CÉSAR ALEXANDRE FÉLIX

**EVOLUÇÃO QUATERNÁRIA SUPERIOR E FORMAÇÃO DE GÁS RASO EM
AMBIENTE ESTUARINO TROPICAL: O CASO DO CANAL DE BERTIOGA,
SÃO PAULO.**

**Dissertação apresentada ao Instituto
Oceanográfico da Universidade de São
Paulo, como parte dos requisitos para
obtenção do título de Mestre em
Ciências, Programa de Oceanografia,
área de Oceanografia Geológica.**

Orientador:

**Prof. Dr. Michel Michaelovitch de
Mahiques.**

SÃO PAULO

2012

Universidade de São Paulo
Instituto Oceanográfico

Evolução quaternária superior e formação de gás raso em ambiente estuarino tropical:
o caso do Canal de Bertioga, São Paulo.

César Alexandre Félix

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo,
como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, Programa de
Oceanografia, área de Oceanografia Geológica.

Julgada em ____/____/____

Prof. Dr. Arthur Ayres Neto (UFF)

Conceito

Prof. Dr. Luiz Antônio Pereira de Souza (IPT)

Conceito

Prof. Dr. Michel Michaelovitch de Mahiques (Orientador)

Conceito

“É mais fácil dizer: ‘não vou’, do que sentir que não pode. É mais fácil arredar o pé do que ser um homem. É mais fácil olhar a riqueza alheia, do que olhar para si mesmo.”

George Harrison.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	1
2	OBJETIVOS	3
3	CONTEXTO DA ÁREA DE ESTUDO	4
3.1	LOCALIZAÇÃO	4
3.2	CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO	5
3.3	DINÂMICA DE SEDIMENTAÇÃO ATUAL	7
4	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	8
4.1	FONTES SÍSMICAS	8
4.2	MAPEAMENTO DE ECO-CARÁTER	11
4.3	FÁCIES ACÚSTICAS DE GÁS NOS SEDIMENTOS.....	13
5	METODOLOGIA.....	26
5.1	LEVANTAMENTO SÍSMICO	26
5.2	AMOSTRAGEM SEDIMENTOLÓGICA.....	27
5.3	PROCESSAMENTO DOS DADOS SÍSMICOS	29
5.4	ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS	30
6	RESULTADOS E DISCUSSÃO	31
6.1	CLASSIFICAÇÃO DE ECO-CARÁTER	31
6.2	DISTRIBUIÇÃO DE ECO-CARÁTER.	35
6.3	FÁCIES ACÚSTICAS DE GÁS INTRASEDIMENTARES	41
6.4	FÁCIES ACÚSTICAS DE ESCAPE DE GÁS	58
6.5	CONSIDERAÇÕES SOBRE AS DISTRIBUIÇÕES DE GÁS NO CANAL DA BERTIOGA. ..	67
6.6	CONFIGURAÇÃO DO EMBASAMENTO ROCHOSO E ESTRATOS SEDIMENTARES	70
6.7	MODELO DE EVOLUÇÃO RECENTE PROPOSTO PARA O CANAL DA BERTIOGA.....	78
7	CONCLUSÕES.....	83
8	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	85

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.	4
FIGURA 2 - REGISTROS SÍSMICOS OBTIDOS NO CANAL DE SÃO SEBASTIÃO UTILIZANDO TRÊS FONTES SÍSMICAS DISTINTAS (A – BOOMER (0,5 -2 kHz); B – CHIRP (2 - 8 kHz); C – PINGER (24 kHz)). RETIRADO DE SOUZA & MAHIQUES, 2009.	9
FIGURA 3 – REPRESENTAÇÃO DE ALGUMAS FÁCIES ACÚSTICAS DE GÁS. ONDE: (A) COBERTURA ACÚSTICA, RETIRADA DE LEE <i>ET AL</i> (2005); (B) CORTINA ACÚSTICA, RETIRADA DE GARCÍA-GIL <i>ET AL</i> (2002) E (C) TURBIDEZ ACÚSTICA, COLUNA ACÚSTICA E COBERTURA ACÚSTICA, RETIRADA DE FERRIN <i>ET AL</i> (2003).	17
FIGURA 4 – REPRESENTAÇÃO DE ALGUMAS FÁCIES ACÚSTICAS DE ESCAPE DE GÁS. ONDE: (A) PLUMAS ACÚSTICAS, RETIRADA DE GARCÍA-GIL <i>ET AL</i> (2002); (B) PINÁCULO DE TURBIDEZ, RETIRADO DE IGLESIAS & GARCÍA-GIL (2007) E (C) PLUMAS INTRASSEDIMENTARES, RETIRADA DE SOUZA <i>ET AL</i> (2011).	21
FIGURA 5 - OS TRÊS ESTÁGIOS DE FORMAÇÃO DE POCKMARKS: (A) AUMENTO DE PRESSÃO; (B) ERUPÇÃO E (C) PÓS-ERUPÇÃO, NA QUAL A NUVEM INDICA OS SEDIMENTOS AGORA EM SUSPENSÃO. RETIRADO DE HOVLAND (1989).	23
FIGURA 6 – <i>POCKMARKS</i> ENCONTRADAS NA QUEBRA DA PLATAFORMA CONTINENTAL BRASILEIRA.	24
FIGURA 7 - LINHAS DE LEVANTAMENTO SÍSMICO.	27
FIGURA 8 - IMAGEM DE <i>VIBRACORE</i> EM OPERAÇÃO NO CANAL DA BERTIOGA.	28
FIGURA 9 - LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS DE COLETA DOS TESTEMUNHOS.	28
FIGURA 10 - DISTRIBUIÇÃO DOS ECO-CARÁTERES NO CANAL DA BERTIOGA.	35
FIGURA 11 – DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DE FOLK & WARD NAS AMOSTRAS SUPERFICIAIS DO CANAL DA BERTIOGA.	36
FIGURA 12 - LOCALIZAÇÃO DA TRANSIÇÃO ENTRE O ECO-CARÁTER BI PARA AII NA ENTRADA DO CANAL DA BERTIOGA. ONDE: PERFIL A-A' – SISMOGRAMA DE <i>CHIRP</i> ILUSTRANDO FEIÇÕES ONDULADAS E SEM REFLEXÕES DE SUBSUPERFÍCIE DE BI, E GEOMETRIA PLANA COM REFLEXÕES DIFUSAS EM SUBSUPERFÍCIE DE AII. PERFIL B- B' - SISMOGRAMA DE <i>PINGER</i> MOSTRANDO AS FORMAS ONDULADAS E FORMAS PLANAS NESTE TRECHO DO SUBSTRATO.	38
FIGURA 13 - PERFIL SÍSMICO DE <i>CHIRP</i> NAS IMEDIAÇÕES DO LARGO DO CANDINHO, UM EXEMPLO DA RELAÇÃO ENTRE AS REFLEXÕES DO TIPO AV E DO TIPO BII.	39

FIGURA 14 – PERFIL DE <i>CHIRP</i> MOSTRANDO ACUMULAÇÕES DE GÁS DO TIPO CORTINA ACÚSTICA, E ESCAPES DE GÁS DO TIPO PINÁCULOS DE TURBIDEZ.	42
FIGURA 15 – PERFIL SÍSMICO COM A FONTE <i>BOOMER</i> EXEMPLIFICANDO A FÁCIES TURBIDEZ ACÚSTICA.....	43
FIGURA 16 - PERFIL SÍSMICO COM A FONTE <i>BOOMER</i> EXEMPLIFICANDO A FÁCIES ACÚSTICA DE GÁS SOMBRA NEGRA.	45
FIGURA 17 – PERFIL DE <i>BOOMER</i> COM INDICATIVOS DE EMBASAMENTO CRISTALINO A $\pm$ 40MS DE PROFUNDIDADE ABAIXO DE SEDIMENTOS SUPERFICIAIS SATURADOS EM GÁS.	46
FIGURA 18 – PADRÃO DE POLARIDADE DA SEG PARA UMA REFLEXÃO POSITIVA. ONDE: (A) UMA ONDALETA DE FASE MÍNIMA COMEÇA COM UMA QUEDA E (B) O PICO É REPRESENTADO POR UMA ONDALETA POSITIVA SIMÉTRICA (FASE ZERO). ADAPTADO DE SHERIFF (2002).....	47
FIGURA 19 – EXEMPLO DA APLICAÇÃO DA ANÁLISE DO TRAÇO COM A IMAGEM BIPOLAR EM DADOS DE <i>BOOMER</i> EM DOIS PERFIS NO CANAL DA BERTIOGA, DOS QUAIS “A” LOCALIZA-SE NA DESEMBOCADURA LESTE DO CANAL E “B” NAS PROXIMIDADES DO LARGO DO CANDINHO. ONDE: S – SUBSTRATO, E – EMBASAMENTO ROCHOSO E OS QUADRADOS EM BRANCO REPRESENTAM A ÁREA SELECIONADA PARA <i>ZOOM</i> , REPRESENTADA EM “C” E “D”.	47
FIGURA 20 – EXEMPLO DE PERFIL DE TRAÇO EM SOMBRAS NEGRAS NO CANAL DA BERTIOGA. ONDE: “S” INDICA O MOMENTO EM QUE O PULSO ENCONTRA O SUBSTRATO, A LINHA PONTILHADA VERMELHA NA VERTICAL MOSTRA O PONTO NO QUAL O PERFIL (<i>WIGGLE</i>) FOI RETIRADO E OS NÚMEROS ORDENADOS INDICAM AS MÚLTIPLAS.	49
FIGURA 21 –PERFIL SÍSMICO DE <i>BOOMER</i> (A) E <i>PINGER</i> (B) INDICANDO UMA COBERTURA ACÚSTICA MUITO PRÓXIMA AO SUBSTRATO NO CANAL DA BERTIOGA.	50
FIGURA 22 - EXEMPLO DE COBERTURA EM PERFIL DE <i>CHIRP</i> EM PERFIL OBTIDO PRÓXIMO À DESEMBOCADURA OESTE DO CANAL.	51
FIGURA 23 - PERFIL SÍSMICO COM A FONTE <i>BOOMER</i> EXEMPLIFICANDO A FÁCIES ACÚSTICA DE GÁS COBERTURA ACÚSTICA, PERFIL OBTIDO PRÓXIMO À DESEMBOCADURA LESTE DO CANAL.	52
FIGURA 24 – PERFIL DE TRAÇO EXTRAÍDO DA LINHA MAIS PRÓXIMA À DESEMBOCADURA OESTE. ONDE: A LINHA VERMELHA REPRESENTA O PONTO DE ONDE O TRAÇO FOI EXTRAÍDO DO PERFIL E O POLÍGONO REPRESENTA ATÉ QUE PONTO DO PERFIL ESTÁ	

SENDO REPRESENTADO NO PERFIL DE TRAÇO (S) – SUBSTRATO; (CA) – COBERTURA ACÚSTICA E (MCA) MÚLTIPLA DA COBERTURA ACÚSTICA. AMPLITUDE DO SUBSTRATO = 36,49mV E AMPLITUDE DA COBERTURA ACÚSTICA = -63,65mV.....	54
FIGURA 25 - MAPA DA ESPESSURA DA CAMADA SEDIMENTAR ENTRE COBERTURAS ACÚSTICAS E SUBSTRATO, PARA ESTA DISTRIBUIÇÃO AS SOMBRAS NEGRAS FORAM CONSIDERADAS COBERTURAS ACÚSTICAS.	56
FIGURA 26 – PERFIS SÍSMICOS COM AS FONTES <i>CHIRP</i> (CRP) E <i>PINGER</i> (PNG) EXEMPLIFICANDO O FENÔMENO DE ACÚMULO DE GÁS PRÓXIMO AO SUBSTRATO NA REGIÃO DO LARGO DO CANDINHO.	57
FIGURA 27 – DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS FEIÇÕES DE ESCAPE DE GÁS NO CANAL DA BERTIOGA.....	59
FIGURA 28 – EXEMPLOS DE PLUMAS ACÚSTICAS NO CANAL DA BERTIOGA E SUAS ASSINATURAS NAS TRÊS FONTES SÍSMICAS. OS PERFIS DO TOPO FORAM RETIRADOS DE SISMOGRAMAS ADQUIRIDOS EM DIREÇÃO À DESEMBOLADURA LESTE DO CANAL, OS OUTROS DOIS GRUPOS (PERFIS DO MEIO E DE BAIXO) FORAM RETIRADOS DO LARGO DO CANDINHO. A PRIMEIRA COLUNA APRESENTA DADOS DE <i>PINGER</i> , A SEGUNDA É CONSTITUÍDA POR SISMOGRAMAS DE <i>CHIRP</i> E SEÇÕES DE PERFIS DE <i>BOOMER</i> NA ÚLTIMA COLUNA.	60
FIGURA 29 – EXEMPLO DE PLUMAS INTRASSEDIMENTARES NO CANAL DA BERTIOGA. ...	62
FIGURA 30 – EXEMPLOS DE FEIÇÕES DO TIPO PINÁCULOS DE TURBIDEZ, DAS QUAIS (A) EXPRIME O MESMO PERFIL COM FONTES ACÚSTICAS DIFERENTES E (B) O DETALHE DE DOIS PINÁCULOS IDENTIFICADOS EM OUTRO SISMOGRAMA COM A FONTE <i>CHIRP</i>	63
FIGURA 31 – DOIS TIPOS DE <i>POCKMARKS</i> IDENTIFICADAS NA ÁREA DE ESTUDO. EM SUPERFÍCIE (A) E ENTERRADA (B).	65
FIGURA 32 – EXEMPLO DE FORMAÇÃO DE DOMOS NO CANAL DA BERTIOGA. (A) SEÇÃO DE PERFIL DE <i>BOOMER</i> ; (B) SEÇÃO INTERPRETADA.	66
FIGURA 33 – MAPA COM AS TRÊS ÁREAS DE FORMAÇÃO E ACÚMULO DE GÁS RASO DIFERENCIADAS NO CANAL DA BERTIOGA. ONDE: “CANAL LESTE” – ACÚMULO DE GÁS EM EVENTOS PRETÉRITOS; “LARGO DO CANDINHO” – ACÚMULO E GERAÇÃO DE GÁS ATUAL E “ESTREITO” – GERAÇÃO DE GÁS RASO.	67
FIGURA 34 - EXEMPLO DE PERFIL SÍSMICO DE <i>BOOMER</i> (ACIMA) E <i>PINGER</i> (ABAIXO) ADQUIRIDO NA REGIÃO DO LARGO DO CANDINHO EXIBINDO GRANDE DENSIDADE DE PLUMAS ACÚSTICAS.	69

FIGURA 35 – PERFIL SÍSMICO COM A FONTE <i>BOOMER</i> OBTIDO NA ENTRADA DO CANAL DA BERTIOGA COM A RESPECTIVA INTERPRETAÇÃO PELO TRAÇADO DOS REFLETORES.	72
FIGURA 36 – PERFIL SÍSMICO OBTIDO COM A FONTE <i>BOOMER</i> NO LARGO DO CANDINHO E SUA RESPECTIVA INTERPRETAÇÃO.	73
FIGURA 37 – DISPOSIÇÃO DAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS IDENTIFICADAS NA ÁREA CANAL LESTE.	75
FIGURA 38 - DISPOSIÇÃO DAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS IDENTIFICADAS NA ÁREA DO LARGO DO CANDINHO.	77
TABELA 3 - PARÂMETROS DAS TRÊS ÁREAS DEFINIDAS NO CANAL DA BERTIOGA.	78
FIGURA 39 – IMAGEM EM 3 DIMENSÕES DO CANAL DA BERTIOGA (A) COM ÊNFASE NO TRECHO QUE DIVIDE O CANAL LESTE DO LARGO DO CANDINHO (B). OS PONTOS DE COTA DO EMBASAMENTO EM “B” SIGNIFICAM OS PONTOS NO QUAL O REFLETOR RB FOI OBSERVADO NOS PERFIS SÍSMICOS (VELOCIDADE DO SOM ASSUMIDA = 1480 m.s^{-1}). A “LOCALIZAÇÃO DO PERFIL”, EM BRANCO, REFERE-SE AO PERFIL ABORDADO NA FIGURA 37. EXAGERO VERTICAL DE 3X.	81
FIGURA 40 – PERFIL DE <i>BOOMER</i> (A) E <i>CHIRP</i> (B) DEMONSTRANDO O PONTO NO QUAL O EMBASAMENTO CRISTALINO MAIS SE APROXIMA DO SUBSTRATO PRÓXIMO AO LARGO DO CANDINHO. A LOCALIZAÇÃO PRECISA DA LINHA DE LEVANTAMENTO CONSTA NA FIGURA 36.	82

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 - EXEMPLOS DOS 9 ECO-CARÁTERES DE CHIRP ENCONTRADOS NO CANAL DA BERTIOGA NESTE ESTUDO.....	31
TABELA 2- CLASSIFICAÇÃO DE ALGUMAS FÁCIES ACÚSTICAS DE GÁS INTRASSEDIMENTAR COM VISTAS À SUAS DIMENSÕES HORIZONTAIS. ADAPTADO DE TAYLOR (1992).....	41
TABELA 3- PARÂMETROS DAS TRÊS ÁREAS DEFINIDAS NO CANAL DA BERTIOGA.....	78

LISTA DE ABREVIACÕES

CA – Cobertura Acústica

CO – Cortina Acústica

TA – Turbidez Acústica

SN – Sombra Negra

PL – Pluma Acústica

PI – Pluma Intrassedimentare

PN – Pináculo de Turbidez

PM – *Pockmark*

DM – Domo

RR – Reflexão Reforçada

PNG - *Pinger*

CRP – *Chirp*

BMR – *Boomer*

AGRADECIMENTOS

À minha família, em especial meus pais Alexandre e Cláudia Félix, e à minha namorada Michele de Lorena por todo o apoio e confiança.

Ao meu orientador Prof. Dr. Michel Michaelovitch de Mahiques pela amizade, pelo ótimo exemplo e comentários e sugestões precisas.

Às valiosas opiniões e dicas dos pesquisadores Antônio Klein, Arthur Ayres Neto, Cláudio Riccomini, Eduardo Barbosa, José Abreu, Luigi Jovane, Luiz Antônio Pereira de Souza, Marcelo Rodrigues, Maria Luíza Rosa, Moysés Tessler e Rubens Figueira.

Amigos que participaram diretamente neste período de convivência: Alexandre Soares, Amanda Spera, Daniel Pavani, Felipe Zarzour, Janaína Moslavacz, Ricardo Delfim e Thomaz Tessler.

À amiga Juliana Menegucci, que com seu vasto conhecimento contribuiu de maneira crucial para a execução deste trabalho.

Aos demais amigos da Shaw Brasil que contribuíram, seja possibilitando minha ausência para atender meus compromissos com a pesquisa, ou para a construção dos conceitos, são eles: João Andrade, Jorge Souza, Leandro Franklin, Rodrigo Barletta e Thiago Martins.

Aos amigos Alexandre Salarolli, Clodoaldo e Jasão Dias, por fazerem parte da equipe de aquisição de dados geofísicos com tanta eficiência e dedicação.

Aos demais integrantes do Instituto Oceanográfico que contribuíram de maneira direta para a conclusão desta pesquisa. Incluindo as integrantes da secretaria de pós-graduação, secretaria da diretoria, Vagner Pinheiro, Edílson e a todos do LAB-QOM pelo acolhimento e amizade.

RESUMO

Estudos de acumulações de gás raso e os efeitos destes fenômenos nas ondas sísmicas são objeto de trabalho de diversos pesquisadores em diferentes partes do planeta. As respostas das acumulações de gás nas ondas sísmicas se diferenciam pelas diversas frequências dos equipamentos sísmicos e trazem informações importantes no que concerne à formação e evolução dos ambientes em questão. O Canal da Bertioiga se situa no litoral Sul do Estado de São Paulo, Brasil, e consiste em um ambiente de características estuarinas que conecta a plataforma continental, em sua desembocadura oceânica, e a Baixada Santista em sua desembocadura continental. Trata-se de um sistema de baixa hidrodinâmica, com profundidades máximas de 18m, e sofre influência de seus afluentes oriundos da serra do mar. Na presente pesquisa, foram utilizadas as fontes *Pinger* (24 kHz), *Chirp* (2 – 8 kHz) e *Boomer* (0,5 – 2 kHz) operando simultaneamente para o levantamento de dados geofísicos e amostragens superficiais com um amostrador de mandíbulas do tipo *Van Veen*. Foram também obtidos cinco testemunhos sedimentares, dos quais foram obtidos dados de taxa de sedimentação. O levantamento sísmico permitiu a identificação de diversas fácies acústicas de gás nos sedimentos assim como padrões de escape. Em função da identificação dos padrões de ocorrência destas formações de gás se pôde dividir o Canal da Bertioiga em três setores: Estreito, Largo do Candinho e Canal Leste. No trecho denominado de Estreito as Coberturas acústicas foram predominantes com pouca variação de cota (± 3 m), os escapes de gás foram menos ocorrentes se comparados às outras áreas e se deu especialmente em forma de Pináculos de Turbidez. No Largo do Candinho predominaram as Sombras Negras e Coberturas Acústicas muito rasas, em torno de 1 a 2 m do substrato, com grande ocorrência de escape de gás do tipo Plumas Acústicas. Por fim, O Canal Leste apresentou as maiores variações nas cotas das Coberturas Acústicas, com ocorrências mais profundas (8 m em média) e escapes de gás em forma de Plumas Intrassedimentares. Foram definidas unidades estratigráficas deposicionais que contribuíram para a proposição de uma compartimentação do canal, em função dos padrões de ocorrência de gás. A fonte *boomer* permitiu identificar quatro unidades estratigráficas No Canal Leste, duas no Largo do Candinho e apenas uma no Estreito, neste último trecho a penetração do sinal foi especialmente comprometida em função da constante ocorrência das Coberturas Acústicas. Diante destas evidências pôde-se concluir que o Canal da Bertioiga evoluiu como dois sistemas distintos, os quais foram

separados durante as regressões marinhas e conectados novamente em trato de mar alto. A mudança brusca das cotas de ocorrência das Coberturas Acústicas entre o Canal Leste e o Largo do Candinho, além de evidências de falhamentos neotectônicos do Pleistoceno tardio sugerem que a conexão destes ambientes (Estreito + Largo do Candinho e Canal Leste) pode ter sido abrupta.

