de Transferência de Curitiba. Outra feição importante é a Charneira de Santos que corresponde ao limite oeste da seção cretácica da bacia. Ela ocorre à distância de 100 km da linha de costa, em média, e a partir dela a crosta continental começa efetivamente seu afinamento em direção ao mar. Acima da Charneira de Santos, ativa até o final do Cretáceo, estão os sedimentos em *onlap* do Cenozóico, depositados no período de subsidência termal. Na região onde ocorre o Platô de São Paulo, a bacia de Santos também apresenta afinamento.

1.4 Classificação

A bacia de Santos é mesozóica, marginal passiva, com falhamentos "*down to sea*" ocorrendo ao longo da costa. Pelo seu potencial petrolífero é classificada como uma bacia de elevado potencial pela Agência Nacional do Petróleo, Gás e Biocombustíveis (ANP). Acredita-se que a subsidência deste tipo de bacia seria causada tanto pelo resfriamento termal do material básico (mais denso) introduzido

na sua fase rife quanto pelo próprio peso de sedimentos fornecidos pela massa continental adjacente.

Pela classificação de KLEMME (1981), a bacia de Santos é do Tipo V (inicialmente do tipo Ili, na sua formação) e subtipo paralelo (ou seja, a ela ocorre extensa deposição de sal durante os estágios intermediários de desenvolvimento), segundo ASMUS & PORTO (1972). A Figura 2 mostra o diagrama com esta classificação da bacia.

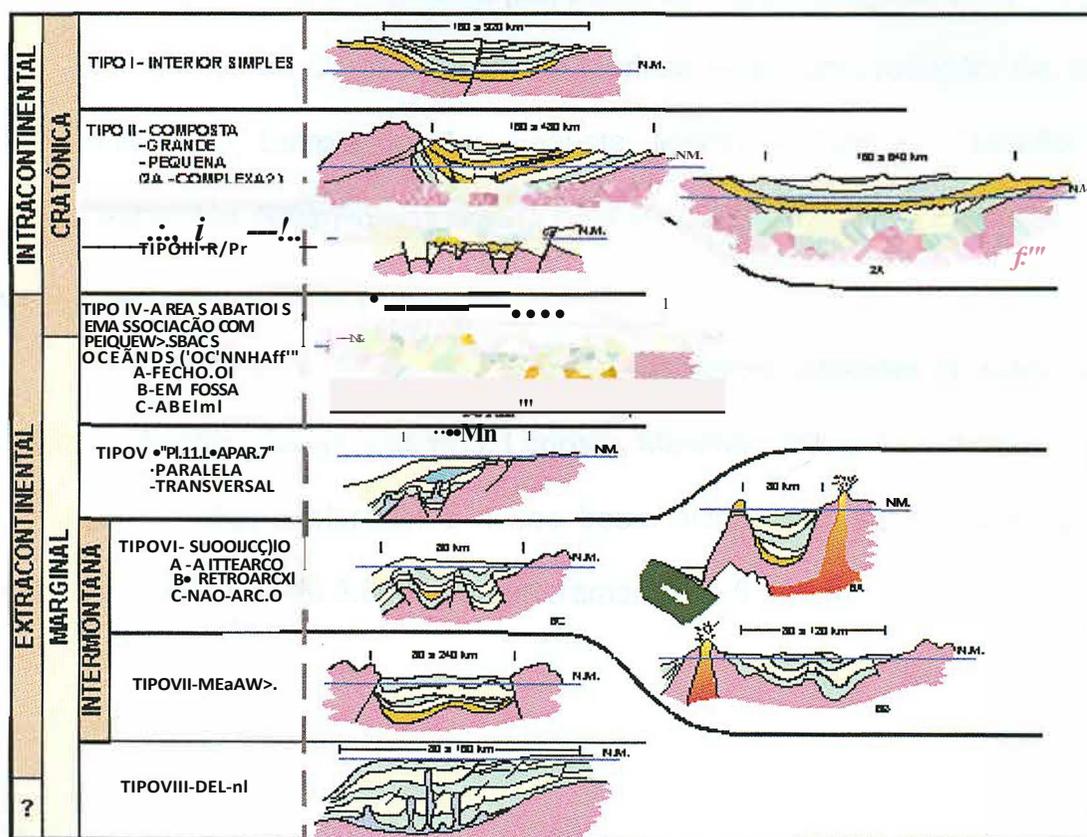


Figura 2 - Diagrama com a classificação das bacias sedimentares, segundo KLEMME (1981, apud SOUZA-LIMA & HANSI Jr., 2003)

1.5 Prospectividade Para Hidrocarbonetos

A bacia de Santos já tem mais de 160 poços exploratórios perfurados (números de março de 2006, PETROBRAS). A partir deles, tem-se a previsão de que a bacia de Santos estará produzindo 30 MM de m³/dia de gás e mais de 100 mil bpd de óleo até 2011.

As reservas provadas da bacia de Santos (ANP, 31/12/2005) são de 58,92 milhões de barris de petróleo e 23.788,87 milhões de m³ de gás. As reservas totais são de 74,71 milhões de barris de petróleo e 32.185,59 milhões de m³ de gás.

Os campos de Caravela, Coral e Merluza estão em produção. Os campos de Cavalo-Marinho, Estrela do Mar, Lagosta, Mexilhão, Tambaú, Tubarão e Uruguá ainda estão em desenvolvimento. A Figura 3, a Figura 4 e a Figura 5 mostram a localização dos campos na bacia.

Entre 2003 e 2005, foram declaradas as comercialidades de cinco campos na bacia de Santos: Cavalo-Marinho, Lagosta, Mexilhão, Uruguá e Tambaú.

Os desafios exploratórios nessa bacia alcançaram as águas ultraprofundas, com lâmina d'água de 3.000 m e soterramento de 5.500 m.

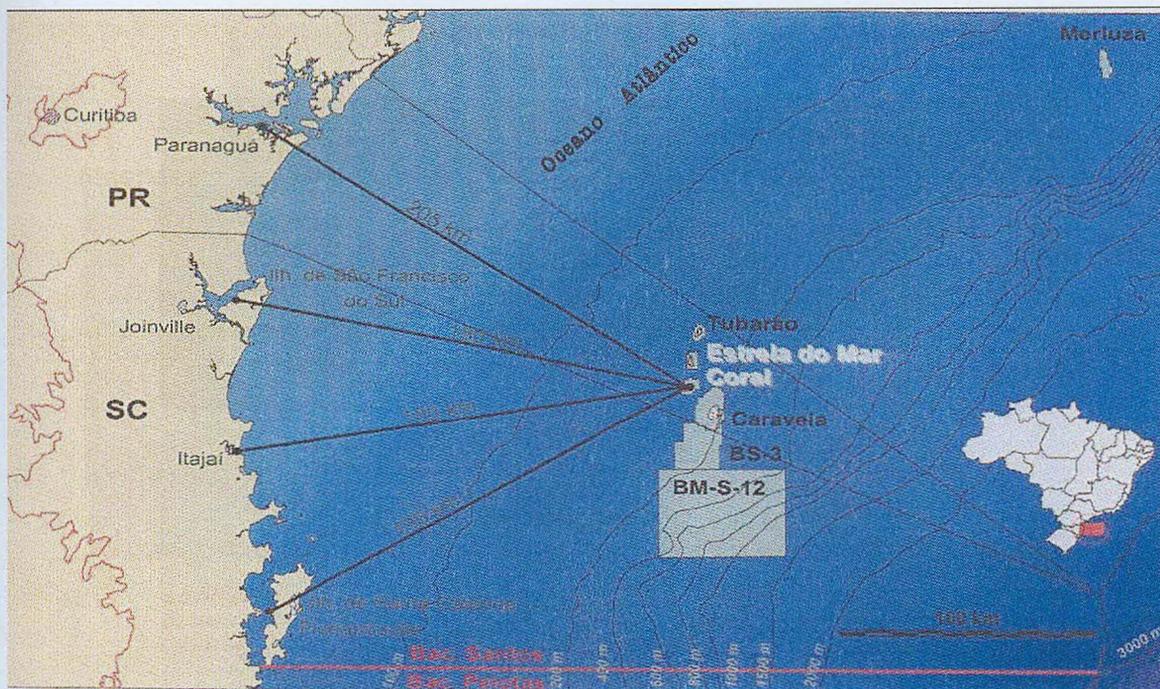


Figura 3 - Diagrama da localização dos campos Merluza, Tubarão, Estrela do Mar, Coral e Caravela. Fonte: ANP (Resolução de Diretoria n° 319/2003). Disponível em: <http://www.anp.gov.br/doc/petroleo/sumario_Coral.pdf>. Acesso em: 23/11/2006.

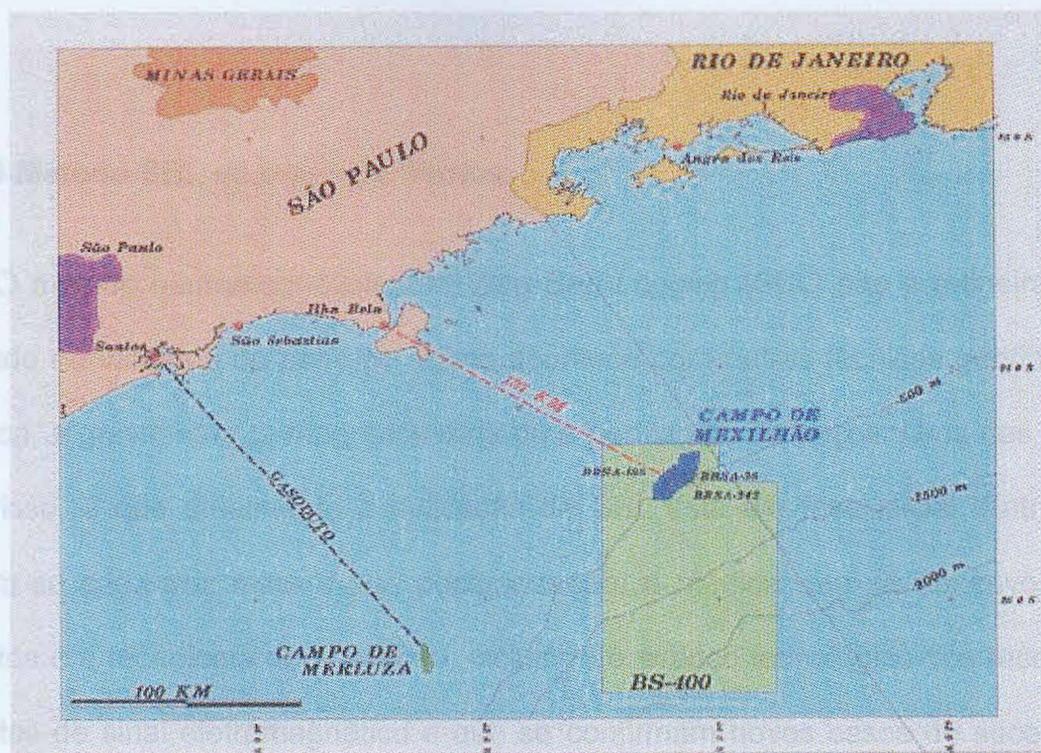


Figura 4 - Localização dos campos de Mexilhão e Merluza. Fonte: ANP (Resolução de Diretoria n° 349/2004). Disponível em: <http://www.anp.gov.br/doc/petroleo/sumario_Mexilhao.pdf>. Acesso em: 23/11/2007.

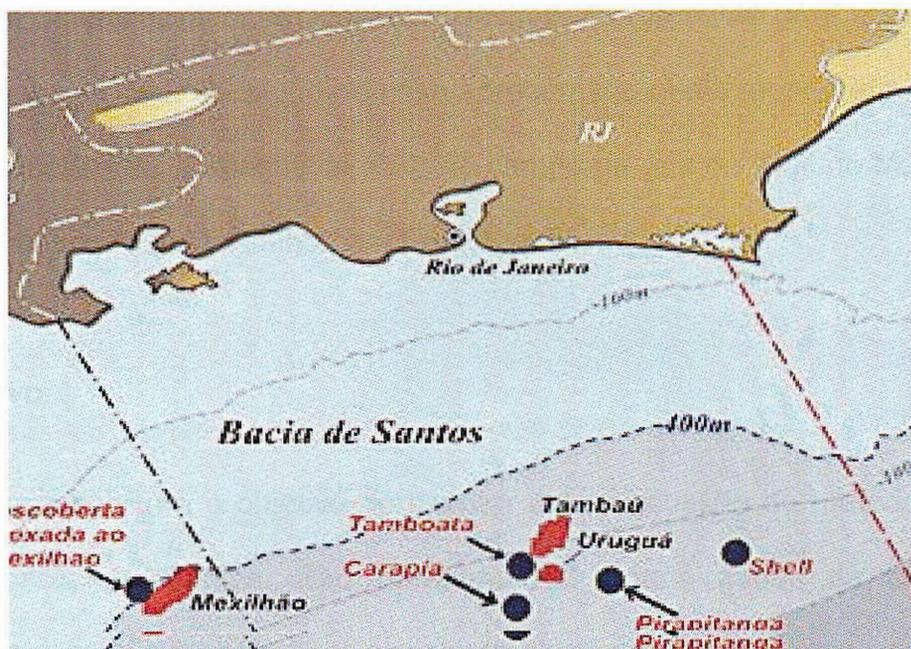


Figura 5 - Os mais recentes campos da bacia de Santos: Carapiá, Pirapitanga, Tambuatá, Shell (operado pela Shell com 30% de participação da Petrobras) e uma nova área anexada ao campo de Mexilhão. Fonte: PETROBRAS (2006).

1.6 O Método SBL na bacia de Santos

O método eletromagnético (EM) *Sea Bed Logging* (SBL) não é rotineiramente utilizado na indústria do petróleo, como acontece com outras técnicas geofísicas: a sísmica, a gravimetria, a magnetometria ou a perfilagem de poços. Uma das razões para isso, é que atualmente a aplicação de SBL está em fase inicial. Entretanto, espera-se cada vez mais a sua popularização, à medida que se desenvolvem a logística e a tecnologia de aquisição, incluindo o avanço tecnológico dos receptores e fontes de sinal eletromagnético e que se confirmam novos casos de sucesso de seu uso em diversas bacias marítimas no mundo.

A interpretação de dados de SBL pode prover informação adicional quanto a presença de hidrocarbonetos em subsuperfície, ajudando a tomada de decisões,

como a escolha de um alvo para perfuração entre outros possíveis. A bacia de Santos tem potencial reconhecido pelas descobertas já feitas para a existência de novos campos de gás. O estudo de caso apresentado nesta monografia, mostra um caso de sucesso de aplicação de SBL no campo de gás de Troll no Mar do Norte. Não foram encontrados trabalhos em Santos publicados.

1.7 Objetivo

Este trabalho tem o objetivo apresentar uma discussão do método SBL e da geologia bacia de Santos. São apresentados alguns dados da bacia, como estratigrafia, geologia estrutural, geologia histórica e geologia do petróleo. Apresenta-se um estudo de caso de aplicação de SBL no campo de Troll, localizado no Mar do Norte, como situação análoga ou possível de se ocorrer em Santos, concentrando-se no ponto-de-vista exploratório.

1.8 Método

O trabalho desenvolveu-se totalmente a partir de pesquisa bibliográfica. As fontes de estudo mais comuns foram livros didáticos comuns em cursos de geologia e de geofísica de nível superior; artigos técnicos de publicações reconhecidas internacionalmente na área de geociências, como Boletim da AAPG e *First Break*; trabalhos apresentados em congressos da SEG e EAGE; e sites na internet, principalmente o da ANP. Em particular, a teoria de SBL baseu-se nos livros de TELFORD *et ai.* (1990) e NABIGHIAN (1988) e o estudo de caso nos trabalhos de AMUNDSEN *et ai.* (2004) e JOHANSEN *et ai.* (2005).

2 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DE SANTOS

2.1 Estratigrafia

A estratigrafia da bacia de Santos foi originalmente definida por OJEDA & CÉSARO (1973, *apud* PEREIRA & FEIJÓ, 1994). Uma revisão mais recente está esquematizada na carta estratigráfica desenvolvida por PEREIRA & FEIJÓ (1994), apresentada na Figura 27. A Figura 28 mostra uma seção estratigráfica representativa da bacia de Santos.

O preenchimento sedimentar da bacia de Santos segue o padrão geral das bacias de margem passiva do leste do território brasileiro, guardando a peculiaridade de possuir um espesso pacote arenoso neocretáceo - onde estão importantes fácies reservatórias de turbiditos- devido ao soerguimento da Serra do Mar, sua limitação ocidental. Resumindo o padrão geral, tem-se:

- 1°) Uma fase Rifle, começando por vulcânicas básicas de idade hauterivianas completados com depósitos flúvio-lacustres (conglomerados, arenitos e coquinas).
- 2°) Uma fase Transicional com importantes deposições de halita.
- 3°) Uma fase Marinha com elásticos e calcários marinhos inicialmente, que evolui para a deposição de elásticos grossos relacionados ao soerguimento da Serra de Mar, que evolui a transgressiva-regressiva, com sedimentos mais finos ao Recente.

As formações que compõem a bacia de Santos são: (1) Camboriú e Guaratiba, na fase Rifle; (2) Ariri, na fase Transicional; e (3) Florianópolis, Guarujá, Itanhaém, Santos, Juréia, Itajaí-Açu, Iguape, Marambaia e Sepetiba na fase Marinha. Essas formações podem ser correlacionadas àquelas das bacias de margem continental leste vizinhas (Tabela 1).

Tabela 1 - Correlação litoestratigráfica das formações da bacia de Santos com suas vizinhas, bacia de Pelotas e bacia de Campos, localizadas respectivamente a SW e SE. Observa-se a característica única da Formação Santos em relação a sua vizinhança.

BACIA DE PELOTAS	BACIA DE SANTOS	BACIA DE CAMPOS
	Sepetiba	Barreiras
Imbé	Marambaia	Ubatuba
Cidreira	Iguape	Emboré
Imbé inferior	Itaiaí-Açu	Membro Tamoios
Cidreira inferior	Juréia	Emboré
	Santos	
Atlântida	Itanhaém	Membro Outeiro
Portobelo	Guarujá	Membro Quissamã
Tramandaí	Florianópolis	Membro Goitacás
Ariri	Ariri	Membro Retiro
Cassino	Guaratiba	Lagoa Feia (parcialmente)
Imbituba	Camboriú	Cabiúnas

2.1.1 FORMAÇÃO CAMBORIÚ

Abrange os derrames basálticos neocomianos sotopostos ao preenchimento sedimentar de praticamente toda a bacia de Santos, formando assim seu embasamento. A formação caracteriza-se por basalto toleítico, o mesmo encontrado na bacia do Paraná, verde-escuro e cinza-escuro, holocristalino, granulação média, textura ofítica, tendo por constituintes principais plagioclásio e augita, comumente pouco alterados. Poços perfurados indicam uma espessura típica de 40 m. A Formação Camboriú está recoberta discordantemente pela Formação Guaratiba. A seqüência estratigráfica equivalente é a K20.

2.1.2 FORMAÇÃO GUARATIBA

Caracteriza-se por conglomerado policomposto avermelhado, com seixos de basalto e quartzo, matriz argilo-arenosa, arenito médio e conglomerático imaturo e

coquina branco-avermelhada. Em direção ao depocentro da bacia, os intervalos elásticos inferiores da Formação Guaratiba tendem a fácies lacustrinas de granulação fina arenosa ou siltosas, enquanto que as unidades superiores tendem a calcários lacustres e folhelhos pretos orgânicos. Estas são as rochas geradoras de hidrocarbonetos, associadas a um paleoambiente de lago profundo com deposição anóxica, similares às rochas da Formação Lagoa Feia, da bacia de Campos. Os contatos inferior e superior são discordantes. A formação é sotoposta discordantemente à Formação Ariri pela chamada discordância pré-Alagoas, que se formou por um processo de truncamento regional e soergimento. Datações com ostracodes sugerem as idades desde Aratu até Eoalagoas para estas rochas. A coloração avermelhada e a imaturidade das rochas na borda continental apontam para a deposição em paleoambiente continental, provavelmente sob a forma de leques aluviais progradantes sobre lagos rasos, onde se teriam depositado carbonatos. Pela estratigrafia de seqüência, a formação congrega as seqüências K30 e K40. Supõe-se que fácies pelíticas, de águas mais profundas, devam ocorrer em áreas mais distais. Poços perfurados indicam uma espessura típica de 1.000 m, máxima de 1.500 m para a Formação Guaratiba.

2.1.3 FORMAÇÃO ARI RI

Congrega a suíte evaporítica que se caracteriza por espessos pacotes de halita branca intercalada com anidrita branca, calcilito creme e cinzento, folhelho e marga. Datações com ostracodes sugerem a idade neo-alagoas (aptiana). Na base da Formação Ariri, a baixa diversidade de ostracodes em pacotes terrígenos denuncia a condição de salinidade crescente que precede a deposição salina. O paleoambiente deposicional indicado é marinho restrito, com a formação de

planícies de *sabkha* (Figura 6). A Figura 7 mostra o mecanismo de deposição de sais. A Formação Ariri é recoberta concordantemente pelos elásticos Florianópolis e pelos calcários Guarujá. Há tipicamente 600 m de espessura para a Formação Ariri.

A seqüência K50 localiza essa transição da fase Rifle para o estágio marinho na estratigrafia de seqüência.

