

Universidade de São Paulo

Instituto Oceanográfico

Caracterização da cunha sedimentar da Ilha de São Sebastião, São Paulo

Candidato:

Ivo Vieira da Silva

Orientadora:

Profa. Dra. Isabel Montoya Montes

Ivo Vieira da Silva

Caracterização da cunha sedimentar da Ilha de São Sebastião, São Paulo

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências

Área de concentração: Oceanografia Geológica

Orientadora: Profa. Dra. Isabel Montoya-Montes

São Paulo

ii

Universidade de São Paulo

Instituto Oceanográfico

Caracterização da cunha sedimentar da Ilha de São Sebastião, São Paulo

Ivo Vieira da Silva

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

Julgada em ____/___/

Prof(a). Dr(a). Conceito

Prof(a). Dr(a). Conceito

Prof(a). Dr(a). Conceito

Resumo

A Ilha de São Sebastião, localizada no Embaiamento de São Paulo, representa a fronteira entre a plataforma ao sul, coberta predominantemente por sedimentos lamosos derivados da pluma de água do Rio da Prata, e a plataforma ao norte, onde a distribuição de sedimentos provém de múltiplas fontes e com granulometria variável. O ressurgimento gerado pelas dinâmicas de massas de água, através do avanço e retração da Água Central do Atlântico Sul, aporta quantidade considerável de sedimentos para a plataforma interna, que então são transportados devido aos regimes oceanográficos atuantes, com correntes que alternam sazonalmente e que fluem em resposta à direção dominante dos ventos. A interação entre estes sedimentos e a complexa fisiografia da costa da Ilha de São Sebastião possibilita a deposição de um depósito sedimentar em forma de cunha de escala quilométrica, identificado pela primeira vez durante o cruzeiro oceanográfico NAP-Geosedex, em 2013, a bordo do NOc. Alpha Crucis. A análise de dados sísmicos coletados com quatro tipos de fontes diferentes ao longo de três cruzeiros oceanográficos, aliada a resultados ainda não publicados de datação e taxa de sedimentação de um testemunho sedimentar de 4 m de comprimento, permitiram a proposição de um modelo genético e evolutivo para a cunha sedimentar. Ademais, propõe-se a inserção da cunha no contexto global de depósitos progradantes de sedimentos fluviais da plataforma interna, segundo as nomenclaturas Cunha Progradante Infralitoral (Infralitoral Prograding Wedge - IPW) e Depocentros Lamosos (Mud Depocenters- MDCs). O depósito é formado por uma unidade inferior transgressiva (TST-Unidade U1) subjacente a um depósito característico de nível de mar alto (TSNA), formado, por sua vez, por três unidades (U2, U3 e U4), que exibem padrões progradantes e agradacionais. De acordo com a análise do testemunho, as idades da base das unidades superiores U3 e U4 datam de 1484 e 422 anos, respectivamente, sendo estimada uma idade de 6520 anos para o início da deposição do TSNA, o que ocorreu ao final da subida do nível do mar após o Último Máximo Glacial. As características de idade e de estrutura interna da cunha sedimentar possibilitam concluir que se trata de um depósito misto, com características tanto de IPWs como de MDCs.

Abstract

The Sao Sebastião Island, located in the Bight of São Paulo, is the boundary between the continental shelf to the south, covered by muddy sediments mainly derived from the La Plata River's water plume, and the shelf to the north, where the sediment distribution comes from multiple sources and is variable in grain size. The upwelling generated by the water masses dynamics through the advance and retreat of the South Atlantic Central Water, carries considerable amount of sediment to the inner shelf, which are then transported due to active oceanographic regimes, with seasonally alternating current that flows in response to the prevailing wind direction. The interaction between these sediments and the complex physiography of the coast of São Sebastião Island enables the deposition of a sedimentary deposit in the form of a kilometric scale wedge, first identified during the oceanographic cruise NAP-Geosedex in 2013, aboard the R/V Alpha Crucis. The analysis of seismic data collected from four different sources over three oceanographic cruises, combined with results of dating and sedimentation rate of a 4 m long core, allowed the proposition of a genetic and evolutionary model for the sedimentary wedge. Furthermore, it is proposed the wedge insertion in the global context of progradational deposits of river sediments in the inner shelf, according to the terms Infralittoral Prograding Wedge (IPW) and Mud Depocenters (MDCs). The deposit is composed by a lower transgressive unit (TST - Unit U1) underlying a characteristic deposit of highstand sea level (HST), which comprises three units (U2, U3 and U4). These HST units exhibit a progradational and agradational patterns. According to the sediment core analysis, the ages of the base of the two topmost units U3 and U4 dating from 1484 and 422 years B.P., respectively. The estimated age of the onset of deposition of the HST is 6520 years B.P., which occurred at the end of the sea level rise after the Last Glacial Maximum transgression. The age and the internal structure of the sedimentary wedge allow the conclusion that it is a mixed deposit, which has characteristics of both IPWs and MDCs.