Palavras-chave: Perfilagem sísmica contínua; Quaternário; acumulações de gás raso; feições acústicas de gás; escape de gás; *boomer*; *chirp*; *pinger*; propriedades do sinal sísmico; eco-caráter.

ABSTRACT

Studies of shallow gas accumulations and the effects of these components in the seismic waves are studied by several researchers in different parts of the world. The responses of the gas accumulations in the seismic waves are distinguished by different frequencies of seismic equipment and provide important information regarding the formation and evolution of the environments. The Channel of Bertioga is located on the southern coast of São Paulo, Brazil, and it's an environment with estuarine characteristics that connects the Sea of Bertioga to its oceanic mouth, and the city of Santos to its continental mouth. This is a low hydrodynamic system with maximum depths of 18m, and is influenced by its tributaries from the Serra do Mar mountains. The present study was conducted with the sources Pinger (24kHz), Chirp (2 - 8 kHz) and Boomer (0.5 - 2 kHz) operating simultaneously for the geophysical survey data, surficial sediment sampling was made with a Van Veen grab. Five cores were also acquired, of which the sedimentation rate was obtained. The seismic survey allowed the identification of several buried gas facies and seepages. Regarding the patterns in the occurrence of gas formations the Bertioga Channel could be split into three sectors: The Narrow Sector, Candinho and Eastern Sector. In the Narrow part, the Acoustic Blankings were predominant with little variation in elevation (± 3 m), seepages occurred less compared to other areas and were mostly consisting of Turbidity Pinnacles. In the Candinho sector, Black Shadows and Acoustic Blankets about 1 to 2m of the substrate prevailed, with high occurrence of seepages in the form of Acoustic Plumes. Finally, the Eastern Sector had the highest changes in the levels of Acoustic Blankets, with the deepest occurrences (8m on average) and seepages in the form of Intrasedimentary Plumes. Some stratigraphic units were defined, which contributed to the previous division by the gas occurrences. The Boomer source allowed the identification of four Stratigraphic Units in the Eastern Channel, two in the Candinho sector and only one Stratigraphic Unit in the Narrow Sector. In the last sector signal penetration was particularly compromised due to the constant occurrence of Acoustic Blankets. Given this evidence, it was concluded that the Bertioga Channel evolved as two distinct systems, which were separated during the marine regressions and re-connected during marine transgressions. The sudden change in the depths of occurrence in Acoustic Blankets between the Eastern Channel and Candinho, and evidence of neotectonic faulting in the Late Pleistocene suggest that the

connection of these environments (Narrow Sector + Candinho and Canal East) may have been abrupt.

Keywords: Continuous seismic profiling; Quaternary; stratigraphy; echo-character; shallow gas; acoustic gas features; gas seepage; boomer; chirp; pinger; properties of the seismic signal.

1 INTRODUÇÃO.

O litoral paulista foi, desde os primórdios de sua história de ocupação, um dos locais mais amplamente explorados e ocupados do estado. Devido à sua localização estratégica, a Baixada Santista compreende o espaço costeiro delimitado politicamente entre os municípios de Bertioga e Praia Grande, sendo uma das regiões economicamente mais importantes do Brasil.

Um importante segmento do complexo estuarino da Baixada Santista é a sua porção mais a NE, denominada Canal da Bertioga, com cerca de 25 km de extensão, que liga o alto estuário santista diretamente ao oceano por uma desembocadura situada junto ao município de Bertioga.

Neste segmento estão presentes os mais extensos conjuntos de áreas de manguezais do complexo estuarino da Baixada Santista, com os sedimentos que suportam estes sub-ambientes e recobrem as superfícies de fundo do canal de circulação principal, fruto de uma dinâmica sedimentar que, teoricamente, funcionou como um filtro aos sedimentos provenientes do alto estuário santista e foram transportados em direção ao oceano. Neste sentido, os planos de ampliação do complexo portuário santista que resultam na necessidade de execução de extensivas dragagens do canal do porto, e de lançamento do material dragado em áreas limítrofes aos canais estuarinos, ou em áreas externas de mar aberto, indicam a necessidade de estudos no complexo costeiro do Canal da Bertioga, esses estudos devem permitir equacionar o potencial da área em suportar as modificações advindas das questões ambientais existentes.

Desta maneira, procurou-se, através de levantamento sísmico e amostragens diretas, compreender a distribuição dos sedimentos superficiais e os processos de sedimentação local ao longo do Quaternário.

Os autores Thieben *et al* (2006) explicam que ambientes de laboratórios naturais para estudo de gás raso nos sedimentos são aqueles que possuem as seguintes características:

- Sedimentos superficiais ricos em matéria orgânica;
- Variações na temperatura do substrato;
- Salinidade variável;
- Intermittência entre condições óxicas e anóxicas.

O Canal da Bertiooga pode ser caracterizado como um ambiente estuarino de baixa energia (Pond & Pickard, 1983; Dalrymple *et al*, 1992). Ambientes como este comumente apresentam acúmulo e escape de gás nos sedimentos.

Como ilustrado por Davis (1992), por muito tempo as feições acústicas de gás eram desprezadas pelos pesquisadores pelo fato de deturpar todo o sinal sísmico abaixo do frente gasoso. No entanto identificar e mapear estes fenômenos é, cada vez mais, alvo de interesse e escopo de estudos científicos.

Os métodos geofísicos vêm se mostrando muito eficientes para o mapeamento destas estruturas, visto que são contínuos e não invasivos, e com estas características é possível mapear e estimar as áreas sobressaturadas em gás com precisão. Por outro lado, ainda é complicado estimar valores de volume para reservatórios. À medida que o pulso sísmico encontra o frente de gás, as ondas se dispersam e mesmo que fontes de menor frequência consigam ultrapassá-lo, o efeito do gás nas ondas sísmicas afeta a confiabilidade de seus parâmetros por interferirem na velocidade de propagação do som, e afetarem a geometria dos refletores.

Muitos estudos abordam a importância dos acúmulos de gás para o entendimento das fácies deposicionais atuantes nos sistemas (Durán *et al*, 2007; García-García *et al*, 2007). Desta maneira procurou-se estudar estas fácies de um ponto de vista estratigráfico e inseri-las no contexto geológico evolutivo do Canal da Bertiooga.

2 OBJETIVOS

A principal meta deste trabalho é identificar os processos deposicionais do Canal da Bertioga e assim poder traçar um modelo de evolução geológica, associando as fácies de gás raso a este modelo evolutivo.

Para isto, traçaram-se os seguintes objetivos específicos:

- Reconhecer os principais estratos sedimentares e suas estruturas através de levantamento sísmico;
- Definição e mapeamento de eco-caráter através da fonte *Chirp* (2-8 kHz), além da correlação com as amostras de sedimentos superficiais;
- Reconhecer e mapear as feições de gás encontradas nos registros sísmicos;
- Analisar as respostas das ondas sísmicas quando atingem horizontes de acúmulo de gás;
- Correlacionar dados de testemunhos obtidos no Canal da Bertioga aos processos formadores de gás no ambiente.

3 CONTEXTO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 Localização

O Canal da Bertioga está inserido no complexo estuarino santista e possui área total de aproximadamente 297 km².

O canal é considerado como uma conexão secundária do oceano ao complexo estuarino de Santos (Miranda *et. al.* 1998), com sua desembocadura a nordeste localizada próxima à cidade de Bertioga, e à desembocadura oposta próxima ao canal do alto estuário santista (Figura 1).

Figura 1 - Localização da área de estudo.

O canal constitui um corpo hídrico que, em alguns locais, atinge mais de 1 km de largura, sendo o receptáculo da foz do rio Itapanhaú, que forma a maior bacia hidrográfica da Baixada Santista. Segundo Schaeffer-Novelli (1986), os rios que deságuam no canal são pouco extensos, com alta competência, sendo os principais, além do Itapanhaú, os rios Caiubura, Iriri, Tia Maria, Cabuçu e Trindade.

3.2 Contexto Geológico e Geomorfológico

Na caracterização geomorfológica do estado de São Paulo, a Baixada Santista e o canal da Bertioga estão inseridos no domínio da Província Costeira. Esta corresponde à área drenada diretamente para o mar, constituindo o rebordo do Planalto Atlântico, onde se destaca uma região serrana contínua que, à beira-mar, cede lugar a uma sequência de planície de várias origens (IPT, 1981).

No contexto geológico regional a área está inserida no compartimento geológico litorâneo, limitada a oeste pela falha de Cubatão, e a leste pela falha de Santos, compondo-se de rochas do Complexo Costeiro e da Suíte Granítica Indiferenciada (Almeida & Carneiro, 1998).

O domínio da Província Costeira subdivide-se nas subzonas Serra do Mar e Baixada Litorânea. A subzona Serra do Mar apresenta relevo abrupto, formado predominantemente por escarpas festonadas, desenvolvidas ao longo de anfiteatros sucessivos, separados por espigões, com desníveis totais da ordem de 800 a 1200 metros, entre as bordas do Planalto Atlântico e as baixadas litorâneas. Este relevo em desnível acentuado apresenta alta densidade de drenagem com padrões variando de subparalelo a dendrítico. Nesta região serrana estão presentes vales em forma de “V”, profundamente entalhados, que condicionam a drenagem que escoar na região, e se constituem nos núcleos exportadores dos materiais terrígenos que adentram a planície costeira paulista. A faixa de escarpas apresenta, em planta, largura média de 3 a 5 km (IPT, 1981).

A subzona das baixadas litorâneas apresenta relevo de terrenos baixos, predominantemente planos, com baixa densidade de drenagem, de padrão meandrante, e com altitudes pouco elevadas em relação ao nível do mar atual.

Suguio & Martin (1978) dividiram o litoral paulista em quatro grandes unidades (Cananéia-Iguape, Itanhaém-Santos, Bertioga-Ilha de São Sebastião e Ilha de

São Sebastião-Serra de Parati), cujos limites naturais são dados pela presença de pontões do embasamento pré-cambriano. De acordo com os autores esta subdivisão contempla, ainda, uma individualização do litoral paulista em dois grandes compartimentos, com características geomorfológicas bem diferenciadas, entre as planícies costeiras, desenvolvidas ao longo dos eventos de variação relativa do nível do mar no Quaternário.

A planície costeira de Santos tem a forma de um crescente de 40 km de extensão por 15 km de largura máxima, sendo delimitada nas suas extremidades, pela serra de Mongaguá, ao sul, e pela parte rochosa da ilha de Santo Amaro ao norte. Na parte central e nordeste a planície é drenada por uma rede de lagunas e canais de maré que delimitam as ilhas de São Vicente e Santo Amaro.

De acordo com Suguio & Martin (1978), a gênese desta planície está diretamente vinculada aos mecanismos de variação do nível marinho ocorrido ao longo do Quaternário superior quando, nos máximos transgressivos do Pleistoceno superior (Transgressão Cananéia - 120.000 anos A.P.), e do Holoceno (Transgressão Santos - 5.600 anos cal. A.P.), a área foi recoberta pelas águas marinhas que atingiram, respectivamente, cotas entre 8 e 10 m e entre 4 e 5 m acima do nível atual. Na planície costeira Itanhaém-Santos, por ocasião da Transgressão Cananéia, o mar atingiu o sopé da Serra do Mar.

No intervalo entre estes máximos transgressivos, com o recuo pronunciado do nível marinho durante o Último Máximo Glacial atingindo aproximadamente as atuais cotas de -110 m, que expôs totalmente as atuais planícies costeiras e quase toda a plataforma continental paulista, ocorreu a deposição de sistemas de cordões arenosos sobre o conjunto de sedimentos argilo-arenosos transicionais e de areias litorâneas transgressivas (Suguio & Martin, 1978).

No evento regressivo que teve seu máximo entre 19.000 e 22.000 A.P. (Yokoyama *et al*, 2000), os sedimentos expostos sofreram erosão, originando os vales que, durante o evento transgressivo subsequente, foram afogados. Estes vales afogados resultaram em extensas lagunas, onde se depositaram sedimentos argilo-arenosos, ricos em matéria orgânica (Suguio & Martin, 1978).

Ainda ao longo deste evento ocorreu também a erosão das partes mais elevadas dos cordões arenosos pleistocênicos, possibilitando a ressedimentação desses materiais erodidos.

Após o máximo transgressivo holocênico, de cerca de 5.600 anos A.P., a partir do qual a linha de costa recuou para seu nível atual, originou-se um segundo conjunto de sistemas de cordões arenosos. Na planície costeira de Santos, à medida que o nível do mar atingia sua posição atual foi formada à retaguarda destes depósitos arenosos, uma vasta laguna que cuja tendência milenar é de colmatção progressiva e colonização pela vegetação de mangue.

3.3 Dinâmica de Sedimentação Atual

O Canal da Bertioga está submetido a regime de micromarés e apresenta marés mistas que são predominantemente semidiurnas com desigualdades diurna, de amplitudes moderadas em torno de 0,73 m (Miranda *et al.* 1998).

Em conformidade com Fúlfaro & Ponçano (1976), a dinâmica de sedimentação do canal da Bertioga mostra um efeito de fluxo fluvial residual mínimo; devendo-se creditar às correntes de maré o papel de agente principal de remobilização sedimentar do sistema.

Desta maneira, pode-se dizer que o Canal da Bertioga se comporta como um estuário dominado por marés, no qual a força da enchente tende a se sobrepor à da vazante (Dalrymple *et al.*, 1992). Ainda corroborando com esta afirmação, o modelo de estuários dominados por marés proposto por Pond & Pickard (1983), aborda o estreitamento destes estuários em direção ao continente, padrão que é claramente identificado na área de estudo da cidade de Bertioga para a Baixada Santista. Félix *et al.* (2010), estudando as concentrações de metais na área apresentaram valores de fator de enriquecimento máximo de cerca de 1,75 para Cu, valor que no estuário de Santos chegou a 10. Resultados como este levam a reforçar a hipótese de que os sedimentos oriundos do Estuário Santista, que podem ser trazidos ao Canal da Bertioga pela ação das correntes de maré, não compõem grande parte deste ambiente deposicional.

As áreas de maior influência das correntes de maré podem ser observadas junto à cidade de Bertioga, próximo à desembocadura oceânica do canal, com um pequeno decréscimo desta influência na região do rio Sandí, nas proximidades da confluência do canal com o Canal do Porto, em Santos. Os rios que desembocam no canal da Bertioga parecem ter a sua carga sedimentar depositada pela ação das correntes de maré que, ao se propagar em sentidos opostos, pelas duas desembocaduras do canal, tendem a se

anular. Este fato resulta em uma movimentação das correntes de fundo em velocidades inferiores à velocidade crítica de transporte de fundo, eliminando o mesmo e, caracterizando o canal da Bertioça como um corredor onde predomina o transporte de sedimentos finos em suspensão. Estes sedimentos são depositados, preferencialmente, junto à área de confluência de correntes de maré de sentido de deslocamento opostos (tombo das águas), junto ao largo do Candinho, que corresponde a uma das raras áreas do estuário santista em que se depositam predominantemente sedimentos argilosos, com alta porcentagem de matéria orgânica.

4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

4.1 Fontes Sísmicas

A aplicação de métodos geofísicos se mostra viável para o reconhecimento das camadas de subsuperfície em estuários em função de: (1) proporcionarem uma visão contínua da área submersa e leito do corpo aquático; (2) serem métodos não destrutivos, baseando-se em aquisições indiretas que não alteram o ambiente em questão; (3) permitirem adquirir grande volume de dados dentro de pouco tempo e (4) permitirem um fácil acesso às áreas de interesse (Souza, 2006).

A sísmica de reflexão é a ferramenta mais eficaz para se aplicar conceitos de sequencias deposicionais; os traços sísmicos são gerados a partir das propriedades acústicas dos estratos e, por isso, as reflexões tendem a ser superfícies paralelas de cronoestratigrafia correlacionável (Mitchum *et al*, 1977).

As informações obtidas pelos registros sísmicos dizem respeito basicamente à disposição estrutural das camadas sedimentares sob o substrato. Através de registros sísmicos é possível avaliar fatores como a espessura das camadas sedimentares, mergulho, presença de falhamentos e deslizamentos submarinos (Ayres Neto, 2001), além da conformação do próprio substrato.

A aplicação da sísmica rasa de alta resolução é atualmente um procedimento padrão para investigação de áreas submersas, sendo vital a escolha pela fonte acústica mais apropriada de acordo com as respostas que se quer obter do ambiente em questão (Souza, 2011). Aplicado diretamente às obras de engenharia, providencia subsídios para estudos de viabilidade de implantação de canais de navegação, busca de jazida de

sedimentos (Finkl *et al*, 2003; Benedet *et al*, 2004) e implantação de portos (Baltzer *et al*, 2008).

Dentre as fontes sísmicas utilizadas em perfilagem de resolução, podem ser citados o *Boomer*, *Chirp* e *Pinger*. O primeiro dispositivo é rebocado pela embarcação e montado num catamarã; compreende uma placa rígida de alumínio conectada a uma mola abaixo de uma bobina elétrica. Um banco de capacitores é descarregado através da bobina e a indução eletromagnética gerada força a placa de alumínio rapidamente para baixo, o que gera uma onda compressiva na coluna de água. A fonte *Chirp* consiste em transdutores eletromecânicos que produzem uma forma de onda de fonte longa e repetível, possibilitando uma saída de grande energia, que pode, durante o processamento, ser comprimido para uma maior resolução ou aumento da relação sinal-ruído. O último dispositivo, o *Pinger*, consiste num pequeno transdutor de cerâmica piezelétrica acoplado à embarcação e, quando ativado por um simples impulso elétrico, gera um pulso acústico de baixa energia, muito curto e de alta frequência. Esta fonte trabalha numa resolução muito alta (até 0,1m), porém de limitada penetração (poucas dezenas de metros em lama e muito menos em areia ou rochas) (Kearey *et al*, 2009).

Souza & Mahiques (2009) demonstram o desempenho das fontes utilizadas neste estudo em substratos lamosos no Canal de São Sebastião (São Paulo) (Figura 2).

Figura 2 - Registros sísmicos obtidos no Canal de São Sebastião utilizando três fontes sísmicas distintas (A – Boomer (0,5 -2 kHz); B – Chirp (2 - 8 kHz); C – Pinger (24 kHz)). Retirado de Souza & Mahiques, 2009.

A fonte *Pinger* permite identificar com precisão a conformidade do substrato e mensurar uma possível cobertura deste por sedimentos inconsolidados. Para que as camadas sedimentares passem a ser visualizáveis é preciso entrar na classe dos

Perfiladores de Sub-Superfície (*Sub Bottom Profilers*), os quais trabalham com frequências inferiores a 10 kHz (Souza, 2006). O perfilador *Chirp* trabalha em frequência intermediária e permite uma grande penetração em sedimentos lamosos e com uma boa resolução (Lambert *et al*, 1998; Ehrenberg & Torkelson, 2000). No entanto, para garantir a penetração nos sedimentos, é necessária a aplicação de dispositivos de perfilagem sísmica com frequências inferiores a 2 kHz, como *Chirp* de alta potência, *Sparker* e *Boomer* (Souza, 2011). Trata-se de fontes de maior energia e menor frequência, que proporcionam uma grande penetração nos estratos geológicos sem grande prejuízo na resolução vertical do sismograma.

Uma vez em posse destes dados é possível se fazer reconhecimento das fácies sísmicas, que são as reflexões sísmicas referentes aos agentes geológicos que as geraram, como litologia, estratificação, feições deposicionais, etc. Ao analisar o comportamento dos refletores é possível tecer considerações, entre outros, sobre a configuração das reflexões, a qual se pode inferir sobre: Padrão de estratificação, processo deposicional, erosão, paleotopografia e contato de fluidos. Há também a amplitude das reflexões, que traz informações sobre: contraste velocidade/densidade, espaçamento dos estratos e o conteúdo fluido. A velocidade intervalar mostra um padrão litológico e permite uma estimativa de porosidade (Ribeiro, 2001). O produto do registro sísmico poderá ainda ser associado à amostragem direta, sempre que dentro de sua resolução, o que proporciona uma observação *in situ* dos diagnósticos.

A sísmica de reflexão, segundo Souza (2006), lida com a reflexão do som nas interfaces de diferentes propriedades físicas, de forma que, teoricamente, não haverá reflexões (interpretadas como contatos geológicos) se os meios forem homogêneos. Sempre que um trem de ondas sísmicas encontra um meio diferente daquele em que vem se propagando, estas ondas serão refletidas para a superfície ou refratadas para o próximo estrato (Missimer & Gardner, 1976). Desta maneira, fazer inferências sobre as camadas como tendo uma identidade de densidade e propriedades elásticas é uma aproximação conveniente e realista (Miranda *et al*, 2008). Ao tratar da sísmica de reflexão de alta resolução, alguns fatores devem ser considerados no momento da aquisição e processamento, tais como: A energia da fonte é baixa, mudanças na impedância são pequenas, é preciso trabalhar com largas bandas sonoras, a relação sinal/ruído é baixa e a atenuação do sinal ao longo dos refletores é alta (Mosher & Simpkin, 1999). Estes problemas podem ser maiores se o alvo é mais próximo, ou seja, quando a aquisição é feita em águas muito rasas, causando a diminuição das bandas

sonoras e perda de resolução, fato que demanda uma maior atenção no momento do processamento dos dados provenientes do sinal sísmico (Simpkin, 2005).

O processamento dos sinais sísmicos visa à remoção ou mascaramento dos ruídos gerados no momento da aquisição e que não dizem respeito aos parâmetros que se busca analisar no estudo, ou, segundo Soupios & Toth (2005), a meta principal no processamento de dados sísmicos de reflexão é realçar as reflexões primárias suprimindo as energias não desejadas na forma de ruídos coerentes e aleatórios. No caso da aquisição por embarcação são inúmeras as fontes de ruídos que as combinações de filtros visam suprimir como, por exemplo, a geração termal de ruído pelo movimento randômico das moléculas de água, ondas incidentes, ruído de fluxo para sistemas rebocados, ruído do próprio motor da embarcação, entre outros (Ehrenberg & Torkelson, 2000).