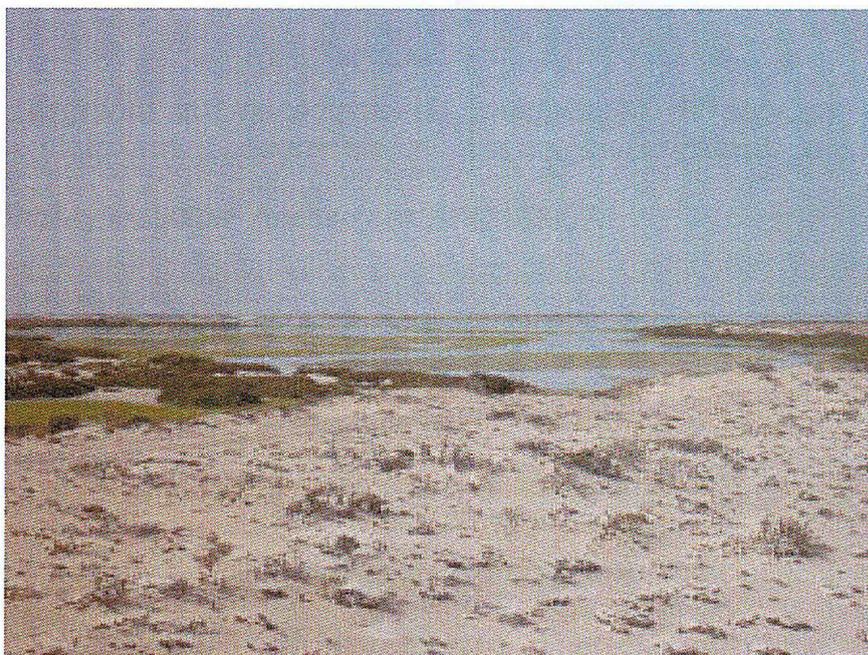


Figura 6 - Região de Sabkha atual na península de Bar Al Hickman, no sultanato de Omã, litoral do mar Árabe. Disponível em: http://home.hetnet.nl/~lilianjan_schreurs/oman/Salalah01.htm Acesso em 07/01/2007

2.1.5 FORMAÇÃO GUARUJÁ

É composta por calcarenito oolítico e bioclástico gradando lateralmente para calcilutito creme-acinzentado e cinza-acastanhado e margas cinzentas que formam a segunda mais importante fácies reservatária de petróleo nessa bacia. A idade eoalbiana é definida por datações bioestratigráficas baseadas em foraminíferos plantônicos e palinórfos. Análises de microfácies permitiram a interpretação paleoambiental de planície de maré, laguna rasa, plataforma externa e mar aberto. Poços perfurados indicam uma espessura típica de 850 m para a Formação Guarujá. A formação sotopõe-se em discordância parcial aos pelitos da Formação Itanhaém. A Formação Guarujá equivale a seqüência K60 os calcários de idade eo-mesoalbiana depositados em ambiente marinho raso, de alta energia.

2.1.6 FORMAÇÃO ITANHAÉM

Caracteriza-se por folhelho cinza-escuro, siltito e margas cinza-claras, calcilutito creme-acastanhado e arenito subordinado. Os pelitos interdigitam-se lateralmente com os elásticos grossos da Formação Florianópolis. Sua idade neo-albiana provém de datações bioestratigráficas baseadas em foraminíferos plantônicos e palinórfos,, e equivale-se à seqüência estratigráfica K70, sincrônica à parte superior dos leques aluviais da Formação Florianópolis, disposta em *onlap* sobre a seqüência K60 (formações Florianópolis e Guarujá) e retratando uma transgressão que se reflete em ambiente marinho de menor energia. A análise paleoambiental indica ambientes que variam de nerítico interno a nerítico externo, raramente

chegando a batial superior. A espessura típica da Formação Itanhaém, verificada em perfis de poços, é de 500 m.

2.1.7 FORMAÇÃO SANTOS

Composta por conglomerado e arenito lítico avermelhado, intercalados com folhelho cinzento e argila vermelha. A Formação Santos sotopõe-se em pronunciada discordância às formações Iguape e Marambaia. Pela associação com as formações Juréia e Itajaí-Açu pode-se inferir as idades cenomaniana a maastrichtiana. O ambiente deposicional aparenta ser continental/transicional, na forma de leques aluviais, rios entrelaçados e deltas. A espessura típica da formação é de 1.200 m.

2.1.8 FORMAÇÃO JURÉIA

Seção elástica lateralmente situada entre os elásticos grossos Santos e os pelitos Itajaí-Açu, aos quais também se sobrepõe em contato localmente discordante. As rochas que caracterizam essa unidade são folhelho cinza-escuro a esverdeado e castanho-avermelhado, siltito cinza-escuro, arenito fino e muito fino e calcilutito creme-claro. As datações bioestratigráficas com base em nanofósseis calcários e palinórfos indicam idades santoniana a maastrichtiana. O paleoambiente deposicional é o de plataforma marinha. A espessura típica da formação é de 1.000 m. O contato superior da formação é discordante, sob as formações Iguape e Marambaia.

2.1.9 FORMAÇÃO ITAJAÍ-AÇU

Corresponde ao intervalo pelítico sotoposto e interdigitado com os elásticos Juréia e Santos. A Formação Itajaí-Açu caracteriza-se por uma espessa seção de elásticos finos, notadamente folhelho cinza-escuro. O Membro Ilhabela reúne os arenitos turbidíticos médios dispersos na seção. O contato inferior da unidade é discordante com a Formação Itanhaém, e, o superior, concordante com a Formação Marambaia. A idade cenomaniana a maastrichtiana provém de datações bioestratigráficas com base em palinórfos, nanofósseis calcários e foraminíferos plantônicos. O paleoambiente deposicional desses pelitos é de talude e bacia. A espessura típica da formação é de 550 m.

2.1.10 ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIA DO CONJUNTO DE FORMAÇÕES SANTOS, JURÉIA E ITAJAÍ-AÇU

Esse conjunto de formações compõe um sistema costeiro-plataforma-talude progradante e posteriormente retrogradante, contendo discordâncias que permitem individualizar as seqüências K80 (Cenomaniano), K90 (Turoniano/Coniaciano), K100 (Eocampaniano), K110 (Neocampaniano) e K120 (Maastrichtiano). Para a bacia de Santos, esta condição de regressão marinha ocorre bem cedo, enquanto as outras bacias da margem continental estão ainda em ciclo transgressivo (CHANG *et al.*, 1992).

2.1.11 FORMAÇÃO IGUAPE

Constitui-se basicamente por calcarenito e calcirruditos bioclásticos - compostos por briozoários, equinóides, corais, foraminíferos, fragmentos de

conchas e restos de algas - intercalados com argilito cinza-esverdeado, siltito, margas, arenito fino/médio cinzento e conglomerado variegado. Considera-se a formação de idade Paleogena-Neogena, a partir da datação com foraminíferos plantônicos, nanofósseis calcários e palinomorfos. O paleoambiente deposicional é em plataforma carbonática com influência de leques aluviais nas áreas mais proximais. A espessura típica da Formação Iguape é de 1.100 m. A Formação Iguape interdigita-se lateralmente com a Formação Marambaia.

2.1.12 FORMAÇÃO MARAMBAIA

Unidade composta por uma espessa seção de folhelho cinzento e margas cinza-claro, com arenitos finos turbidíticos intercalados. A Formação Marambaia aflora no fundo do mar atual. Seu contato inferior é concordante interdigitado com a Formação Iguape, concordante com a Formação Itajaí-Açu ou discordante com as formações Santos e Juréia. As datações bioestratigráficas da formação indicam idades desde o Paleogeno ao Holoceno. O paleoambiente deposicional é de talude e bacia, correspondendo a progradações siliciclásticas. A espessura típica da formação é de 250 m.

2.1.13 ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIA DO CONJUNTO DAS FORMAÇÕES IGUAPE E MARAMBAIA

O conjunto dessas formações compõe um sistema plataforma-talude-bacia, em geral transgressivo, com discordâncias que separam as seqüências T1 O (Paleoceno), T20-T40 (Eoceno/Eo-Oligoceno), T40-T50 (Neo-Oligoceno/EoMioceno) e T60 (Neo-Mioceno/Holoceno).

2.1.14 FORMAÇÃO SEPETIBA

Constituída de areia cinza-esbranquiçada grossa a fina, quartzosa, feldspática, glauconítica e coquina de moluscos, briozoários e foraminíferos. Considera-se a Formação Sepetiba depositada por leques costeiros de idade quaternária.

2.2 Geologia Estrutural

O embasamento da faixa costeira adjacente à bacia de Santos é constituído por cinturões que compõem uma série de blocos crustais anastomosantes, separados por profundas falhas transcorrentes. Na bacia, os lineamentos NE-SW ocorrem deslocados dextrógiramente principalmente no norte, na Zona de cisalhamento do Rio de Janeiro, e no centro, na Zona de Transferência Central, ambas ilustradas na Figura 8.

Segundo MACEDO (1987), a base do sal mostra basicamente duas mudanças expressivas no seu gradiente de inclinação: a Charneira de Santos (Figura 8), onde a crosta continental começa efetivamente seu afinamento, e uma segunda charneira que influencia as estruturas halocinéticas servindo de fronteira para os domos de sal, correspondente a área do Platô de São Paulo (Figura 8).

O arcabouço estrutural da fase Rifle ("pré-sal") na bacia de Santos influenciou as fases posteriores, delineando um paralelismo das províncias halocinéticas com a Charneira de Santos e também dos eixos deposicionais do eo/meso-albiano. O limite de ocorrência do pacote pré-aptiano é uma falha normal sintética posicionada a cerca de 100 km do litoral e cujo traço é paralelo à linha da costa. Esse

falhamento permaneceu ativo até o final do Cretáceo, tendo sido recoberto pelo pacote cenozóico durante a fase de subsidência térmica.

Segundo OREIRO & GUERRA (2005), o magmatismo na bacia de Santos ocorre principalmente no Neocretáceo (Santoniano e início do Campaniano). Entretanto, existem edifícios vulcânicos eocênicos, que denotam magmatismo extrusivo sinsedimentar, no extremo NE da bacia, numa região pouco tectonizada, embora com os cones vulcânicos posicionados sobre falhas de pequeno rejeito ou adjacentes a elas. Ocorre também magmatismo cenozóico na parte norte da bacia de Santos, mais intenso nas cercanias do Alto de Cabo Frio.

A bacia de Santos pode ser separada em algumas províncias ou sub-bacias com estilos estruturais comuns e limitadas com feições tectônicas de grande extensão. São comuns *trends* estruturais paralelos a linha de costa, *trends* de deslocamento na direção leste-oeste associados a zonas de fraturas do Atlântico e *trends* relacionados a reativação do embasamento Pré-Cambriano na direção SE-NW (FAINSTEIN *et al.*, 2001). Estas características são inferidas com base em estudos de gravimetria e magnetometria e a partir de mudanças regionais de estilo estrutural e de relações estratigráficas na seção "pós-sal", influenciada pelo embasamento (MODICA & BRUSH, 2004).

Em regiões próximas à costa, em lâminas d'água inferiores a 200 m, a bacia tem estruturação típica de plataforma continental, com a linha de Charneira de Santos acompanhando esta linha de costa à distância de aproximadamente 100 km. A Charneira de Santos corresponde ao limite oeste da seção cretácea da bacia e a partir dela a crosta continental começa efetivamente seu afinamento em direção ao mar. Considerando a Zona de Transferência de Curitiba (Figura 8), pode-se dividir a bacia em "Embaçamento Norte" e "Embaçamento Sul" (PEREIRA & MACEDO, 1990),

principalmente a parte rasa com distância da costa de até 200 km, em média. Os altos estruturais de Cabo Frio e de Florianópolis, que são os limites da bacia de Santos, estariam também associadas às zonas de transferência do Rio de Janeiro e de Florianópolis, respectivamente (Figura 8).

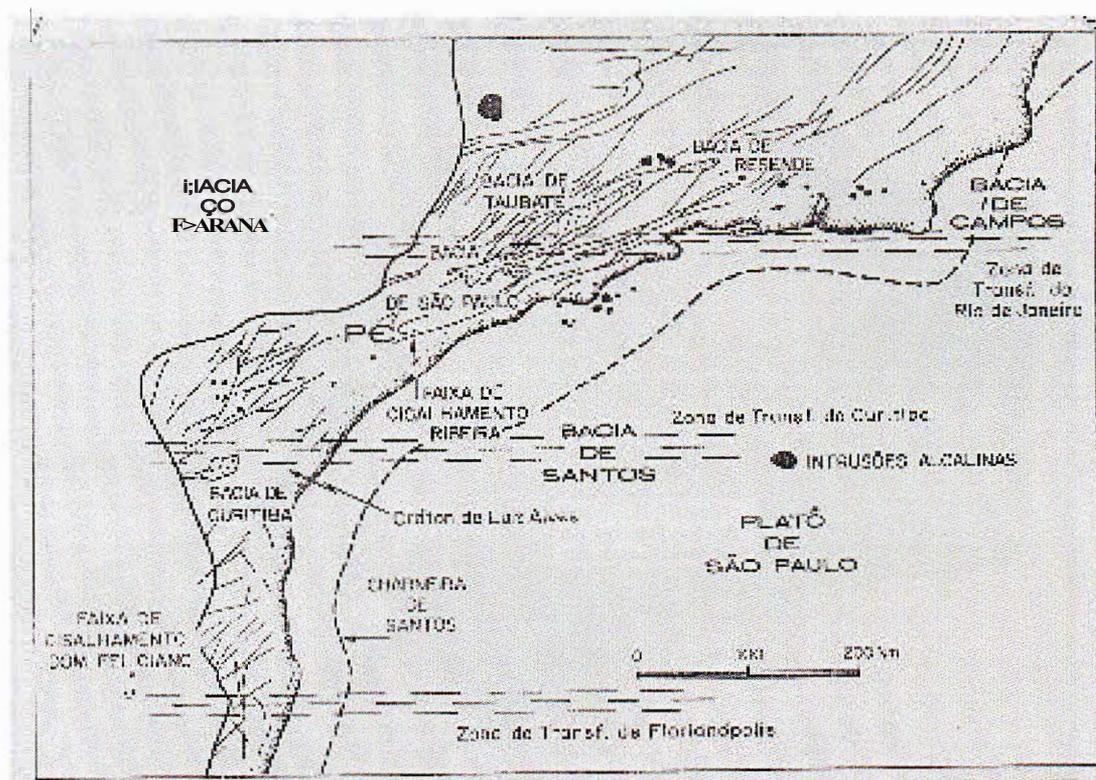


Figura 8 - Mapa geológico-estrutural da bacia de Santos mostrando a localização das feições estruturais da Charneira de Santos, da Zona de Transferência de Florianópolis, da Zona de Transferência de Curitiba, da Zona de Transferência do Rio de Janeiro e do Platô de São Paulo. (Fonte: MACEDO, 1990)

A região da bacia de Santos de água profunda pode ser dividida em algumas províncias (MODICA & BRUSH, 2004), como pode ser vista na Figura 9. O "Embaçamento Norte" compreende uma seção espessa e profunda, onde o sal foi praticamente removido. Neste setor, onde há sua ocorrência, o sal apresenta-se em pequenas almofadas e domas (Figura 10a). O embaçamento é também caracterizado por turbiditos bem espalhados e fácies de fluxos de detritos e como

uma região receptora de sedimentos de um antigo sistema fluvial conhecido como Paleoparaíba do Sul. Ainda apresenta embasamento relativamente raso e é limitado pela zona de transferência de Ilha Grande. O embaçamento ocupa a área identificada como "gap albiano" associada à falha regional de Cabo Frio.

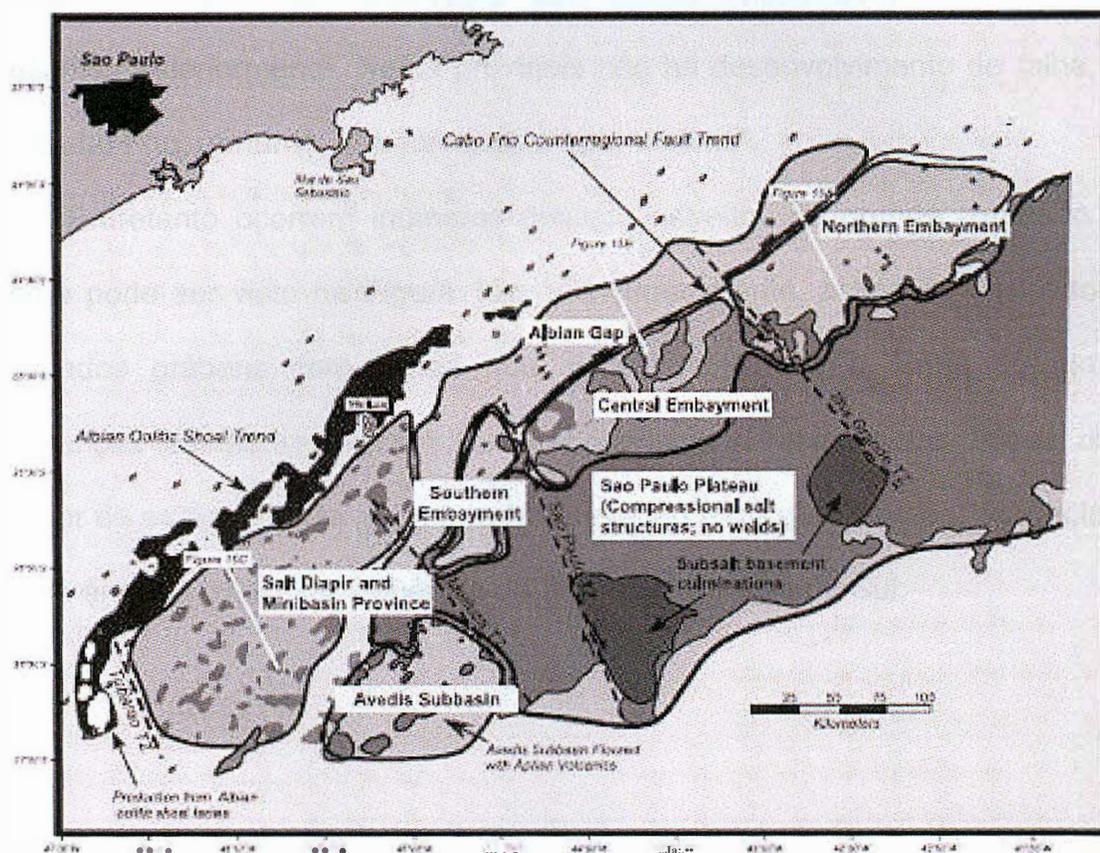


Figura 9 - Províncias estruturais da bacia de Santos em águas profundas: Embaioamento Norte, Embaioamento Central, Embaioamento Sul, gap albiano, Província de Mini-bacias e de Diápiros de Sal e Sub-bacia de Avedis. Fonte: MODICA & BRUSH (2004).

O "Embaioamento Central" e o "Embaioamento Sul" ocupam também a área do "gap albiano" (Figura 9). Neles, a migração do sal ainda está ativa, o que sugere que a progradação siliciclástica não foi tão efetiva quanto a que ocorreu no "Embaioamento Norte", na qual ter-se-ia ocorrido anteriormente. Nessas áreas, o aporte sedimentar não foi tão intenso, uma vez que tais "embaioamentos" tiveram

menor influência do rio Paleoparaíba do Sul. Além disso, a seqüência evaporítica foi mais espessa nestes "embaixamentos" (Figura 10b), controlada pela presença de um baixo no embasamento.

Os estilos estruturais da região mais a sul da bacia de Santos, identificados por MODICA & BRUSH (2006) como Província de Mini-bacias e de Diápiros de Sal (Figura 9), são muito diferentes dos estilos encontrados nos embaixamentos descritos anteriormente. Nesta província não há desenvolvimento de falha, como a de Cabo Frio, portanto, não havendo o "gap albiano".

Entretanto ocorrem inúmeros diápiros estreitos de grande extensão vertical, como pode ser visto na Figura 10c. Freqüentemente, acima da crista do sal são formados grábens com falhas que se estendem até o fundo do mar. Estas diferenças estruturas indicam que na província de mini-bacias houve uma taxa menor de sedimentação durante o Neocretáceo e o Paleogeno e a distância relativa desta área da região de influência do antigo rio Paraíba do Sul.