Agradecimentos

Expresso meus agradecimentos a todos que contribuíram para a conclusão deste trabalho.

À Profa. Dra. Isabel Montoya Montes, por ter me aceito como aluno de mestrado restando apenas um ano e meio para a entrega do trabalho, pela orientação próxima e incansável, por todo conhecimento transmitido e, sobretudo, pela amizade.

Ao Dr. Francisco José Lobo Sánchez, pela ajuda na interpretação, pelas fundamentais discussões e sugestões e pelas prazerosas conversas no café.

Ao Prof. Dr. Rubens Cesar Lopes Figueira pela concessão da datação do testemunho NAP61.

Ao Prof. Dr. Michel Michaelovitch de Mahiques pela ajuda direta e indireta que possibilitaram a conclusão do trabalho.

Aos integrantes do Cruzeiro Cunha.

Aos colegas de laboratório e instituto, Jorge, Hugo, Luís e Samara.

A todos meus amigos que me apoiaram ao longo destes anos.

Aos meus pais, Joana e Daniel, e meus irmãos, Daniela, Rafael e Lucas, por todo apoio, amor e dedicação.

À Mariucha, namorada e companheira, por todo amor e apoio incondicional em todos os momentos.

Sumário

Índice de figurasix		
1 Iı	ntrodução	1
1.1	Métodos geofísicos	4
1.2	Teoria sísmica	5
1.2.1	Impedância acústica (Z)	5
1.2.2	Geometria do percurso do raio sísmico	6
1.3	Estratigrafia de sequências	7
1.3.1	Conceitos básicos	7
1.3.2	Tratos de sistema1	0
2 0	Dbjetivos	2
3 Á	rea de estudo1	2
3.1	Origem geológica1	3
3.2	Geomorfologia1	5
3.2	Massas de água e hidrodinâmica1	7
3.3	Dinâmica sedimentar e variações do nível do mar2	1
3.4	Clima de ondas2	7
4 N	lateriais e métodos	9
4.1	Cruzeiros oceanográficos	0
4.2	Testemunho sedimentar	2
4.3	Conjunto de dados sísmicos e tratamento	3
4.3.1	Processamento	4
4.3.2	Interpretação3	9
5 R	esultados 4	1
5.1	Unidades sismoestratigráficas 4	2
5.1.1	Superfície de base (Sb)	2
5.1.2	Unidade U1 (laranja)4	5
5.1.3	Unidade U2 (amarela)	8
5.1.4	Unidade U3 (azul)	0
5.1.5	Unidade U4 (verde)5	2
5.1.6	Unidades U5 e U6 (marrom e verde escuro)5	5
5.1.7	Unidade U7 (preta)	5
5.2.	Morfologia Superficial	6

5.3	Mapas de isópacas	. 57
5.4	Datação e taxa de sedimentação	. 60
5.5	Acumulações de gás	. 61
6	Discussão	. 61
6.1	Modelo genético	. 62
6.2	Modelo evolutivo	. 63
6.3.	IPWs vs MDCs	. 69
7	Conclusões	. 70
Ref	erências	. 72