4.2 Mapeamento de Eco-caráter

A identificação e mapeamento das características das respostas do substrato marinho frente aos sinais acústicos e os tipos de eco refletidos são uma base importante para a interpretação de processos deposicionais e erosivos dos ambientes aquosos (Damuth, 1978; Lee *et al*, 2002).

Estudos de eco-caráter podem ter dimensões oceânicas (Damuth, 1975; Damuth & Hayes, 1977; Damuth, 1980; Pratson & Laine, 1989; Lee *et al*, 2002), ou aplicarem-se a áreas menores como baías (Quaresma *et al*, 2001; Catanzaro *et al*, 2004), plataformas continentais (Grossman, 2002) ou estuários e áreas alagadas (Rocha, 2003; presente estudo).

Sendo assim, a identificação e classificação de eco-caráter são intrínsecas às características da área estudada, uma vez que o caráter de eco é principalmente delineado em função da topografia de fundo, geometria de subsuperfície e textura dos sedimentos e rochas subjacentes (Damuth, 1975; Lee *et al*, 2002).

A maioria dos estudos de eco-caráter faz uso do sistema sísmico paramétrico de 3.5kHz. Podem ser citados alguns importantes exemplos como os trabalhos de Damuth (1975), Pratson & Laine (1989) e Reddy & Rao (1997). No entanto, outros trabalhos como o de Lee *et al* (2002), que utiliza *Chirp* (2 - 8 kHz) e Rocha (2003), o qual faz uso da fonte *Pinger* (24 kHz) no estuário de Santos, demonstram que bons

resultados podem ser obtidos com outras fontes acústicas, desde que sejam de alta resolução, baixa energia e não visem à penetração nos estratos sedimentares (Souza, 2011). Isto porque as respostas de fontes acústicas como estas dependem da característica dos sedimentos superficiais, desta maneira permitem uma correlação precisa com as os componentes do substrato (Hong & Chen, 2000).

4.3 Fácies Acústicas de Gás nos Sedimentos

4.3.1 Fenômenos responsáveis pelas acumulações de gás nos sedimentos.

As acumulações de gás nos sedimentos em ambientes aquosos são compostas, essencialmente, por metano. Acumulado ou expelido de subsuperfície, o metano origina-se ou por vazamento de reservatórios de hidrocarbonetos em camadas mais profundas (origem termogênica) ou pela rápida acumulação de sedimentos ricos em matéria orgânica abaixo do substrato marinho (origem biogênica), ou ainda através de carbono autigênico (Hempel *et al*, 1994).

As acumulações de gás por origem biogênica têm como responsável a atividade de degradação da matéria orgânica por bactérias; a origem termogênica se dá através da quebra de compostos orgânicos há muito depositados, sob altas condições de temperatura e pressão. O gás de origem biogênica é seco e tipicamente constituído por metano; por outro lado os gases termogênicos podem carregar, além de metano, hidrocarbonetos mais pesados como etano e propano, dentre outros (Lee *et al*, 2005).

A produção de metano nos sedimentos só ocorre quando o meio se encontra altamente redutor. Quantidades significativas de metano não são produzidas até que todo o sulfato tenha sido reduzido. Sendo assim, devido à menor concentração deste composto em água doce, ambientes como rios, lagos e estuários têm mais capacidade de produzir metano de maneira mais expressiva (Burdige, 2006). Entretanto, a decomposição da matéria orgânica só ocorre com mais significância em ambientes alcalinos e neutros, caindo em função do aumento da acidez do meio (Brookfield, 2008).

Os fatores que favorecem a geração significativa de gás consistem em rápida sedimentação, espaço intersticial suficiente para as bactérias de metanogênese ($\pm 1 \mu\text{m}$) e matéria orgânica em abundância (García-García *et al*, 2007; Missiaen *et al*, 2002).

Os ambientes ricos em metano raso biogênico compreendem áreas onde sedimentos ricos em matéria orgânica acumulam-se rapidamente, como planícies de maré, bacias fechadas próximas à costa, fiordes, deltas, etc. Os termogênicos em ambientes rasos vêm de sedimentos deltaicos, de plataforma terrígena, plataforma carbonática e ambientes de talude (Judd & Hovland, 1992).

Para que os gases se acumulem é necessário que haja uma camada seladora, a qual irá impedir que os gases escapem para a coluna de água. Esta camada é

essencialmente composta por sedimentos finos, que em contato com a pressão da coluna de água tornam-se mais coesos (Rogers *et al*, 2006). Estes sedimentos devem também essencialmente conter pouco carbonato, visto que estes compostos em meio às argilas as tornam menos plásticas e compressíveis, conferindo a estas uma natureza mais granular e menos coesa (Brandes *et al*, 2002). Em estudos como o de García-Gil *et al* (2002) e Iglesias & García-Gil (2007), os pesquisadores plotaram todas as evidências de gás sobre um mapa faciológico em duas dimensões, permitindo concluir que as ocorrências de gás nos sedimentos estão estritamente ligadas às lamas holocênicas, as quais têm a característica de capear o reservatório subjacente.

Diversos tipos de ambientes e paleoambientes podem armazenar gás nos sedimentos como: Planícies de inundação (Durán *et al*, 2007), Vales de bacias (García-Gil *et al*, 2002; Ferrin *et al*, 2003), estuários (Hempel *et al*, 2004; Frazão & Vital, 2007; Presente estudo), paleolagos (e.g. Rogers *et al*, 2006). A fonte da matéria orgânica pode variar desde vazamento de reservatórios termogênicos como no estudo de Hempel *et al* (1994), a blocos de turfa há muito soterrados (Missiaen *et al*, 2002), ou deposição de matéria orgânica em vários sub-ambientes ao longo da história geológica (Durán *et al*, 2007). Estes autores apresentaram um modelo de evolução geológica para a Ría de Pontevedra, Espanha, na qual a fonte de gás nos sedimentos estaria relacionada a lamas depositadas durante trato de mar alto em diversas etapas da evolução da bacia sedimentar, primeiramente, planícies de enchente e canais fluviais afogados, canais de maré abandonados e afogados e, por fim, as lamas holocênicas, as quais seriam também fonte de material orgânico e proveriam uma camada seladora eficiente.

Em ambientes com sedimentos ricos em matéria orgânica, tanto relíquias quanto atuais (onde o sulfato já é completamente reduzido no primeiro metro do pacote sedimentar), grandes acumulações de metano podem ocorrer e gerar bolhas de gás e estas podem ficar presas aos sedimentos ou escaparem para a coluna de água. Este fenômeno pode inclusive apresentar sazonalidade, com maior frequência de escape de gás durante meses mais quentes e de maior atividade biótica em ambientes como estuários, marismas ou manguezais (Burdige, 2006). As bolhas de gás são perfeitamente visíveis da superfície da água, de modo que relatos de pescadores ou moradores locais são frequentemente utilizados em publicações científicas (e.g. García-Gil *et al*, 2002; Iglesias & García-Gil, 2007).

4.3.2 Relevância para a Economia

Além do conhecimento científico, sedimentos carregados de gás são de grande importância em águas rasas e profundas, tanto para a engenharia costeira, na construção de portos e aeroportos (Premchitt *et al*, 1992) quanto para as indústrias de exploração de petróleo. Isto porque sedimentos carregados de gás afetam a estabilidade do substrato no qual as possíveis obras se fundariam (Hempel *et al*, 1994; Missiaen *et al*, 2002; Rogers *et al*, 2006).

Para ilustrar esta afirmação, Hovland (1989) apresenta um estudo de mapeamento de *pockmarks* no mar da Noruega, visando o desvio de dutos (Lund & Gjertveit, 1985 *apud* Hovland, 1989). As *pockmarks* (descritas com mais detalhe adiante) são estruturas cônicas que formam depressões como crateras em sedimentos lamosos (King & McLean, 1970). São estruturas únicas, sem indícios de existência em terra ou afloramentos rochosos.

Em relação ao mercado *offshore*, Bouma (1981) atenta para o fato de que campos de gás que não apresentam escape são geralmente mais perigosos para as obras de engenharia, visto que o gás pode se encontrar acumulado sob pressões cada vez maiores. Desta maneira, Hovland & Gudmestad (1985 *apud* Hovland, 1989) apresentam um aparato para facilitar e controlar as áreas de escape de gás nestes ambientes; o dispositivo consiste basicamente em um cano de aço instalado em uma placa, a qual é posicionada sobre o substrato. O cano então se comunicaria com o patamar gasoso em sua extremidade inferior e com a coluna de água no patamar superior.

Ainda do ponto de vista extrativista, alguns autores defendem a possibilidade de explorar estes campos de gás em águas rasas e ultra rasas, como uma possível fonte de energia para as populações locais ou comercialização em média escala num futuro próximo (Judd *et al*, 2002a; Duarte *et al*, 2007; García-García *et al*, 2007).

4.3.3 Fácies Acústicas de Gás nos Sedimentos.

Normalmente, gases nos sedimentos são apontados por perfiladores de sub-superfície com a opacidade de parte do sinal, refletores com inversão de fase ou completo mascaramento do sinal (Bouma, 1981). As anomalias acústicas geradas diante do encontro das ondas sonoras com gases presos aos sedimentos, ou na coluna de

água podem apresentar padrões característicos nos perfis sísmicos. Estes padrões, ou fácies acústicas de gás, trazem informações importantes sobre o reservatório, assim como a distribuição de gás, a quantidade de gás, permeabilidade de determinada camada sedimentar, estabilidade do pacote sedimentar ou até mesmo a origem dos gases em questão.

Um refletor com polaridade inversa indica uma camada de sedimentos de alta impedância acústica sobrepondo uma camada de baixa impedância acústica. Como a impedância é produto da velocidade do som e densidade, um refletor como esse implica numa diminuição da velocidade da onda P e/ou na diminuição da densidade do pacote, a qual geralmente pode ser atribuída à ocorrência de gás. Como o contato água-sedimento tem uma polarização normal (baixa impedância para alta) é considerada impedância inversa quando o caminho é o oposto, ou seja, quando um pacote de alta impedância encontra bruscamente um componente de baixa impedância acústica, como na ocorrência de acumulações de gás (Baltzer *et al*, 2005).

4.3.4 Fácies Acústicas de Gás Intrasedimentares.

A Figura 3 abaixo ilustra algumas das mais importantes assinaturas sísmicas de gás nos sedimentos:

Figura 3 – Representação de algumas fácies acústicas de gás. Onde: (A) Cobertura Acústica, retirada de Lee *et al* (2005); (C) Sombra Negra, retirada de Baltzer *et al* (2005) e (C) Cortina Acústica, retirada de García-Gil *et al* (2002).

A seguir são brevemente abordadas algumas das mais importantes fácies acústicas de gás nos sismogramas:

Cobertura de Acústica (Acoustic Blanking / Acoustic Blanket / Acoustic Masking / Gas Blanket)

É caracterizada por uma fácies em subsuperfície, com uma forte linha escura em seu topo e mudanças de fácies laterais abruptas (Baltzer *et al*, 2005). De acordo com García-Gil *et al* (2002), este padrão não permite estabelecer uma conexão com a fonte de gás, mas, quando presente, indica um forte contraste de porosidade entre a camada de reservatório de gás e a camada seladora.

Em ambientes com mais de 100 m de profundidade há uma diminuição abrupta e significativa na ocorrência de cobertura acústica, com aumento na ocorrência de plumas acústicas nas partes mais rasas. Lee *et al* (2005) creditam o fato ao aumento da pressão, que viria a aumentar a solubilidade dos gases e diminuir o teor de gás livre

nos sedimentos, e afirmam que a temperatura possui uma influência importante, porém, mais discreta. Ainda, que estas fácies podem variar sua cota de ocorrência sazonalmente (< 1 m), que é causada principalmente por mudanças na temperatura do ambiente.

Cortina Acústica (Acoustic Curtain / Gas Curtain / Mushroom Type / Mounded Turbidity)

Esta fácies diferencia-se das Coberturas Acústicas por ser menos extensa (Karisiddaiah *et al*, 1993; Baltzer *et al*, 2005); são padrões encontrados na ordem de dezenas a centenas de metros, enquanto as Coberturas Acústicas atingem milhares de metros (García-Gil *et al*, 2002; Ferrin *et al*, 2003). Assim como as Coberturas Acústicas, estes padrões não permitem que a fonte de gás seja identificada, mas esta fácies ocorre quando a camada seladora não tem grande diferença de porosidade comparada à camada de gás.

Turbidez Acústica (Acoustic Turbidity)

García-Gil *et al* (2002) descrevem esta assinatura acústica como um grau variado de perturbação no perfil sísmico, no qual normalmente se pode acompanhar os refletores que poderiam ser mascarados. Explica-se pela reflexão e espalhamento da energia acústica por bolhas de gás, o que provoca uma mancha escura no perfil. Isto pode ser causado com apenas 1 % de volume de gás no sedimento (Fannin, 1980). A Turbidez Acústica relaciona-se a um teor diminuído de gás, e que este gás deriva-se essencialmente da ação bacteriana (Baltzer *et al*, 2005).

Coluna Acústica (Acoustic Colum)

As colunas acústicas são manchas verticais, ocasionalmente transparentes, que normalmente se encontram próximas às cortinas e coberturas acústicas, em suas respectivas terminações (García-Gil *et al*. 2002). Esta fácies acústica, assim como a Turbidez Acústica, ocorre quando há baixos teores de gás.

Sombra Negra (*Black Shadow*)

Nomenclatura primeiramente dada por Baltzer *et al*, (2005), a Sombra Negra diferencia-se da cortina de gás por alcançar o substrato, ou não ser enterrada. Por este motivo, normalmente representa aporte de matéria orgânica recente. A fácies acústica é caracterizada por um sinal muito escuro com finas extremidades e múltiplas bem marcadas subsequentes cobrindo todo o restante do perfil. Os sedimentos acusticamente túrbidos são frequentemente marcados por series de fortes reflexões múltiplas, isto porque a maior parte da energia da onda que incide no pacote sedimentar será refletida pela superfície gasosa e refletida novamente na superfície da água, resultando em varias repetições destas reflexões de baixa perda (Missiaen *et al*, 2002). Estes autores observaram esta fácies no porto de Zebrugge, na Bélgica, e defendem que estas reflexões também podem se relacionar ao aporte de matéria orgânica por influência antrópica.

Franja Branca (*White Fringe*)

Esta assinatura acústica também foi primeiramente descrita por Baltzer *et al* (2005) e aparece de maneira bem diferenciada. Possui seu limite superior acompanhando a morfologia do fundo e consiste em uma franja branca ou transparente de mesma espessura por todo o perfil, exceto em contatos entre vales, a franja de superfície é quase transparente e está sempre relacionada a sedimentos com bastante teor de água. Esta fácies se diferencia das cortinas de gás por possuir uma camada “visível” de reações de bactérias nos sedimentos superficiais; isto porque as bactérias estariam consumindo o gás oriundo de baixo e assim reduzindo a proporção deste nesta franja. Por fim esta seria uma versão não madura das cortinas e coberturas de gás, constituindo cortinas ou coberturas em formação entre sedimentos inconsolidados.

Diminuição da Velocidade (*Velocity Pull Down*)

Os gases nos sedimentos são capazes de produzir uma diminuição da velocidade das ondas sonoras, ou *velocity pull-downs*, que significa abaixar o patamar

de um refletor real para uma posição irreal, os autores Lee *et al* (2005) apontaram este fenômeno ao utilizar o sistema de alta energia Sparker.

Reflexões Reforçadas (Enhanced Reflectors / Enhanced Reflections)

Este padrão caracteriza-se pelo aumento lateral na amplitude de reflexões coerentes. São causados por pequenas acumulações de bolhas de gás abaixo do substrato, de truncamentos angulares ou pela presença de carbonatos autigênicos derivados do metano. Esta fácies também pode se confundir com a intrusão de sedimentos mais grossos nestes ambientes (Judd & Hovland, 2007; Duarte *et al*, 2007). Iglesias & García-Gil (2007) afirmam que estas estruturas costumemente se apresentam nas bordas das acumulações de gás principais, e que se devem a acumulações discretas de gás, migrando lateralmente, e limitadas por uma camada superior impermeável. Por vezes estas assinaturas acústicas podem tomar o formato das Cortinas Acústicas; entretanto, as Cortinas têm a capacidade de mascarar todo o perfil abaixo.

Domo (Dome)

Um bom exemplo desta fácies foi a conformação côncava do substrato marinho observadas no trabalho de Duarte *et al* (2007), evidenciadas no fundo de uma ria portuguesa, foram creditadas à extrusão de sedimentos lamosos sob pressão, causada pelo acúmulo de gás em camada inferior ao substrato.

4.3.5 Fácies Acústicas de Escape de Gás (Seepages / Seeps).

A Figura 4 abaixo ilustra algumas das mais importantes assinaturas sísmicas de gás nos sedimentos:

Figura 4 – Representação de algumas fácies acústicas de escape de gás. Onde: (A) Plumas Acústicas, retirada de García-Gil *et al* (2002); (B) Pináculo de Turbidez, retirado de Iglesias & García-Gil (2007) e (C) Plumas Intrasedimentares, retirada de Souza *et al* (2011).

Plumas Acústicas (*Acoustic Plumes*)

As Plumas Acústicas são basicamente formadas por bolhas de gás livres na coluna de água que podem chegar a 15 m do substrato. Estas estruturas podem aparecer isoladas ou em grupos (campo de plumas), e se encontram constantemente ligadas a outras fácies de gás subsequentes (García-Gil *et al*, 2002). Taylor (1992) observou que as plumas têm formato parabólico e ocorrem espaçadas de 100 a 200 m umas entre as outras.

Fumaça Acústica (Acoustic Smoke Venting / Cloudy Turbidity)

São estruturas constantemente aliadas a setores de escape de gás, a indicação de fumaças acústicas significa que as estruturas as quais estão associadas, como *pockmarks*, encontram-se ativas no momento do levantamento. São causadas pela ressuspensão de sedimentos após o escape de gás de força moderada (Iglesias & García-Gil, 2007) ou também pela ação de organismos que ocupam estes locais enriquecidos (García-Gil *et al*, 2002).

Pináculos de Turbidez (Turbidity Pinnacles)

São estruturas que sobem até 1m em direção ao substrato, oriundas de formações de gás como Coberturas Acústicas e obscurecem todo o perfil sísmico subjacente (Iglesias & García-Gil, 2007). Semelhante às Plumas Intra-Sedimentares, porém, menos alongadas e com pouco mais de extensão lateral.

Pluma Intra-Sedimentar (Intra-Sedimentary Plume)

De acordo com Iglesias & García-Gil (2007) esta fácies tem formato parabólico e que cruza os refletores reais incidentes. Estes autores especulam que esta forma deve se tomar a partir de pequenos bolsões de gás no pacote sedimentar. No Brasil, Souza *et al* (2011) identificaram um grande campo de Plumas Intra-Sedimentares na Baía Norte de Florianópolis com um perfilador do tipo *Chirp* (2,0 a 16 kHz).

Pockmarks

Estas estruturas foram descritas originalmente por King & McLean (1970) no mar da Escócia e, desde então conhecidas pelo fato do substrato formar um “V” nos registros sísmicos. Hovland (1989) descreve três estágios na formação de pockmarks (Figura 5): (1) Aumento de pressão, na qual o gás acumula-se abaixo do substrato e deforma-o como domo; (2) A fase de erupção, quando os líquidos e sólidos são ejetados

para a coluna de água e (3) a fase pós-erupção, a qual a pockmark toma forma e pode ser dormente ou ainda continuar a expelir gases, atuando então como um ponto fraco na camada seladora, por onde o gás tende a escapar. Pockmarks ativas foram observadas por Iglesias & García-Gil (2007), os quais nomearam a fácies acústica relacionada como Fumaça Acústica.

Figura 5 - Os três estágios de formação de Pockmarks: (A) Aumento de pressão; (B) Erupção e (C) Pós-Erupção, na qual a nuvem indica os sedimentos agora em suspensão. Retirado de Hovland (1989).

As *pockmarks* possuem normalmente dimensões da ordem de 1 a 200 m de diâmetro e de 0,5 a 20 m de profundidade no pacote sedimentar. Sumida *et al*, (2004), utilizando registros de eco-sonda, apontaram *pockmarks* na Bacia de Santos 1km de diâmetro e 100 m de profundidade. Sua ocorrência é mais largamente conhecida em águas profundas e, em menor grau, em baías rasas (Iglesias & García-Gil, 2007), sendo que nestes ambientes aparecem com dimensões menores, havendo uma relação direta entre a diminuição da lâmina de água e diminuição do diâmetro destas estruturas (Rogers *et al*, 2006). Um excelente exemplo deste padrão pode ser observado na Figura 6, a ilustração mostra *pockmarks* controladas por variações de profundidade na plataforma externa e talude superior do sul do Brasil.

Figura 6 – Pockmarks encontradas na quebra da plataforma continental brasileira.

Obtida a partir de levantamento com ecobatímetro multi-feixe, a imagem acima indica um extenso campo de *pockmarks*, estas estruturas, quando encontradas a até cerca 500m de profundidade apresentaram diâmetro por volta de 500m, *pockmarks* abaixo de 600m de profundidade tiveram diâmetro em cerca de 1 km (SOUZA, dado não publicado^{*}).

Segundo Ferrin *et al* (2003), as *pockmarks* são formadas em pontos onde os sedimentos não são suficientemente coesivos, o que proporciona o escape de gás. No entanto, também é necessário que haja pressão significativa agindo na camada seladora.

Hempel *et al* (1994) dissertam sobre dois padrões de reflexão associados às *pockmarks*, provavelmente causados pela expulsão de sedimentos e o colapso subsequente do substrato: (1) reflexões de subsuperfície que dobram com a *pockmark* paralelo ao substrato, ou (2) reflexões que formam cunha em direção à *pockmark* em um ângulo quase perpendicular à encosta da estrutura.

Há também indícios de *eyed pockmarks*, descritas por Rogers *et al* (2006). Estas, de acordo com os autores, ocorrem onde a espessura da camada holocênica é

^{*} Cortesia do pesquisador Dr. Luiz Antônio Pereira de Souza.

menor que 20 m e tem como característica um refletor forte em sua base, o que para os autores relaciona-se com sedimentos do Pleistoceno que ali se depositaram após o escape explosivo do gás pela camada seladora.