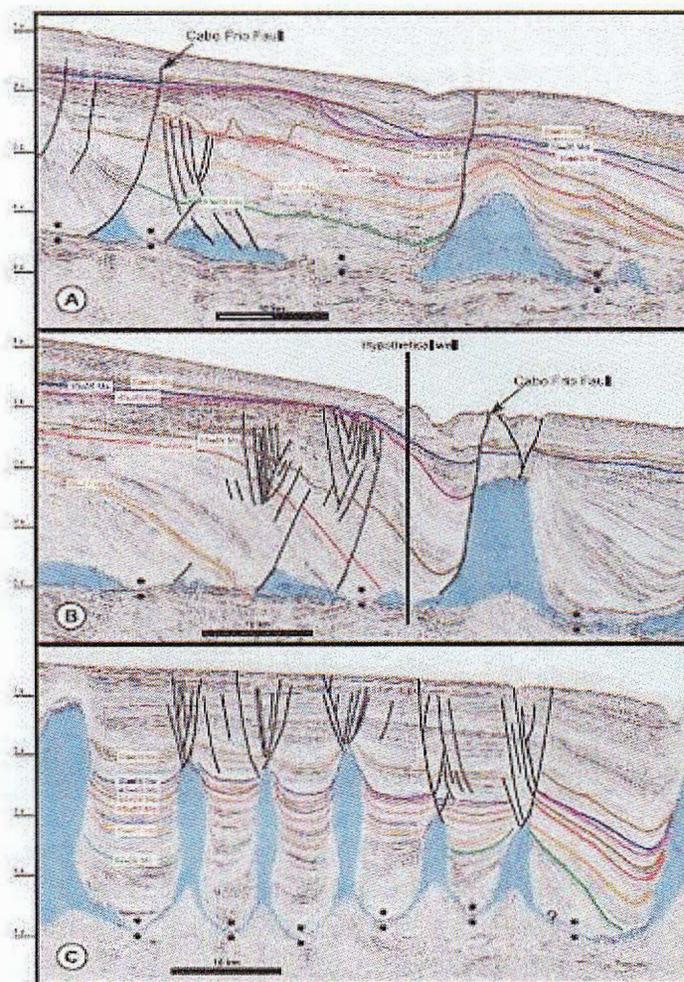


Figura 10 - Seções sísmicas interpretadas mostrando estilos estruturais na bacia de Santos. (b) Seção sísmica ilustrando o gap albião e a Falha de Cabo Frio. (e) Estilo estrutural da Província de Mini-bacias e de Diápiros de Sal. Fonte: MODICA & BRUSH (2004).

2.2.1 "GAP ALBIANO", PLATÔ DE SÃO PAULO E HALOCINESE

O Platô de São Paulo é interpretado como uma região de alto estrutural regional do embasamento com até 4 km de extensão vertical (FAINSTEIN *et al.*, 2001) resultante dos esforços tectônicos, durante o rifteamento, extensão crustal e desenvolvimento da crosta oceânica adjacente (MODICA & BRUSH, 2004). Esta concepção de um *horst* intra-rifte, difere da idéia de que ele foi formado por um centro de espalhamento e acumulação de massa vulcânica (MODICA & BRUSH,

2004 apud WILLIAMS & HUBBARD, 1984 e MEISLING *et al.*, 2001). O Platô de São Paulo está identificado na Figura 1 e na Figura 11.

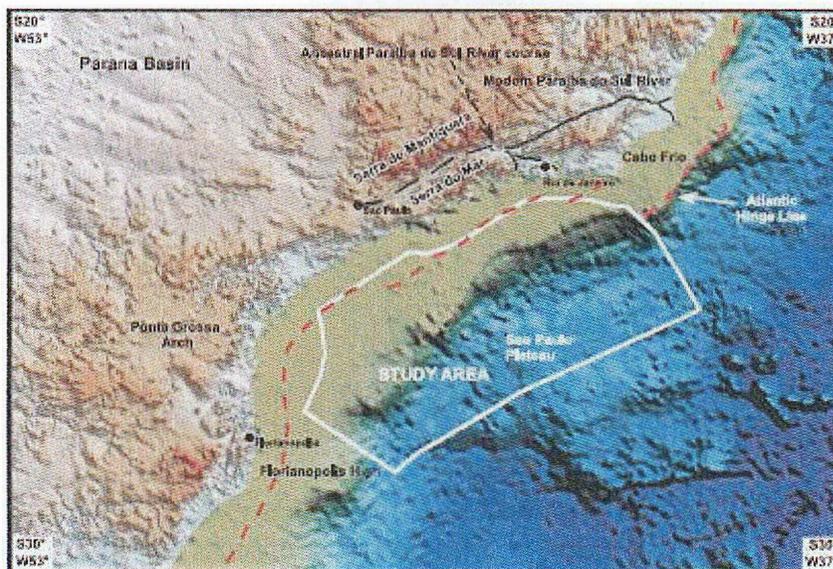


Figura 11 - Mapa de topografia digital e batimetria por gravimetria via satélite do litoral sudeste do Brasil. A área marcada em branco é a bacia de Santos evidenciando a plataforma continental, talude e o Platô de São Paulo. O curso atual e uma interpretação do paleo-curso do rio Paraíba do Sul estão apresentados na porção continental. Fonte: MODICA & BRUSH (2004).

Muitas das estruturas tectônicas na bacia estão geneticamente ligadas à halocinese. O escorregamento do sal para as regiões profundas formam diápiros e muralhas de sal, bastante abundantes nas partes profundas e ultra-profundas da bacia. Na zona proximal, o sal remanescente acumula-se em menores volumes, conhecidos como "almofadas" (Figura 10a). Os diápiros podem ascender ao fundo marinho e, durante o movimento, geram dobramentos e falhas acima e ao longo dos flancos. Em alguns casos, as rochas sedimentares podem estar envolvidas pelos diápiros e pelas muralhas, gerando mini-bacias. A distribuição do sal na bacia de Santos está mostrada na Figura 12.

2004 apud WILLIAMS & HUBBARD, 1984 e MEISLING *et al.*, 2001). O Platô de São Paulo está identificado na Figura 1 e na Figura 11.

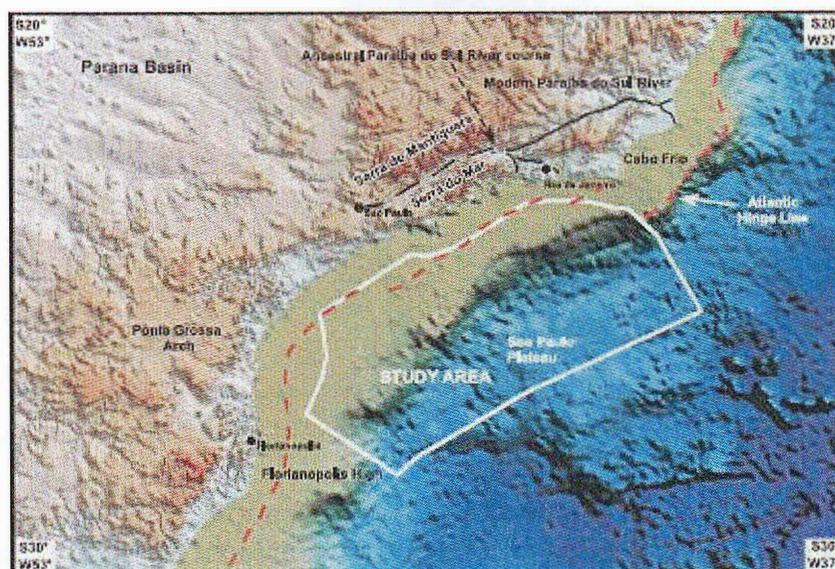


Figura 11 - Mapa de topografia digital e batimetria por gravimetria via satélite do litoral sudeste do Brasil. A área marcada em branco é a bacia de Santos evidenciando a plataforma continental, talude e o Platô de São Paulo. O curso atual e uma interpretação do paleo-curso do rio Paraíba do Sul estão apresentados na porção continental. Fonte: MODICA & BRUSH (2004).

Muitas das estruturas tectônicas na bacia estão geneticamente ligadas à halocinese. O escorregamento do sal para as regiões profundas formam diápiros e muralhas de sal, bastante abundantes nas partes profundas e ultra-profundas da bacia. Na zona proximal, o sal remanescente acumula-se em menores volumes, conhecidos como "almofadas" (Figura 10a). Os diápiros podem ascender ao fundo marinho e, durante o movimento, geram dobramentos e falhas acima e ao longo dos flancos. Em alguns casos, as rochas sedimentares podem estar envolvidas pelos diápiros e pelas muralhas, gerando mini-bacias. A distribuição do sal na bacia de Santos está mostrada na Figura 12.

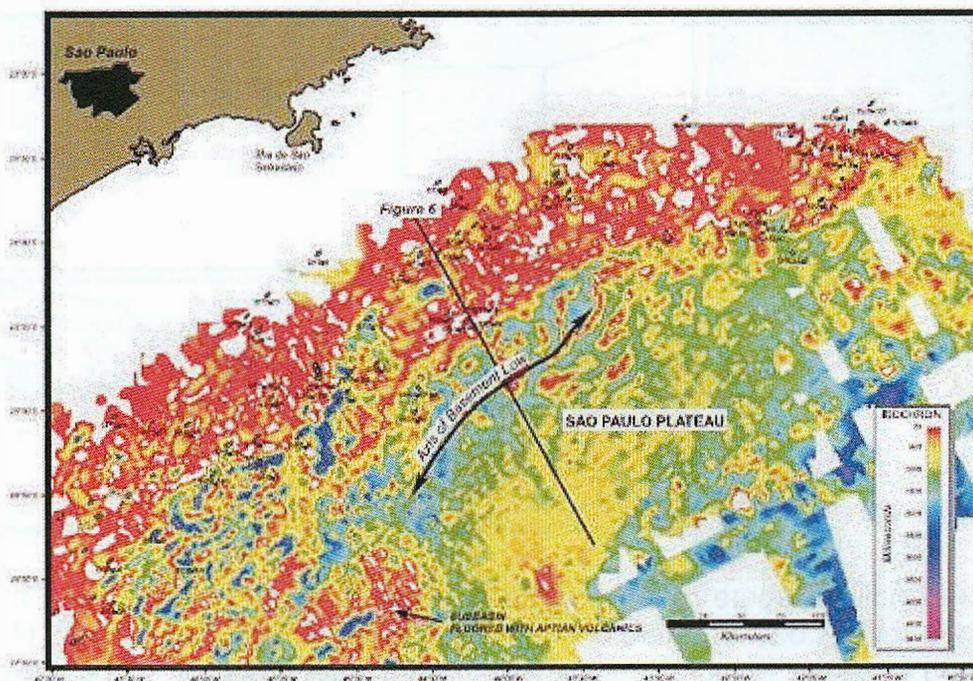


Figura 12 - Mapa de isócronas da seqüência evaporítica da bacia de Santos. As áreas brancas abaixo do intervalo de contomo (vermelho) devem ser consideradas fechadas. A linha transversal descendente indica a posição da seção apresentada na Figura 15. Fonte: MODICA & BRUSH (2004).

O movimento da camada de sal, associado à rápida progradação de leques de água profunda de idade Albiano - Neocretáceo, originou a falha de Cabo Frio, na bacia de Santos. Esta zona ocupa a parte central e norte da bacia. Na face oeste da falha, onde está o bloco baixo, próximo a quebra da plataforma continental, o evento resulta no colapso estrutural massivo dos sedimentos acima e na ausência da seção carbonática albiana (o "gap albiano") ao longo de 50km de deslocamento horizontal do sal no sentido leste. A Figura 9 e a Figura 10b mostram o "gap albiano" em mapa e em seção sísmica.

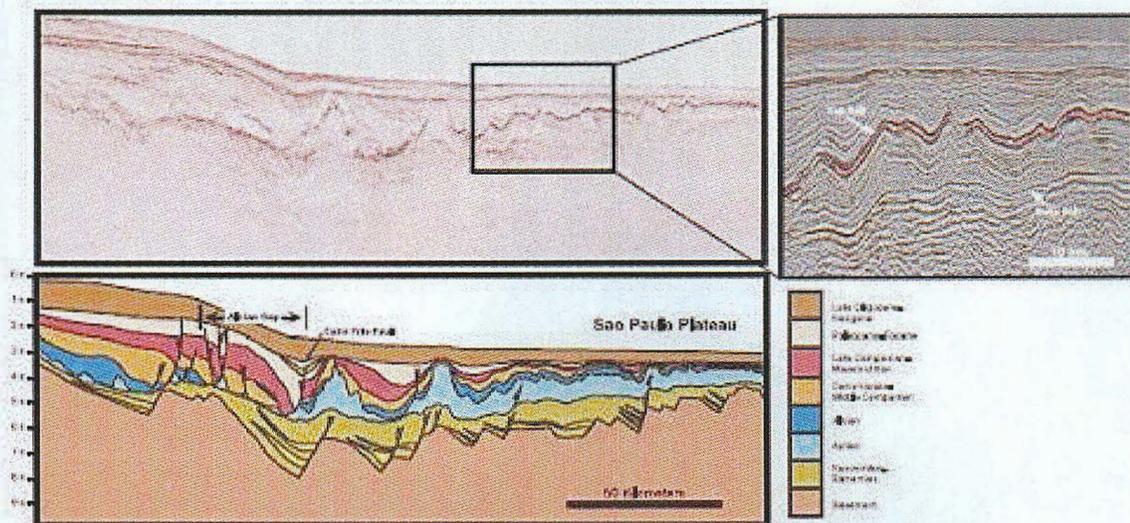


Figura 13 - Seção sísmica e seção geológica interpretada da linha mostrada na Figura 11 que cruza a região do gap a/biano e o platô de São Paulo. O gap a/biano originalmente era sotoposto por uma camada relativamente espessa de sal que foi expelida na direção do mar e provavelmente dissolveu-se em grande parte. O detalhe sísmico mostra um exemplo de estrutura compressional que inclui falhas de empurrão e dobras em chevron na seqüência evaporítica. Fonte: MODICA & BRUSH (2004).

2.3 Geologia Histórica

A história da evolução tectônica da bacia de Santos pode ser retrocedida até o Jurássico, quando houve uma intumescência termal da porção equivalente ao sudeste brasileiro no continente de Gondwana. Esse calor, evidenciado tanto em sedimentos da bacia do Paraná quanto da bacia do Congo, teria levado a expressivas mudanças na reologia crustal local, que concorreram a que um maior volume de crosta participasse do processo distensivo.

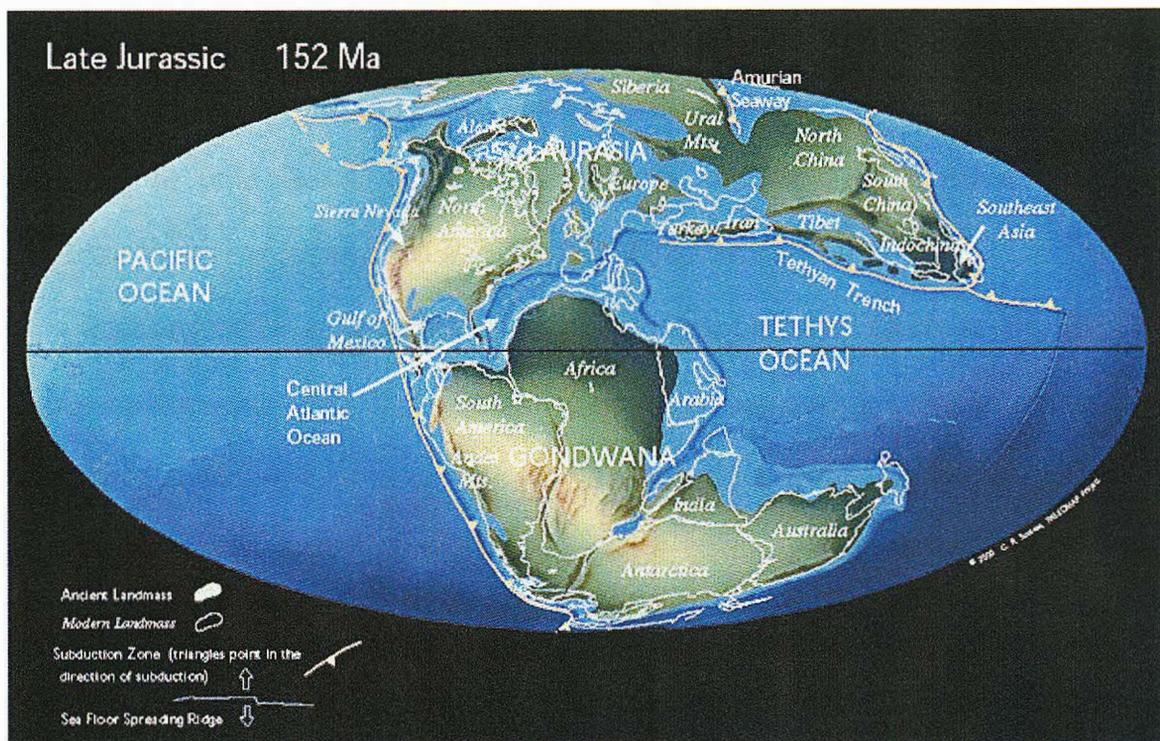


Figura 14 - Mapa da Terra ao fim do Jurássico (152 Ma) antes da abertura do Atlântico. A bacia de Santos ainda não está iniciada, mas pode-se prever sua localização pela linha branca que indica os limites atuais das áreas on-shore. Disponível em: <<http://www.scotese.com/late1.htm>>. Acesso em 11/02/2007.

Os esforços distensivos de separação dos continentes sul-americano e africano iniciam-se durante o Eocretáceo (aproximadamente 145 Ma) com o desenvolvimento de falhas normais em blocos, na área do Cinturão Ribeira. Vários estudos paleogeográficos corroboram a idéia de que o processo de separação entre a América do Sul e a África processou-se num movimento de rotação das placas continentais com um pólo situado no Nordeste brasileiro. Os efeitos desses esforços distensivos manifestam-se com maior intensidade nas atuais regiões Sul/Sudeste do território brasileiro, por serem regiões mais distais desse pólo de rotação, então sofrerem uma subsidência crustal mais rápida, com o surgimento de um protodepocentro cujas primeiras acumulações sedimentares notáveis são correlacionáveis a sedimentos de mesma idade na bacia do Paraná, a Formação Botucatu. A disposição das discontinuidades crustais do Cinturão Ribeira,

perpendiculares à direção dos esforços distensivos, pode ter favorecido amplamente a implantação de uma zona de deslocamento ao longo da área distendida, com a geração de uma Serra do Mar embrionária, no início do Cretáceo, por efeitos flexurais muito expressivos, durante a fase Rifle da bacia.

Prosseguindo a distensão, ocorreram importantes fissuras no Eocretáceo (aproximadamente 130 Ma), pelas quais teria extravasado magma de natureza toleítica. O grande volume de basalto toleítico, hoje, é diagnóstico de fusão parcial de manto litosférico a elevadas temperaturas, como consequência de atividades de plumas no manto.

Estando a crosta dessa área mais aquecida do que nas áreas circunvizinhas, haveria a tendência de se formarem zonas de falhas de transferência durante a fase distensiva, para que se acomodassem devidamente os deslocamentos diferenciais entre blocos crustais com reologias distintas. São elas as zonas de transferência de Florianópolis, de Curitiba e do Rio de Janeiro. As três zonas de transferência são faixas preferenciais para eventos vulcânicos, implantação de semigrabens e ocorrência de sismos (PEREIRA & MACEDO, 1990). Com a evolução do estiramento, as calhas formadas pela acomodação dos blocos durante a fase Rifle foram sendo preenchidas por elásticos continentais, conglomerados com fragmentos de basalto, arenitos grosseiros, quartzosos, intercalados com sedimentos pelíticos e carbonáticos, depositados em ambiente lacustre. A Zona de Transferência de Curitiba delinea duas sub-bacias: o "Embaçamento Sul" e o "Embaçamento Norte".

Durante o Aptiano (aproximadamente 115 Ma) depositou-se sobre os sedimentos continentais um espesso pacote sedimentar de evaporitos, correlacionáveis através da costa leste brasileira até a bacia Pernambuco-Paraíba.

A deposição de evaporitos testemunha a fase de mar raso inicial da evolução tectônica da bacia.

Após a fase evaporítica iniciou-se a separação efetiva dos continentes, com o desenvolvimento da cadeia Mesoatlântica e a entrada definitiva do mar, propiciando o desenvolvimento de uma ampla plataforma carbonática durante o Albiano (aproximadamente há 113 Ma). Com a formação da crosta oceânica, inicia-se a fase de subsidência termal na bacia de Santos, o que causa um basculamento generalizado da plataforma. Depósitos de leques aluviais e deltaicos na porção proximal dessa plataforma carbonática, aproximadamente há 100 Ma, indicam pequenas movimentações tectônicas na região continental, podendo indicar novo soerguimento da área da Serra do Mar.

Tanto os depósitos carbonáticos quanto os leques aluviais e deltaicos fizeram carga e iniciaram os processos de escorregamento sobre o sal, principiando a halocinese na bacia que evoluiu desenvolvendo inúmeras estruturas e condições para migração e trapeamento do petróleo.

O rompimento da crosta continental ocorreu de maneira assimétrica na altura da bacia de Santos e deixou todos os depósitos evaporíticos anexados ao continente sul-americano. Um resultado desse rompimento assimétrico é a presença do Platô de São Paulo adjacente à bacia de Santos e comportando grande volume de sal.

Duas seqüências transgressivas preencheram a bacia, afogando a seqüência carbonática, durante o Neoalbiano e o Turoniano.

Durante o Neocretáceo, três episódios fortemente progradantes preencheram a bacia de Santos fazendo com que a linha de costa recuasse significativamente.

Esses fortes pulsos sedimentares são associados a movimentações expressivas de soerguimento da Serra do Mar, cujo evento foi datado em cerca de 86 Ma por traços de fissão em apatitas (VIGNOL-LELARGE *et al.*, 1994). Esse período é correlacionável com uma fase de intrusão de rochas alcalinas na área. Assim, sugere-se que os soerguimentos da Serra do Mar tiveram sempre um forte componente flexural, já que o alívio de peso do intenso processo erosivo da área fonte comporia um binário de forças verticais com o peso desse mesmo material detrítico deslocado lateralmente para dentro da bacia de Santos. O efeito desse binário teria introduzido um componente ascensional da região continental costeira e uma subsidência da área marinha. Tal movimento seria facilitado por três razões principais: a área costeira já deveria possuir uma topografia elevada desde o início do Cretáceo, sendo essa movimentação favorecida por uma natural tendência a um reequilíbrio isostático; a crosta dessa área costeira é constituída por um mosaico de blocos falhados justapostos que facilitariam a sua movimentação; e se o soerguimento dessa área, anterior à ruptura no Jurássico/Cretáceo, possui uma origem termal, então esse calor original reduziria a espessura elástica efetiva da crosta, facilitando o desenvolvimento de uma maior amplitude dos processos flexurais subseqüentes.