Índice de figuras

Fig. 1 - Ilustração da dinâmica de aquisição de dados de sísmica de reflexão em águas rasas (SOUZA,
Fig. 2 - Comparação entre resultados obtidos a partir da utilização de três fontes acústicas diferentes, a
saber: <i>Pinger</i> , no perfil A (24 kHz), <i>Chirp</i> , no perfil B (2-8 kHz) e <i>Boomer</i> , no perfil C (0,1-1,5 kHz)
(SOUZA, 2006)
Fig. 3 – As diferentes aplicações e disciplinas envolvidas no contexto da estratigrafia de sequências
(CATUNEANU et al., 2009)
Fig. 4 – Curvas de variação do nível de base e de sua derivada (CATUNEANU, 2006). Legenda: NR –
normal regression; FR – forced regression; a faixa azul simboliza o estágio de transgressão e a faixa
vermelha de regressão9
Fig. 5 – Terminações estratais (HOLTZ, 2012)
Fig. 6 – Ilustração dos tratos de sistemas geométricos ao longo de um ciclo completo de mudança do
nível de base (HOLTZ, 2012). Terminações 1, 2 e 3: TSNB; terminações 4 e 5: TST; terminações 6 a
9: TSNA; terminações 10 e 11: TSRF12
Fig. 7 – Mapa batimétrico-topográfico da costa sudeste do Brasil ilustrando a localização do
Embaiamento de São Paulo e suas principais feições morfológicas (Modificado de BIZZI et al.
(2003)). O Ponto 03 foi utilizado por LOURENÇO (2012) para caracterização do clima de ondas da
região13
Fig. 8 - Esquema ilustrativo da evolução da Serra do Mar e origem da Ilha de São Sebastião. Legenda:
Estágios: 1. Erosão do relevo causando deposição nas bacias de Santos e do Paraná; Vulcanismo
alcalino (A); Falha de Santos (F). 2. Desenvolvimento da superfície de aplainamento Japi no final do
Senoniano. 3. Deformação da Superfície Japi no Paleoceno. Surgimento da Serra do Mar (SM) através
da subsidência na Falha de Santos (F); desenvolvimento da plataforma continental (P). 4. Recuo
erosivo (R) da Serra do Mar para sua posição atual e formação da depressão periférica (DP). Intrusões
alcalinas sustentam ilhas como a de São Sebastião. Convenções: 1. Depósitos da Fm. Santos, 2.
Cobertura fanerozóica sotoposta ao basalto Serra Geral, 3. Formação Serra Geral, 4. Corpos alcalinos,
5. Grupo Bauru, 6. Falhas (modificado de ALMEIDA e CARNEIRO, 1998)14
Fig. 9 - Mapa da distribuição sedimentar quaternária no Embaiamento de São Paulo (modificado de
(SUGUIO; MARTIN; FLEXOR, 1980))16
Fig. 10 – Hidrografia do Estado de São Paulo sendo bloqueada pela presença da Serra do Mar17
Fig. 11 - Diagrama esquemático mostrando a interação entre as massas de água ao longo do verão e do
inverno (modificado de CAMPOS; VELHOTE; SILVEIRA, 2000)18
Fig. 12 – Estratificação de caráter sazonal das massas de água em função da distância em relação à
costa. (a) inverno; (b) verão (CASTRO, 2014)19

Fig. 13 - Modelagens numéricas das correntes superficiais sazonais da região adjacente à Ilha de São
Sebastião. A: modelagem para os meses de inverno; B: modelagem para os meses de primavera; C:
modelagem para os meses de verão; D: modelagem para os meses de outono (modificado de SILVA et
al., (2004))
Fig. 14 - Mapa da granulometria do sedimento. As isóbatas correspondem às profundidades de 100 e
de 300 m (modificado de FIGUEIREDO; TESSLER, 2004)
Fig. 15 - Mapa da composição do sedimento. As isóbatas correspondem às profundidades de 100 e de
300 m (modificado de FIGUEIREDO; TESSLER, 2004)
Fig. 16 - Bacias hidrográficas do litoral norte paulista. Em destaque, bacia do Rio Juqueriquerê
(BOULOMYTIS et al., 2014). A escala de cores mostra a susceptibilidade morfométrica das bacias,
índice que mede a probabilidade natural de uma bacia hidrográfica para o desencadeamento de
inundações
Fig. 17 – A: Curva da variação do nível do mar para a costa do Rio Grande do Sul (CORRÊA, 1996)
para os últimos 30 mil anos. B: Envelope de variação do nível do mar na costa brasileira para os
últimos 7 mil anos. A linha cheia e os quadrados representam a região acima de 28° S de latitude e a
linha pontilhada e os círculos, abaixo de 28º S de latitude (ANGULO; LESSA; SOUZA, 2006)26
Fig. 18 - Rosas de altura (esquerda) e período (direita) de ondas de tempo normal (LOURENÇO,
2012)
Fig. 19 - Rosas de altura (esquerda) e período (direita) de ondas de tempestade (LOURENÇO, 2012).
Fig. 20 - Mapa das linhas sísmicas (em vermelho) e do testemunho NAP 61 adquiridos ao longo do
cruzeiro NAP - Geosedex, em 201331
Fig. 21 - Mapa com as linhas adquiridas ao longo dos cruzeiros Cunha (em verde) e Cunha 2 (em
azul), em janeiro e dezembro de 2015, respectivamente
Fig. 22 - Taxa de sedimentação calculada para o testemunho NAP61 (FIGUEIRA, 2016. Op cit.)32
Fig. 23 - Linhas sísmicas utilizadas no trabalho. Em vermelho estão as linhas do cruzeiro NAP-
Geosedex, em verde as linhas do cruzeiro Cunha e, em laranja, as linhas do cruzeiro Cunha233
Fig. 24 – Fluxograma de processamento utilizado no software Radexpro TM . A etapa de pré-
processamento foi aplicada apenas aos dados do cruzeiro Cunha 2
Fig. 25 - Perfil sísmico registrado com fonte boomer durante a campanha Cunha 2. A: dado bruto; B:
dado processado
Fig. 26 - Espectro de frequências dos dados de boomer (dados brutos) coletados ao longo do cruzeiro
Cunha 2
Fig. 27 - Espectro de frequências dos dados de boomer (após aplicação de filtro de frequências)
coletados ao longo do cruzeiro Cunha 2
Fig. 28 - Perfil sísmico Geosedex_09 registrado com fonte <i>chirp</i> (Knudsen TM). A: dado bruto; B: dado
processado40