5 METODOLOGIA

5.1 Levantamento Sísmico

O levantamento sísmico foi feito com vistas ao reconhecimento das áreas de maiores espessuras de sedimentos recentes. Para tal, foi utilizado um sistema de aquisição digital de dados sísmicos MERIDATA MD-DSS.

A princípio, três linhas longas foram traçadas paralelamente ao canal, seguindo isóbatas pré-estabelecidas e espaçadas em 100m sempre que o calado da embarcação permitiu, pois em algumas áreas estas linhas compreendiam áreas muito rasas que impossibilitavam a navegação. Além disso, foram traçadas linhas de controle, transversais ao canal, para que fosse feita a “amarração” dos refletores. As linhas transversais tiveram maior concentração na região do Largo do Candinho devido à sua largura e à sua própria importância no contexto dos processos hidrodinâmicos do estuário. Ao todo foram adquiridos 71 perfis sísmicos no Canal da Bertioxa, que consistiram em 67,12 km de dados com cada fonte sísmica (Figura 7).

As linhas de navegação foram inseridas no *software* Track Maker[®] 13.5, sendo a embarcação guiada através de sua conexão com o posicionamento proporcionado pelo equipamento de DGPS.

Foram utilizados os perfiladores sísmicos de resolução *Chirp* e *Pinger*, o primeiro trabalhando numa frequência de 2 - 8 kHz e o segundo a 24 kHz. O perfilador sísmico Boomer foi utilizado a uma frequência de 0,5 a 2,0 kHz numa potência de 75 J visando à penetração nas camadas sedimentares até o embasamento rochoso. Nos três métodos de aquisição o intervalo de pulso foi de 500 ms, com o cuidado de descompassá-los entre si para que não houvesse interferência entre as fontes.

Figura 7 - Linhas de levantamento sísmico.

5.2 Amostragem Sedimentológica

No mês de fevereiro de 2010 foram realizados 5 testemunhos através do método de vibração (*vibracorer*) (Figura 8).

Para a análise da característica do substrato e validação de eco-caráter foram obtidas 35 amostras superficiais (Figura 9) por meio de um amostrador de mandíbulas do tipo *Van Veen*; as estações de coleta encontram-se numeradas em ordem crescente de oeste para leste.

Figura 8 - Imagem de *Vibracore* em operação no Canal da Bertioiga

Os testemunhos, assim como as amostragens superficiais, foram numerados de TB1 a TB5 de oeste para leste (Figura 9). O maior dos testemunhos, a amostragem TB5, atingiu 205 cm de comprimento e o menor, T1, chegou a 152 cm.

Figura 9 - Localização dos pontos de coleta dos testemunhos.

5.3 Processamento dos Dados Sísmicos

O processamento dos dados se desenvolveu em cinco etapas:

1 - Os sismogramas obtidos durante a campanha foram visualizados com o auxílio do *software* Sview4[®], onde se aplicaram os devidos filtros ou combinações de filtros necessários para uma melhor análise dos dados e confecção das imagens.

2 – Os dados foram inseridos, com os parâmetros definidos na primeira etapa, no programa MDPS[®] para a identificação dos principais refletores e localização geográfica das linhas de levantamento. Após este passo foi feita a geração de arquivos ".dat", principal modo de saída do software, onde os refletores identificados encontram-se georreferenciados.

3 - Os arquivos gerados nas etapas 1 e 2 foram inseridos no *software* ArcMap 10[®], a partir de onde se puderam analisar parâmetros estatísticos, distribuições esquemáticas e confecção de mapas. As imagens em 3D foram geradas através da extensão ArcScene[®], a partir da metodologia adotada por Rosa (2007), em plataforma de trabalho ArcGIS 10[®].

4 - A fim de fazer uma comparação quantitativa mais realista entre as ocorrências de eco-caráter, as porcentagens de ocorrência dos mesmos não foram obtidas diretamente a partir das linhas de levantamento. Isto porque a morfologia do Canal da Bertioiga não permite a execução de uma malha homogênea, de modo que alguns pontos sequer permitiram a execução de linhas de levantamento paralelas. Sendo assim, as linhas de eco-caráter foram propagadas para áreas, através do mapa de distribuição de Voronoi. Este tipo de representação divide as ocorrências em polígonos, com seus limites o mais próximo de sua amostra correspondente em relação aos demais polígonos (Webster & Oliver, 2007).

5 – Os sismogramas brutos da fonte *Boomer* foram analisados no programa Sview4[®] com enfoque nos reflexões de gás e de embasamento cristalino, baseando-se na polaridade e amplitude das respostas acústicas ao longo de um determinado pulso sísmico. A partir dos dados brutos com extensão Meridata (".bmr") foram também obtidos sismogramas em formato ".seg-y" (SEG Y – Society of Exploration Geophysicists). Estes dados foram então inseridos no programa de processamento ReflexW 5.0[®] para a análise do comportamento de vários traços (*wiggle plot*).

5.4 Análises Granulométricas

Foram realizadas análises granulométricas em analisador Malvern Hydro 2000. Os dados granulométricos foram utilizados para a análise dos sedimentos superficiais, do ponto de vista da dinâmica de deposição, e validação dos eco-caracteres. Para tanto, o conteúdo de carbonato de cálcio foi eliminado por queima com HCl (10%), assim como o conteúdo de matéria orgânica, este que é eliminado por queima com peróxido de hidrogênio.

6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1 Classificação de Eco-caráter

A definição das respostas acústicas frente ao substrato baseou-se na presença ou não de refletores em subsuperfície, geometria e textura das primeiras reflexões e aspecto do refletor primário (substrato). Foram utilizadas para a classificação de eco-caráter apenas as linhas longitudinais ao Canal, pois linhas transversais podem influenciar erros de interpretação em relação à geometria das reflexões acústicas.

Os padrões de eco-caráter foram determinados a partir da fonte acústica *Chirp* (2 – 8 kHz), uma vez que esta possui o maior espectro de frequências e que estas são altas o bastante para haver definição do substrato.

Foram encontrados nove tipos de reflexões distintas em toda a extensão da área levantada, as quais foram separadas em três grupos: A, B e C, que se encontram ilustradas na Tabela 1 abaixo:

Tabela 1 - Exemplos dos 9 eco-caráteres de *Chirp* encontrados no Canal da Bertioga neste estudo.

Tipo	Eco	Modelo	Tipo	Eco	Modelo
Eco A	AI		Eco B	BI
	AII			BII
	AIII			BIII
	AIV
	AV		Eco C	C

6.1.1 Grupo A – Ecos com Reflexões em Subsuperfície Aparentes.

Eco-caráter do Tipo AI.

Este eco- caráter é marcado por uma superfície fina e contínua com reflexões de subsuperfície bem definidas.

O padrão acima descrito ocorre a leste da área de estudo, a jusante da desembocadura do Rio Itapanhaú e no extremo oeste, correspondendo a padrões encontrados em substratos lamosos, no qual a propagação do sinal acústico é maior. Este padrão representa 8,5 % da área do Canal.

Eco-caráter do Tipo AII.

Esta reflexão é identificada por uma superfície fina e contínua com reflexões de subsuperfície pouco definidas ou difusas.

As reflexões do Tipo AII dominam exclusivamente no setor do canal entre o Largo do Candinho e a desembocadura de Bertioga. Este padrão de reflexão provavelmente provém da diluição de sedimentos mais grossos em meio à matriz siltosa que predomina em toda a área (McLennen, 1989). O eco-caráter AII ocupa 24,0 % de toda a área.

Eco-caráter Tipo AIII.

Trata-se de uma reflexão de geometria fina e irregular com refletores de subsuperfície bem definidos.

O Tipo AIII ocorre juntamente ao Tipo AI, sendo que a única discrepância entre os dois padrões é a geometria irregular da reflexão de fundo. No Canal da Bertioga, este padrão parece ocorrer devido à chegada de canais de drenagem ao curso de água principal, fenômeno que leva à erosão de algumas partes ao longo do curso de água. A ocorrência do Tipo AIII é evidente na porção extremo oeste da área levantada, este padrão possui representatividade de 10,5 %.

Eco-caráter Tipo AIV.

Este padrão indica reflexão de geometria irregular com reflexões de subsuperfície pouco definidas, difusas ou com aspecto de manchas.

Este eco-caráter, assim como a relação do tipo AIII com AI, manifesta-se contíguo ao Tipo AII, na porção interna do Canal da Bertioga entre o Largo do Candinho e a desembocadura a Leste, de maneira que a única diferença entre ambos é também a geometria do primeiro refletor, juntos estes padrões representam 26,0% da área levantada, o que significa que a reflexão AIV constitui apenas 1,9 % da área.

Eco-caráter Tipo AV.

Esta é uma reflexão de geometria contínua com o refletor primário praticamente transparente.

O eco tipo AV se distribui junto às cercanias do Largo do Candinho, local no qual apresenta predominância. Supõe-se que este eco-caráter ocorre em locais com sedimento lamoso com elevado teor de água, característica que confere a pequena diferença de impedância entre a coluna de água e a primeira camada sedimentar. Este eco-caráter também está associado intimamente a feições acústicas de gás. Este é o padrão mais amplamente distribuído, e cobre 30,0 % da área.

6.1.2 Grupo B – Ecos sem Reflexões em Subsuperfície Aparentes.

Eco-caráter Tipo BI.

Este eco-caráter é caracterizado por uma superfície fina e contínua sem reflexões de subsuperfície aparentes.

Este padrão se distribui exclusivamente na desembocadura do Canal em direção a Bertioga e representam sedimentos arenosos superficiais (Damuth, 1975), praticamente opacos ao sinal acústico do *Chirp*. O padrão representa 7,0 % da constituição do substrato no Canal da Bertioga.

Eco-caráter Tipo BII.

Caracterizado por uma superfície fina e contínua com refletor primário fino, plano e muito forte, seguido por reflexões múltiplas repetitivas e de baixa perda.

Este padrão tem grande representatividade nas proximidades do Largo do Candinho, e é encontrado apenas na parte interna no Canal. Apesar de sua representatividade, o eco tipo BII soma 16,5 % da área. Isto porque sua ocorrência é pontual e errática, de maneira que estas feições tiveram em média 215 m de comprimento, e a maior, pouco mais de 1 km.

Eco-caráter Tipo BIII.

Este é um eco-caráter de geometria fina e irregular com ausência de horizontes após o primeiro refletor

A única diferença em relação ao Eco Tipo BI é a geometria irregular. Desta maneira, este padrão é encontrado apenas inserido em BI, ou seja, no domínio das areias e afloramentos rochosos da desembocadura leste do Canal. Esta forma é muito pontual e corresponde a pouco menos de 2,0 % das formas encontradas no Canal.

6.1.3 Grupo C – Ecos Hiperbólicos.

Eco-caráter Tipo C.

O Grupo C teve uma ínfima participação entre os eco-caráteres do Canal da Bertioxa e teve um único representante. O Eco Tipo C é constituído por hipérboles únicas e de vértices longos (Damuth, 1975). Este eco tipo teve aparição muito pequena nos registros e representa menos de 0,5 % da área levantada.

6.2 Distribuição de Eco-caráter.

Através dos perfis sísmicos de *Chirp* (2 a 8 kHz), foi possível determinar a distribuição dos padrões de eco-caráter pelo Canal da Bertioga. Após a transformação das linhas para polígonos (descrito em 5.3), obteve-se um mapa de fácies acústicas (Figura 10):

Figura 10 - Distribuição dos Eco-Caráteres no Canal da Bertioga.

As assinaturas acústicas dos sedimentos superficiais, quando se usa fontes acústicas de alta frequência, estão fortemente ligadas às características texturais dos mesmos. Sendo assim, através da distribuição espacial dos parâmetros estatísticos de Folk & Ward (Figura 11), pôde-se obter uma visão geral da deposição dos sedimentos superficiais do Canal da Bertioga:

Figura 11 – Distribuição espacial dos Parâmetros estatísticos de Folk & Ward nas amostras superficiais do Canal da Bertioga.

O eco tipo AI aparece de maneira significativa próximo à Baía de Santos.

Este padrão possui dois comportamentos: na parte leste do Canal apresenta reflexões de subsuperfície característica de sedimentos grossos, enquanto que no extremo oeste na área de estudo, toma a forma, que permite a comparação com eco-caráter classificado por García-García *et al* (2004), no qual o pulso sísmico encontra fundos lamosos de excelente propagação e logo é obliterado pela ocorrência de Coberturas Acústicas (alta densidade de gás nos interstícios dos grãos sedimentares).

As reflexões AI estão na maioria associadas a amostras síltosas, com a única exceção abaixo da desembocadura do Rio Itapanhaú, onde se associa a areias finas aproximadamente simétricas e moderadamente selecionadas.

Os eco-caráteres do tipo AII, assim como as reflexões do Tipo AIV, podem ser comparadas às Reflexões Indistintas abordadas em muitos trabalhos encontrados na literatura (e.g. Damuth, 1975; Damuth & Hayes, 1977; Pratson & Laine, 1989; Reddy & Rao, 1997). Onde há penetração do sinal no pacote sedimentar, porém, as estruturas internas possuem maior refletância (García-García *et al*, 2004), e assim uma menor penetração do sinal acústico.

Quaresma *et al* (2001) propõem que esta peculiaridade sugere que o sinal acústico esteja indo de encontro a um fundo com predominância arenosa e com alto teor de lama. Isto é notado no Canal da Bertioga, de maneira que estes padrões são

intrínsecos a áreas com diâmetros de grão que variam de silte fino a areia fina. São sempre associados a assimetrias positivas ou muito positivas, o que mostra a porcentagem sempre alta de sedimentos finos nas amostras relacionadas aos ecos AII e AIV. Na área, partir do trecho em que o agente selecionador passa a ter maior influência, na parte leste do Canal, os ecos AII e AIV deixam de aparecer.

O eco-caráter classificado como AIII está confinado à parte mais estreita do Canal, e sugere que esteja associado a processos de erosão pelos vários canais de drenagem atuantes, as amostras 5 e 6, localizadas nesta área, são siltes grossos e contêm alto teor de areia: 34,63 e 38,50 %, respectivamente. Tal comportamento sugere que o aporte dos canais de drenagem que deságuam na parte estreita do Canal da Bertioxa, próxima ao estuário de Santos, é bastante significativo.

Ainda em relação ao eco-caráter AIII, nota-se que há o acompanhamento da geometria do substrato pelos refletores de subsuperfície, os quais são caracterizados por reflexões de sedimentos ricos em gás. Este é um padrão que por vez pode ser comparado às fácies acústicas de gás do tipo Franjas Brancas (*White Fringes*), primeiramente apontadas por Baltzer *et al* (2005).

O eco-caráter AIV assemelha-se ao Tipo III-4 de Lee *et al* (2002), logicamente em escalas diferentes; estes autores vincularam este eco tipo à deformação de turbiditos por cisalhamento de detritos. Na presente abordagem, o contexto sedimentar é outro. Contudo, a geometria destas reflexões é menos brusca que a observada em AII, e sugere que a ação de ondas e maré seja o principal responsável por estas nuances encontradas no substrato, e que a falta de penetração e definição seja sustentada pela deposição de sedimentos mais grossos nesses ambientes.

A textura peculiar do eco tipo AV, com o obscurecimento da primeira reflexão pode ser resultado da proximidade das coberturas acústicas com o substrato e/ou um alto teor de água nos sedimentos superficiais (Baltzer *et al*, 2005).

O eco-caráter AV não aparece associado a uma fácies sedimentar em particular. Mas encontra-se em meio a sedimentos pobremente e muito pobremente selecionados com valores mais baixos de curtose nas curvas de frequência. A maioria das amostras relacionadas são platicúrticas, com exceção nas áreas das amostras 9 e 13, caracterizadas por areia fina e curvas muito leptocúrticas e leptocúrticas, possuem assimetrias positivas e mostram que a porção de areias finas a muito finas predomina em ambas as amostras. A estação 9 foi coletada logo na saída de um canal de cerca de

50 m de largura que deságua no Largo do Candinho, um dos canais mais expressivos da área, o Rio Trindade.

O eco-caráter BI ocorre unicamente na desembocadura de Bertioiga, o que consiste na atuação de um ambiente de mais energia no sistema, podendo ser por ondas ou maré, com competência de selecionar os sedimentos grossos no substrato. Toda a área coberta por este eco-caráter possui fácies sedimentares superficiais moderadamente ou bem selecionadas, com curvas aproximadamente simétricas e mesocúrticas.

Assim como observações de Catanzaro *et al* (2004), observa-se a diminuição gradual na altura e comprimento das feições onduladas em direção ao interior do canal. É notada também a brusca mudança entre o Eco Tipo BI e o Eco Tipo AII na entrada do canal em dois perfis sísmicos paralelos, como ilustrado abaixo (Figura 12).

Figura 12 - Localização da transição entre o eco-caráter BI para AII na entrada do Canal da Bertioiga. Onde: Perfil A-A' – Sismograma de *Chirp* ilustrando feições onduladas e sem reflexões de subsuperfície de BI, e geometria plana com reflexões difusas em subsuperfície de AII. Perfil B-B'- Sismograma de *Pinger* mostrando as formas onduladas e formas planas neste trecho do substrato.

Os padrões do tipo BII são gerados a partir do encontro do pulso sísmico com sedimentos superficiais ricos em gás metano. Esta reflexão pode facilmente ser confundida com a aparição de múltiplas em função da baixa profundidade de algumas áreas, no entanto, tal feição carrega algumas peculiaridades: Os sinais múltiplos

subsequentes são bastante característicos, têm alta repetição e não permitem o reconhecimento de refletores em subsuperfície. Isto porque quando o sinal acústico encontra horizontes como este, as ondas sonoras são praticamente refletidas por completo. Outra característica marcante do padrão BII diz respeito à primeira reflexão (substrato), este tem amplitude muito alta, com valores de amplitude relativa maiores do que reflexões de embasamento cristalino, como também observado por Baltzer *et al*, (2005), e também observada no presente estudo.

Na Figura 13 é exposta a relação entre os ecos AV e BII, únicas em todo o Largo do Candinho.

Figura 13 - Perfil sísmico de *Chirp* nas imediações do Largo do Candinho, um exemplo da relação entre as reflexões do tipo AV e do tipo BII.

Reflexões como esta foram observadas por Catanzaro *et al* (2004) na Baía de Guanabara – RJ, as quais também foram referidas a bolhas de gás nos interstícios de sedimentos superiores.

Em relação ao padrão BIII, mesmo que modesta, sua ocorrência parece estar associada à zona de maior energia do sistema, onde as ondas têm maior influência na morfologia do fundo submarino. No entanto, os dados não são suficientes para tal confirmação.

O eco-caráter C é assinalado apenas na desembocadura leste do Canal da Bertioxa em perfil sísmico obtido cerca de 50 m do costão rochoso, não podendo ser

assinalado como primeira reflexão em outros perfis. Isto sugere que o embasamento cristalino desenvolve um aprofundamento abrupto no Canal da Bertioga.

6.3 Fácies Acústicas de Gás Intrassedimentares

O Canal da Bertioga, um ambiente estuarino de baixa energia, apresenta características ideais para a formação de gás raso (Thieben *et al*, 2006). Desta maneira, através do levantamento sísmico composto por três fontes acústicas foi possível identificar fácies acústicas de acúmulo de gás como: Cortinas Acústicas, Turbidez Acústica, Sombras Negras e Coberturas Acústicas. Além de padrões de percolação e escape de gás dos sedimentos como: Reflexões Reforçadas, Plumaz Intra-sedimentares, Plumaz Acústicas, Pináculos de Turbidez e *Pockmarks*.

Neste estudo, como um dos critérios de divisão, utilizou-se o proposto por Taylor (1992), o qual utiliza as seguintes dimensões para a classificação das fácies de gás (Tabela 2):

Tabela 2 - Classificação de algumas fácies acústicas de gás intrassedimentar com vistas à suas dimensões horizontais. Adaptado de Taylor (1992).

NOME	EXTENSÃO	OBSERVAÇÕES
Plumaz Intrassedimentares	< 50 m	Limites distintos, conexão vertical com a fonte
Cortinas	100 - 500 m	Limites distintos, não há conexão aparente com a fonte
Coberturas	> 500 m	Limites frequentemente difíceis de identificar (por Turbidez ou Coluna Acústica, não há conexão aparente com a fonte)

6.3.1 Cortinas Acústicas

De maneira modesta, as Cortinas Acústicas (Figura 14) surgem em 917 m dos perfis sísmicos, o que representa 1,5 % do comprimento total do levantamento. Estas estruturas apenas não aparecem no Largo do Candinho e imediações, apresentando maior densidade no meio do trecho entre o Largo do Candinho e a desembocadura do Rio Itapanhaú e, de forma pontual, na região mais estreita a oeste no Canal.

Figura 14 – Perfil de *Chirp* mostrando acumulações de gás do tipo Cortina Acústica, e escapes de gás do tipo Pináculos de Turbidez.

As ocorrências destas formações gasosas no Canal da Bertioiga sugerem que, em áreas rasas, as Cortinas Acústicas ocorrem em locais onde há algum tipo de irregularidade em superfície ou subsuperfície, e em todos os casos, se mostrou como uma extensão das Coberturas Acústicas em patamares elevados, o que pode estar relacionado à diminuição de coesão entre os sedimentos seladores.

As dimensões destas fácies acústicas variaram de 61 a 106 m, com 62 m em média. São comparáveis às Cortinas Acústicas apontadas por García-Gil *et al* (2002), que se distribuíram entre 32 e 400 m, e também com Cortinas Acústicas observadas por Ferrin *et al* (2003), que variaram de 50 a 400 m, ambas as pesquisas efetuadas nas rias baixas galegas. Se comparada às dimensões relatadas por Frazão & Vital (2007) em ambiente estuarino raso, as quais foram 20 a 50 m, pode-se sugerir que, nestes tipos de ambientes, as fácies acústicas de gás do tipo Cortina dificilmente atingem dimensões maiores que 200 m, fato que pode ser acarretado pela maior dinâmica atuante nestes ambientes de menor profundidade, da mesma maneira da qual apontada por Rogers *et al* (2006), no que descreve comportamento semelhante quanto a ocorrência de *Pockmarks*.