Contrariando a tendência generalizada de subida relativa do nível do mar ao longo das bacias costeiras brasileiras, durante o meso e o Neocretáceo, a bacia de Santos manteve um ambiente continental e de mar raso certamente devido ao soerguimento da área fonte e ao grande aporte sedimentar para o interior da bacia.

No fim do Cretáceo a bacia de Santos é marcada por uma ampla discordância regional, correlacionável na área continental à superfície de erosão do Japi, que nivelou várias intrusões vulcânicas alcalinas na área continental adjacente à bacia

de Santos no Neocretáceo. Sobre essa superfície erosiva do fim do Cretáceo depositaram-se, durante o Terciário, duas seqüências progradacionais. No entanto, essas duas seqüências constituem-se de sedimentos bem mais finos do que aquelas do Cretáceo Superior, pois a sedimentação mais grosseira teria sido capturada pela drenagem do Rio Paraíba do Sul, que hoje deságua na bacia de Campos. Esta seria a razão pela qual o Terciário da bacia de Campos é mais expressivo do que o da bacia de Santos enquanto o pacote do Cretáceo Superior é mais expressivo na bacia de Santos do que na bacia de Campos.

Há evidências de vulcanismo básico nessa época na parte norte da bacia de Santos e na bacia de Campos que pode ser correlacionado a pulsos distensivos na região. Se esses pulsos tivessem ocorrido na mesma direção do movimento da placa sulamericana, formar-se-iam as bacias terciárias continentais de Resende, Taubaté, etc., em estilo *pu/1-apart*, através de movimentos horizontais levógiros e verticais entre compartimentos do Cinturão Ribeira.

Por efeito desses grandes movimentos tectônicos na área continental, encaixou-se uma importante drenagem com direção NE correspondente ao atual Rio Paraíba do Sul, o provável responsável pela grande acumulação de sedimentos terciários na bacia de Campos e supostamente um dos responsáveis pela grande acumulação sedimentar do Cretáceo Superior na bacia de Santos.

Na transição do Terciário ao Quaternário ocorreram novas movimentações de blocos no Cinturão Ribeira que deformaram sedimentos nas bacias continentais nele encaixadas. Ainda hoje a área continental adjacente à bacia de Santos possui uma atividade sísmica bastante acentuada, refletindo as acomodações decorrentes daquelas movimentações.

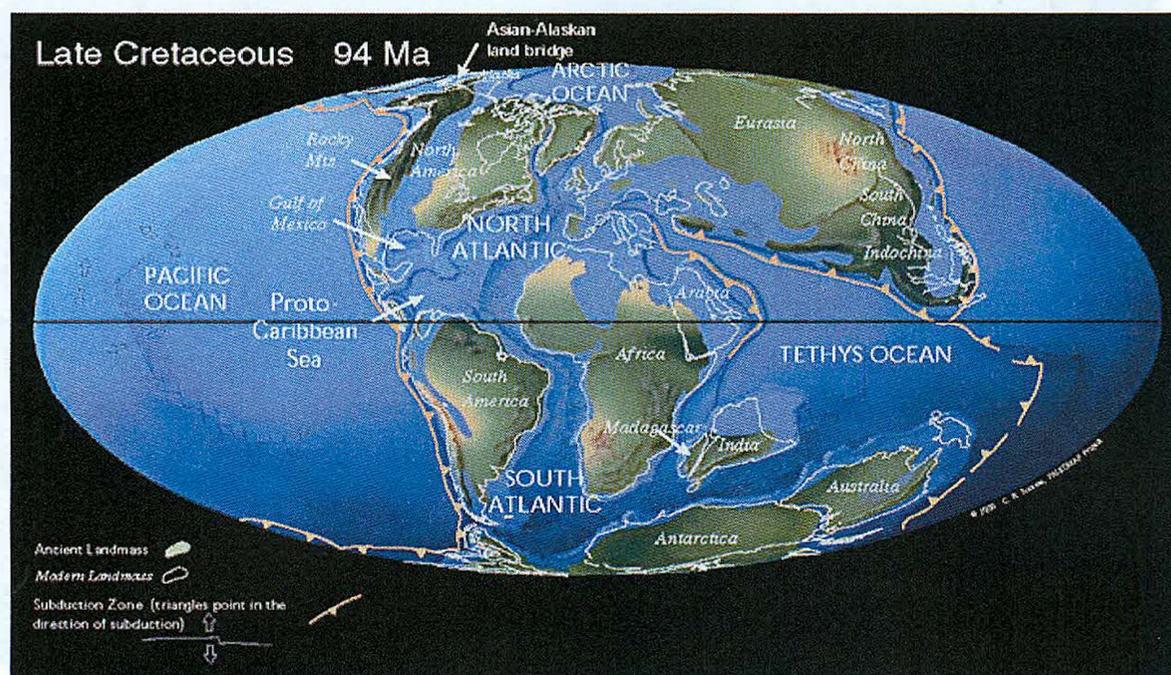


Figura 15 - Mapa da Terra ao início do Cretáceo (94 Ma), após a abertura do Atlântico. Disponível em: <<http://www.scotese.com/cretaceo.htm>>. Acesso em 11/02/2007.

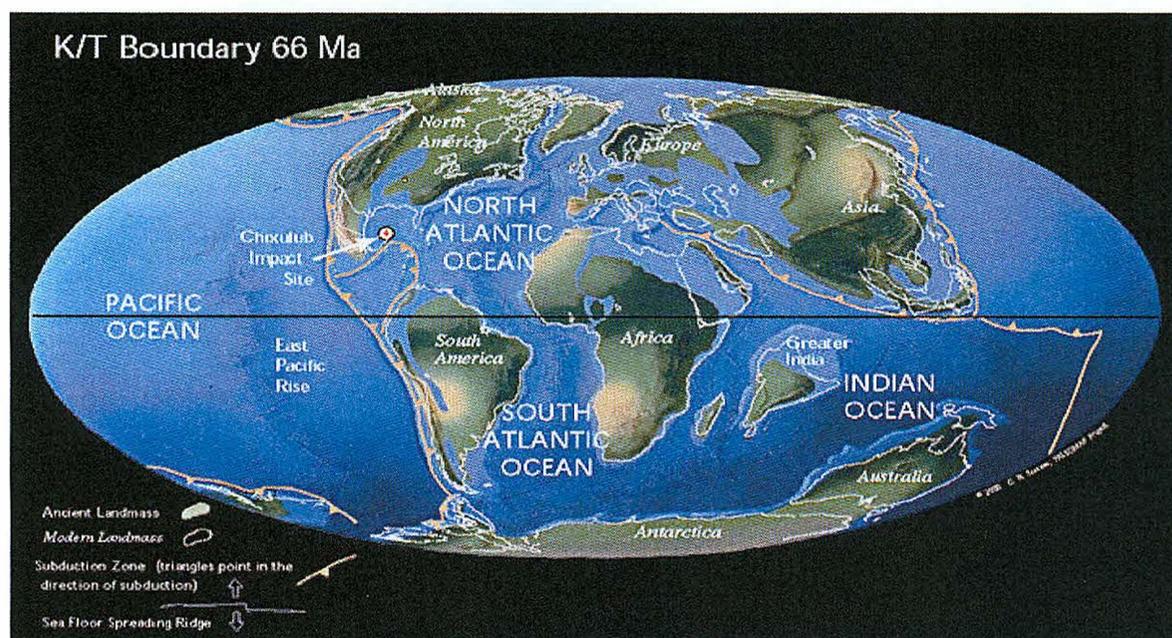


Figura 16 - Mapa da Terra ao fim do Cretáceo e início do Paleógeno (Terciário) (66 Ma). Observar a localização da estrutura de impacto de Chicxulub. Disponível em: <<http://www.scotese.com/K/t.htm>>. Acesso em 11/02/2007.

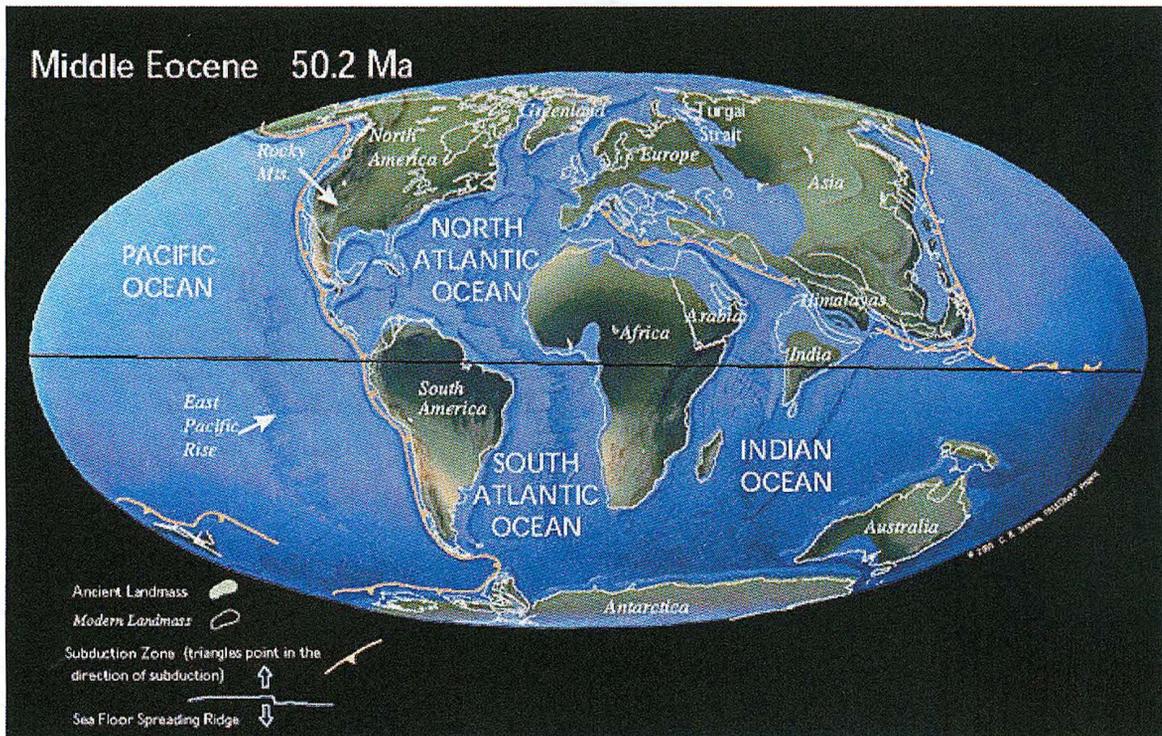


Figura 17 - Mapa da Terra ao Eoceno (50 Ma). Disponível em: <http://www.scotese.com/newpage9.htm>. Acesso em 11/02/2007.

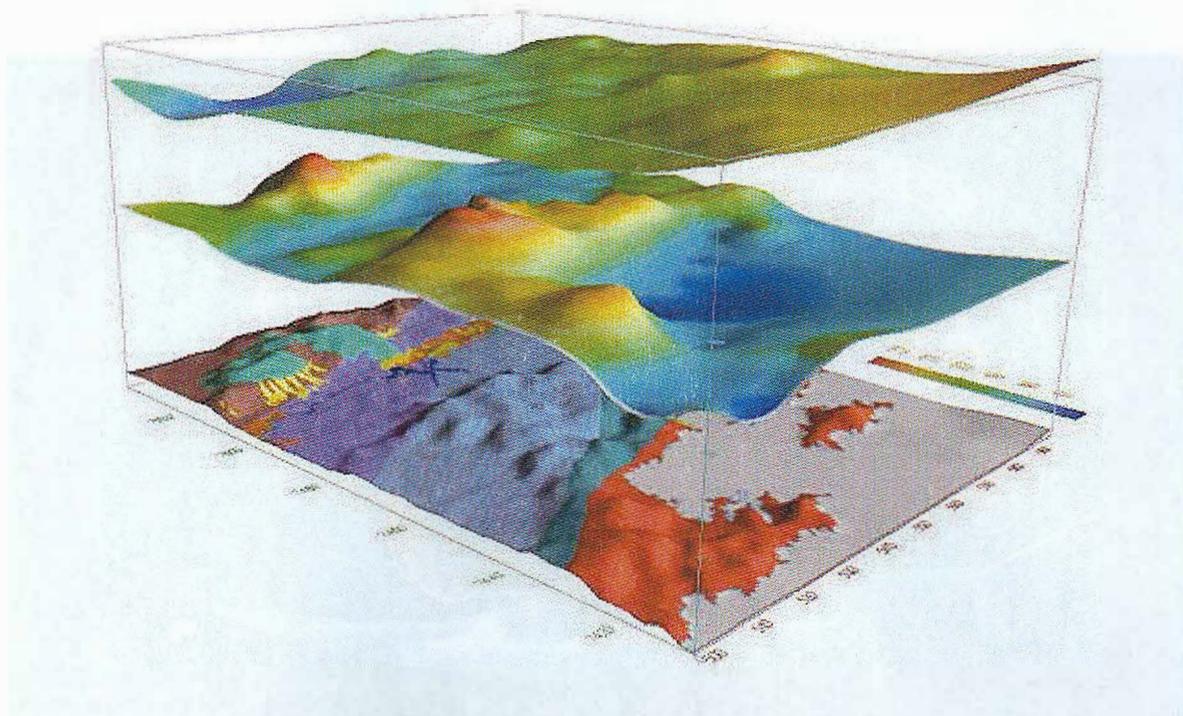


Figura 18 - O Cinturão Ribeira, por gravimetria. Modelagem digital do terreno (MDT) na camada inferior, anomalia Bouguer na camada superior e mapa free-air na camada intermediária. Fonte: Almeida & Ebert (2001).

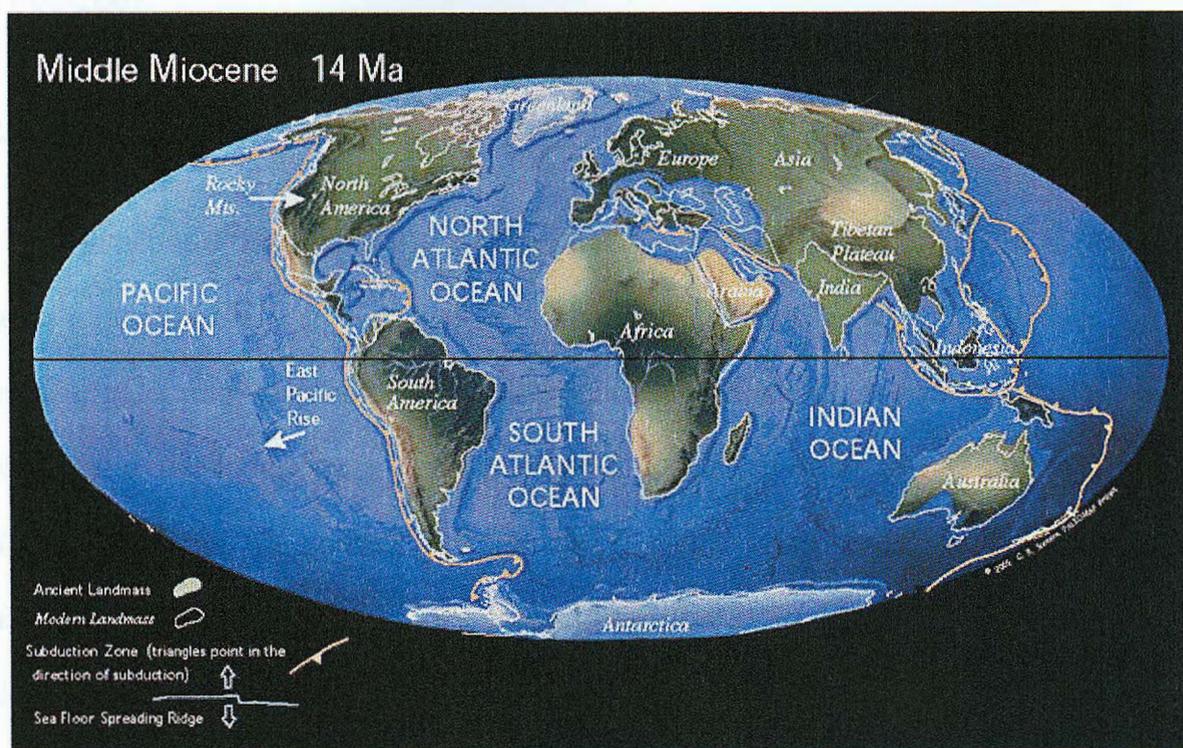


Figura 19 - Mapa da Terra ao Mioceno (14 Ma). Disponível em: <http://www.scotese.com/miocene.htm>. Acesso em 11/02/2007.

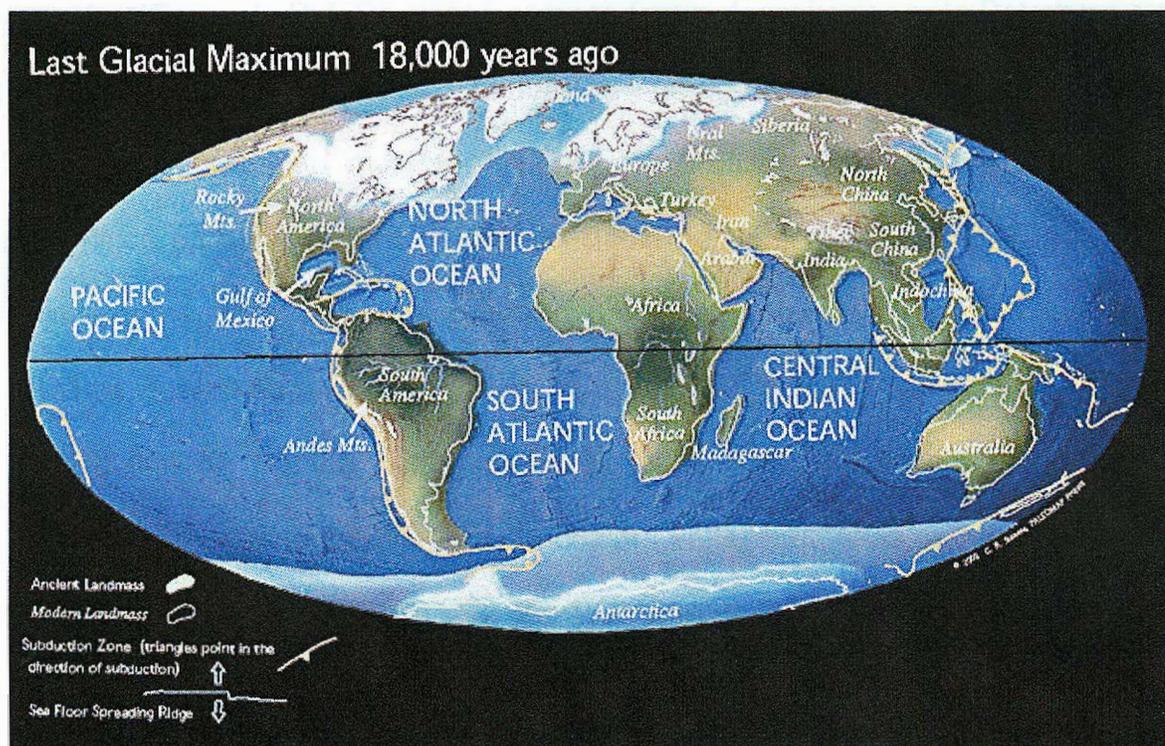


Figura 20 - Mapa da Terra durante o máximo da última glaciação, a dezoito mil anos atrás. Disponível em: <<http://www.scotese.com/lastice.htm>>. Acesso em 11/02/2007.

2.4 Geologia do Petróleo

A atividade de exploração na Bacia de Santos iniciou-se em 1970 focalizando-se principalmente a plataforma continental (FAINSTEIN *et al*, 2001). Foram encontrados reservatórios de carbonatos Albianos na região Sul, próxima a plataforma de Florianópolis e em arenitos do Cretáceo Superior nas partes Central e Norte da Bacia. O campo de gás de Merluza foi a primeira acumulação de hidrocarbonetos descoberta, fato ocorrido em 1979, no carbonato Albiano Guarujá. Uma zona de gás foi identificada em arenitos marinhos rasos do Cretáceo Superior e em arenitos turbidíticos Turonianos. Em 1984, foi descoberto condensado de gás em turbiditos com 26m de *net pay* e 20% de porosidade na Formação Itajaí.

Em seguida foram descobertos outros campos, Tubarão, Coral, Estrela do Mar, Caravela e Caravela Sul. Os cinco campos foram descobertos pela Petrobras e são reservatórios Albianos. Eles tendem a ocorrer próximo a Plataforma de Florianópolis, enquanto que reservatórios de arenitos do Cretáceo Superior são mais típicos na parte norte e central da Bacia de Santos (FAINSTEIN *et al*, 2001). Recentemente, foi descoberto petróleo na parte profunda da bacia, com lâmina d'água de 2km na seção pré-sal.