Fig. 29 – Paleovale subjacente à cunha sedimentar. Perfil sísmico Cunha_342
Fig. 30 - Refletores caóticos abaixo da superfície de base da cunha (refletor vermelho) e altos
estruturais marcando o limite da cunha sedimentar (Linha sísmica Geosedex_15). EV = exagero
vertical43
Fig. 31 - Mapa de paleorelevo da superfície de base (Sb-unidade vermelha). Escala em tempo duplo de
percurso44
Fig. 32 - Mapa de declividade da superfície de base. Escala de cores em graus. Isolinhas em tempo
duplo de percurso (ms)44
Fig. 33 - Perfil sísmico Cunha_3 interpretado. Observa-se o bloqueio acústico causado pelo acúmulo
de gás, que faz com que os horizontes sísmicos vermelho, laranja e a unidade amarela não sejam
amostrados. EV = exagero vertical
Fig. 34 - Perfil sísmico Geosedex_10. EV = exagero vertical
Fig. 35 - Perfil sísmico Cunha_4 ilustrando o limite proximal da unidade U1, laranja. EV = exagero
vertical46
Fig. 36 - Perfil sísmico Cunha_2. EV = escala vertical
Fig. 37 - Mapa de paleorelevo da unidade U1 (unidade laranja). Escala em tempo duplo de percurso.47
Fig. 38 - Mapa de declividade da Unidade U1. Escala de cores em graus. Isolinhas em tempo duplo de
percurso (ms)48
Fig. 39 - Mapa de paleorelevo da unidade U2 (unidade amarela). Escala em tempo duplo de percurso.
Fig. 40 -Mapa de declividade da Unidade U2. Escala de cores em graus. Isolinhas em tempo duplo de
percurso (ms)
Fig. 41- Linha sísmica Geosedex _11, ilustrando as unidades sísmicas (Sb-vermelha, U1-laranja, U2-
amarela, U3-azul e U4-verde) e o topo do acúmulo de gás, em ciano. EV = exagero vertical50
Fig. 42 - Mapa de paleorelevo da unidade U3 (unidade azul). Escala em tempo duplo de percurso51
Fig. 43 - Mapa de declividade da Unidade U3. Escala de cores em graus. Isolinhas em tempo duplo de
percurso (ms)
Fig. 44 - Perfil sísmico Geosedex_12. EV = exagero vertical
Fig. 45 - Mapa de relevo da unidade U4 (unidade verde). Escala em tempo duplo de percurso53
Fig. 46 - Mapa de declividade da Unidade U4. Escala de cores em graus. Isolinhas em tempo duplo de
percurso (ms)54
Fig. 47 - Sobreposição das isolinhas da superfície da Unidade U4 ao mapa batimétrico digitalizado por
CONTI e FURTADO (2006, 2009)
Fig. 48 - Perfil sísmico Cunha_5, obtido na parte proximal da cunha sedimentar. EV = exagero
vertical55