6.3.2 Turbidez Acústica.

A Turbidez Acústica ocorre apenas na região do Canal entre o Largo do Candinho e a desembocadura de Bertioga. São reflexões diferenciadas nas quais a menor densidade das bolhas de gás permite seguir os refletores mais fortes. Lee *et al* (2005) utilizando um *Chirp* (2 a 7 kHz) descreveram esta fácies acústica como uma reflexão irregular, com manchas escuras nos refletores de topo e fraca definição nos refletores sedimentares inferiores; este padrão também foi observado onde ocorria Turbidez Acústica nos perfis de *Boomer* (Figura 15)

Figura 15 – Perfil sísmico com a fonte *Boomer* exemplificando a fácies Turbidez Acústica.

A Turbidez Acústica ocorreu apenas em maiores profundidades ou em setores caracterizados por sedimentos mais grossos (Eco-Caráter BI), de forma que não foi identificada pelas fontes *Chirp* ou *Pinger*.

Esta fácies foi comumente identificada adjacente às Coberturas Acústicas e Sombras Negras.

6.3.3 Sombras Negras.

O fenômeno caracterizado como Sombra Negra, ou *Black Shadow* (Baltzer *et al*, 2005) foi encontrado às cercanias do Largo do Candinho. Esta fácies se estendeu, em média, por 220 m ao longo das linhas de levantamento e tiveram comprimento máximo de 1,8 km. A aparição destes padrões está relacionada a condições atuais favoráveis para o acúmulo de gás nos sedimentos, seja por atividade antrópica ou por fatores naturais.

Esta fácies apresentou completa correlação com sedimentos lamosos, sendo que no ponto onde há o aporte um pouco mais significativo de sedimentos mais grossos, pelo Rio Trindade no Largo do Candinho, esta fácies deixou de aparecer. Os perfis desta área mostraram Coberturas Acústicas, em média, a 0,5 m do leito do Canal.

As Sombras Negras são fácies acústicas causadas por sedimentos superficiais saturados em gás. A identificação deste fenômeno foi feita quase que exclusivamente pela fonte *Chirp* (2 a 8 kHz), no mapeamento do Eco-Caráter AV, previamente descrito e ilustrado por perfil de *Chirp* na Figura 13. Entretanto, às imediações do Largo do Candinho o fenômeno supracitado alterna-se com Coberturas acústicas muito rasas, de modo que, mesmo com a resolução da fonte sísmica *Chirp* nem sempre foi possível diferenciá-las, havendo a necessidade de então analisar os dados através da fonte *Pinger* (24 kHz). Desta maneira, a fácies foi identificada pelas fontes de maiores frequências e analisada utilizando os dados da fonte *Boomer* (0,5 a 2,0 kHz).

A escolha desta fonte de maior energia e menor resolução se deu basicamente por três motivos: (1) Em alguns perfis de *Boomer* é possível visualizar alguns refletores entre as múltiplas, mesmo que bem enfraquecidos, ao longo do sismograma; (2) Os dados originais das fontes *Chirp* e *Pinger* são retificados, ou seja, transformam amplitudes negativas em amplitudes positivas, a fim de aumentar a relação sinal/ruído, porém não é possível observar inversão de polaridade; (3) Há mais exemplos na bibliografia de trabalhos de análise de formações de gás em ambiente raso que utilizam este tipo de equipamento.

A principal característica das Sombras Negras é o fato do pulso sísmico dispersar-se logo no substrato e gerar um refletor de forte amplitude neste limiar, no qual não há reflexões em subsuperfície e há uma série de múltiplas subjacentes de curta frequência.

As reflexões múltiplas causadas por sedimentos superficiais saturados por gás em águas rasas podem ser classificadas como Reverberações da Primeira Camada (Ferreira, 2009) ou Reverberações de Lâmina de Água (Kearey *et al*, 2009), nas quais a energia do pulso sísmico irá se dispersar no substrato e reverberar na coluna de água, de sorte que estratos sedimentares ou qualquer estrutura abaixo do leito são muito dificilmente identificados. São visualizadas de maneira clara apenas estruturas na coluna de água, como escapes de gás, que estão na maior parte das vezes associados às Sombras Negras (Figura 16).

Figura 16 - Perfil sísmico com a fonte Boomer exemplificando a fácies acústica de gás Sombra Negra.

Ao utilizar outra técnica de processamento para o perfil acima, a bipolarização da imagem, nota-se que em alguns pontos o pulso sísmico pode ultrapassar a Sombra Negra e identificar fortes reflexões, que neste caso trata-se de refletores hiperbólicos e de alta amplitude relativa, fortes indicativos de embasamento cristalino (Figura 17).

Figura 17 – Perfil de Boomer com indicativos de embasamento cristalino a ± 40 ms de profundidade abaixo de sedimentos superficiais saturados em gás.

A Bipolarização da Imagem (e.g. Lee *et al*, 2005) consiste no deslocamento do valor 0 de voltagem para o centro da paleta de cores, Este procedimento é utilizado especialmente para observar inversões de fase nos sismogramas.

Para procurar visualizar algum refletor abaixo das Sombras Negras tentou-se também a técnica da Deconvolução Preditiva, a qual visa atenuar o efeito das reverberações na coluna de água. No entanto, como observado por Davy (1992) e Gomes *et al* (2011), múltiplas de amplitudes muito altas, ou de menor amplitude entre outras múltiplas não são atenuadas apenas pela técnica da Deconvolução Preditiva, de maneira que, quando algum sinal consegue penetrar no substrato, são necessárias outras técnicas de processamento mais precisas.

A análise dos traços com a imagem bipolarizada mostrou amplitudes muito altas e negativas relacionadas às Sombras Negras. As amplitudes dos traços sísmicos com a primeira reflexão em sedimentos saturados em gás chegaram a mais de 200 mV com eventuais truncamentos de sinal no perfil de traço.

Por outro lado, reflexões normais, relacionadas a sedimentos de areia média a fina, os mais grossos no Canal da Bertioiga, distribuídos pela desembocadura Leste da área de estudo, apresentaram um primeiro refletor de até 60 mV. Quando a primeira incidência do pulso sísmico foi o embasamento cristalino, a análise dos traços apresentou amplitudes próximas a 110 mV; no entanto, durante o levantamento poucos afloramentos rochosos foram identificados, de maneira que não se pôde fazer uma análise persuasiva para este tipo de superfície.

Sheriff (2002) utiliza como padrão de polaridade para reflexões normais (*polarity standard*) o apontado pela SEG (*Society of Exploration Geophysicists*). Ilustrado na Figura 18 a seguir:

Figura 18 – Padrão de Polaridade da SEG para uma reflexão positiva. Onde: (A) Uma ondaleta de fase mínima começa com uma queda e (B) O pico é representado por uma ondaleta positiva simétrica (fase zero). Adaptado de Sheriff (2002)

Lee *et al* (2005), utilizando uma fonte *Sparker* (4500 J), obtiveram padrões de polarização do tipo A (Figura 18), os perfis adquiridos com a fonte *Boomer* (trabalhando com 75 J) para este estudo, mostraram polaridades normais do tipo B e os mesmos tipos de ondaleta para inversões de polaridade causadas por acúmulo de gás. Como é exibido na Figura 19 a seguir:

Figura 19 – Exemplo da aplicação da análise do traço com a imagem bipolar em dados de *Boomer* em dois perfis no Canal da Bertioiga, dos quais “A” localiza-se na desembocadura leste do Canal e “B” nas proximidades do Largo do Candinho. Onde: S – Substrato, E – Embasamento Rochoso e os quadrados em branco representam a área selecionada para *zoom*, representada em “C” e “D”.

Nos perfis previamente elucidados, as amplitudes positivas são os traços de cor preta no sismograma, em cor branca são as negativas. Ambos os padrões indicados por C e D.

No perfil A, o qual mostra um exemplo de uma reflexão normal do leito do Canal, observa-se um trecho constituído por areias finas e apresentou amplitudes positivas de cerca de 70 mV; neste mesmo perfil é apresentado um aumento positivo da amplitude de 105 mV a 35 ms, relacionado ao embasamento cristalino (E).

O perfil B, um trecho dos sismogramas das Figura 16 e Figura 17, mostra o comportamento do sinal sísmico no primeiro contato com o substrato, quando este tem uma impedância acústica bem menor do que a coluna de água, há o espalhamento do pulso sísmico e inversão da polaridade.

As Sombras Negras do Canal da Bertioga muito se assemelham a acúmulos de gás no substrato apontados por Missiaen *et al* (2002) em levantamentos com *Boomer* em área portuária. Do mesmo modo, fácies acústicas de gás pelo substrato marinho também foram apontadas em águas profundas com inversão de polaridade, como observado por Manley & Flood (1989) na Bacia da Argentina com perfilador paramétrico de 3,5 kHz.

Por fim, além das altas amplitudes e inversão de polaridade, as Sombras Negras apresentam em suas reflexões múltiplas, características marcantes que permitem diferenciar esta fácies de sedimentos de alta refletância, embasamento cristalino ou Coberturas Acústicas.

As reflexões múltiplas normais, ou aquelas oriundas de polaridades normais, possuem fases invertidas umas das outras. Isto porque dos dois caminhos percorridos pelas ondas sísmicas, água-sedimento e sedimento-água, em apenas um deles ocorre a inversão de fase. Quando o sinal é refletido pela interface da água-substrato marinho não há inversão de fase, porém, quando este é refletido na interface água-ar, o segundo possui menor impedância acústica, comparado à coluna de água, e a polaridade do sinal é invertida. As reflexões múltiplas causadas por gás no substrato apresentam inversão de polaridade nas duas interfaces, de maneira que as múltiplas subsequentes estarão em fase, como ilustrado na Figura 20:

Figura 20 – Exemplo de perfil de traço em Sombras Negras no Canal da Bertioiga. Onde: “S” indica o momento em que o pulso encontra o substrato, a linha pontilhada vermelha na vertical mostra o ponto no qual o perfil (*Wiggle*) foi retirado e os números ordenados indicam as múltiplas.

No Canal da Bertioiga, não se obteve com a fonte *Boomer* múltiplas acarretadas por sedimentos ou embasamento cristalino, de maneira que nenhuma comparação pôde ser feita.

As Sombras Negras também foram abordadas por Davy (1992), em ambiente lacustre, o autor também sugeriu que em lâminas de água menor que 5 m não é possível fazer análise do sinal sísmico, pelo fato do retorno do mesmo se confundir com o primeiro pulso do trem de onda.

Em alguns casos os perfis de *Boomer* podem mostrar, visualmente, fácies acústicas semelhantes à Sombras Negras, porém apresenta cerca de metade do valor de amplitude e não se observa a alta repetição das reflexões múltiplas (Figura 21).

Figura 21 –Perfil sísmico de *Boomer* (A) e *Pinger* (B) indicando uma Cobertura Acústica muito próxima ao substrato no Canal da Bertioaga.

Em casos como este, a fácies acústica é considerada Cobertura Acústica. O *Boomer* utilizado neste estudo opera em frequências que variam de 0,5 a 4 kHz, com frequência central de 2,5 kHz. O comprimento de onda deste equipamento se encontra em cerca de 60 cm [considerando-se velocidade de propagação da onda P de 1500 m.s^{-1}] (Kearey *et al*, 2009). Com uma resolução desta ordem o registro de *Boomer* não permite identificar o acúmulo de gás que se deu em $\pm 43 \text{ cm}$ abaixo do substrato e que foi indicado pelo *pinger*.

6.3.4 Coberturas Acústicas.

As Coberturas Acústicas (Figura 22 e Figura 23) fazem parte do pacote sedimentar em 36,2 km das linhas levantadas, e não ocorrem nos registros sísmicos apenas na desembocadura do Canal na parte do município de Bertioaga a maior destas estruturas se estendeu nos registros sísmicos por 3,76 km sem interrupções.

A identificação destes padrões nos perfis sísmicos, de maneira geral, denota uma alta concentração de gás nos sedimentos limitado por uma camada seladora essencialmente lamosa, o conteúdo de gás metano é tal que a maior parte das ondas sísmicas é dissipada. Desta forma, esta fácies pode ser identificada como um horizonte bem definido com terminações abruptas (Taylor, 1992), as quais podem estar ligadas outras fácies acústicas como: Colunas Acústicas, Turbidez Acústica, Reflexões Reforçadas ou Plumas Intra-sedimentares (García-Gil *et al*, 2002; Ferrin *et al*, 2003).

Figura 22 - Exemplo de Cobertura em Perfil de *Chirp* em perfil obtido próximo à desembocadura Oeste do canal.

Figura 23 - Perfil sísmico com a fonte *Boomer* exemplificando a fácies acústica de gás Cobertura Acústica, perfil obtido próximo à desembocadura Leste do canal.

No perfil acima, além das CAs, podem ser observada uma feição de escape do tipo Pluma Intrasedimentar e formação de Turbidez Acústica adjacente, é possível notar inclusive que o conteúdo desta fácies TA parece se acumular próximo ao substrato, formando nova CA, comportamento semelhante ao observado por Duarte *et al* (2007) na Ría de Aveiro, em Portugal.

Há também o que parece ser uma feição do tipo Reflexão Reforçada junto à Cobertura Acústica do início do perfil, cujo efeito na resposta das ondas sísmicas não se pôde constatar com segurança.

Ainda em relação ao perfil da Figura 23, permite-se salientar que há diferentes cotas de acúmulo de gás nesta área: uma em aproximadamente 25 ms, onde três das cinco CAs apontadas se encontram; outra cota mais profunda a pouco menos de 40 ms e outra quase junto ao substrato, a cerca de 1 ms deste e 7 ms de profundidade.

Estes fatos constituem fortes indícios de que nestes patamares há horizontes essencialmente lamosos, capazes de selar os gases. Esta afirmação é corroborada por Missiaen *et al* (2002), que ao apresentar diferentes níveis de acúmulo de gás no estuário em questão, atribuiu a períodos prolongados de clima calmo e depósito de finos por

marés altas. No Canal da Bertioga, alguns fatores podem ter levado à possibilidade de acúmulo destas assembleias de sedimentos, tais como: eventos transgressivos e períodos de estiagem, além de possíveis mudanças estruturais no próprio canal. Estas camadas seladoras podem perder a coesão em alguns pontos, permitindo que o gás volte a percolar, isto pode se dar com o aumento da energia por maior incidência de ondas ou chegada de sedimentos grossos por canais de drenagem.

Jensen & Bennike (2009) apontam a matriz essencialmente lamosa como responsável por selar e promover o acúmulo de gás metano, os autores ainda relacionam a matriz sedimentar lamosa à fácies Cobertura Acústica e a matriz lama arenosa à Turbidez Acústica. Isto poderia sustentar o fato da TA no Canal da Bertioga ter sido observada apenas na desembocadura da praia de Bertioga e em alguns pontos ao longo do canal, anteriores ao Largo do Candinho. No entanto, tal correlação é inviável diante da falta de testemunhos geotécnicos amostrando as cotas de aparição destas fácies.

O sinal sísmico é obliterado pelas Coberturas Acústicas, de sorte que após este refletor, a visualização de demais estruturas subjacentes é comprometida e torna-se complicada a estimativa da espessura da camada gasosa (Yuan *et al*, 1992). Utilizando uma fonte do tipo *Sparker* (4500 J), Lee *et al* (2005) puderam estimar a espessura da camada de sedimentos gasosos e observar refletores deslocados abaixo do fronte pela diminuição da velocidade da onda sísmica em meio aos sedimentos ricos em gás metano (*Velocity Pulldowns*).

Taylor (1992), utilizando uma fonte *Boomer* (1 a 10 kHz) não encontrou predominância de inversões de fase para este tipo de reflexão, e não as associou a altas amplitudes. No canal da Bertioga estas fácies apresentam inversão de polaridade e altos valores de amplitude.

Os autores Baltzer *et al* (2005), também trabalhando com a fonte *Boomer* encontraram amplitudes de Coberturas Acústicas (*Gas Blanket*) 1,5 vezes maiores que o refletor do substrato (sempre com inversão de polaridade), em ambiente lacustre, camada sedimentar de 4ms e coluna de água de pouco mais de 20 ms. Em outra escala de ambiente, Hübscher & Borowski (2006), ao aplicar uma fonte multicanal com dispositivo fonte *Watergun*, encontraram acúmulos de gás em meio aos estratos sedimentares classificados pelos mesmos de *Bright Spots*, com inversão de polaridade e valores de amplitude comparáveis ao substrato.

As análises de um único tiro nos perfis no Canal da Bertioga (Figura 24), feitas a partir dos dados da fonte *Boomer*, mostraram amplitude do sinal das Coberturas

Acústicas, em geral, duas vezes maiores comparadas às reflexões do substrato (silte fino a grosso) (Figura 24), em camadas de 4 ms e profundidades de cerca de 8 ms, e muitas vezes com formação de múltiplas de mesma fase. O substrato rochoso proporcionou, em suma, amplitudes com valores parecidos às respostas do substrato (Areia fina a muito fina), no entanto, estas comparações só puderam ser feitas na desembocadura Leste, onde se pode observar pronunciamento do embasamento cristalino.

Em geral, notou-se que as comparações entre as respostas do fundo, acúmulos de gás e embasamento rochoso variam muito em relação aos parâmetros do ambiente como: tipo de substrato, densidade do reservatório de gás, profundidade e tipo de embasamento rochoso, mas não em relação ao método aplicado, ou seja, as comparações entre as respostas acústicas com dispositivos diferentes são válidas e aplicáveis.

Figura 24 – Perfil de traço extraído da linha mais próxima à desembocadura Oeste. Onde: a linha vermelha representa o ponto de onde o traço foi extraído do perfil e o polígono representa até que ponto do perfil está sendo representado no perfil de traço (S) – Substrato; (CA) – Cobertura Acústica e (MCA) Múltipla da Cobertura Acústica. Amplitude do substrato = 36,5 mV e Amplitude da Cobertura Acústica = -63,6 mV.

As múltiplas destas fácies são facilmente diferenciadas das reverberações de primeira camada geradas pelas Sombras Negras devido ao fato de terem menor repetição. O pulso sísmico, quando vai de encontro a estas fácies de gás, é praticamente todo refletido e reverbera apenas na coluna de água. O sinal sísmico quando encontra

Coberturas Acústicas já viajou pela camada sedimentar e tem dispersão neste meio, fato que diminui a energia do pulso que retorna e gera as múltiplas, é comum encontrar múltiplas internas de primeira camada (Yilmaz, 1987) aliada a estas fácies acústicas de gás.

O Canal da Bertioga apresentou acúmulos de gás em forma de CA ao longo de praticamente toda a sua extensão, com exceção da desembocadura leste (Bertioga), onde, em direção à parte interna do Canal, não houveram fácies de gás no primeiro quilômetro, salve a aparição de duas fácies esparsas de Turbidez Acústica.

Os acúmulos de gás do tipo Cobertura Acústica e Sombra Negra tiveram uma clara distribuição em cotas na área de estudo. Para a observação deste comportamento, foi calculada a espessura da camada sedimentar entre as Coberturas Acústicas e o fundo do canal. De maneira que, adotou-se as cotas das Coberturas Acústicas (incluindo as Sombras Negras) em metros (velocidade do som estimada em 1500 m.s^{-1}) e foram subtraídas as cotas do leito, fez-se uma média aritmética destes valores de acordo com áreas de 1 km de comprimento delimitadas ao longo do canal. O resultado é mostrado na Figura 25.

Figura 25 - Mapa da espessura da camada sedimentar entre Coberturas Acústicas e Substrato, para esta distribuição as Sombras Negras foram consideradas Coberturas Acústicas.

A figura acima indica que as Coberturas Acústicas ocorrem mais profundamente no pacote sedimentar na desembocadura leste do Canal da Bertioiga, na zona de mais energia. Neste setor, as duas primeiras células não apresentaram este tipo de feição de gás, as duas células que se seguem exibem Coberturas acústicas mais profundas (8 a 13 m; e.g. Figura 23). As células seguintes mantêm os acúmulos de gás a cotas inferiores a -5 m até que são interrompidas por uma mudança brusca na profundidade de ocorrência das feições de gás, estas mudam de 5,35 para 0,37 m.

A espessura da camada sedimentar entre as Coberturas Acústicas e o leito do canal passa a ser inferior a 1,00 m na região do canal em que os afloramentos cristalinos se mostram mais próximos deste, este ponto do canal é cercado por dois afloramentos rochosos que parecem fazer parte da mesma linha de falhas. Nesta região do canal, para ambas as margens, o afloramento começa a se pronunciar com menos de 100 m de distância e atinge 50 m de altura a cerca de 200 m.

Os acúmulos de gás se seguem próximos ao leito do canal, quando não à tona, praticamente por toda a região do Largo do Candinho (Figura 26). Continuam com

valores de espessura inferiores a 4 m até o final do canal, a desembocadura no estuário santista (e.g. Figura 22).

Figura 26 – Perfis sísmicos com as fontes *Chirp* (CRP) e *Pinger* (PNG) exemplificando o fenômeno de acúmulo de gás próximo ao substrato na região do Largo do Candinho.

Os valores de taxa de sedimentação (Figueira^{*}, com. pessoal) são elevados ao longo de todo o canal. No entanto, se pode observar que o menor valor encontra-se mais próximo a Bertiooga (TB5) e o maior mais próximo a Santos (TB1). Jensen & Bennike (2009) constataram que em áreas com maiores taxas de sedimentação, o acúmulo de gás se dá mais próximo ao substrato, afirmam também que só é possível identificar os efeitos das bolhas de gás nos sismogramas quando a unidade estratigráfica composta por lama excede 5 m de espessura.

Os testemunhos TB2, TB3 e TB4 tiveram valores de taxa de sedimentação semelhantes. O último apresentou uma taxa de 1,02 cm/ano, a célula correspondente apresentou um valor de espessura de sedimentos livres de gás de 0,47 m, seguido por 0,75 m no TB3 e 1,2 m correspondente ao TB2; os dois últimos com 0,95 cm/ano. O

^{*} Comunicação pessoal com Dr. Rubens César Lopes Figueira, dados obtidos pelo projeto Fapesp 2009/01211-0.