A Bacia de Santos pode ser considerada como uma das maiores bacias prospectivas e subexploradas do mundo. Para se ter uma idéia, até a data de 06 de novembro de 2006 a bacia de Santos apresenta o número de 169 poços exploratórios perfurados, onde 93 (Tabela 2) destes foram perfurados entre 1970 e agosto de 1997 e 76 (Tabela 3) foram perfurados após criação da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) em agosto de 1997 (PAPATERRA, 2006). Enquanto isso, a bacia de Campos já tem mais de 1.000 poços perfurados e a bacia do Golfo do México já tem mais de 45.000 poços.

Pode-se considerar cinco pólos ou áreas de produção na Bacia de Santos, chamados de Merluza, Mexilhão, BS-500, Sul e Centro (Figura 21). O pólo Merluza está localizado no Estado de São Paulo a 184 km do litoral santista. Fazem parte desta área os Campos de Merluza e Lagosta.

Tabela 2 - Relação de campos descobertos na Bacia de Santos no período anterior a criação da ANP. Modificada de PAPATERRA, (2006).

Campo	Descoberta	Área (Km²)	Situação	Produção de Gas m³/dia (ANP / Ago 2006)
Merluza	1984	51	Em produção	1.027.366,67
Tubarão	1988	33	Em desenvolvimento	
Estrela do Mar	1990	33	Em desenvolvimento	
Coral	1990	44	Em produção	95.166,67
Caravela	1992	193	Produção interrompida (2002)	

Tabela 3 - Relação de campos descobertos na Bacia de Santos após a criação da ANP. Modificada de PAPATERRA, (2006).

Campo	Situação
Mexilhão	Em desenvolvimento
Cavalo-Marinho	Em desenvolvimento
Lagosta	Em desenvolvimento
BS-4	Em avaliação
BS-400	Em avaliação
BS-500	Em avaliação
Tambaú	Em desenvolvimento
Uruguá	Em desenvolvimento

O pólo Mexilhão, que representa o campo de homônimo, está localizado a 140 km do Terminal de São Sebastião no Estado de São Paulo. O campo atualmente está em desenvolvimento (Tabela 3). O pólo BS-500 está localizado no Estado do

Rio de Janeiro a 160 km da capital e abranje a região onde estão os campos de Tambaú e Uruguá. Ambos estão em desenvolvimento (Tabela 3). O pólo tem potencial para produzir óleos leve e pesado, além do gás.

A área conhecida como pólo Sul contém os campos de Tubarão, Estrela do Mar, Coral, Caravela e Cavalo Marinho. Localizam-se à frente dos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina. Atualmente está em produção apenas o campo de Coral (Tabela 2). O pólo Centro compreende a área do bloco BM-S-11 situado a 250 km da costa dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro. No bloco, foi descoberto óleo leve de 30° API. As acumulações de óleo e gás estão em camadas geológicas a 7km de profundidade, sendo 2km de lâmina d'água, na seção pré-sal. A camada de sal neste local apresenta espessura de 2km.

Em resumo, a bacia de Santos tem potencial para descoberta de novos campos gigantes de gás natural, inclusive não associado, segundo os dados dos pólos Merluza, Mexilhão, BS-500 e Sul. O pólo Centro sinaliza o potencial para descoberta de mais gás natural, assim como de óleo leve em regiões ainda mais profundas da bacia. Com este, são cinco os tipos de plays comprovados: Pré-sal, Albiano (carbonatos da Formação Guarujá), Ilha Bela (turbiditos do Cretáceo Superior), Neocretáceo e Terciário. A bacia de Santos é importante para compensar a demanda crescente de gás natural e reduzir a dependência de importação, ao elevar as reservas nacionais.

Os sistemas petrolíferos mais conhecidos na Bacia de Santos são: o sistema Guarujá - Ilha Bela, o sistema Guarujá - Guarujá e o sistema Guaratiba - Ilha Bela. O sistema petrolífero Guarujá - Ilha Bela estão associadas a rochas fontes de idade Albiano-Turoniano e reservatórios turbidíticos entre o Cretáceo Superior ao Terciário Inferior. Os hidrocarbonetos do campo de Merluza são resultantes deste sistema

(Figura 22). O segundo sistema, Guarujá-Guarujá, é Albiano, com as rochas controladas estruturalmente por blocos tipo horst e a tectônica salífera. O campo de Tubarão (Figura 23) e outros campos ao sul ilustram este sistema. O sistema Guaratiba - Ilha Bela com geração na seção rifle Barremiana e reservatório no Cretáceo Superior representam os campos de Tambaú e Uruguá, no bloco 8S500.

As rochas geradoras também são formadas por folhelhos marinhos da Formação Itajá-Açu (BAGNI, 2007), que apresenta influência de sedimentação carbonática. Apresentam conteúdo orgânico total (COT) entre 2 e 5%, índice de hidrogênio (IH) aproximadamente de 200 mgHC/g COT e potencial gerador (S2) de até 10mgHC/g de rocha, valores calculados a partir do pico S2 resultante da pirólise *Rock-Eval* (Figura 24). O gerador tem espessura estimada variando entre 50 e 200m e com matéria orgânica Tipo li, algálica de origem marinha com potencial considerado médio para geração de hidrocarbonetos (Figura 25). O início da janela de geração de óleo é de idade Paleoceno-Eoceno e está condicionado aos baixos estruturais formados pela tectônica adiastrófica. A Tabela 4 mostra algumas características de alguns campos de petróleo.

Os principais reservatórios conhecidos são formados por arenitos de plataforma da Formação Juréia e arenitos turbidíticos da Formação Itajá-Açu (Cretáceo), além de calcários da Formação Guarujá de idade Eoalbiano. A migração está associada a falhas lítricas desenvolvidas em consequência da halocinese. As falhas, com frequência, posicionam-se sobre almofadas de sal provocando a ocorrência de estruturas em rollover. Outras formas de migração podem ter ocorrido através dos flancos de domas de sal e por meio das superfícies de discordância. Os reservatórios estão seladas por rochas como calcilutitos, margas e folhelhos. As trapas são do tipo estrutural e estratigráfico, normalmente resultante da tectônica

salífera. As Figuras 22 e 23 mostram as características estruturais dos campos de Merluza e Tubarão. O gráfico de eventos da Figura 26 mostra a sucessão dos elementos do sistema petrolífero na bacia de Santos.



Figura 21 - Mapa da Bacia de Santos mostrando os campos de hidrocarbonetos descobertos: Tambaú e Uruguá (Pólo BS500); Mexilhão; Merluza e Lagosta (Pólo Merluza); Tubarão (TB), Estrela do Mar (EM), Coral (CRL), Caravela (CRV) e Cavalo Marinho (CVM) no Pólo Sul. No mapa está indicado o poço 1-RJS-628A que investigou a seção pré-sal (Pólo Centro). Fonte: Petrobras confirma descoberta de óleo na bacia de Santos, Petrobras, Rio de Janeiro, 04/10/2006, Comunicação Institucional.

Tabela 4 - Comparação das características dos hidrocarbonetos encontrados nos campos da bacia de Santos, Tubarão, Estrela do Mar, Coral, Caravela e Merluza. Estão indicados o tipo do fluido (óleo, gás ou condensado), grau API, porosidade PHI, permeabilidade K e concentração de H₂S. Modificado de BAGNI (2002)

Campo	Tubarão	Estrela do Mar	Coral	Caravela	Merluza
Fluido	Óleo, gás e cond.	Óleo	Óleo	Óleo	Gás e cond.
API°	45 a 46,5	41 a 43	36 a 42	40 a 43	47 (cond.)
PHI (%)	18 a 24	9 a 20	11 a 18	6 a 16	12 a 16
K(mD)	18 a 1.400	3 a 154	1 a 1.300	NI	4 a 14
H ₂ S (ppm)	Até 9.600	6 a 10	22 a 26	3 a 20	5 a 40

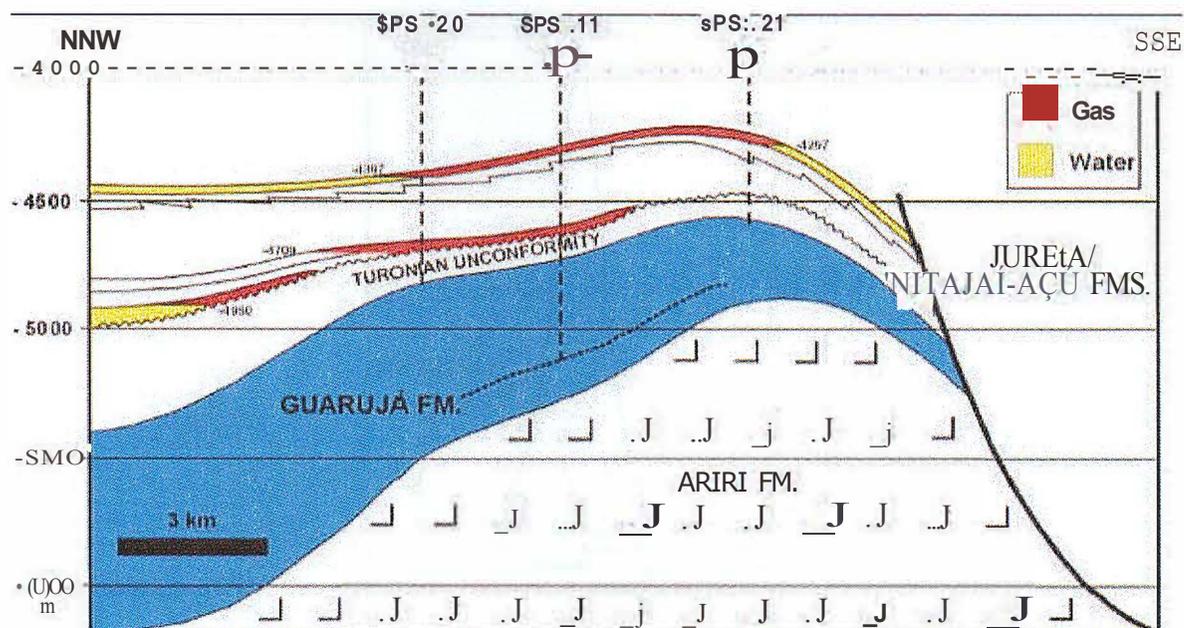


Figura 22- Seção esquemática do Campo de Merluza, segundo BAGNI (2002).

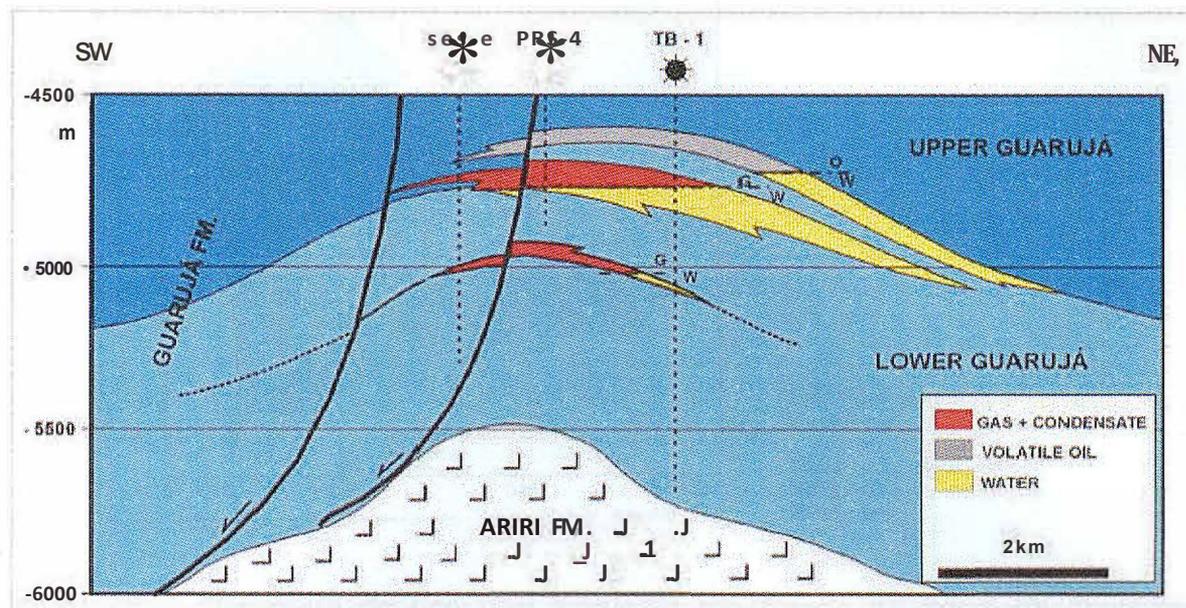


Figura 23- Seção esquemática do Campo de Tubarão, segundo BAGNI (2002).

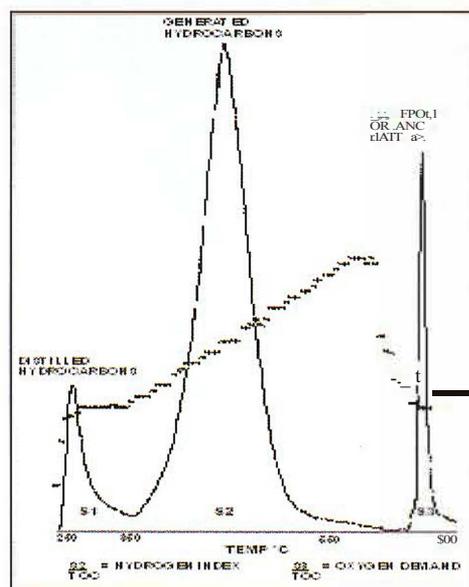


Figura 24 - Curva típica de resposta da pirólise Rock-Eval de uma rocha geradora. São mostrados, da esquerda para a direita, os picos S1, representando a quantidade de hidrocarbonetos livres, S2, representando a quantidade de hidrocarbonetos gerados pelo craqueamento térmico do querogênio e S3, representando a quantidade de CO₂ produzida pelo querogênio. A temperatura do pico S2 é conhecida como T_{max}. Modificado de AHMED et al. (2004).

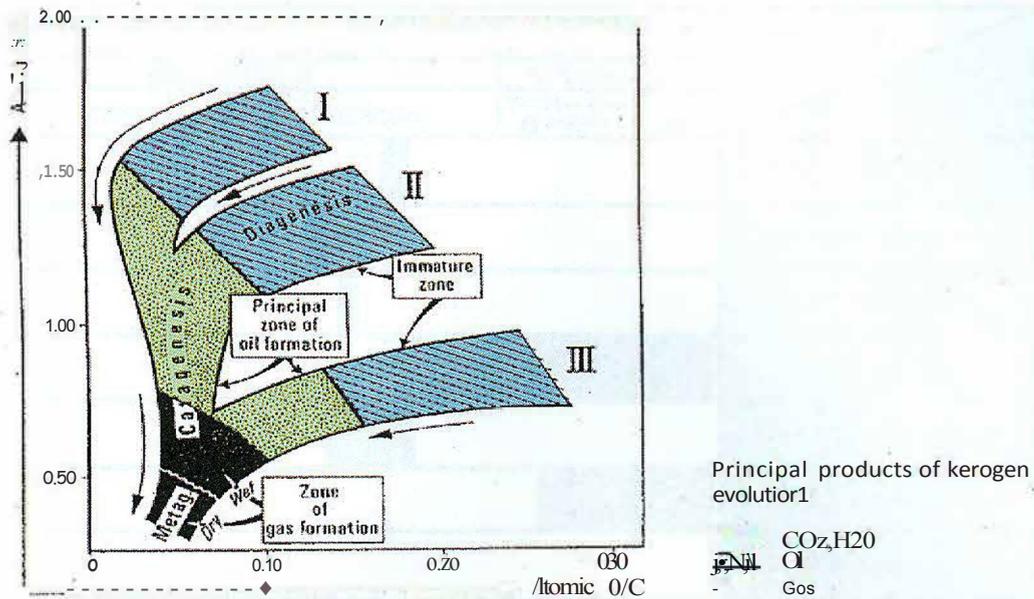


Figura 25 - Diagrama do tipo Van Krevelen mostrando as fases de diagênese, catagênese e metagênese da evolução do querogênio para os três tipos de matéria orgânica. A abscissa tem as razões oxigênio/carbono e a ordenada tem as razões hidrogênio/carbono, ambas encontradas em experimentos de pirólise Rock-Eval. (TISSOT & WELTE, 1978).

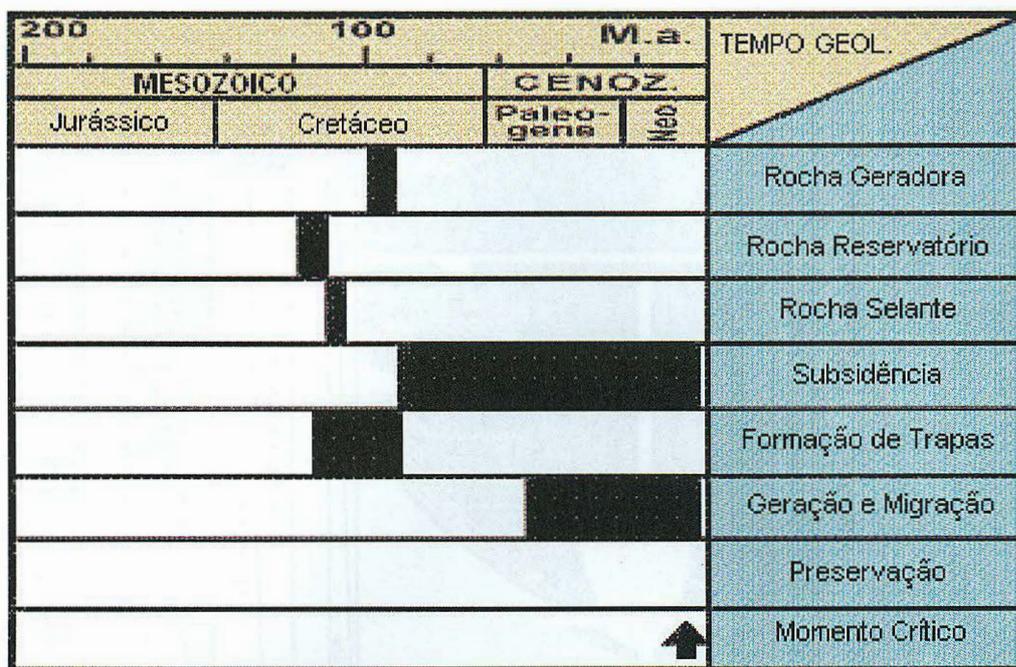
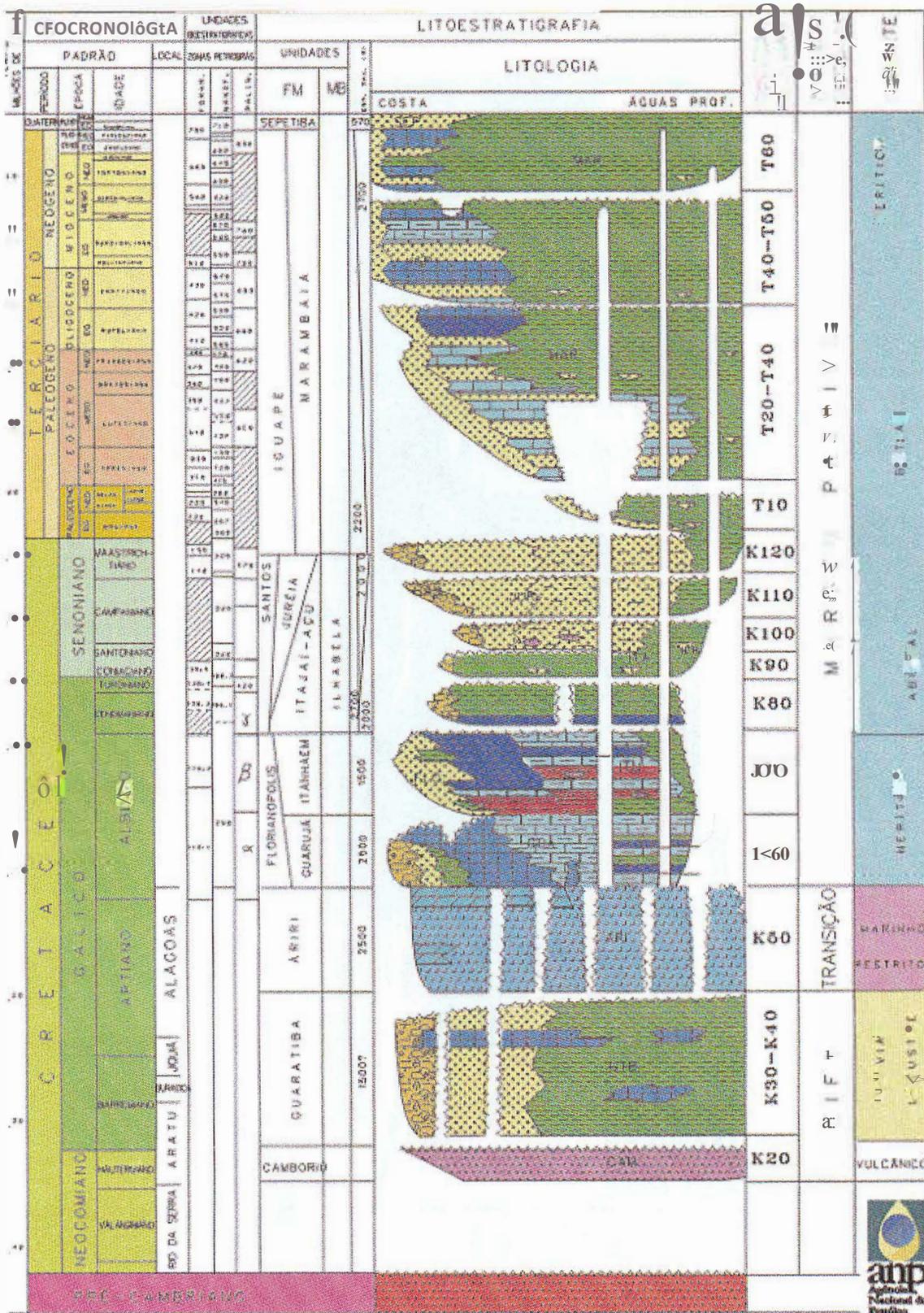


Figura 26 - Gráfico de eventos do sistema petrolífero da bacia de Santos, segundo BAGNI (2002). O Momento Crítico é o ponto no tempo que melhor retrata a geração-migração-acúmulo de hidrocarbonetos no sistema petrolífero.