Fig. 49 - Linha sísmica Cunha_1, mostrando feição erosiva distal (refletor preto), as unidades sísmicas
(vermelha, laranja, amarela, azul e verde) e acúmulos de gás na parte superior (refletor ciano). EV =
exagero vertical
Fig. 50 - Perfil sísmico Cunha_4. A maior amplitude dos refletores à esquerda do perfil deve-se à
fonte sísmica utilizada ter sido do tipo sparker, enquanto que a parte à direita do perfil foi adquirida
com fonte do tipo boomer. EV = exagero vertical
Fig. 51 – Perfil sísmico Cunha_6. EV = exagero vertical
Fig. 52 - Mapa de isópacas da Unidade U1 sobreposto à superfície de base. Escala em tempo duplo de
percurso
Fig. 53 - Mapa de isópacas das unidades U2-U3-U4 sobreposto à superfície de base. Escala em tempo
duplo de percurso
Fig. 54 - Mapa de isópacas total da cunha sobreposto à superfície de base. Escala em tempo duplo de
percurso
Fig. 55 - Localização do testemunho NAP61 (linha vertical vermelha) no perfil sísmico Geosedex_18.
Fig. 56 - Mapa da topografia e distribuição dos acúmulos de gás ao longo da área de estudo. Escala em
tempo duplo de percurso (ms)61
Fig. 57 - Perfil sísmico geosedex_10. EV = exagero vertical
Fig. 58 - Perfil sísmico geosedex_11. EV = exagero vertical
Fig. 59 - Curvas de variação do nível do mar no Holoceno adaptadas de CORRÊA (1996) (A) e
SUGUIO, MARTIN e BITTENCOURT (1985) (B). S = idades de sambaquis; T = Terraços de
construções marinhas
Fig. 60 - Curva de variação do nível do mar para os últimos 200.000 anos (ALVES, 2012 após
HOBBS; KRANTZ; WIKEL, 1998)67

1 Introdução

O conhecimento da origem e estrutura interna de depósitos sedimentares na plataforma continental é fundamental para medidas de gestão costeira, uma vez que este conhecimento se configura como o elo entre os processos de longo e curto prazo atuantes no transporte de sedimentos fluviais e a posterior dispersão destes através de correntes oceânicas. Além disso, impacta diretamente na economia e na ocupação territorial de comunidades residentes em áreas costeiras (TRINCARDI; SYVITSKI, 2005).

Como subsídio a estudos geológicos desta natureza, o método sísmico tem a capacidade de caracterizar a forma superficial e a estrutura interna de depósitos sedimentares através de amostragem indireta da área de estudo (CHIOCCI; ORLANDO, 1996; SOUZA, 2006). Entretanto, a geração de um modelo deposicional e evolutivo de um depósito sedimentar deve levar em conta fatores como origem do aporte sedimentar, a posição da plataforma que ocupa, regimes hidrodinâmicos, entre outros.

A plataforma continental a SE do Brasil difere-se das do restante do país por conter interações entre as condições hidrodinâmicas e a fisiografia da costa, de modo a darem origem a um complexo padrão de deposição sedimentar.

Localizada na porção intermediária do Embaiamento de São Paulo (ZEMBRUSCKI, 1979), a Ilha de São Sebastião (ISS) configura-se como um limite latitudinal para a deposição sedimentar, tanto em relação à litologia como à granulometria dos sedimentos que se encontram na plataforma interna dessa região (MAHIQUES et al., 2002, 2004, 2011).

Devido às características horográficas da costa do estado de São Paulo, os rios de grande porte são bloqueados e não desembocam no mar, limitando em grande parte o aporte de sedimentos terrígenos que são depositados na região. Entretanto, devido à intensa pluviosidade característica do litoral do estado de São Paulo, o aporte sedimentar que é transportado para a plataforma interna da porção intermediária do Embaiamento de São Paulo pode ser responsável pelo transporte de um grande volume de material terrígeno. (MAHIQUES, 1995; MAHIQUES et al., 2004; 2009; SILVEIRA et al., 2000).

Estes sedimentos que são transportados para o mar ficam à mercê das correntes oceânicas e são depositados na região adjacente à ISS, dando origem a pelo menos duas cunhas

sedimentares. Uma no Canal de São Sebastião (ALVES, 2012) e outra ao largo da ISS, identificado pela primeira vez ao longo do cruzeiro NAP-Geosedex, em 2013, depósito este que é objeto de estudo do presente trabalho.

Depósitos sedimentares localizados na plataforma interna com sedimentos provenientes de aporte fluvial têm sido classificados sob diversas nomenclaturas. HERNÁNDEZ-MOLINA et al. (2000) introduziram o termo *Infralitoral Prograding Wedge* (IPW) para caracterizar corpos sedimentares de acordo com suas características morfológicas e com relação ao posicionamento que ocupam em relação à costa. A denominação "infralitoral" refere-se à zona definida como a região entre o nível de maré baixa e o nível de base de ondas de tempestade (GUILLEN; DÍAZ, 1990).