TB1 teve o maior valor de taxa de sedimentação entre as estações de coleta, 1,22 cm/ano, neste ponto as Coberturas Acústicas voltaram a se distribuir próximas ao substrato com 0,90 m de espessura de camada de sedimentos, cercado por células com valores de 1,85 e 1,63 m de espessura de sedimentos livres de gás.

Lee *et al* (2005) também distribuíram as Coberturas Acústicas em cotas. Trata-se de um estudo em maior escala, no qual os autores constataram que por volta de 102m de profundidade estas feições acústicas de gás deixam de aparecer, de modo que a partir deste ponto a água intersticial é capaz de dissolver todo o gás metano. Outra importante constatação, e que concerne ao presente estudo, é que em águas mais rasas e de plataforma interna, com a diminuição da pressão hidrostática e a baixa solubilidade do metano, há aparições abundantes de feições de escape de gás. Em menor escala, Iglesias & García-Gil (2007) observaram este efeito monitorando ambiente rico em gás metano durante diferentes fases de maré, concluíram que a diminuição da pressão da coluna de água traz a diminuição da coesão das lamas superficiais, permitindo assim maior escape de gás oriundo das camadas sedimentares.

6.4 Fácies Acústicas de Escape de Gás

No Canal da Bertioja se observaram fácies acústicas de escape de gás do tipo Plumas Acústicas, Plumas Intrasedimentares, Pináculos de Turbidez e *Pockmarks*.

Estas feições apresentaram o seguinte padrão de ocorrência: as Plumas Acústicas se distribuíram na parte interna do Canal; as Plumas Intrasedimentares ocorreram no canal próximas à desembocadura leste, com forte contato com as Plumas Acústicas, e uma mínima representação na desembocadura do estuário santista; os Pináculos de Turbidez se distribuíram apenas na parte mais estreita do canal, próximos a desembocadura oeste (estuário santista); por fim, foram identificadas com segurança, 6 *Pockmarks*: 3 na parte Oeste do canal do canal, duas no Largo do Candinho e uma na parte interna do canal.

Figura 27 – Distribuição espacial das feições de escape de gás no Canal da Bertioiga.

Feições de escape de gás (*seepages*) são classificadas como macro ou micro-feições de escape, as macro-feições são grandes o bastante para serem visíveis, e tem como principal representante os escapes de fluidos para a coluna de água na forma de Plumais Acústicas (Judd & Hovland, 1992).

6.4.1 Plumais Acústicas.

Estes padrões, assim como as Plumais Intra-sedimentares e os Pináculos de Turbidez, são perturbações verticais nos sismogramas, e sua identificação é puramente visual. Entretanto, é válida uma abordagem mais conservadora, de modo a apenas assinalar como feições deste grupo quando identificadas por mais de um método geofísico (García-Gil *et al*, 2002; Iglesias & García-Gil, 2007).

As plumais acústicas apareceram associadas a feições de acúmulos de gás do tipo Sombras Negras, Coberturas Acústicas e *Pockmarks*.

Estes padrões de escape de gás têm diferentes assinaturas nos sismogramas. Nos resultados de *Pinger*, a alta frequência desta fonte proporciona apenas pontos

escuros nos sismogramas; com a diminuição da frequência, a perfilagem com *Chirp* (2 a 8 kHz), permite visualizar a silhueta das formas, no entanto com respostas mais discretas; os perfis de *Boomer* permitem observar não só a forma das feições mas também com respostas de maiores amplitudes (Figura 28). Porém, em águas muito rasas (com menos de 10 m de coluna de água), estas feições podem se confundir a ruídos e ao trem de onda inicial da fonte *Boomer* e do *Chirp* Meridata (modelos antigos). Em resumo, o uso de fontes sísmicas de variadas frequências é imprescindível para uma identificação e quantificação confiável destes padrões.

Figura 28 – Exemplos de Plumas Acústicas no Canal da Bertioga e suas assinaturas nas três fontes sísmicas. Os perfis do topo foram retirados de sismogramas adquiridos em direção à desembocadura Leste do canal, os outros dois grupos (perfis do meio e de baixo) foram retirados do Largo do Candinho. A primeira coluna apresenta dados de *Pinger*, a segunda é constituída por sismogramas de *Chirp* e seções de perfis de *Boomer* na última coluna.

Os perfis acima também mostram as relações entre as Plumas Acústicas e as feições de acúmulo de gás, da maneira apontada por Taylor (1992). Nos estratos sedimentares, abaixo das Plumas Acústicas, se tem Coberturas Acústicas abaixo dos

perfis de topo, Turbidez Acústica nos perfis de baixo e três tipos de fácies de acumulação nos perfis do meio, Sombra Negra, Cortina Acústica e Cobertura Acústicas, nota-se inclusive que a Pluma que ocorre acima da Sombra Negra compromete o sismograma localmente, assim como observado por Lee *et al* (2005). Nos perfis do topo é indicada o que parece ser uma *Pockmark*, mas que não foi assinalada em função das suas pequenas dimensões e possível confusão com alguma peculiaridade do relevo de fundo.

O fato da distribuição das Plumas Acústicas ter se dado especialmente no trecho mais interno do canal e Largo do Candinho podem levar a algumas suposições:

Estes trechos conferem as partes mais rasas do canal, como abordado por Lee *et al* (2005) e Iglesias & García-Gil (2007), nestas áreas a coesão dos sedimentos superficiais é menor e pode haver maior escape de metano trapeado nos sedimentos, um fator que vem a reforçar a afirmação é que as Plumas mais facilmente identificadas e, conseqüentemente, de maior porte foram observadas em zonas de talude ,além disso, as áreas com maior densidade de Plumas Acústicas apresentam acúmulos de gás mais próximos ao substrato, até 3m, de modo que apenas 18 das 118 Plumas identificadas se distribuíram sobre células nas quais as Coberturas Acústicas estavam em profundidades de 5 a 8 m a partir do substrato.

O fato das CAs estarem mais próximas ao substrato no Largo do Candinho e parte interna do canal, aliada a maior ocorrência de SNs na área, induz a afirmação de que neste local de alta taxa de sedimentação (0,95 a 1,02 cm/ano), deposição de sedimentos ricos em matéria orgânica oriunda do mangue e a baixa profundidade, os sedimentos superficiais são sobressaturados em gás e, por este motivo, se observa grande volume de escape (Thieben *et al*, 2006).

6.4.2 Plumas Intrassedimentares.

Estas Feições de escape apresentaram uma clara delimitação em relação à ocorrência das Plumas Acústicas, as Plumas Intrassedimentares incidiram na parte mais próxima à desembocadura leste do canal, até a previamente citada parte na qual os afloramentos ocorrem mais próximos ao canal em zona emersa. Estas feições também têm uma tímida aparição na parte estreita do canal próximo ao estuário santista.

As Plumas intrasedimentares são difíceis de identificar com a fonte de maior frequência, *Pinger*. Com a fonte *Chirp*, foi possível identificar as poucas Plumas Intrasedimentares relacionadas ao Eco-Caráter AIII, constatado na parte estreita do canal, onde estes padrões encontram-se mais próximos ao substrato e este permite maior penetração do sinal sísmico.

Figura 29 – Exemplo de Plumas Intrasedimentares no Canal da Bertioiga.

Na figura acima se pode observar que as Plumas Intrasedimentares, assim como as Plumas Acústicas, também permitem a conexão com a fonte de acúmulo de gás. As duas Plumas indicadas à esquerda do perfil estão ligadas a uma Cobertura Acústica que ocorre a 25 ms, as duas outras à direita do perfil estão ligadas a uma Turbidez Acústica que se pronuncia até 14 ms. Por fim, é indicada uma feição de maior refletância que pode ser considerada um Reflexão Reforçada, de maneira que nenhum outro refletor sedimentar ao redor apresenta amplitude com valores parecidos.

A maior parte da ocorrência de Plumas Intrasedimentares se deu junto ao Eco-Caráter AII, desta maneira puderam ser identificadas apenas pela fonte *Boomer*.

Iglesias & García-Gil (2007) dão a esta feição o caráter apenas de estar ligada a pequenos bolsões de gás. Em contra partida, no Canal da Bertioiga estas parecem estar

ligadas apenas a acúmulos de gás mais profundos, os quais foram cobertos por sedimentos de maior porosidade que promovem a percolação de gás para as camadas superiores.

6.4.3 Pináculos de Turbidez.

As feições de escape de gás em forma de pináculos aparecem de maneira semelhante às Plumas Intrassedimentares. A principal diferença destas duas feições é que os pináculos estão conectados à fonte de gás principal e despontam dimensões verticais que não ultrapassam 2 ms de altura.

Os Pináculos de Turbidez no Canal da Bertioga ocorreram apenas na parte mais estreita do corpo de água, na desembocadura da baixada santista. Estiveram, sem exceção, vinculadas a fácies de acúmulo de gás do tipo Coberturas Acústicas. Exemplos de ocorrência destas fácies sedimentares podem ser observados na Figura 30:

Figura 30 – Exemplos de feições do tipo Pináculos de Turbidez, das quais (A) exprime o mesmo perfil com fontes acústicas diferentes e (B) o detalhe de dois Pináculos identificados em outro sismograma com a fonte *Chirp*.

Iglesias & García-Gil (2007) demonstram que esta fácies ocorre por mudanças laterais na granulometria da unidade seladora, que permite que o gás percole por áreas localizadas. Os perfis desta parte mais estreita do canal indicam uma relação entre o substrato e a Cobertura Acústica que muito se assemelha às Franjas Brancas (*White Fringes*) apontadas por Baltzer *et al* (2005). Ao descrever esta fácies, os autores assumem uma espessura constante da camada livre de gás entre o substrato (que é

irregular) e o acúmulo de gás subjacente, com exceção das bordas da feição. Os autores sugerem que esta camada livre de gás na verdade seja uma zona “visível” de redução de metano, e que esta fácies pode ser considerada uma Cobertura Acústica em formação. Os Pináculos de Turbidez surgem como protuberâncias na camada livre de sedimentos, mas que não chegam a atingir o substrato.

6.4.4 Pockmarks.

Foram identificadas 6 *Pockmarks* ao longo do canal (Figura 27). Todas elas distribuídas entre a desembocadura oeste e o Largo do Candinho (Figura 25).

Estas são feições em forma de V (King & McLean, 1970) que indicam um evento violento de escape de fluido (Judd & Hovland, 2007). Todas estas feições tiveram dimensões de 5 a 6 m em profundidade e 2 a 4 m de diâmetro. São comparáveis a *Pockmarks* reportadas por Frazão & Vital (2007) no estuário do rio Potengi (RN – Brasil) e García-Gil *et al* (2002) em levantamentos sísmicos em rias galegas. No entanto, afirmar a profundidade destas estruturas com convicção é difícil devido ao fato de não se saber ao certo se o dispositivo sísmico perfilou exatamente a parte central destas estruturas cônicas.

Algumas destas feições estavam ligadas a Plumas Acústicas, conferindo sua atividade no momento do levantamento (Iglesias & García-Gil, 2007).

Figura 31 – Dois tipos de *Pockmarks* identificadas na área de estudo. Em superfície (A) e enterrada (B).

Ao longo da área de estudo, especialmente no baixio de perfis acanalados, diversas vezes surgiram Domos (DM) com altura entre 1 e 2 m, aliados a feições do tipo Turbidez Acústica e Plumas Intrassedimentares. Estas feições de gás representam percolação de gás pelos estratos sedimentares e forçam o substrato a colapsar, isto significa que Domos são estágios que antecedem a formação de uma *Pockmark* (Hovland, 1989; Judd & Hovland, 2007).

Figura 32 – Exemplo de formação de Domos no Canal da Bertioga. (A) Seção de perfil de *Boomer*; (B) Seção interpretada.

O perfil acima mostra uma área de gás muito ativa com diversas feições de escape e uma protuberância no substrato lamoso. Assim como as *Pockmarks*, são feições mais comuns em águas profundas, e quando observadas em áreas rasas possuem menor dimensão.

No Largo do Candinho foi observada uma *Pockmark* enterrada, tanto pela fonte *Boomer* quanto pelo *Chirp* (Figura 31). Esta feição tem grande correlação com padrões observados por Long (1992) no mar do Norte. Trata-se de uma *Pockmark* que foi coberta por sedimentos lamosos recentes não mais apresentando escape de gás, observa-se também refletores de maior amplitude definindo a feição, os quais podem estar ligados a eventos de expulsão explosiva de fluidos no momento da sua formação e imediata deposição de sedimentos mais grossos oriundos de camadas sedimentares inferiores (Hovland, 2002; Rogers *et al*, 2006).

6.5 Considerações sobre as Distribuições de Gás no Canal da Bertioiga.

Ao analisar as distribuições espaciais das feições acústicas de acúmulo e escape de gás no Canal da Bertioiga, além das cotas de ocorrência das Coberturas Acústicas permitiu-se definir 3 regiões distintas de formação ou ocorrência de gás raso:

	ESTREITO	LGO. DO CANDINHO	CANAL LESTE
ACÚMULOS DE GÁS	CA	CA / SN	CA / TA
PROF. MÉDIA DE CA (Água + Sedimento)	$8,57 \pm 2,58$	$4,51 \pm 1,76$	$14,01 \pm 4,33$
ESCAPE DE GÁS	PN	PL	PI

Figura 33 – Mapa com as três áreas de formação e acúmulo de gás raso diferenciadas no Canal da Bertioiga. Onde: “Canal Leste” – Acúmulo de gás em eventos pretéritos; “Largo do Candinho” – Acúmulo e geração de gás atual e “Estreito” – Geração de gás raso.

Canal Leste - Esta porção da área de estudo apresenta a maior profundidade de aparição das Coberturas Acústicas, e coincidentemente, a maior espessura de sedimentos livres de gás (CA – Substrato), além de pouquíssimas feições do tipo Sombra Negra, com estas ocorrendo apenas em algumas linhas próximas a margem. Isto

significa que os acúmulos de gás encontram-se mais profundamente nos estratos sedimentares neste setor.

Nesta área ocorre a maior frequência na ocorrência de padrões de Turbidez Acústica nos perfis sísmicos, estas são perturbações diferenciadas e principalmente significam que a densidade de gás acumulado nas camadas sedimentares é menor. Nesta região também se observou o domínio de feições de escape de gás do tipo Plumas Intrasedimentares, as quais não ocorrem no Largo do Candinho e ocorrem pontualmente na desembocadura oeste. Este padrão implica no fato do escape gás se dar oriundo do fronte profundo e diluir-se nas camadas superiores, com pouca ocorrência de Plumas Acústicas.

Este comportamento também é relatado por García-García *et al* (2007), os autores não encontraram concentrações de metano equiparáveis às propostas por Fannin (1980) e Missiaen *et al* (2002) em alguns de seus testemunhos geológicos no Mar Adriático, estes amostraram apenas as lamas oriundas da última transgressão holocênica. Os autores concluíram que esta camada é muito fina na região distante do aporte continental e que gases oriundos de reservatórios mais profundos do pré-Holoceno estariam migrando para a camada atual.

Dentre os testemunhos geológicos, o TB5 enquadrou-se neste setor. Este apresentou a menor das taxas de sedimentação do Canal da Bertioja.

Estes indícios, aliados aos parâmetros estratigráficos discutidos a seguir, levam a afirmação de que o evento principal de acúmulo de gás neste setor é pré holocênico, de modo que os sedimentos do regime atual vêm apenas a contribuir como uma unidade seladora, e não produtora de gás.

Largo do Candinho – Este setor tem a característica marcante de possuir a maior cobertura por Sombras Negras e, desta maneira, apresenta os menores valores de espessura de camada sedimentar livre de gás (CA – Substrato). Este trecho apresenta 3 *pockmarks* e há a maior densidade de Plumas Acústicas de toda a área (Figura 34), que ocorrem discretamente no Canal Leste e pontualmente na parte mais estreita do canal, ou “Estreito”. Logicamente, tendo os sedimentos superficiais saturados em gás e pouco poder ser analisado nos perfis sísmicos, as outras feições de escape de gás são impossíveis de se identificar. Apesar disso, a grande densidade das Plumas pode se dar pelo fato de ocorrer maiores variações de maré neste setor (Duarte *et al*, 2007); ou por

ser mais raso e apresentar menor pressão hidrostática, consequentemente menor coesão entre os sedimentos lamosos superficiais (Lee *et al*, 2005).

Figura 34 - Exemplo de perfil sísmico de *Boomer* (acima) e *Pinger* (abaixo) adquirido na região do Largo do Candinho exibindo grande densidade de Plumas Acústicas.

Tudo indica que isto se dê por este ambiente propiciar a produção e acúmulo de gás atualmente. Além das altas taxas de sedimentação entre 0,95 e 1,0 cm/ano (TB2, TB3 e TB4), Judd & Hovland (1992) explicam que Reflexões Reforçadas em ambientes muito rasos (observadas sempre que houve penetração do sinal acústico nos sedimentos) são sinais de percolação de metano para a formação de acúmulos de gás em forma de Coberturas Acústicas. Isto se suporta no fato de que, de acordo com Judd *et al* (2002b), em ambientes altamente acumuladores e produtores de gás, a biota não consegue reduzir a maior parte do metano, propiciando uma maior densidade nas feições de escape de bolhas de gás.

Estreito – Este setor do canal apresenta as cotas de espessura de sedimentos livres em gás mais constantes de toda área, variando, em suma, entre 1 e 3 m. Na parte central deste trecho, a amostragem por *vibracore* TB1 apresentou a maior taxa de sedimentação dentre as amostragens diretas. As Coberturas Acústicas nesta área, na maior parte das linhas, acompanha o relevo de fundo e abaixo deste se tem uma camada

sedimentar essencialmente lamosa (Eco-Caráter AIII) praticamente transparente. Estas características, quando observadas por Baltzer *et al* (2005) em domínio lacustre, foram associadas a um ambiente de acúmulo de gás ainda não maturado, em formação, no qual esta camada transparente representa um ambiente no qual as bactérias estariam reduzindo o gás em ascensão.

Foram identificadas três *pockmarks* nesta área, dentre as outras feições de escape de gás que ocorreram no canal destacaram-se os Pináculos de Turbidez, os quais só ocorreram no Estreito. Estas feições ocorrem quando a camada superficial tem caráter selador, podendo o gás percolar por apenas algumas partes compostas por sedimentos menos coesos, no entanto sem chegar à superfície.

O padrão representado na Figura 30, muito se assemelha com o “substrato em ebulição” apresentado por Diez *et al* (2007), esta forma de ocorrência de gás foi identificada por ecobatímetro em áreas de escape intenso de gás para a coluna de água. No Estreito, observa-se a percolação de gás pela coluna sedimentar, mas que raramente se propaga na coluna de água.

6.6 Configuração do Embasamento Rochoso e Estratos Sedimentares

6.6.1 Refletores Identificados

Na área de levantamento foram delineados 4 refletores sísmicos de maior importância do ponto de vista sismo-estratigráfico (com exceção do refletor do fundo). Estes refletores dividiram 4 unidades estratigráficas sedimentares através de suas relações estratigráficas e reflexões interiores.

O refletor R1 dividiu as unidades estratigráficas U1 e U2. Este horizonte estende-se de forma plana sem deformações e às vezes forma *onlap* com o refletor RE (correspondente ao embasamento rochoso), ou *onlap* costeiro (Ribeiro, 2001). O refletor R1 se estende por toda a área de levantamento, com exceção da região nomeada de estreito, nesta parte do canal nenhuma fonte sísmica pôde defini-lo ou nenhum outro refletor delimitador de unidades estratigráficas, isto ocorreu em função das Coberturas Acústicas. Quando não é obliterado por acúmulos de gás no Largo do Candinho ou quando há deposição por preenchimento de bacia na desembocadura de Bertioiga, este refletor pôde ser definido pelas fontes *Boomer* (Canal Leste e Largo do Candinho) e *Chirp* (algumas partes do Canal Leste).

Na desembocadura leste, e por toda a área nomeada como Canal Leste, foi traçado o refletor R2, este possui formato irregular e características erosivas, por vezes sendo truncado pelo refletor R1. A reflexão R2 não foi observada no Largo do Candinho. O refletor RB2 se apresentou com geometria plana e de forte amplitude. O refletor R2 pôde ser definido apenas pela fonte *Boomer*.

O refletor R3 tem conformação planar e mostrou algumas nuances. Esta reflexão foi identificada apenas nos poucos perfis sísmicos que se pronunciavam para fora do Canal da Bertioiga.

Algumas reflexões podem ser consideradas menos importantes do ponto de vista simo-estratigráfico, por não dividirem unidades estratigráficas, mas demonstrando a conformação das reflexões internas destas, em função disto, foi também traçado um refletor chamado apenas de “R”.

O refletor de embasamento cristalino, RE, mostrou geometria muito irregular por toda e extensão do Canal da Bertioiga, exceto no Estreito, onde este não foi observado. Os valores de amplitude destes refletores foram da ordem das reflexões do substrato. O RE teve pouca aparição ao longo da parte interna do Canal Leste, nos pontos que foi observado, ocorreu em profundidades de cerca de 50 ms. Este padrão teve apenas uma exceção, na região que divide as áreas do Largo do Candinho e Canal Leste, onde o embasamento cristalino emerso é mais próximo do canal, o refletor RE identificado em 39 ms de profundidade surgiu a 6 ms, quase vindo à tona (Figura 40). Esta variação se deu em um curto espaço de 405 m, apenas não se pôde traçar esta ascensão, devido às Coberturas Acústicas terem obliterado os respectivos simogramas.

Na área do Largo do Candinho, o refletor RE manteve-se de 30 a 50 ms de profundidade. Nesta área, sua visualização foi segmentada devido à abundância de Coberturas Acústicas e Sombras Negras.

Na Figura 35 é mostrado um perfil sísmico obtido na entrada do Canal, próximo à praia de Bertioiga. Neste é observada a configuração dos refletores citados.

Figura 35 – Perfil sísmico com a fonte *Boomer* obtido na entrada do Canal da Bertioga com a respectiva interpretação pelo traçado dos refletos.