M.L.PEBRA 1900

Figura 27 - Carta estratigráfica da bacia de Santos. Disponível em: http://www.anp.gov.br/brasil-roundsround3/downloads/ce_santos.PDF . Acesso em 11/01/2007.

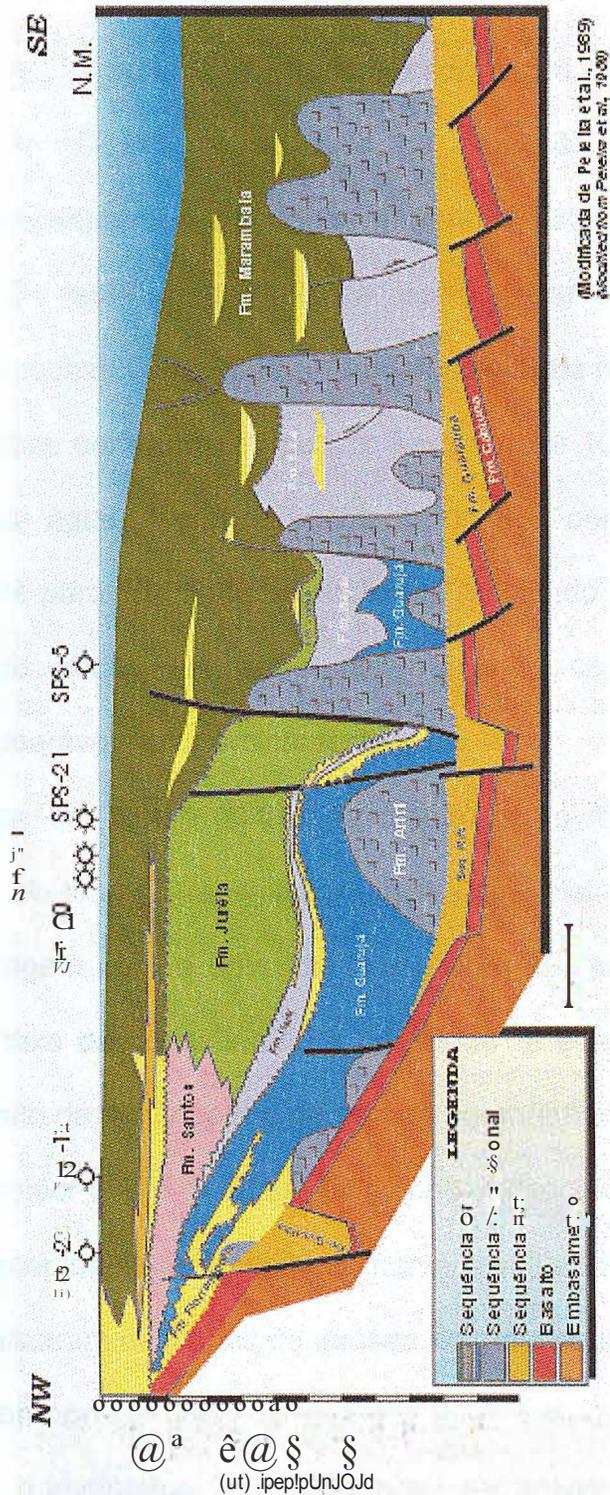


Figura 28 - Seção estratigráfica da bacia de Santos. Disponível em: http://www.anp.gov.br/brasil-roundsround3/downloads/lsg_santos.PDF Acesso em 11/01/2007.

3 MÉTODO SBL

A técnica *Sea Bed Logging* (SBL), também conhecida como *marine controlled source electromagnetic* (CSEM), é aplicada na detecção e caracterização de reservatórios de hidrocarbonetos em águas profundas. Isto é possível devido ao grande contraste de resistividade elétrica entre reservatórios saturados de hidrocarbonetos e as rochas adjacentes saturadas com água de formação salina. As resistividades de rochas com petróleo podem ser de 10 a 100 vezes maiores que rochas saturadas com água. A grande vantagem do SBL consiste em acrescentar informação importante para a tomada de decisões, reduzindo o custo e o tempo, ao evitar perfuração de poços em estruturas que não contém quantidade de hidrocarbonetos recuperáveis economicamente.

O método utiliza um dipolo elétrico horizontal como fonte e um arranjo de receptores no fundo do mar. O transmissor emite sinais eletromagnéticos de baixa frequência que interagem com a água do mar e com as camadas de rochas por meio de difusão. A taxa de decaimento da amplitude e a mudança de fase do sinal depende do efeito de *skin depth* e de fatores geométricos. Uma vez que o *skin depth* das rochas é maior que o da água, os campos elétricos medidos no fundo do mar pelos dipolos receptores são predominantemente resultantes de componentes do campo fonte que realizaram caminhos de difusão no meio sedimentar. A distribuição das resistividades em profundidade determina a amplitude e a fase do sinal registrado. Portanto, o levantamento de SBL pode ser aplicado para se determinar um modelo de resistividade, desde que haja um arranjo de fontes e receptores apropriados.

3.1 Propriedades magnéticas e elétricas das rochas

A propagação de ondas eletromagnéticas em meios materiais como as rochas é diferente da propagação que conhecemos no vácuo. Ao se propagar nas rochas, a radiação eletromagnética acumula cargas e induz correntes, polariza e magnetiza o meio. Seu comportamento vai depender das propriedades elétricas e magnéticas das rochas, assim como a frequência do sinal envolvido. O objetivo da exploração geofísica é determinar a distribuição destas propriedades em subsuperfície para identificar alvos geológicos de interesse econômico como os hidrocarbonetos.

As propriedades mais importantes são os potenciais elétricos naturais, a constante dielétrica e a resistividade elétrica, a principal propriedade. A permeabilidade magnética não varia muito do valor conhecido para o espaço livre ($\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ HIm}$). Mesmo os materiais ferromagnéticos apresentam permeabilidades relativas inferiores a 5. Embora a suscetibilidade magnética varie muito e esteja relacionada a permeabilidade pela expressão $\mu = 1 + k$, seus valores são muito pequenos.

3.1.1 PROPRIEDADES MAGNÉTICAS

Existem dois tipos de magnetização de rochas. A magnetização pode ser remanente, entendida como própria da rocha ou mineral desde sua formação ou alteração e é independente do campo magnético externo. Por outro lado, quando um campo externo, como o geomagnético, magnetiza a rocha, esta é chamada magnetização induzida. A magnetização é definida como

$$M = \lim_{\hat{O} \rightarrow 0} M_m / v, \quad (1)$$

ou seja, momento de dipolo magnético por unidade de volume. A suscetibilidade magnética é a razão entre o campo externo e a magnetização. Portanto, quanto maior a suscetibilidade, maior a magnetização. As diferenças de suscetibilidade permite classificar os materiais em diamagnéticos, paramagnéticos e ferromagnéticos. A Tabela 5 apresenta a suscetibilidade de alguns minerais e rochas.

Em geral, pode-se afirmar as rochas sedimentares tem suscetibilidades magnéticas baixas enquanto que as rochas ígneas básicas tem os valores mais altos. A suscetibilidade depende da quantidade de minerais ferrimagnéticos presentes na rocha, principalmente a magnetita. Substâncias diamagnéticas orientam os spins de seus elétrons em sentido oposto ao do campo externo, o que resultaria numa repulsão no caso de aproximação a um ímã. Os materiais paramagnéticos seriam atraídos por um ímã, uma vez que seus elétrons se orientariam no mesmo sentido do campo externo. Sem a influência do campo, os spins dos elétrons tem orientação aleatória. Materiais ferromagnéticos também se orientam de acordo com o campo, entretanto mantém a orientação dos spins na sua ausência.

Considera-se que os materiais diamagnéticos tem efeito magnético baixo, traduzido na sua suscetibilidade magnética baixa (em módulo, uma vez que é negativo), normalmente inferior a 10^{-5} , com exceção do bismuto e grafita com suscetibilidade em torno de 10^{-3} . A suscetibilidade dos materiais paramagnéticos varia entre 10^{-5} a 10^{-2} , como no alumínio, no sódio e na platina, chegando a valores altos, da ordem de 10^{-1} , como o ferro, o níquel e o cobalto. A suscetibilidade das substâncias ferromagnéticas são extremamente elevadas, sendo os minerais pirrotita, ilmenita e magnetita podendo alcançar valores da ordem de 10^{-6} .

Ns substâncias ferromagnéticas, os spins dos elétrons estão espontaneamente alinhados paralelos, resultando numa interação forte e positiva entre os spins vizinhos. Desta forma, são criados domínios magnéticos na estrutura cristalina que dá origem a mais dois tipos de fenômenos: ferrimagnetismo e antiferromagnetismo. Quando os spins apresentam magnitude e orientações iguais nos domínios temos o ferromagnetismo. Se tem magnitude igual, porém sentidos opostos, temos o antiferromagnetismo. Quando é diferente na magnitude e sentido, estamos falando de ferrimagnetismo.

Tabela 5 - Suscetibilidade magnética de algumas rochas e minerais.

<i>Rocha, mineral</i>	<i>Suscetibilidade X 1rf</i>
Dolomito	0 - 0.9
Calcáreo	0 - 3
Arenito	0 - 20
Folhelho	OOI - 15
Xisto	0.3 - 3
Gnaisse	0.1 - 25
Granito	0 - 50
Diabásio	1 - 160
Gabro	1 - 90
Basalto	0.2 - 175
Sal (rocha)	~ -0.01
Calcita	-0.001 - -0.01
Carvão	~0.02
Argilas	~ 0.2
Pirrotita	1 - 6000
Magnetita	1200 - 19200

3.1.2 PROPRIEDADES ELÉTRICAS

Existem três formas para a condução de corrente elétrica. A condução de corrente elétrica pode ser eletrônica, eletrolítica e dielétrica. A condução eletrônica ocorre em materiais com elétrons livres como os metais. Na condução eletrolítica, os transportadores de carga são os íons. A condução dielétrica ocorre em materiais isolantes ou de baixa condutividade, onde não há transportadores de carga livres. Sob a influência do campo elétrico variando no tempo, o material dielétrico polariza-se acompanhando as variações do campo. Esta movimentação das cargas é conhecida como corrente de deslocamento.

Os fluidos que saturam os poros e fraturas das rochas são determinantes no processo de condução elétrica nas rochas. Em geral, as rochas são más condutoras e a condução elétrica é predominantemente eletrolítica, por meio da água que satura os poros. A equação empírica de Archie aplicada em rochas sedimentares,

$$P_r = a \frac{m S_w^{-n}}{P_w} \quad (2)$$

ilustra a dependência da resistividade da rocha P_r , das variáveis ϕ , s_w , e p_w ; porosidade, saturação e resistividade da água de formação. As constantes tem os valores $n = 2$, $0,5 < a < 2,5$ e $1,3 < m < 2,5$. Os valores de resistividade da água de formação varia muito com a quantidade e mobilidade dos íons.

A presença de água propicia a ocorrência de potenciais espontâneos em subsuperfície. Estes potenciais elétricos existem devido a atividade mecânica e eletroquímica associados ao intemperismo de corpos minerais, variações de propriedades de rochas em contatos geológicos, atividade bioelétrica de matéria orgânica, corrosão, variações de pressão e temperatura e atividade elétrica na

atmosfera. Quando a água de formação percola no meio poroso pode dar origem ao potencial eletrocinético, essencialmente um potencial mecânico. A presença de íons em diferentes concentrações e com variadas mobilidade origina o potencial de difusão (ou de junção líquida). Interfaces entre arenitos e folhelhos podem desenvolver o potencial conhecido como potencial de folhelho (ou de Nernst). Este aparece porque o folhelho embora permeável ao cátion Na^+ é impermeável ao ânion Cl^- , alterando concentração de íons. O potencial de difusão e de folhelho são chamados de potencial espontâneo eletroquímico ou estático e são geralmente inferiores a 75mV. Quando existem corpos minerais metálicos diferentes em subsuperfície pode ser criados potenciais de mineralização. Estes potenciais podem ter grande magnitude (de centenas de milivolts), principalmente se há a presença de sulfetos, grafita e magnetita. Quando há minerais metálicos, ou grãos de argilas, disseminados no meio poroso, em arenitos por exemplo, são gerados potenciais de polarização que causam um retardo no aumento até o potencial elétrico aplicado ou na sua diminuição ao valor zero.

Quanto às resistividades das rochas, pode-se considerar a grosso modo que as rochas ígneas tem altas resistividades, rochas sedimentares e sedimentos inconsolidados baixa e rochas metamórficas intermediárias. Esta propriedade varia muito com a litologia e idade da rocha, uma vez que afeta a porosidade e salinidade da água de formação. Consideram-se boas condutoras ou até de condutividade intermediária as rochas com resistividades de 1 a 10^7 Ωm . Rochas com resistividades superiores a este valor são de baixa condutividade. A Tabela 6 informa os valores de resistividade para algumas rochas.

Tabela 6 - Resistividades elétricas de algumas rochas.

<i>Rocha</i>	<i>Resistividade (Dm)</i>
Granito porfírico	4.5×10^3 (molhado)- 1.3×10^6 (seco)
Basalto	$10 - 1.3 \times 10^{-7}$ (seco)
Folhelho	$20 - 2 \times 10^3$
Argilito	$10 - 8 \times 10^2$
Conglomerado	$2 \times 10^3 - 10^4$
Arenito	$1 - 6.4 \times 10^8$
Calcáreo	$50 - 10^7$
Dolomito	$3.5 \times 10^2 - 5 \times 10^3$
Argilito molhado não consolidado	20
Argilas	1 - 100
Arenitos com óleo	4 - 800

Os valores das constantes dielétricas para as rochas são uma medida da polarização elétrica em resposta a aplicação de um campo elétrico e estão indicadas na Tabela 7. Para as rochas sedimentares, iônica e molecular são as mais importantes. Como tem baixa mobilidade, à altas frequência o efeito de polarização é insignificante. Ela é inversamente proporcional a frequência. No contexto das rochas sedimentares, valores altos de constante dielétrica podem ser indicativos da presença de água. Além da água, os hidrocarbonetos apresentam polarização molecular.

Tabela 7 - Constantes dielétricas de algumas rochas.

<i>Rocha</i>	<i>Constante dielétrica</i>
Sal (rocha)	5.6
Arenito (seco a molhado)	4.7 - 12
Areia (seca à molhada)	2.9-105
Basalto	12
Argilas (seca à molhada)	7-43
Petróleo	2.07 - 2.14
Água (20 °e)	80.36
Gelo	3 -4.3
Granito (seco)	8.5-40
Gnaisse	8.5

3.2 Teoria dos métodos eletromagnéticos

As equações de Maxwell descrevem as interações eletromagnéticas e, portanto, são a base teórica dos métodos geofísicos eletromagnéticos. Serão descritas as equações de Maxwell nos domínios do tempo e frequência, as relações constitutivas e a equação da onda homogênea de Helmholtz, assim como serão discutidos suas consequências. As equações de Maxwell na forma diferencial e no domínio do tempo são expressas como

$$\nabla \times \mathbf{e} = - \dot{\mathbf{B}} \quad (3)$$

$$\nabla \times \mathbf{h} = \mathbf{j} + \dot{\mathbf{D}} \quad (4)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{b} = 0, \quad (5)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{d} = 0, \quad (6)$$

ou seja, a Lei de Faraday (Equação 3), Lei de Ampere-Maxwell (Equação 4), Lei de Gauss da magnetoestática (Equação 5) e a Lei de Gauss para a eletrostática (Equação 6). Cada variável está descrita abaixo, juntamente com as respectivas unidades SI:

\vec{b} é a indução magnética em *Weber/m*;

\vec{h} é a intensidade do campo magnético em *A/m*;

\vec{e} é a intensidade do campo elétrico em *V/m*;

\vec{d} é o deslocamento dielétrico em *C/m²*;

\vec{J} é a densidade de corrente elétrica em *A/m²*;

P é a densidade de cargas elétricas em *C/m³*.

A Equação (3) indica que a variação temporal da indução magnética b em um ponto está associada a indução de circulação da intensidade do campo elétrico \vec{e} . Similarmente, a variação temporal do campo de deslocamento elétrico d ou a presença de correntes de condução, representadas por J , induz a circulação do vetor de intensidade do campo magnético \vec{h} . Assim como o primeiro termo do lado direito desta equação está associado a correntes de condução (também chamadas de correntes ohmicas ou galvânicas), convencionou-se a associar o segundo termo às correntes de deslocamento. A Lei de Faraday e a Lei de Ampere-Maxwell mostram como os campos magnético e elétrico estão essencialmente ligados. As Equações (5) ou (6), além de ser mais uma propriedade da teoria do

eletromagnetismo, indica a inexistência de cargas magnéticas e a existência de cargas elétricas.

As Equações (3) e (4) são as mais importantes. Elas foram mostradas com cinco variáveis. Pode-se reduzir a duas variáveis ao utilizarmos as equações constitutivas

$$d = \epsilon \cdot e, \quad (7)$$

$$j = \sigma \vec{E} \quad (8)$$

$$b = \mu \cdot h, \quad (9)$$

onde ϵ é a permissividade elétrica, σ é condutividade elétrica e μ é permeabilidade magnética. As equações de Maxwell passam a ser

$$\nabla \times e = -\mu \frac{\partial h}{\partial t}, \quad (10)$$

$$\nabla \times h = \sigma \cdot e + \epsilon \frac{\partial e}{\partial t}, \quad (11)$$

com as variáveis intensidade do campo elétrico e intensidade do campo magnético.

No domínio da frequência, por meio da transformada de Fourier, o par de equações assume a forma

$$\nabla \times E = -i\omega \mu H \quad (12)$$

$$\nabla \times H = (\sigma + i\omega \epsilon) E, \quad (13)$$

Pode-se chegar a forma da equação da onda dissipativa, conhecida como equação de Helmholtz, ao se aplicar o rotacional nas Equações (12) e (13) e utilizar a identidade vetorial $\nabla \times (\nabla \times \vec{A}) = \nabla(\nabla \cdot \vec{A}) - \nabla \cdot \nabla \vec{A} = \nabla(\nabla \cdot \vec{A}) - \nabla^2 \vec{A}$, válida para coordenadas retangulares e onde \vec{A} é um vetor qualquer. As equações Helmholtz podem ser escritas como

$$\nabla^2 \cdot \vec{e} - \mu r \frac{\partial^2 \vec{e}}{\partial t^2} - \mu o \frac{\partial \vec{e}}{\partial t} = 0, \quad (14)$$

$$\nabla^2 \cdot \vec{h} - \mu r \frac{\partial^2 \vec{h}}{\partial t^2} - \mu o \frac{\partial \vec{h}}{\partial t} = 0, \quad (15)$$

que representam equações de ondas atenuadas para os campos magnético e elétrico no domínio do tempo em uma região homogênea. Elas assumem a forma

$$\nabla^2 \cdot \vec{E} + k^2 \vec{E} = 0, \quad (16)$$

$$\nabla^2 \cdot \vec{H} + k^2 \vec{H} = 0, \quad (17)$$

no domínio da frequência, onde $k^2 = \mu r \omega^2 - i \mu o \omega$. Neste campo os valores de ϵ , μ e σ variam com a frequência, ao contrário do que ocorre nas Equações (14) e (15), onde assume-se que os parâmetros são constantes em relação ao tempo.

Estas são equações para a propagação dos campos vetoriais elétrico e magnético num meio homogêneo e isotrópico de condutividade σ , permeabilidade relativa μ e permissividade dielétrica relativa ϵ .

Em métodos eletromagnéticos que aplicam frequências _menores do que 100kHz, como o SBL e o magnetotelúrico, os fenômenos de corrente de deslocamento são mínimos, podendo ser desprezados. Este caso é conhecido como quasi-estático e o primeiro termo de \mathbf{i} tende a zero. Portanto, o número de onda k assume a forma

$$k = \sqrt{-j\omega\mu\sigma} \quad (18)$$

e as equações de Helmholtz são reduzidas a

$$\nabla^2 \cdot e - \mu \sigma r \frac{\partial e}{\partial t} = 0, \quad (19)$$

$$\nabla^2 \cdot h - \mu \sigma r \frac{\partial h}{\partial t} = 0, \quad (20)$$

que representam as equações da difusão da onda eletromagnética nos meios materiais, no domínio do tempo. No ar e em rochas de baixa condutividade, a equação da difusão é reduzida à equação de Laplace. Para ondas polarizadas no plano horizontal, a equação

$$H_y = H_0 e^{-az + i(\omega t - az)} \quad (21)$$

é uma solução para a equação (5.18), onde $\alpha = (\omega\mu\sigma/2)^{1/2}$. Ao considerar a parte real da Equação 21, temos $\cos(\omega t - az)$ como o termo representando o movimento harmônico e a exponencial e^{-az} representando a atenuação. Quando $z = lia$, o sinal

é reduzido de $1/e$ ou 37%. Este valor de profundidade conhecido como skin depth, usado como parâmetro que indica a penetração da radiação eletromagnética em um meio. Esta profundidade pode ser expressa aproximadamente em

$$Z_{skin} = 500 (\rho f)^{1/2}, \quad (22)$$

onde ρ e f são a resistividade e frequência, enquanto que o valor de skin depth é em metros.