Os depósitos descritos por HERNÁNDEZ-MOLINA et al. (*op. cit.*) caracterizam-se por serem paralelos à costa e relativamente estreitos; formados no Holoceno tardio, durante o trato de sistemas de mar alto do último ciclo de quarta ordem, há 6500 anos A.P., (HERNÁNDEZ-MOLINA et al., 1994). Morfologicamente, estes depósitos caracterizam-se uma largura de 1 a 2 km, espessura de 20 a 30 m e comprimento de 10 a 100 km; estendem-se em direção ao mar aberto, dentro da zona infralitoral, com superfície com baixa inclinação (0,6° em média) a profundidades de 10 a 20 m. Com a diminuição do efeito das ondas de tempestade sobre os sedimentos de fundo, estes são depositados em uma superfície com forma de talude com inclinação de 2° em média, a profundidades de 30 a 35 m em regiões atlânticas, até terminar a profundidades de 40 a 50 m.

Diversos autores identificaram depósitos desta natureza na região da Península Ibérica:

FERNÁNDEZ-SALAS et al. (2009) correlacionaram as unidades sismoestratigráficas identificadas em um depósito do tipo IPW com sequências deposicionais emersas observadas na costa através da integração de coletas de dados marinhos (sísmica rasa de alta resolução e batimetria) com dados terrestres (fotos aéreas registradas entre 1956 e 1990, viagens de campo e datação por carbono-14 de conchas de moluscos coletadas na região).

LOBO et al. (2004), em estudo no norte do Golfo de Cádiz, a SW da Península Ibérica, estabeleceram uma relação entre a gênese de depósito do tipo IPW com padrões de circulação oceânica. Os autores concluíram que o depósito foi formado por aporte sedimentar proveniente de múltiplas fontes fluviais, que interagem entre si devido às condições hidrodinâmicas condicionadas à fisiografia da costa. A partir deste estudo, foi possível

estabelecer relações entre os padrões de circulação na plataforma e a dispersão dos sedimentos holocênicos que originaram os depósitos sedimentares.

LOBO et al. (2005) lançaram mão da comparação da estrutura interna de IPWs com depósitos sedimentares emersos próximos à costa, na região da Península Ibérica, com o objetivo de estudar, em maior nível de detalhe, as variações ambientais provocadas pelas flutuações de periodicidade de escala Sub-Milankovitch.

CASALBORE et al. (2016) fazem uma revisão dos diversos tipos de depósitos submarinos progradantes encontrados em regiões costeiras e avaliam a utilização destes depósitos como análogos modernos para interpretação de depósitos encontrados em regiões mais profundas da plataforma e para obter informações quanto ao nível de base de ondas de tempestade (no caso de depósitos encontrados próximos à costa), como indicadores de nível pretérito do mar em escala local (depósitos em regiões intermediárias da plataforma continental), e como indicadores de nível mínimo do mar alcançado durante o Último Máximo Glacial (aprox. 20.000 anos A.P.), no caso de depósitos localizados próximos à quebra da plataforma.

Não obstante, depósitos com sedimentos provenientes de aporte fluvial de granulometria mais fina, denominados genericamente como *Mud Depocenters* (MDC), têm sido extensamente estudados ao longo dos últimos anos. Porém, ao contrário do que se observa no estudo dos IPWs, os MDCs não possuem características específicas de profundidade que ocorrem ou da forma superficial, de tal modo que foram criadas diversas nomenclaturas para este tipo de depósito. HANEBUTH et al., (2015) fizeram uma síntese do conhecimento a respeito de depósitos MDCs e propuseram oito tipos nos quais estes depósitos podem ser classificados. Dentre estes destacam-se os deltas subaquáticos (*subaqueous deltas*), cujos ambientes nos quais são formados assemelham-se ao que se observa na região adjacente à ISS.

Trabalhos detalhando a formação deste tipo de depósito foram feitos na região do Mar da China Meridional (LEE et al., 2015; LIU et al., 2013, 2004, 2007b, 2008) e do Mar Adriático (CATTANEO et al., 2003), nos quais o padrão progradante das unidades sísmicas, a idade holocênica dos depósitos e a deriva dos sedimentos pela ação das correntes paralelas à costa são elementos sempre presentes.

Na plataforma do Embaiamento de São Paulo, por sua vez, embora seja observada a presença de um depósito sedimentar de escala quilométrica relativamente distante de desembocaduras fluviais de grande porte, a quantidade de estudos semelhantes aos realizados na Península

Ibérica, no Mar Adriático e no Mar da China Meridional são escassos, deixando uma lacuna no conhecimento da formação de depósitos progradantes. Dessa maneira, o presente trabalho justifica-se na medida em que o estudo da gênese e evolução da cunha sedimentar de São Sebastião, aliado à inserção da mesma no contexto global de depósitos de plataforma contribuem com informações relevantes ao conhecimento atual sobre a influência da configuração da costa sobre as correntes costeiras e sobre os depósitos sedimentares resultantes desta interação.