No perfil sísmico da Figura 35 também é observado o refletor “R” sobre a estrutura erosiva de R2. Este indica um preenchimento composto, como descrito por Zechin *et al* (2009), que se deu por processos erosivos e deposicionais subsequentes. Este é um padrão que muito se assemelha a preenchimentos de canal do Pleistoceno encontrado pelos citados autores, ao estudar a arquitetura de processos holocênicos na região de Veneza, na Itália.

Nota-se que, próximo ao embasamento rochoso, há o basculamento dos refletores R2 e R3. Estas respostas exprimem falhas, que sugerem terem sido causadas por controle tectônico recente (Shoemaker *et al*, 1997).

No Largo do Candinho, o refletor R2 e subsequentes não foram observados; no entanto, foram identificadas reflexões abaixo de R1 de caráter plano e amplitudes mais altas, reflexões que constituem a unidade estratigráfica UC2. Este padrão é ilustrado na Figura 36, a seguir:

Figura 36 – Perfil sísmico obtido com a fonte *Boomer* no Largo do Candinho e sua respectiva interpretação.

Nesta região, onde o sinal de *Boomer* consegue penetração nos estratos, identifica-se uma fraca reflexão plana de 10 a 20 ms, interpretada como R1, esta divide

a unidade estratigráfica U1 da unidade UC2. A partir de R1, uma série de reflexões também planas, porém, de maior amplitude começam a surgir (R), mas sem nenhum outro sinal claro de mudança de regime sedimentar.

Na região denominada de estreito, não foi observada sequer uma mudança de unidade estratigráfica. Dentre os poucos refletores observados, que não indicavam acúmulos de gás, puderam ser observadas apenas algumas reflexões plano-paralelas de baixa amplitude, características da unidade estratigráfica atual U1.

6.6.2 Unidades Estratigráficas

O traçado dos refletores e suas relações permitiram a definição de 4 unidades estratigráficas na região do Canal Leste e duas no Largo do Candinho:

Canal Leste

A unidade U1 é delimitada pelo substrato marinho ou fluvial atual em seu topo e pelo refletor R1 em sua base, com exceção do Estreito, onde este refletor não pôde ser observado. É constituída por sedimentos atuais, apresenta deposição plano-paralela; sua característica é uma reflexão fraca provocada pelo sinal sísmico se propagando por estratos mais inconsolidados e finos.

A segunda unidade estratigráfica foi dividida em duas, diante do fato de que foi identificado um padrão para este patamar no Canal Leste (U2) e outro para o Largo do Candinho (UC2). Seus limites na área Canal Leste são definidos pelos refletores R1 em seu topo e R2 na base. Suas reflexões internas são clinoformes.

Pouco se pode afirmar sobre as duas últimas unidades estratigráficas em função da limitada penetração do sinal sísmico, que comumente foi obliterado pelas acumulações de gás. Entretanto, algumas correlações podem ser feitas.

A unidade estratigráfica U3 é limitada pelo refletor R2 no topo e R3 na base. Possui algumas reflexões internas de baixa intensidade e conformação plano-paralela.

A última unidade estratigráfica, a unidade U4, foi observada nos poucos perfis que se pronunciam para fora do Canal da Bertioiga. Nesta área, esta unidade sedimentar apresenta contato com o embasamento cristalino, com algumas reflexões inclinadas e de notável amplitude.

A seguir, na Figura 37, exibe-se o modelo estratigráfico proposto para a área do Canal Leste utilizando um perfil sísmico obtido na desembocadura de Bertioga.

Figura 37 – Disposição das unidades estratigráficas identificadas na área Canal Leste.

A unidade estratigráfica U1 é largamente abordada por estudos do Quaternário, são constituídas normalmente por sedimentos finos de baixa impedância acústica e com reflexões internas plano-paralelas. Toldo Jr *et al* (2000), utilizando um transdutor de 7.0 kHz, estudaram a sedimentação Holocênica atual na Laguna dos Patos (RS). Os autores sugeriram, através da espessura da camada, taxas de sedimentação e correlação com as curvas de oscilação do nível do mar, que a sedimentação deste estrato se iniciou há 8.000 anos. Assim como Park *et al* (1996), utilizando um transdutor de 3,5 kHz, que definiram 3 estratos sedimentares no mar da Coreia. Segundo os autores, o último estrato relaciona-se ao Pleistoceno Inferior, o estrato correspondente à sedimentação atual muito se assimila à unidade U1 e seu início também é relacionado à última transgressão holocênica. O segundo estrato representa períodos de mar baixo e as reflexões internas desta camada são paralelas a subparalelas clinoformes progradantes.

A unidade estratigráfica U1 é separada de U2 a partir de um refletor horizontal R1, formando superfície de ravinamento (Catuneanu, 2002; Swift *et al*, 2003). As reflexões internas de U2 apresentaram padrão clinoforme de progradação (Park *et al*, 1996; Hübscher *et al*, 1998; Labaune *et al*, 2005), mais facilmente identificado em direção à parte interna do Canal da Bertioga seguindo o modelo proposto por Allen & Possamentier (1993), no estuário de Gironde, na França.

O estrato sedimentar U1 pode ser relacionado à última transgressão holocênica, ou Transgressão Santos, com início em 7.000 anos A.P. e máximo transgressivo em 5.600 A.P (Suguio *et al*, 1985; Mahiques *et al*, 2010).

A base de U2, o refletor R2 apresenta características erosivas muito semelhantes às encontradas por Tang *et al* (2010) também em ambiente estuarino, os autores encontraram pequenos canais escavados, os quais se tratam de estruturas de erosão e preenchimento. Características de uma superfície moldada em trato de mar baixo (Posamentier *et al*, 2003).

Esta camada, assim como sua subsequente U3, sofreu deslocamento pelo que sugere ser efeito de atividade neotectônica no Pleistoceno tardio (Figura 35), visto que a camada holocênica recente não foi afetada.

É sugerido que, com a subida do nível do mar após o Último Máximo Glacial (Início do Holoceno, aproximadamente 18.000 anos A.P.) houve aumento da carga e aumento das tensões verticais, o que favoreceu a predominância de falhas normais (Riccomini, 1989).

Falhas normais por atividades neotectônicas também foram observadas por Okyar *et al* (2005) no Mar Mediterrâneo. Os autores relatam que uma delas também não atingiu os sedimentos recentes, a maior delas apresentou 15 m de deslocamento.

No Canal da Bertioga observou-se um deslocamento de cerca de 4m entre os estratos. Atividades neotectônicas também são abordadas por Suguio & Martin (1996), os quais afirmam que a ocorrência deste fenômeno na costa paulista é quase inquestionável, mas que carece de dados de campo e laboratório.

As unidades U3 e U4 tiveram pouca representação nos perfis sísmicos. Foram observadas apenas em dois dos perfis obtidos foram do Canal da Bertioga, na parte interna do canal foram suprimidas pela dispersão do sinal frente às Coberturas Acústicas. No entanto, Mahiques & Souza (1999) em estudo de unidades sismo-estratigráficas em Ubatuba, litoral norte de São Paulo, definiram unidades estratigráficas muito semelhantes às observadas no Canal da Bertioga, relacionando-as a eventos de oscilação do nível do mar. Neste estudo, o refletor que dividiu as duas últimas unidades estratigráficas (R3) apresentou características não erosivas, assim como no Canal da Bertioga, e a última unidade estratigráfica também apresentou variabilidade no padrão de suas reflexões internas.

Se este modelo for adotado, as unidades estratigráficas U3 e U4, estarão relacionadas à Transgressão Cananéia (Suguio *et al*, 1985) e a depósitos anteriores ao pleistoceno.

Largo do Candinho

No Largo do Candinho foram observadas duas unidades estratigráficas sedimentares, estas foram delimitadas pelo refletor R1.

A unidade U1 descrita no tópico prévio está presente em todo o canal e é um pouco mais espessa nesta área, cujos valores vão de 10 a pouco mais de 15 ms. Aparentemente suas reflexões internas tem ainda menor amplitude, o que torna este estrato praticamente transparente, assim como o refletor do substrato (Eco-caráter AV).

A segunda unidade estratigráfica, UC2, foi separada da previamente descrita U2 pela geometria plana de seus refletores. Estas reflexões apresentaram grande amplitude e conformação plano-paralela, entretanto, é possível observar diversos refletores de maior amplitude relativa neste estrato. Esta unidade estratigráfica pode ser comparada às descrições de arquiteturas de planícies de inundação abordadas em alguns trabalhos como o de Leclerc & Hickin (1997).

Na Figura 38 a seguir, é apresentado o modelo estratigráfico do Largo do Candinho a partir dos estratos identificados.

Figura 38 - Disposição das unidades estratigráficas identificadas na área do Largo do Candinho.

De forma distinta a U2, é proposto que a unidade UC2 seja composta por um depósito de planície de inundação, esculpido através de lento acúmulo de sedimentos

terrígenos em um período no qual os setores Largo do Candinho e Estreito não tinham comunicação com o ambiente marinho.

Os estratos desta unidade apresentaram sedimentação plana e horizontes sedimentares de alta amplitude no sinal sísmico, esta maior refletância pode ser causada por sedimentos altamente compactados, dispostos em período de abaixamento lento do nível de base, os quais podem ser compostos desde lamas a areias finas amalgamadas em forma de lençóis (Wright & Marriot, 1993).

6.7 Modelo de Evolução Recente Proposto para o Canal da Bertioga

Os dados por métodos diretos e indiretos permitiram uma abordagem inicial a um modelo de evolução recente para o Canal da Bertioga.

As três áreas delimitadas: Estreito, Largo do Candinho e Canal Leste apresentaram discrepâncias do ponto de vista não só de formação e acúmulo de gás, mas também do ponto de vista da estratigrafia, como abordado na Tabela 3 abaixo:

Tabela 3 - Parâmetros das Três Áreas Definidas no Canal da Bertioga.

	ESTREITO	LGO. DO CANDINHO	CANAL LESTE
ACÚMULOS DE GÁS	CA	CA / SN	CA / TA
PROF. MÉDIA DE CA (Água + Sedimento)	8,57 ± 2,58	4,51 ± 1,76	14,01 ± 4,33
ESCAPE DE GÁS	PN	PL	PI
REFLETORES	–	R1	R1 / R2 / R3
UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	U1	U1 / UC2	U1 / U2 / U3? / U4?

Os dados estratigráficos e o reconhecimento das fácies de gás no Canal da Bertioga sugerem que o Canal evoluiu como dois sistemas distintos, os quais passaram a fazer parte de um só ambiente em algum ponto do Pleistoceno tardio.

É sugerido que estes dois sistemas tenham sido compostos por Estreito e Largo do Candinho do lado oeste e Canal Leste na outra parte.

Algumas evidências apontam o fato de que houve ao menos dois estágios para o acúmulo de matéria orgânica e consequente formação de gás no Canal da Bertioga. A

maior delas é a abrupta mudança na espessura de sedimentos livres de gás na região que divide o Largo do Candinho do Canal Leste (Figura 25). Confere um sinal de que o gás acumulado no Canal Leste possui uma origem mais antiga, sendo coberto pelas unidades estratigráficas U2 e U1. Além de que não há indício algum de que haja gás se formando nesta área em meio aos sedimentos holocênicos atuais.

O Largo do Candinho apresenta características de gás em formação e acúmulo na forma de Sombras Negras, e pela ocorrência de Coberturas Acústicas muito próximas ao substrato em meio aos sedimentos depositados no Holoceno. Não há evidências no Largo do Candinho, diante dos dados de sísmica, de que tenha havido algum estágio de acúmulo de gás anterior ao atual, ou presença de camada seladora pré-holocênica. Diante destes fatos existem dois cenários possíveis para este ambiente: (1) houve formação de gás em meio aos depósitos sedimentares de planície de inundação do Pleistoceno que percolam pelos estratos sedimentares até a camada seladora atual, de modo que ambientes como este são conhecidos por um rápido acúmulo de matéria orgânica e frequência de ocorrência de condições anóxicas; ou (2) O acúmulo de gás no Largo do Candinho tem ocorrido apenas após a Transgressão de Santos.

O Estreito, com uma fina camada de lama transparente e com o sinal sísmico sendo obliterado a profundidades constantes não maiores que 10ms, apresenta características de ambiente com gás em formação não tão maturado quanto o gás do Largo do Candinho (García-García *et al*, 2007). As Coberturas Acústicas desta área apresentam irregularidades que às vezes formam Pináculos de Turbidez e tendem a acompanhar conformação do substrato (Baltzer *et al*, 2005), há fortes indícios de que a camada seladora é mais eficiente, como o eco-caráter AIII, que representa um pacote de baixa impedância acústica, sendo assim, composto por sedimentos lamosos. E também o fato de que escape de gás praticamente só se sucederam em forma de Pináculos de Turbidez, que sugerem que o gás flui em direção ao substrato apenas em partes do pacote sedimentar com menor coesão entre os sedimentos (Iglesias & García-Gil, 2007).

O escape de gás no Largo do Candinho apresentou-se apenas em forma de Plumas Acústicas. Isto porque é uma área sobre menos pressão da coluna de água, com sedimentos menos coesos pela contribuição de alguns afluentes, com sedimentos sobressaturados em gás (Ferrin *et al*, 2003; Lee *et al*, 2005; Thieben *et al*, 2006). Isto é sustentado pela observação de que em locais onde as concentrações de carbono orgânico reativo permitem que as concentrações de gás possam ultrapassar o nível de solubilidade e formar bolhas de gás (Judd *et al*, 2002b).

No Canal Leste foram observadas feições de escape de gás majoritariamente na forma de Plumas Intrassedimentares, mostrando que o gás escapa de um acúmulo gerado em um patamar inferior e durante a percolação pelos estratos, dilui-se nos sedimentos e não se detecta, com sinal acústico, escape para a coluna de água, mesmo que possa estar ocorrendo em densidades bem menores.

Desta forma, propõe-se que o gás acumulado no Largo do Candinho seja de origem holocênica e, possivelmente, também pré-holocênica, que os gases do Estreito sejam apenas holocênicos, e que o acúmulo de gás no Canal Leste seja essencialmente oriundo de condições favoráveis para o acúmulo de matéria orgânica em algum período do pleistoceno. Em ambientes estuarinos, pode haver acúmulo de matéria orgânica de diversas formas. Como a exposição do solo após regressão do nível do mar, formação de planícies de inundação, a própria atividade bacteriana do local, entre outros. A matéria orgânica então é selada durante eventos transgressivos (Durán *et al*, 2007). Desta maneira é possível que o acúmulo profundo de gás no Canal leste esteja associado às unidades estratigráficas U3 e U4, e a Transgressão Cananéia (120.000 A.P.), quando o nível do mar esteve aproximadamente 2 m acima do nível atual (Suguio *et al*, 1985).

Além das feições de gás, fortes indícios relacionados a sismo-estratigrafia e a atividade neotectônica suportam o modelo de que o canal apenas tomou a configuração atual no Pleistoceno tardio.

O embasamento rochoso do Canal da Bertioga consiste em um grupo rochoso homogêneo que faz parte do complexo costeiro litorâneo. São rochas graníticas muito antigas que remontam ao pré-cambriano (IPT, 1981), e apresentam linhas de falhas. O embasamento parece também controlar a sedimentação atual, e parece ter influenciado o acúmulo de sedimentos depositados também anteriormente ao Holoceno, tendo como evidência as disparidades entre as unidades estratigráficas U2 e UC2 previamente descritas e a diferença horizontal batimétrica (Figura 40).

O falhamento Cubatão se pronuncia num sentido oeste-leste em direção a Bertioga. São notados falhamentos que controlam a embocadura na horizontal, falhas em diagonal afastadas do canal e também em sentido norte-sul cruzando o canal. Dentre estas últimas, destaca-se aquela situada na região que divide o Canal Leste com o Largo do Candinho, ilustrada na Figura 39.

Figura 39 – Imagem em 3 dimensões do Canal da Bertioga (A) com ênfase no trecho que divide o Canal Leste do Largo do Candinho (B). Os pontos de Cota do embasamento em “B” significam os pontos no qual o refletor RB foi observado nos perfis sísmicos (velocidade do som assumida = 1480 m.s^{-1}). A “localização do Perfil”, em branco, refere-se ao perfil abordado na Figura 40. Exagero vertical de 3x.

É possível observar que justamente onde é notada a mudança brusca na ocorrência de algumas fácies de gás do Canal Leste para o Largo do Candinho, é o ponto onde o embasamento rochoso está mais raso. Nesta parte, como mostram os pontos na Figura 39 B, o refletor RE pode ser delineado e correlacionado nas três linhas paralelas de levantamento. Em uma delas, em branco na figura citada, o embasamento cristalino chega a 6 ms de profundidade ($\pm 4,0 \text{ m}$) (Figura 40).

Figura 40 – Perfil de *Boomer* (A) e *Chirp* (B) demonstrando o ponto no qual o embasamento cristalino mais se aproxima do substrato próximo ao Largo do Candinho. A localização precisa da linha de levantamento consta na Figura 39.

Este indício, aliado à abrupta mudança nas cotas das Coberturas Acústicas e às indicações de atividade neotectônica, podem significar que esta foi a última parte da formação rochosa a se desconectar e formar o canal como é nos dias de hoje.

Frente a estes fatos, sugere-se que anteriormente à abertura do Canal da Bertioiga no Pleistoceno Tardio haviam dois sistemas distintos: um de planície alagada no Largo do Candinho e outro de planície de inundação na área aqui denominada de Canal Leste, sendo que a área chamada de Estreito poderia estar já ligada ao Largo do Candinho como planície alagada ou mesmo estar emersa, sendo aberta após a conexão das áreas Canal Leste e Largo do Candinho.

7 CONCLUSÕES

A partir da análise dos dados adquiridos e do estudo do contexto geológico da área, foi possível obter as seguintes conclusões:

- A aplicação de métodos geofísicos em diferentes configurações e frequências é essencial para uma abordagem indireta segura de qualquer área a ser estudada;
- Através do levantamento sísmico com *Chirp* de 2 a 8 kHz foram obtidos 9 tipos de eco-caráter, divididos em 3 grupos. Esses, em conjunto com as amostras superficiais, auxiliaram o entendimento da dinâmica de sedimentação, e a constituição dos sedimentos que recentemente se depositaram no Canal da Bertioiga;
- A identificação e mapeamento de feições de gás, quando presentes, por métodos geofísicos são de suma importância para o entendimento da evolução e geologia dos sistemas costeiros, em especial, ambientes de baixa dinâmica;
- Utilizando as três fontes sísmicas, *Boomer* (0,5 – 2,0 kHz), *Chirp* (2 – 8 kHz) e *Pinger* (24 kHz), foram identificadas diversas feições de gás. Dentre estas, as mais importantes do ponto de vista da estratigrafia e produtividade, tanto pretérita quanto atual foram: Coberturas Acústicas, Sombras Negras e Turbidez Acústica, sendo estas feições de acúmulo. Dentre as feições de escape, destacaram-se as Plumas Acústicas, Plumas Intrassedimentares e Pináculos de Turbidez;
- As Coberturas Acústicas e Sombras Negras apresentam inversão de polaridade e amplitudes equivalentes as da ordem do embasamento cristalino, no caso da primeira, e amplitudes superiores ao embasamento rochoso no caso das Sombras Negras. A Turbidez Acústica é uma feição de difícil caracterização do ponto de vista de análise de traços devido ao fato da densidade de gás entre os poros ser menor e errática;
- As Coberturas Acústicas ocorreram mais profundamente nos estratos sedimentares na área denominada como Canal Leste, os estratos livres de gás foram menos espessos, e vieram à tona (formando Sombras Negras) no Largo do Candinho e na área chamada de Estreito, onde mostraram valores mais constantes de espessuras;

- A área identificada como Estreito apresenta características de formação de gás menos maturado, quando comparado com as apresentadas no Largo do Candinho e Canal Leste;
- Foram identificadas quatro unidades estratigráficas na parte externa do Canal Leste. Nos registros correspondentes ao Canal da Bertioga pouco se pôde afirmar sobre as duas unidades basais, ainda que ao menos uma delas foi responsável por uma elevada deposição de matéria orgânica e formação de acúmulo de gás em ao longo do Pleistoceno Tardio;
- Apenas a unidade estratigráfica superior, depositada a partir da última transgressão holocênica, se apresenta nas três áreas delimitadas do canal. O acúmulo de gás no Estreito não permitiu a visualização de qualquer unidade estratigráfica abaixo à U1 nesta área;
- Há indícios sísmicos de atividade neotectônica pré-holocênica na área de estudo, provavelmente ocorrida no Pleistoceno Tardio;
- O Canal da Bertioga evoluiu como dois sistemas distintos, os quais, ao que tudo indica, foram conectados, ou novamente conectados, após a transgressão Holocênica (5.600 anos A.P.)

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN, G. P.; POSAMENTIER, H. W. 1993. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde estuary, France. *Journal of Sedimentary Petrology*, v.63 (3), p. 378-391.

ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*. v. 28 (2), p.135-150.

AYRES NETO, A. 2001. Uso da sísmica de Alta Resolução e da Sonografia na Exploração Mineral Submarina. *Brazilian Journal of Geophysics*. v. 18 (3), p.241-256.

BALTZER, A.; TESSIER, B.; NOUZÉ, H.; BATES, R.; MOORE, C.; MENIER, D. 2005. Seistec Seismic Profiles: a Tool to Differentiate Gas Signatures. *Marine Geophysical Researches*, v.26 (2-4), p. 235-245.

BALTZER, A.; BOUTIN, R.; STEPANIAN, A. 2008. Projets portuaires: apport de la géophysique marine très haute résolution. *Xèmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil* (14-16), p. 677-686.

BENEDET, L.; ANDREWS, J.; FINKL, C.W.; KAUB, F.; ANDREWS, M. 2004. Prospecting for sand offshore Collier County: lessons learned from the analysis of historical datasets in a geospatial framework and application of geological models. *Proceedings of the 17th Annual National Conference on Beach Preservation Technology* (11-13 February 2004, Lake Buena Vista, Florida). Tallahassee, Florida: Florida Shore & Beach Preservation Association, CD-ROM, 16p.