3.3 Da aquisição à interpretação de SBL

A técnica de SBL utiliza um dipolo elétrico horizontal (HED) como emissor de sinal eletromagnético de baixa frequência e receptores no fundo do mar que registram este sinal após terem interagido com as camadas de rocha em profundidade. A energia eletromagnética é rapidamente atenuada nas camadas mais condutivas. Em rochas de condutividade baixa, como arenitos preenchidos de hidrocarbonetos, há menor atenuação e a energia pode ser guiada após a incidência com ângulo crítico. Esta refração de energia é constantemente registrada pelos receptores e, quando o afastamento entre a fonte e o receptor são maiores que a profundidade do reservatório, a resposta dominante passa a ser da energia refratada e guiada por esta camada de alta resistividade.

O procedimento de aquisição está ilustrado na Figura 29. Ela mostra os receptores posicionados no fundo do mar e o barco rebocando a fonte. Cada receptor é solto na superfície do mar e afunda livremente, ancorada numa base de concreto. Após a fixação no fundo do mar, é possível determinar a localização exata do receptor por comunicação acústica conhecida como (USBL). Ao final do registro,

os receptores são recuperados. Soltam-se da base de concreto após sinal acústico emitido do navio e flutuam na superfície do mar.

A antena com o dipolo elétrico horizontal (ou *horizontal electrical dipole*, HED) é rebocada pelo instrumento conhecido como peixe, onde fica a fonte. Cada eletrodo da antena conecta-se a fonte. Ela pode transmitir sinais periódicos e contínuos em vários formatos e com frequências baixas, sendo o mais comum entre 0.05 10Hz. A corrente elétrica gerada pode atingir até centenas de Amperes. A profundidade da fonte é controlada pelo comprimento do cabo umbilical, que permite o controle de sinal feito do barco. A posição da antena e sua profundidade são monitoradas por USBL, com um dispositivo (*transponder*) em cada extremidade do sistema de fonte, um no peixe e outro no final da antena. Este conjunto é mantido à 40 metros acima do fundo do mar. Os dados são coletados como uma série no tempo e processados por análise de Fourier.

A Figura 29 mostra os diversos caminhos que a energia transmitida pela fonte pode fazer até chegar aos receptores. Os receptores registram a chegada de energia transmitida diretamente através da água, refletida e refratada na interface ar-água, refletida e refratada na interface do fundo do mar e refletida e refratada em camadas de alta resistividade possíveis. Nos afastamentos menores entre fonte e receptor, domina a energia transmitida diretamente e na interface do fundo do mar. Nos afastamentos maiores, a energia vinda da interface ar-água, chamada de onda aérea, predomina. Os afastamentos intermediários são dominados pela energia transmitida em subsuperfície.

Ela ainda mostra as formas de apresentação dos dados. As amplitudes registradas são posicionadas em função do afastamento. A energia diminui com a distância entre a fonte e o receptor, sendo que o decaimento é menor quando há a

presença de petróleo em subsuperfície. Para se estimar melhor o quanto a presença de hidrocarbonetos contribuiu para o aumento da resposta esperada, utiliza-se uma curva de referência para normalizar a curva anômala. Como este gráfico é válido para somente um receptor, é possível escolher um afastamento e construir uma curva de afastamento constante para todos os receptores, com a amplitude posicionada no ponto-médio, metade da afastamento. A nova curva indica não somente a presença de um reservatório, mas também é influenciada por sua geometria e distribuição.

Na interpretação dos dados, é importante comparar a resposta eletromagnética acima de uma acumulação de HC com a resposta de uma área de referência fora da acumulação. Outro aspecto importante é a aplicação de modelagem direta para se estimar respostas em variadas condições de subsuperfície e planejar a aquisição nas melhores condições possíveis. Geometria, profundidade e resistividade da acumulação, direção do levantamento, intervalo entre receptores, lâmina d'água são alguns dos parâmetros que podem ser estudados na modelagem direta.

Como exemplo de modelagem direta, são conhecidas a modelagem f-k (CHAVE E COX, 1982 *apud* JOHANSEN *et ai.*, 2005) de camadas planas e modelagem 3D no domínio do tempo por diferenças finitas (BERENGER, 1994 *apud* JOHANSEN *et ai.*, 2005; CHEW E WEEDON, 1994 *apud* JOHANSEN *et ai.*, 2005; MACNAE, 1984 *apud* JOHANSEN *et ai.*, 2005; RAPPAPORT, 1995 *apud* JOHANSEN *et ai.*, 2005). A modelagem de camadas planas provê uma boa indicação da resposta de SBL esperada e considera a existência das ondas aéreas. A outra opção, modelagem 3D, embora podendo ou não incluir a onda aérea, contempla os efeitos de geometria da acumulação de HC e a variação da resposta

eletromagnética com os possíveis posicionamentos de receptores e orientação do levantamento.



Este diagrama ilustra o planejamento de um levantamento eletromagnético. A parte superior mostra a disposição dos receptores em uma linha horizontal, com quatro pontos de medição marcados. Abaixo, a grade representa a orientação e a extensão do levantamento, com linhas horizontais e verticais que definem as áreas de medição e a direção das linhas de campo eletromagnético.

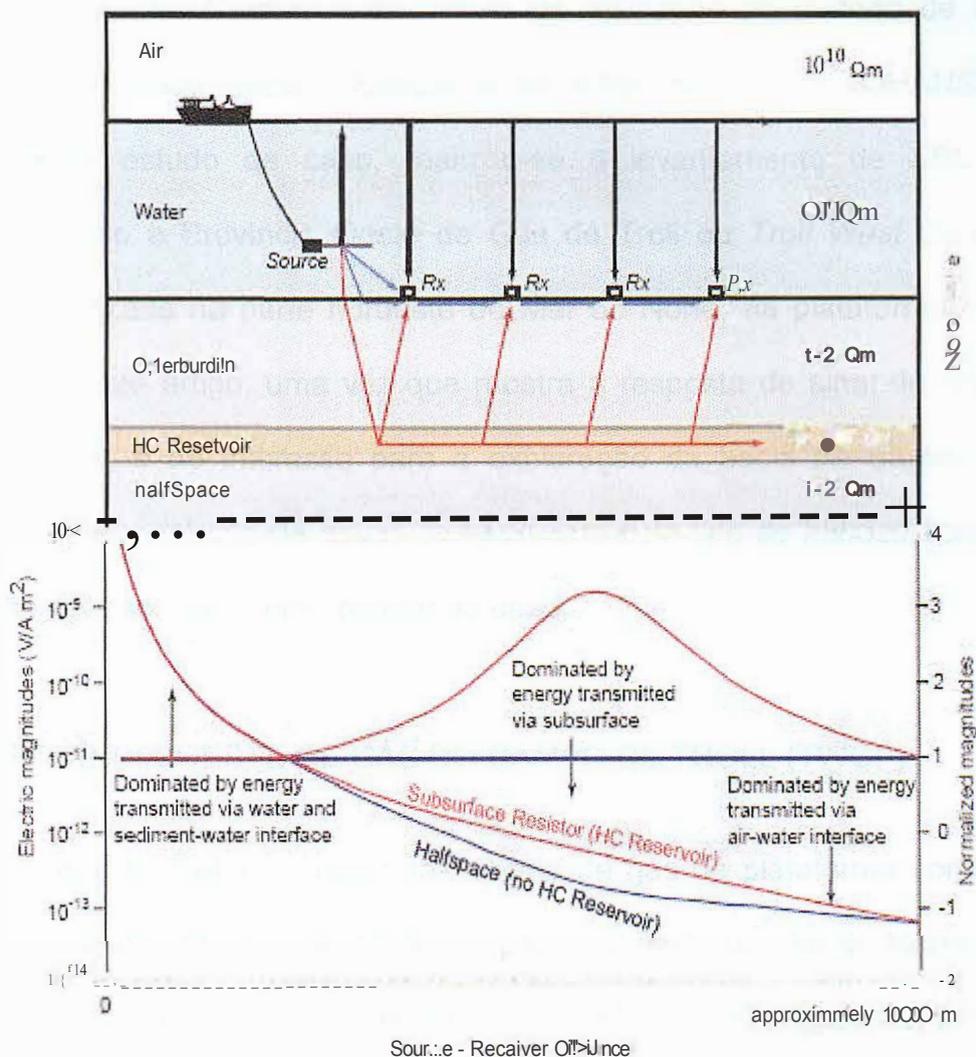


Figura 29 - (Topo) Ilustração esquemática do procedimento de aquisição, a distribuição de receptores e as trajetórias de transmissão possíveis do sinal da fonte. As resistividades típicas do ar, da água, sedimentos e reservatório de hidrocarbonetos são indicadas. As setas pretas representam a transmissão de sinal eletromagnético refratado ao longo da interface ar-água. As setas azuis referem-se às transmissões através da água e/ou refratadas no fundo do mar. As setas vermelhas indicam a transmissão refratadas nas rochas em subsuperfície. (Base) Magnitudes elétricas medidas em um único receptor em função da distância fonte-receptor. A curva vermelha equivale a resposta a um modelo incluindo um reservatório de hidrocarbonetos de alta resistividade. A curva azul representa uma resposta para um modelo sem reservatório. Para melhorar a percepção das diferenças de amplitude, a curva vermelha foi dividida (normalizada) pela curva azul (JOHANSEN et al., 2005).

3.4 Estudo de Caso

Esta subseção envolve a discussão da aplicação do método de SBL para detecção de hidrocarbonetos. Baseia-se no artigo técnico de JOHANSEN *et al.* (2005). Neste estudo de caso, realizou-se o levantamento de SBL na área conhecida como a Província Oeste de Gás de Troll ou *Troll/ West Gas Province* (TWGP), localizada na parte nordeste do Mar do Norte, na plataforma continental norueguesa. Este artigo, uma vez que mostra a resposta de sinal de SBL em um campo de gás, é de interesse para a exploração da bacia de Santos, que tem vocação para descoberta de novos campos com este tipo de hidrocarboneto e, por esta razão, foi escolhido como estudo de caso.

3.4.1 PROVÍNCIA OESTE DE GÁS DO CAMPO DE TROLL (TWGP)

O campo de Troll é a maior descoberta de gás da plataforma continental da Noruega em águas rasas (300-360m) na parte nordeste do Mar do Norte. O campo espalha-se nos blocos exploratórios 31/2, 31/3, 31/5 e 31/6 (Figura 30, à direita). As empresas Statoil e Norsk Hydro são as operadoras do campo, produzem gás e óleo, respectivamente. O campo está a uma profundidade de 1400m abaixo do nível do mar e é dividido em três compartimentos separados: a Província Oeste de Óleo, a Província Oeste de Gás e a Província Leste que é também de gás (Figura 30). A Província Leste é a maior, contendo dois terços das reservas de hidrocarbonetos. Para realizar os testes de SBL, a TWGP, menor que a anterior, foi a província escolhida.

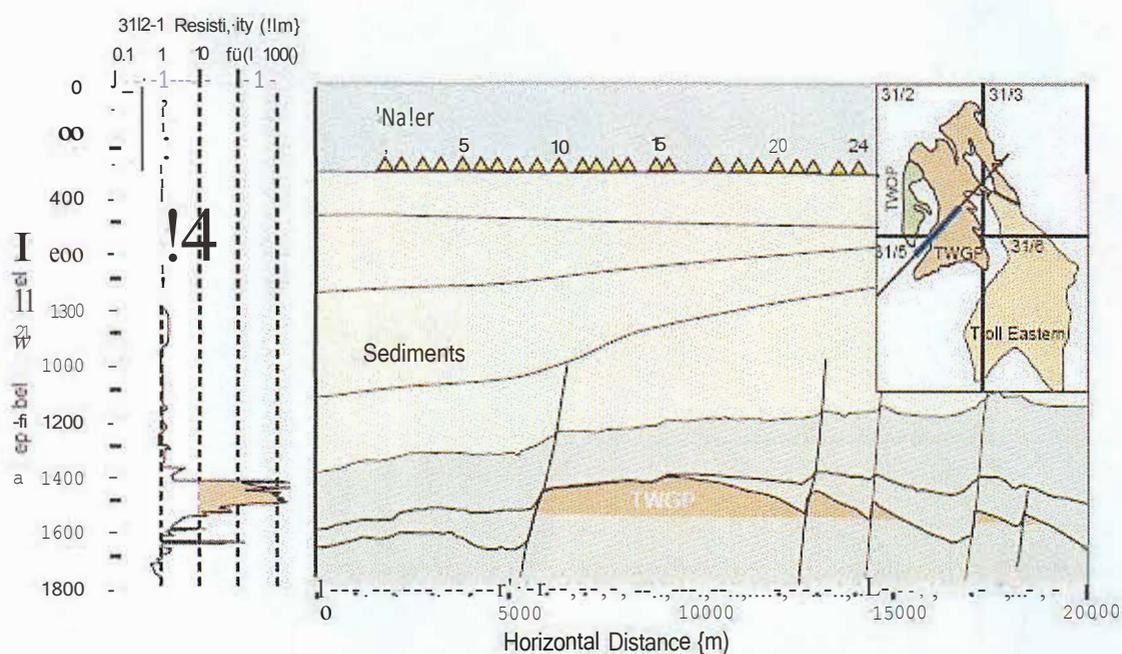


Figura 30 - (Centro) Seção geológica cruzando a TWGP. (Esquerda) Perfil de resistividade do poço exploratório 312-1. (Direita) Mapa com os limites do campo de Troll, onde a linha fina representa a navegação da fonte e a linha grossa a distribuição dos receptores. (JOHANSEN et al., 2005)

A Figura 31 mostra o mapa estrutural do topo da Formação Sognefjord. Nela, destacam-se os limites da Província Oeste de Gás de Troll (ou *Troll West Gas Province*, TWGP), assim como as posições da plataforma, dutos, estações gravimétricas e poços exploratórios. A TWGP pode ser vista em seção sísmica na Figura 32. Nela também há produção de óleo a partir de uma fina camada de 10m de espessura. O reservatório do campo de Troll faz parte da Formação Sognefjord, constituído de arenitos de idade Jurássica. Nestes arenitos, a coluna de gás atinge até 160 m de espessura, como pode ser vista na TWGP na seção geológica da Figura 30.

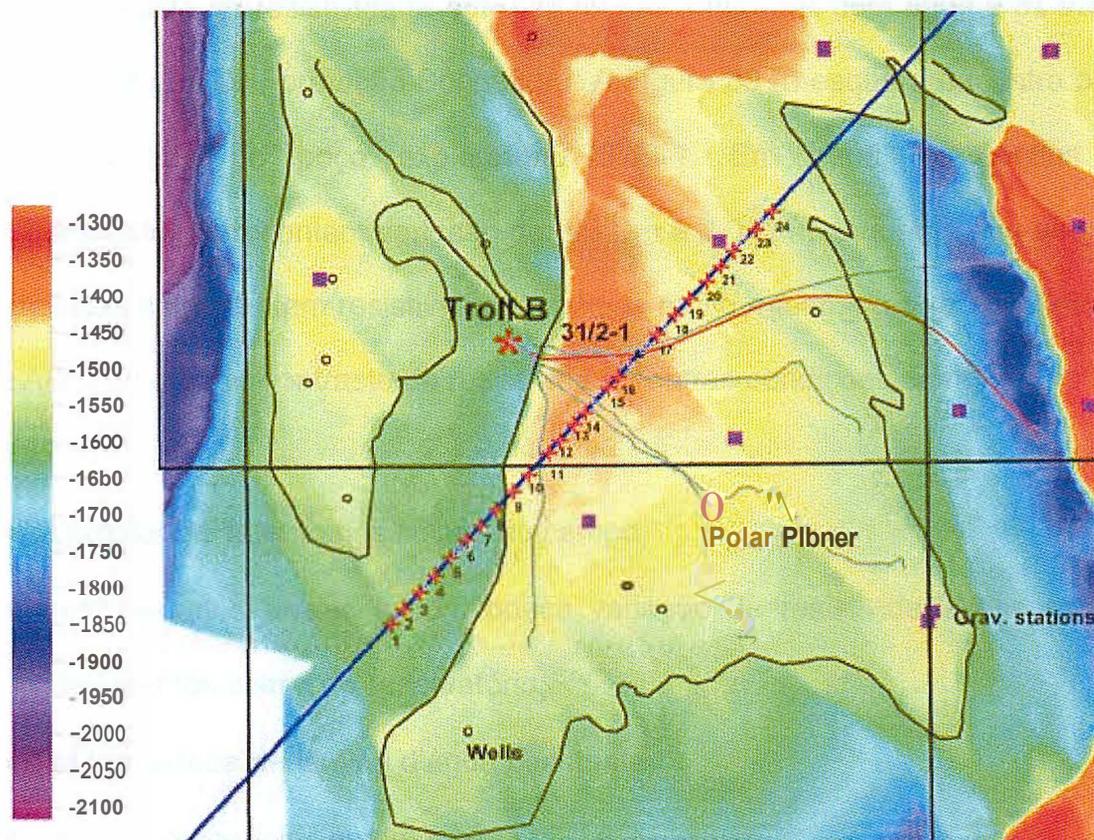


Figura 31 - Mapa estrutural do topo da Formação Sognefjord com a distribuição dos receptores e a linha de navegação sobrepostos. São mostrados ainda as posições da plataforma, de oleodutos, de estações gravimétricas e de poços. (AMUNDSEN et al., 2004)

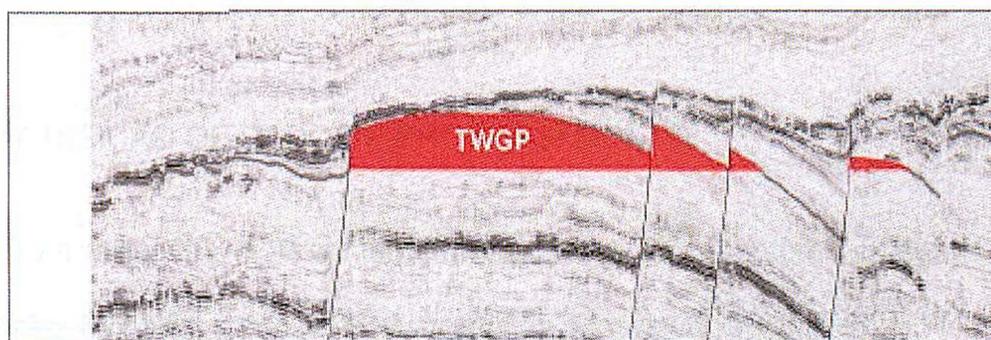


Figura 32 - Seção sísmica cruzando o TWGP. (AMUNDSEN et al., 2004)

A avaliação dos dados de perfilagem elétrica de poços mostra a ocorrência de grande contraste de resistividade entre as rochas saturadas com água e os arenitos saturados de gás da Formação Sognefjord. A Figura 30 (à esquerda) mostra o perfil de resistividade do poço exploratório 31/2-1. Em geral, as rochas sem hidrocarbonetos apresentam variação de 0.5 Ω m a 2.0 Ω m, enquanto que as rochas preenchidas com gás tem resistividades médias muito maiores, entre 200 Ω m e 500 Ω m. Além do grande contraste de resistividade, outras condições como

- bom conhecimento dos limites do campo,
- resistividades baixas e com pouca variação de resistividade nas rochas e sedimentos acima do reservatório,
- profundidade de lâmina d'água constante,
- assoalho oceânico suave e,
- distribuição moderada do reservatório,

fazem da TWGP um local bastante apropriado para se verificar a aplicabilidade e para se obter boas respostas de SBL.

3.4.2 AQUISIÇÃO DE DADOS E PROCESSAMENTO

Foram utilizados no levantamento de dados 24 receptores cruzando a TWGP na direção SW-NE, como está ilustrado na Figura 30 e na Figura 31. A linha de aquisição foi percorrida do sudoeste para o nordeste. O HED utilizado, consiste numa antena com 2 eletrodos separados a uma distância de 230m. A fonte transmitiu um sinal em forma de onda quadrada com frequência fundamental de

0.25Hz. A corrente elétrica aplicada de 0 a 1.000 A. A distância entre a fonte e o assoalho oceânico foi mantida em aproximadamente 40 m.

Os dados são adquiridos como uma série temporal e foram processados por análise de Fourier. Eles são apresentados como magnitude normalizada do campo elétrico em função do afastamento (*magnitude versus offset*, MVO). O dado é considerado de alta qualidade, com informação útil até nos afastamentos maiores, acima de 8km aproximadamente. Isto se deve a alta potência da fonte utilizada, assim como a boa qualidade dos receptores. Para os afastamentos superiores a 8km os ruídos começam a dominar, principalmente pela influência da onda aérea.