1.1 Métodos geofísicos

Os métodos geofísicos são aplicados na investigação da superfície e da subsuperfície através da medição do contraste entre determinadas características físicas do meio geológico, como impedância acústica, resistividade, susceptibilidade magnética, etc. Estas características são medidas através de sinais emitidos a partir da superfície que, após interagirem com o meio geológico, retornam à superfície e são interceptados por sensores.

No caso do método sísmico, a característica geológica mensurada é a impedância acústica, que consiste no produto entre a velocidade de propagação da onda sísmica, através do meio geológico, e a densidade deste mesmo meio. Neste sentido, quanto maior for o contraste de impedância acústica entre dois refletores subsequentes, mais fácil será a distinção entre eles no registro sísmico.

Por serem métodos indiretos, as vantagens provenientes da utilização de métodos geofísicos para investigação geológica são muitas, entre elas, o baixo custo, o resultado rápido e a preservação do ambiente. Entretanto, há distinções marcantes entre os métodos geofísicos, suas interações com o meio geológico e seus produtos finais. Tendo em vista estas diferenças, SOUZA (2006) enumerou as principais vantagens do método sísmico:

- As amostras registradas através de métodos geofísicos são tomadas a intervalos de tempo curtos o suficiente para que sejam consideradas como contínuas, diferentemente de sondagens, testemunhagens e demais tipos de amostragem pontual da área investigada;
- O acesso à área investigada é facilitado, uma vez que, em se tratando de áreas submersas, os levantamentos são realizados a partir da superfície da água. Sem a necessidade, portanto, da atuação de mergulhadores ou do posicionamento de equipamentos submersos;

- Possibilitam a cobertura de grandes áreas em tempo relativamente curto, uma vez que levantamentos em áreas submersas são feitos com embarcações que se deslocam a velocidades a partir de 6 km/h, a depender do equipamento utilizado.
- Métodos geofísicos são não-destrutivos. Portanto, não causam danos à área estudada ou ao meio ambiente.

Adicionalmente, o método sísmico é capaz de caracterizar não só a superfície de fundo como a subsuperfície, além do fato de que os perfis produzidos por este método assemelham-se visualmente a uma seção geológica, o que torna a interpretação relativamente mais intuitiva.

1.2 Teoria sísmica

Todo o método sísmico baseia-se na capacidade do meio geológico de transmitir a energia cinética da onda sísmica, de uma partícula para a partícula adjacente. Para que esta transmissão de energia seja possível, pressupõe-se que o meio geológico aja como um meio elástico, que sofre uma deformação e reestabelece sua forma e volume originais.

Um corpo perfeitamente elástico é capaz de reestabelecer sua forma e volume originais após ser deformado por uma força externa. Grande parte das substâncias, incluindo as rochas, pode agir como corpos perfeitamente elásticos para pequenas deformações, como no caso das deformações causadas por ondas sísmicas (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990). Desta maneira, o sinal sísmico é capaz de ser transmitido através das interações entre partículas ao longo do meio geológico.

1.2.1 Impedância acústica (Z)

A energia total contida em uma onda sísmica é particionada ao interceptar uma interface que separa meios geológicos com propriedades distintas. A proporção entre a quantidade da energia total que é refletida e a quantidade que é retransmitida pelo meio geológico é chamada de impedância acústica (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002).

Esta propriedade, embora seja difícil de ser compreendida fisicamente como um parâmetro geológico, é expressa pelo produto entre a velocidade de propagação da onda sísmica (v) e a densidade de um meio geológico (ρ) (Eq. 1), e, em linhas gerais, entende-se que, quanto maior a impedância acústica de uma rocha, mais energia esta refletirá. Desta maneira, rochas com grandes valores de impedância acústica são mais facilmente identificadas em registros sísmicos.

 $Z = \rho v$

1.2.2 Geometria do percurso do raio sísmico

O levantamento de sísmica de reflexão caracteriza-se pela geração de ondas mecânicas em superfície (ou próximo à superfície da água no caso de levantamentos em áreas submersas) que então se propagam pela água e/ou meio geológico. Ao interceptar interfaces entre meios que possuem contraste de impedância acústica, ocorre a partição da energia, de modo que parte da energia total é refletida de volta à superfície e parte continua a se propagar pelo meio geológico (Fig. 1).



Fig. 1 - Ilustração da dinâmica de aquisição de dados de sísmica de reflexão em águas rasas (SOUZA, 2006). Os perfis resultantes de um levantamento de sísmica de reflexão estão ligados diretamente ao tipo de fonte acústica utilizada. Quanto mais baixa for a frequência do sinal emitido pela fonte em questão, maior a penetração do sinal no meio geológico. Entretanto, sinais com grande penetração (gerados com baixa frequência) têm, em geral, menor resolução em relação a registros efetuados com fontes acústicas cujos espectros de frequências de emissão são maiores.