BOUMA, A. 1981. Offshore geologic hazards. *American Association of Petroleum Geologists*, 18th edition, 486p.

BRANDES, H. G.; SILVA, A. J.; WALTER, D. J. 2002. Geo-acoustic characterization of calcareous seabed in the Florida Keys. *Marine Geology*, v.182, p. 77-102.

BROOKFIELD, M. E. 2008. Principals of Stratigraphy. John Wiley & Sons. 340p.

BURDIGE, D. J. 2006. Geochemistry of Marine Sediments. Princeton University Press. 609p.

CATANZARO, L. F.; BAPTISTA NETO, J. A.; GUIMARÃES, M. S. D.; SILVA, C. G. 2004. Distinctive sedimentary processes in Guanabara Bay – SE / Brazil, based on the analysis of echo-character (7.0 kHz). *Revista Brasileira de Geofísica*, v.22 (1), p.69-83.

CATUNEANU, O. 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems : concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, v.35 (1), p.1-43.

DALRYMPLE, R.W.; ZAITLIN, B.A.; BOYD, R. 1992. Estuarine Facies models: conceptual basin and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*. v. 62, p. 1130-1146.

DAMUTH, J. E. 1975. Echo character of the western equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments. *Marine Geology*. v. 18 (2), p. 17-45

DAMUTH, J. E.; HAYES, D. E., 1977. Echo character of the East Brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes. *Marine Geology*, 24 (2), p. 73-95.

DAMUTH, J. E. 1978. Echo character of the Norwegian—Greenland Sea: relationship to Quaternary sedimentation. *Marine Geology*, v. 28 (1–2), p. 1-36.

DAMUTH, J. E. 1980. Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near- bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review. *Marine Geology*, 38 (1-3), p. 51-75.

DAVIS, A. M. 1992. Shallow gas: an overview. *Continental Shelf Research*, v. 12(10), p. 1077-1079.

DAVY, B. 1992. Seismic reflection profiling on southern lake Rotorua – Evidence for gas-charged lakefloor sediments. *Geothermics*, v.21 (1-2), p. 97-108.

DIEZ, R.; GRACÍA-GIL, S.; DURÁN, R.; VILAS, F. 2007. Gas-charged sediments in the Ría de Arousa: short-to-long-term fluctuations? *Estuarine Coastal and Shelf Science*, vol.71, p. 467-479.

DUARTE, H., PINHEIRO, L. M.; TEIXEIRA, F. C.; MONTEIRO, J.H. 2007. High-resolution seismic imaging of gas accumulations and seepage in the sediments of the Ria de Aveiro barrier lagoon (Portugal). *Geo-Marine Letters*, v.27 (2-4), p. 115-126.

DURÁN, R.; GARCÍA-GIL, S.; DIEZ, R.; VILAS, F. Stratigraphic framework of gas accumulations in the Ría de Pontevedra (NW Spain). *Geo-Mar Lett*, v. 77, p. 77-88.

EHRENBERG, J. E.; TORKELSON, T. C. 2000. FM slide (chirp) signals: a technique for significantly improving the signal-to-noise performance in hydroacoustic assessment systems. *Fisheries Research*, v. 47, p.193-19.

FÉLIX, C. A.; SALAROLI, A. B. ; SARTORETTO, J.; THEÓFILO, C.; HIDEKI, E.; TESSLER, M. G.; MAHIQUES, M. M. de.;FIGUEIRA, R. C. L. 2010. Panorama Preliminar da Aplicação da Suscetibilidade Magnética em Relação ao Nível de Contaminação por Metais no Canal da Bertioça, SP. In: XI Congresso Brasileiro de Ecotoxicologia. Bombinhas, SC, 25 – 28 de 2010.

FERREIRA, P. P. 2009. Características da atenuação das reflexões múltiplas da superfície livre utilizando a extrapolação do campo de onda. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE / UFRJ, Rio de Janeiro – RJ, 161p.

FERRÍN, A.; DURÁN, R.; DIEAZ, R.; GARCÍA-GIL, S.; VILAS, F. 2003. Shallow gas features in the Galician Rías Baixas (NW Spain). *Geo-Marine Letters*, v.23 (3-4), p. 207-214.

FINKL, C.W.; ANDREWS, J.A.; BENEDET, L. 2003. Town of Longboat Key, Phase III: Offshore Borrow Area Delineation of “White Sand” Sources for Beach Renourishment of Longboat Key. Boca Raton, Florida: Coastal Planning &

Engineering. Report prepared for Town of Longboat Key and Florida Department of Environmental Protection (March, 2002), 40p

FRAZAO, E.; VITAL, H. 2007. Estruturas rasas de gás em sedimentos no estuário Potengi (nordeste do Brasil). *Revista Brasileira de Geofísica*, v.25, p. 17 - 26.

FÚLFARO, V. J.; PONÇANO, W. L. 1976. Sedimentação atual do estuário e baía de Santos : um modelo geológico aplicado a projetos de expansão da zona portuária. In: Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, 1. *Anais...* Rio de Janeiro, Associação Brasileira de Geologia de Engenharia. v. 2. p: 67-90.

GARCÍA-GARCÍA, A.; GARCÍA-GIL, S.; VILAS, F. 2004. Echo characters and recent sedimentary processes as indicated by high-resolution sub-bottom profiling in Ría de Vigo (NW Spain). *Geo-Marine Letters*, v.24 (1), p. 32-45.

GARCÍA-GARCÍA, A.; ORANGE, D. L.; MISEROCCHI, S.; CORREGGIARI, A. LANGONE, L.; LORENSON, T.D.; TRINCARDI, F. ; NITTROUER, C.A. 2007. What controls the distribution of shallow gas in the Western Adriatic Sea? *Continental Shelf Research*. v. 27 (3-4), p. 359-374.

GARCÍA-GIL, S.; VILAS, F.; GARCÍA-GARCÍA, A. 2002. Shallow gas features in incised-valley fills (Ría de Vigo, NW Spain): a case study. *Continental Shelf Research*, v.22 (16), p.2303-2315.

GOMES, M. P.; VITAL, H.; MACEDO, J. W. P. 2011. Fluxo de processamento aplicado a dados de sísmica de alta resolução em ambiente de plataforma continental. Exemplo: Macau-RN. *Revista Brasileira de Geofísica*, v.29 (1), p. 173-186.

GROSSMAN, G. S. 2002. Processamento e Interpretação de Dados Sísmicos de Parasound no Delta Submarino do Amazonas. Dissertação (Mestrado). Programa de Pós-graduação em Geologia e Geofísica Marinha. Universidade Federal Fluminense. Niterói - RJ.

HEMPEL, P.; SPIEß, V.; SCHREIBER, R.. 1994. Expulsion of Shallow Gas in the Skagerrak-Evidence from Sub-bottom Profiling, Seismic, Hydroacoustical and Geochemical Data. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, v.38 (6), p. 583-601.

HONG, E.; CHEN, I. S. 2000. Echo characters and sedimentary processes along a rifting continental margin, northeast of Taiwan. *Continental Shelf Research*, v.20 (4-5), p. 599-617.

HOVLAND, M. 1989. The formation of pockmarks and their potential influence on offshore construction. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, v.22 (2), p. 131-138.

HOVLAND, M. 2002. On the self-sealing nature of marine seeps. *Continental Shelf Research*, v.22 (16), p.2387-2394.

HÜBSCHER, C.; BREITZKE, M.; MICHELS, K.; KUDRASS, H.R.; SPIESS, V.; WIEDICKE, M. 1998. Late quaternary seismic stratigraphy of the eastern Bengal Shelf. *Marine Geophysical Researches*, v.20 (1), p. 57-71.

HÜBSCHER, C.; BOROWSKI, C. 2006. Seismic evidence for fluid escape from Mesozoic cuesta type topography in the Skagerrak. *Marine and Petroleum Geology*, v. 23, p. 17-20.

IGLESIAS, J.; GARCÍA-GIL, S. 2007. High-resolution mapping of shallow gas accumulations and gas seeps in San Simón Bay (Ría de Vigo, NW Spain). Some quantitative data. *Geo-Marine Letters*, v.27 (2-4), p.103-114.

IPT - INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS. , 1981. Mapa geológico do Estado de São Paulo. 2 volumes. Governo do Estado de São Paulo. Secretaria da Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia, v.1, 126p.

JENSEN, J. B.; BENNIKE, O. 2009. Geological setting as background for methane distribution in Holocene mud deposits, Århus Bay, Denmark. *Continental Shelf Research*, v.29 (5-6), p. 775-784.

JUDD, A. G.; HOVLAND, M. 1992. The evidence of shallow gas in marine sediments. *Continental Shelf Research*, v.12 (10), p. 1081-1095.

JUDD, A.; SIM, R.; KINGSTON, P.; McNALLY, J. 2002a. Gas seepage on an intertidal site: Torry Bay, Firth of Forth, Scotland. *Continental Shelf Research*, v.22 (16), p. 2317-2331.

JUDD, A. G.; HOVLAND, M.; DIMITROV, L. I.; GARCÍA-GIL, S.; JUKES, V. 2002b. The geological methane budget at Continental Margins and its influence on climate change. *Geofluids*, v.2, p. 109-126.

JUDD, A. G.; HOVLAND, M. 2007. *Seabed Fluid Flow: the impact of geology, biology and the marine environment*. Cambridge University Press. 475p.

JUDD, A.G.; HOVLAND, M. 1992. The evidence of shallow gas in marine sediments. *Continental Shelf Research*, v.12 (10), pp. 1081-1095.

KARISIDDAIAH, S.M.; VEERAYYA, M.; VORA, K.H.; WAGLE, B.G. 1993. Gas-charged sediments on the inner continental shelf off western India. *Marine Geology*, v.110 (1-2), p. 143-152.

KEAREY, P; BROOKS, M; HILL, I. 2009. *Geofísica de Exploração. Oficina de Textos*, 440p.

KING, L. H.; McLEAN, B. 1970. Geological Society of America Bulletin Pockmarks on the Scotian Shelf. *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 3141–4148.

LABAUNE, C.; TESSON, M. ; GENSOUS, B. 2005. Integration of High and Very High-resolution Seismic Reflection Profiles to Study Upper Quaternary Deposits of a Coastal Area in the Western Gulf of Lions, SW France. *Marine Geophysical Researches*, v.26 (2-4), p.109-122.

LAMBERT, D. N.; WALTER, D. J.; YOUNG, D. C.; GRIFFIN, S. R.; BENJAMIN, K. C. 1998. Developments in Acoustic Sediment Classification. IEEE Oceans '98 Conference Proceedings, Nice - France, v. 1, p.26-31.

LECLERC, R. F.; HICKIN, E. J. 1997. The internal structure of scrolled floodplain deposits based on ground-penetrating radar, North Thompson River, British Columbia. *Geomorphology*, v.21 (1), p.17-38.

LEE, G.; KIM, D.; KIM, H.; JOU, H.; LEE, Y. 2005. Shallow gas in the central part of the Korea Strait shelf mud off the southeastern coast of Korea. *Continental Shelf Research*, v.25 (16), p. 2036-2052.

LEE, S. H.; CHOUGH, S. K.; BACK, G. G.; KIM, Y. B. 2002. Chirp (2 ^ 7-kHz) echo characters of the South Korea Plateau, East Sea : styles of mass movement and sediment gravity flow. *Marine Geology*, v. 184, p. 227-247.

LONG, D. 1992. Devensian late-glacial gas escape in the central North Sea. *Continental Shelf Research*, v.12 (10), p. 1097-1110.

MAHIQUES, M. M. de.; SOUZA, L. A. P. de. 1999. Shallow seismic reflectors and upper quaternary sea level changes in the Ubatuba region, São Paulo State, Southern Brazil. *Revista Brasileira de Oceanografia*, v.47 (1), p. 1-10.

MAHIQUES, M. M. de.; MELO e SOUSA, S. H. M. de.; FURTADO, V. V.; TESSLER, M. G.; TOLEDO, F. A. L. de.; BURONE, L.; FIGUEIRA, R. C. L.; KLEIN, D. A.; MARTINS, C. C.; ALVES, D. P. V. 2010. The Southern Brazilian shelf: general characteristics, quaternary evolution and sediment distribution. *Brazilian Journal of Oceanography*, v.58 (special issue PGGM:), p. 25-34.

MANLEY, P. L.; FLOOD, R. D. 1989. Anomalous sound velocities in near-surface, organic-rich, gassy sediments in the central Argentine Basin. *Deep-Sea Research*, v. 36 (4), p. 611-623.

McCLENNEN, C. E. 1989. Microtopography and surficial sediment patterns in the central Gulf of Maine: a 3.5-kHz survey and interpretation. *Marine Geology*, v.89 (1-2), p. 69-85.

MIRANDA, L. B.; KJERFVE, B.; CASTRO, B. M.; 1998. Circulation and Mixing due to Tidal Forcing in the Bertioga Channel, São Paulo, Brazil. *Estuaries*, v. 21 (2), p. 204-211.

MISSIAEN, T.; MURPHY, S.; LONCKE, L.; HENRIET, J. 2002. Very high-resolution seismic mapping of shallow gas in the Belgian coastal zone. *Continental Shelf Research*, v.22 (16), p. 2291-2301.

MISSIMER, T. M.; GARDNER, R. A. 1976. High-Resolution Seismic Reflection Profiling for Mapping Shallow Aquifers in Lee County, Florida. U. S. Geological Survey Water Resources Investigation, p.1-10.

MITCHUM, R. M. Jr.; VAIL, P. R.; SANGREE, J. B. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Payton, C.E. (ed.). *Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 26, p.117-133.

MOSHER, D. C.; SIMPKIN, P. G. 1999. Status and Trends of Marine High-Resolution Seismic Reflection Profiling: Data Acquisition. *Geoscience Canada*, v. 26 (4), p.174-188.

OKYAR, M.; ERGIN, M.; EVANS, G. 2005. Seismic stratigraphy of Late Quaternary sediments of western Mersin Bay shelf, (NE Mediterranean Sea). *Marine Geology*. v.220 (1-4), p.113-130.

PARK, S.C.; HONG, S.K.; KIM, D.C. 1996. Evolution of late Quaternary deposits on the inner shelf of the South Sea of Korea. *Marine Geology*, v.131 (3-4), p.219-232.

POND, S.; PICKARD, G.L.1983. Introductory Dynamical Oceanography. 2nd Edition. Butterworth- Heinemann Ltd. Oxford UK. 349 p.

PRATSON, L. F. ; LAINE, E. P. 1989. The relative importance of gravity-induced versus current-controlled sedimentation during the Quaternary along the Mideast U.S. outer continental margin revealed by 3.5 kHz echo character. Marine Geology, v. 89 (1-2), p. 87-126.

PREMCHITT, J.; RAD, N. S.; TO, P., SHAW, R.; JAMES, J. W. C. 1992. A study of gas in marine sediments in Hong Kong. Continental Shelf Research, v.12 (10), p. 1251-1264.

QUARESMA, V. S.; DIAS, G. T. M.; BAPTISTA NETO, J. A. 2001. Caracterização da Ocorrência de Padrões de Sonar de Varredura Lateral e Sísmica de Alta Frequência (3,5 e 7,0 kHz) na Porção Sul da Baía de Guanabara – RJ. Brazilian Journal of Geophysics, v.18 (2), p. 201-214.

REDDY, D. R.; RAO, T. S. 1997. Echo characters of the continental margin, western Bay of Bengal, India. Marine Geology, v.140 (1-2), p. 201-217.

RIBEIRO, H. J. P. S. Sismo Estratigrafia. 2001. *In* RIBEIRO, H. J. P. S. (Org.). Estratigrafia de Sequências: Fundamentos e Aplicações. São Leopoldo: Unisinos, 428p.

RICCOMINI, C. O. Rift Continental do Sudeste do Brasil. 1989. 285 f. Tese (Doutorado). Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 285p.

ROCHA, A. C. 2003. Aplicação de métodos diretos e indiretos na análise da dispersão de sedimentos na Baía de Santos. Dissertação (Mestrado). Universidade de São Paulo, Departamento de Oceanografia Química e Geológica, 91p.

ROGERS, J.; KELLEY, J.; BELKNAP, D.; GONTZ, A; BARNHARDT, W. 2006. Shallow-water pockmark formation in temperate estuaries: a consideration of origins in the western gulf of Maine with special focus on Belfast Bay. Marine Geology, v.225 (1-4), p. 45-62.

ROSA, M. L. C. C.; BARBOZA, E. G.; TOMAZELLI, L. J.; AYUP-ZOUAIN, R. N.; DILLENBURG, S. R. 2007. Aplicação de ferramentas de visualização tridimensional na modelagem geomorfológica da região Sul da Província Costeira do Rio Grande do Sul. Gravel, nº 5, p. 1-10.

SCHAEFFER-NOVELLI, Y. . 1986. Rompimento do oleoduto: avaliação de impacto ambiental. Canal da Bertiooga, São Paulo-Brasil. Santos. 135p.

SHERIFF, R.E. 2002. Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics. Society of Exploration Geophysicists. Geophysical References 13. 429p.

SHOEMAKER, M.; VAUGHN, J. D.; ANDERSON, N. L.; HOFFMAN, D.; PALMER, J. R.. 1997. A shallow high-resolution seismic reflection study of dudley ridge, South-East Missouri. Computers and Geosciences, v.23 (10), p. 1113-1120.

SIMPKIN, P. G. 2005. The Boomer sound source as a tool for shallow water geophysical exploration. Marine Geophysical Researches, v. 26, p.171-181.

SOUPIOS, P. M.; TOTH, T. 2005. Seismic Reflection Tomography: A Case Study of a Shallow Lake Survey in Lake Balaton. Journal Of Balkan Geophysical Society, v. 08 (1) p.20-27.

SOUZA, J. de.; TESSLER, T. FELIX, C. A.; FRANKLIN, L.; BENEDET, L.; SUTHARD, B.; DEMARCO, L. F. W.; BONETTI, J.; KLEIN, A. H. F. 2011. Gas features detected with ultra shallow water high resolution seismic in the North Bay, Santa Catarina State, Southern Brazil. In: XIV COLACMAR. Balneário Camboriú – SC. 30 de outubro a 4 de novembro.

SOUZA, L. A. P. 2011. SBP 3.5, 7,10kHz, *Chirp* (0.5-2.0kHz), *Chirp* (2-12kHz), *Chirp* (10-18 kHz), *Boomer* (0.5-2kHz) e *Sparker* (0.1-1.0kHz): quando decidir por uma ou por outra fonte acústica? 2011. In: 12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Rio de Janeiro, RJ, 15 – 18 de Agosto.

SOUZA, L. A. P. de. 2006. Revisão Crítica da Aplicabilidade dos Métodos Geofísicos na Investigação de Áreas Submersas Rasas. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, Departamento de Oceanografia Química e Geológica, 311p.

SOUZA, L.A.P.; MAHIQUES, M.M. de. 2009. Geofísica Marina, In : CARRIÓ, J. A.; ARANGO, I. D. C.; MEDY, F. I. I. de; ORTEGA, M. A.; KLEIN, A. H. F.; HERNÁNDEZ, A. C.; BARLOW, R. S. (Org). Métodos em Teledetección Aplicada a la Prevención de Riesgos Naturales em el Litoral. 1 ed. Valencia: CYTED, v. 1, p 231-246.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. 1978. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul-fluminense. In: International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary. Special Publication. São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo - Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, p. 1-5.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M.; AZEVEDO, A. E. G. 1985. Flutuações do nível do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. Revista Brasileira de Geociências v.15, p. 273–286.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. 1996. The role of neotectonics in the evolution of the Brazilian coast. Geonomos, v.4 (2), p. 45-53.

SUMIDA, P. Y. G.; YOSHINAGA, M. Y.; Antonio, L., MADUREIRA, L. A. S. P.; HOVLAND, M. 2004. Seabed pockmarks associated with deepwater corals off SE Brazilian continental slope, Santos Basin. Marine Geology v.207, p. 159 - 167.

SWIFT, D. J. P.; PARSONS, B. S.; FOYLE, A. 2003. Between beds and sequences: stratigraphic organization at intermediate scales in the Quaternary of the Virginia coast, USA. Sedimentology, v.50 (1), p. 81-111.

TANG, C.; ZHOU, D.; ENDLER, R.; LIN, J.; HARFF, J. 2010. Sedimentary development of the Pearl River Estuary based on seismic stratigraphy. Journal of Marine Systems, v.82, p. 03-16.

TAYLOR, D.I. 1992. Nearshore shallow gas around the UK coast. *Continental Shelf Research* 12, p. 1135-1144.

THIEBEN, O.; SCHMIDT, M.; THEILEN, F.; SCHMITT, M.; Klein, G. 2006. Methane formation and distribution of acoustic turbidity in organic-rich surface sediments in the Arkona Basin, Baltic Sea. *Continental Shelf Research*, v. 26 (19), p. 2469-2483.

TOLDO Jr, E. E.; DILLENBURG, S. R.; CORRÊA, I. C. S.; ALMEIDA, L. E. S. B. 2000. Holocene sedimentation in Lagoa dos Patos Lagoon, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of Coastal Research*, v.16 (3), p. 816-822.

WEBSTER, R.; OLIVER, M. A. 2007. *Geostatistics for environmental scientists: Statistics in Practice*. 2. Ed. Londres: John Wiley & Sons, 332p.

WRIGHT, V. P.; MARRIOT, S. B. 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sedimentary Geology*, v.86, p. 203-210.

YILMAZ, O. 1987. *Seismic Data Processing*. Society of Exploration Geophysicists. Tulsa, Oklahoma, 526 pp.

YOKOYAMA, Y.; LAMBECK, K.; DECKKER, P. De.; JOHNSTON, P.; FIFIELD, L. K. 2000. Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, v.406, p. 713-716.

YUAN, F.; BENNELL, J. D.; DAVIS, A. M. 1992. Acoustic and physical characteristics of gassy sediments in the western Irish Sea. *Continental Shelf Research*, v.12 (10), p. 1121-1134.

ZECCHIN, M. 2009. Anatomy of the Holocene succession of the southern Venice lagoon revealed by very high-resolution seismic data. *Continental Shelf Research*, v.29, p.1343-1359.