3.4.3 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A Figura 33 mostra a magnitude do campo elétrico versus afastamento para dois receptores. Um deles é o Rx24, que está localizado acima da acumulação de HC. O outro é o Rx06, que está fora da acumulação. O gráfico está orientado dos afastamentos negativos para os positivos, ou seja, de SW para NE, no mesmo sentido de navegação. Assim pode-se entender, como é esperado, a resposta maior do Rx24 nos afastamentos negativos e a resposta maior do Rx06 nos afastamentos positivos, considerando-se os afastamentos acima de 4km. Nos afastamentos menores que 4km, não há diferença entre as respostas nos dois receptores, uma vez que neste trecho dominam as energias transmitidas diretamente pela água e pela interface do fundo do mar e à distâncias menores apenas camadas mais rasas sem presença de HC contribuem para o valor medido de campo elétrico.

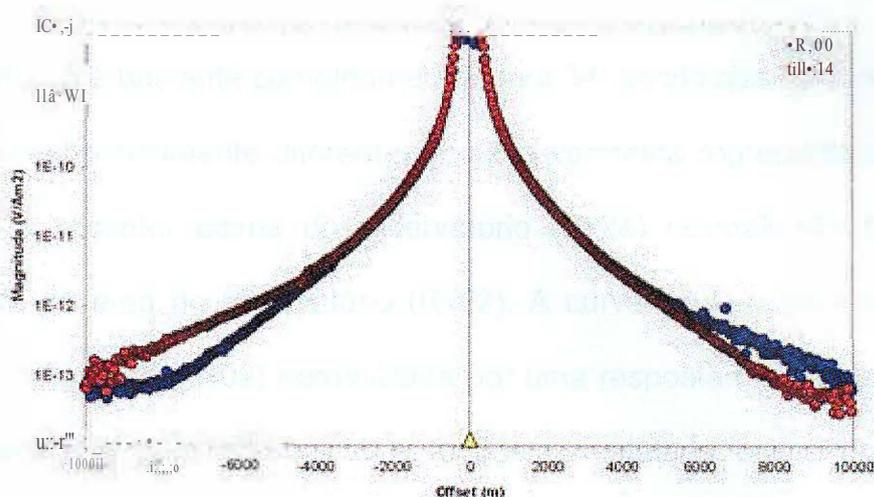


Figura 33 - Gráfico de MVO para os receptores Rx06 (azul) e Rx24 (vermelho). (AMUNDSEN et al., 2004)

A Figura 34 mostra as magnitudes do campo elétrico (afastamentos negativos) para Rx24 e Rx06 normalizadas pelo campo elétrico registrado pelo Rx02, que é externo a área de acumulação de HC. O gráfico revela o aumento em cerca de 200% entre os afastamentos de 7 a 8km acima da TWGP. A mesma Figura mostra o resultado do modelo 1D da TGWP. As amplitudes maiores do dado medido podem estar em parte relacionados aos efeitos 3D durante a aquisição.

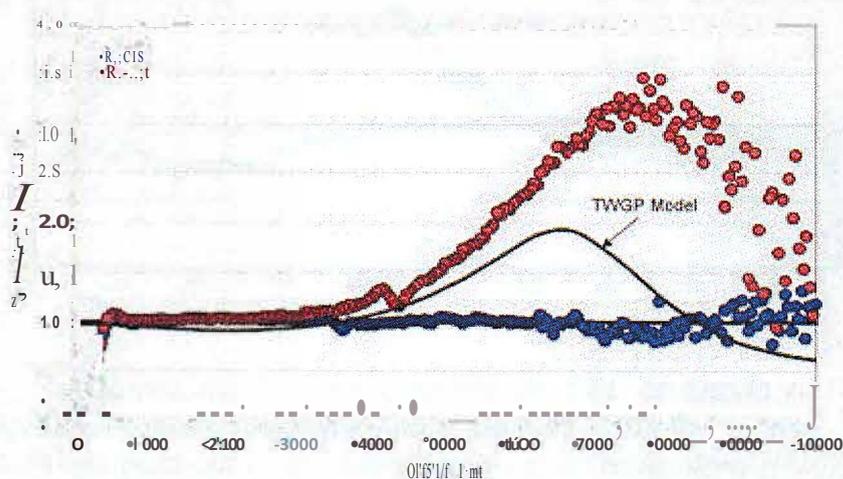


Figura 34 - MVO medidos em Rx06 e Rx24 normalizados pela resposta em Rx02. (AMUNDSEN et al., 2004)

A Figura 35 é bastante semelhante a Figura 34, sendo que na primeira aplicou-se um tratamento sutilmente diferente. A curva vermelha representa uma resposta típica para o receptor acima do reservatório (Rx24) normalizada pelo sinal do receptor fora da área do reservatório (Rx02). A curva azul mostra a resposta do receptor de referência (Rx02) normalizada por uma resposta modelada fora da área de acumulação. A curva branca é a resposta modelada acima do reservatório normalizada pela resposta modelada fora do reservatório. Neste exemplo a modelagem direta ficou bem ajustada aos dados medidos devido a inclusão da onda aérea e de variação lateral dos sedimentos acima do reservatório na modelagem e ainda à grande extensão lateral do reservatório. Os afastamentos apresentados no gráfico são negativos.

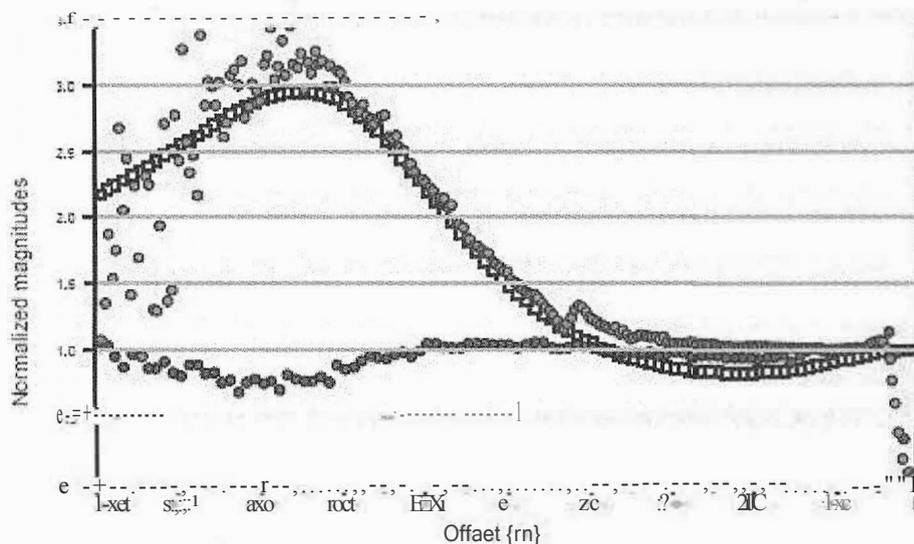


Figura 35 - Respostas medida e modelada de SBL cruzando o TWGP. A curva vermelha representa uma resposta típica de um receptor acima do reservatório (Rx24) normalizada pela curva de referência fora do reservatório (Rx02). A curva azul corresponde a curva de referência normalizada pela resposta obtida pela modelagem de camadas sem reservatório. A curva branca é o resultado da resposta modelada acima do reservatório normalizada pela resposta modelada fora do reservatório. (JOHANSEN et al), 2005

A Figura 36 e a Figura 37 mostram a magnitude normalizada ao longo de toda a linha de aquisição, considerando-se apenas o afastamento em torno de 6.5 ± 0.5 km. Para construir o gráfico, seleciona-se a amplitude à esta distância posicionando-a no ponto-médio de 3.25 km, metade da distância entre a fonte e o receptor. A parte oeste do dado tem magnitudes de 1.0, enquanto os valores a leste tendem a 1.2. Do lado oeste, a continuidade do TWGP termina de forma abrupta numa falha e na outra extremidade há um afinamento gradual em menores acumulações. Na posição em torno de 15 km (Figura 37), o valor é de 2.7, o que significa que houve uma elevação da resposta recebida em 170%, bem acima da TWGP. O aumento gradual da curva para este valor de pico está associado ao fato de que a energia que volta do reservatório é máxima a medida que ambos, fonte e receptor, estão acima da acumulação.

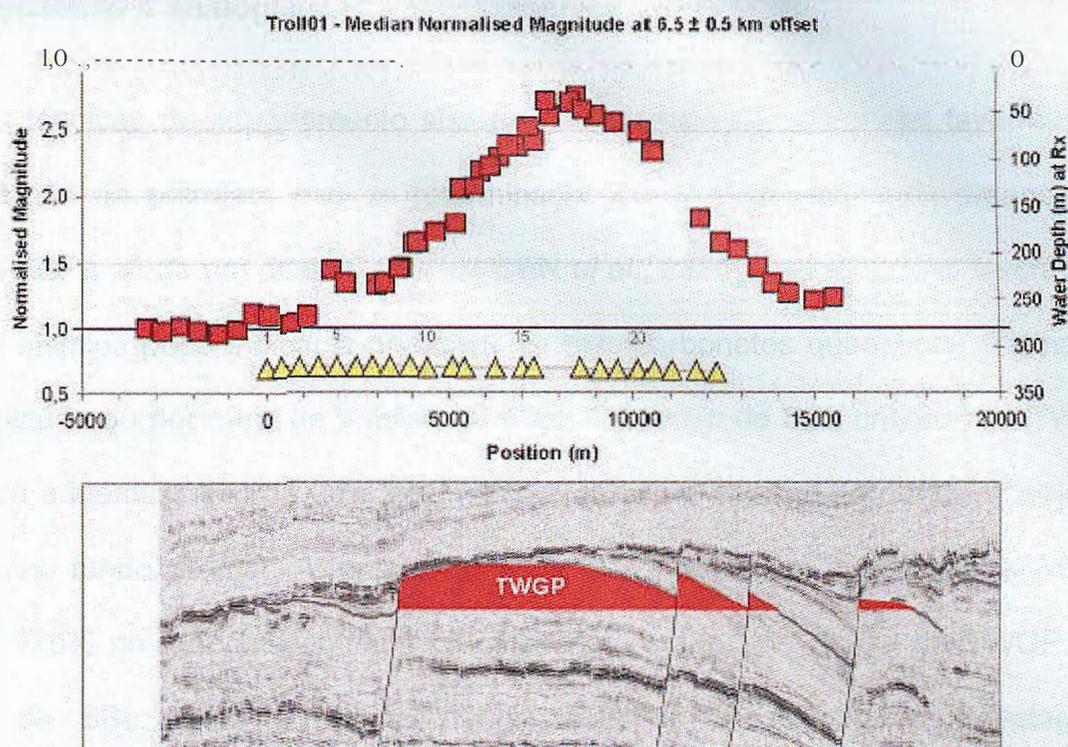


Figura 36 - Magnitudes normalizadas médias de afastamento de $6,5 \pm 0,5$ km . As magnitudes normalizadas são posicionadas nos pontos-médios de 3,25 km . Observar a excelente correlação entre a anomalia de SBL e a TWGP. (AMUNDSEN et al., 2004)

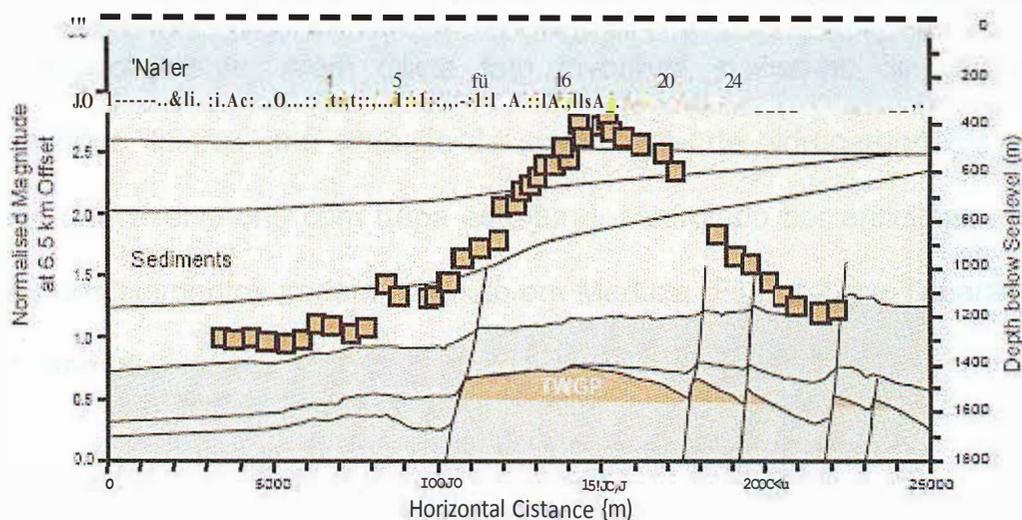


Figura 37 - Magnitudes normalizadas médias de afastamento de $6,5 \pm 0,5$ km . As magnitudes normalizadas são posicionadas nos pontos-médios de 3,25 km . Observar a excelente correlação entre a anomalia de SBL e a TWGP. (JOHANSEN et al., 2005)

3.5 Conclusão e analogia com casos possíveis em Santos

As técnicas de imageamento sísmico podem detectar estruturas favoráveis à acumulação de petróleo, mas a determinação de que tipo de fluido preenche o reservatório é ainda um desafio (JOHANSEN *et al.*, 2005). Em situações favoráveis, o dado sísmico pode indicar a presença de hidrocarbonetos quando há anomalias de amplitude ou por meio de análise de AVO. Os testes de SBL cruzando a TWGP mostram a identificação de uma acumulação de gás à 1200 m de profundidade em relação ao fundo do mar. A fonte de energia eletromagnética induziu um aumento de até 170% na resposta captada pelos receptores quando acima da TWGP. Os dados de SBL estão em concordância com os resultados da modelagem, aumentando a confiabilidade dos dados. O estudo foi feito em águas rasas (~330m), onde se espera maior energia dos sinais vindos da interface ar-água.

O estudo de caso apresentado tem relevância para futuras aplicações de SBL na bacia de Santos. O SBL mostra-se como mais uma ferramenta útil ao discriminar entre a ocorrência de água ou gás, hidrocarboneto de ocorrência reconhecida em Santos, especialmente. Além deste fato favorável, o campo de gás de Troll estudado pode ilustrar uma situação de acumulação de hidrocarbonetos na bacia brasileira: um reservatório com trapa -estrutural, controlado por anticlinais e falhas. Este mesmos elementos podem ser visto em Merluza (Figura 22) e Tubarão (Figura 23), por exemplo.

4 CONCLUSÃO

Neste trabalho, discute-se o emprego do método eletromagnético SBL e da geologia da bacia de Santos. Com base em pesquisa bibliográfica, foram relatados dados de estratigrafia, geologia estrutural e geologia histórica e geologia do petróleo do local. Como não foram encontrados artigos técnicos publicados sobre a aplicação do SBL nesta bacia, realizamos o estudo de caso em outra bacia, procurando uma situação que fosse parecida com a local.

Apresentamos o princípio teórico e físico do método SBL, assim como o estudo de caso com a aplicação de SBL no Mar do Norte, definindo-o como um exemplo possível na bacia brasileira. Trata-se da identificação do campo de gás de Troll à 1200m de profundidade, a TWGP, já bem conhecido e em produção a partir da análise dos sinais registrados. O método SBL mostrou-se como uma eficiente ferramenta ao discriminar entre a existência de hidrocarbonetos ou água nos poros da rocha em subsuperfície marinha, um desafio para indústria do petróleo nos dias atuais. Sua superação está ligada a diminuição do risco exploratório, aumentando as chances de sucesso na descoberta de novos campos. Isto tem impacto na diminuição de despesas ligadas a perfurações caras sem sucesso e, se passar a ser uma prática mais rotineira na indústria, cria a demanda de técnicos especializados em diversas áreas neste ramo da geofísica.

Como sugestão, seria útil empregar o SBL em situações mais variadas, o que pode acontecer à medida que a técnica forneça informações úteis à tomada de decisão e se obtenha sucesso. No caso da bacia de Santos, a influência da alta resistividade da rocha sal existente, se um possível reservatório de hidrocarbonetos estiver próximo a ele, pode levar a interpretações incorretas, mesmo quando não

houver hidrocarbonetos. O conhecimento dessas e outras limitações é de grande valor para aplicar o SBL da forma mais eficaz.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHMED, W . *ET AL.* **Techniques and Methods of Organic Geochemistry as Applied to Petroleum Exploration.** Pakistan Journal of Hydrocarbon Research v.14, (Junho 2004), p.69-77.

ASMUS, H. E.; PORTO, R. **Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas.** In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26, Belém, 1972. Sociedade Brasileira de Geologia, *Anais*, 2: p.67-90.

ALMEIDA, S.H.S. & EBERT, H.D. **Estruturação tectônica e gravimetria do Cinturão Ribeira na região limítrofe entre os Estados de São Paulo e Rio de Janeiro.** In: VIII Simp. Nac. Estudos Tectônicos, *Anais*. 2001. Pernambuco, SBG, p. 37-40.

AMUNDSEN, H. E. F.; JOHANSEN, S.; ROSTEN, T. **A Sea Bed Loggingn (SBL) calibration survey over the Troll gas fiel.** EAGE 55th Conference & Exhibition. Paris, France, June 2004.

BAGNI, O. **Apresentação sobre a Bacia de Santos da quarta rodada de licitações da ANP.** Disponível em: <http://www.anp.gov.br/brasil-rounds/round4/round4/workshop/restrito/portugues/Santos_port.pdf> Acessado em: 03/01/2007.

BRAZILIAN CONTINENTAL SHELF SURVEY PROJECT. **CONTINENTAL SHELF AND UNCLOS ARTICLE 76. BRAZILIAN SUBMISSION. EXECUTIVE SUMMARY.** 2004. Disponível em: <[http://www.un.org/Depts/los/clcs_new/submissions_files/bra04/bra_exec_sum .pdf](http://www.un.org/Depts/los/clcs_new/submissions_files/bra04/bra_exec_sum.pdf)>. Acesso em 04/02/2007.

CHANG, H.K., KOWSMANN, R.O., FIGUEIREDO, A.M.F. e BENDER, A.A., 1992. **Tectonics and stratigraphy of the East Brazil. Rift system: an overview.** In: P.A. Ziegler {Editor}, Geodynamics of Rifting, Volume li. Case History Studies on Rifts: North and South America and Africa. Tectonophysics, 213: 97-138.

FAINSTEIN, R., JAMIESON G., HANNAN, A., BILES, N., KRUEGER, A., SHELANDER D. **Deepwater exploration potential of the Santos Basin from recently acquired seismic data.** SEG International Exposition and Annual Meeting, San Antonio, Texas. September 9-14, 2001.

JOHANSEN, S. E.; AMUNDSEN, H. E. F.; ROSTEN, T.; ELLINGSRUD, S.; EIDEISMO, T.; BHUYIAN, A. H. **Subsurface hydrocarbons detected by eletromagnetic sounding.** First Break, volume 23, March 2005.

KLEMME, H. D. **Petroleum basins - classifications and characteristics.** J. of Petroleum Geology, 3(2):p.187-207, 1981.

MACEDO, J. M. **Evolução estrutural da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes.** Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto, 1987.

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, 1990. p.361-376.

MILANI, E. J. & THOMAZ FILHO, A. Sedimentary basins of South America. In: **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro. 31st International Geological Congress, p.389-452. 2000.

MIO, E. **Modelagem crustal da Bacia de Santos pela integração de métodos geofísicos**. 2005. 108p. Tese (Mestrado em Geociências) - Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

MÓDICA, 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, NO. 7 (July 2004), PP. 923-945.

NABIGHIAN, M. N. **Eletrromagnetic Methods in applied geophysics**. Investigations in geophysics NO. 3, v. 1. Society of Exploration Geophysicists, 1998. 528p. ISBN 0931830516.

OREIRO, S. G.; GUERRA, M. C. M., 2005. **Expressão sísmica de eventos magmáticos e não-magmáticos na Bacia de Santos**. Anais do 111^o Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. Cabo Frio - RJ, p.195-200, ISBN: 8599338013.

PAPATERRA, G. E. Z., 2006. **A Oitava Rodada de Licitações e as Bacias de Santos e Pelotas**. Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. São Paulo, 06 de novembro de 2006. Arquivo da apresentação.

PEREIRA, M. J.; FEIJÓ, F. J. **Bacia de Santos**. Boletim de Geociências. Petrobras. Rio de Janeiro, 8(1):p.219-234, jan/mar. 1994.

PEREIRA, M. J. & MACEDO, J. M. **A Bacia de Santos, perspectivas de uma nova província petrolífera na Plataforma Continental sudeste brasileira**. Boletim de geociências da Petrobras, v.4, n.1, p.3-11, jan./mar. 1990.

PETROBRAS (2006). Figuras do *site* interno da Petrobras (petronet). Acesso em: 05/12/2006.

SOUZA-LIMA, W.; HAMSI Jr., G. **Bacias sedimentares brasileiras. Origem, evolução e classificação**. Informativo da Fundação Paleontológica Phoenix (ISSN 1517-7351). Aracaju, n.49, 2003. Disponível em: <http://www.phoenix.org.br/Phoenix49_Jan03.html> Acesso em: 09/12/2006.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E.. **Applied Geophysics**. 02 ed. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 770p. ISBN 0-521-33938-3.

TISSOT, B.P., WELTE, D.H., 1978. **Petroleum formation and occurrence: A new approach to oil and gas exploration**. Springer-Verlag, New York, 538p.

VIGNOL-LELARGE, **M L M** ; SOLIANI JR., E ; POUPEAU, G. **Datação pelo método dos traços de fissão da Serra do Mar (Arco de Ponta Grossa, SE do Brasil)**. Anais do 38° Congresso Brasileiro de Geologia SBG. São Paulo. Sociedade Brasileira de Geologia, p. 379-380. 1994.