A figura Fig. **2** ilustra a relação entre resolução e penetração a partir dos resultados de três levantamentos sísmicos efetuados com três fontes acústicas diferentes (*pinger*, *chirp* e *boomer*). Observa-se o melhor detalhamento superficial produzido por fontes com emissão de frequência maior, ao passo que, quanto mais baixa for a frequência emitida pela fonte, maior será a penetração do sinal.





1.3 Estratigrafia de sequências

1.3.1 Conceitos básicos

A estratigrafia de sequências é o estudo dos padrões deposicionais que preenchem uma bacia, com o foco nas variações de fácies, terminações estratais e na identificação de superfícies que possam indicar condições específicas do estágio evolutivo de uma bacia. Adicionalmente, na estratigrafia de sequências são abordadas diversas disciplinas que são capazes de fornecer

informações diferentes e que contribuem para um entendimento mais amplo e detalhado da evolução geológica da bacia em questão (Fig. 3).

- Academia: genesis, evolution and internal architecture of sedimentary-basin fills
- Government: mapping and correlation on a regional to basin scale
- Industry: exploration and production petroleum plays, coal, mineral resources



Fig. 3 – As diferentes aplicações e disciplinas envolvidas no contexto da estratigrafia de sequências (CATUNEANU et al., 2009).

Dois conceitos prévios são importantes para o estudo da estratigrafia de sequências: nível de base e espaço de acomodação. O primeiro, quando aplicado a regiões marinhas, refere-se à superfície teórica sobre a qual há erosão e abaixo da qual há deposição de sedimentos. Para efeito de simplificação, esta superfície é comumente aproximada à superfície do mar, embora, na prática, o nível de base localiza-se alguns metros abaixo do nível do mar, devido à ação das ondas que impedem que haja deposição. O segundo conceito refere-se ao espaço disponível em uma bacia para que haja deposição dos sedimentos, e localiza-se entre o nível de base e o substrato deposicional da bacia (HOLTZ, 2012).

As variações no nível de base e, consequentemente, no espaço de acomodação são controladas por variações no nível do mar, variações no aporte sedimentar e tectonismo. A interação entre estes fatores pode fazer com que o nível de base oscile e que se crie, se destrua ou que se mantenha constante o espaço de acomodação. Baseando-se nisso, três movimentos fundamentais são destacados a partir da mudança do nível de base: a regressão normal (que pode ser tanto de nível alto como de nível baixo), a regressão forçada e a transgressão, e são definidos como:

- Regressão normal: diminuição gradual da taxa de criação de espaço na medida em que o nível de base começa a aumentar (regressão normal de nível baixo) e na medida em que o nível de base chega ao ápice (regressão normal de nível alto);

- Regressão forçada: recuo da linha de costa causada pela queda efetiva do nível do mar, independentemente da taxa de sedimentação;

- Transgressão: aumento do espaço de acomodação a uma taxa maior do que a da sedimentação, o que resulta na retrogradação das fácies.

CATUNEANU (2006) apresenta a variação do nível do mar para taxa de aporte sedimentar constante e para uma região tectonicamente estável (Fig. 4). Nota-se que a transgressão ocorre somente enquanto a variação do nível de base é superior à taxa de sedimentação; observa-se ainda que a regressão normal ocorre em dois estágios: até pouco tempo depois do começo (regressão normal de nível baixo) e pouco antes do final da subida do nível do mar (regressão normal de nível alto); e, por fim, a regressão forçada ocorre durante a descida do nível do mar e independe do aporte sedimentar.



Fig. 4 – Curvas de variação do nível de base e de sua derivada (CATUNEANU, 2006). Legenda: NR – *normal regression*; FR – *forced regression*; a faixa azul simboliza o estágio de transgressão e a faixa vermelha de regressão.

CATUNEANU et al. (2009) propuseram uma metodologia para o estudo da estratigrafia de sequências baseada na observação dos tipos de fácies, da natureza dos contatos estratigráficos (concordantes ou discordantes), do padrão de empilhamento vertical das fácies (tendências deposicionais) e das terminações estratais.

As terminações estratais foram originalmente definidas por MITCHUM (1977) e representam os padrões sob os quais o sedimento é depositado em uma bacia (Fig. 5). Esses padrões, ao serem identificados em registros sísmicos, dão indícios das condições paleoambientais

atuantes no momento da deposição, tais como nível do mar (inclusive a variação deste, se caso houver), aporte sedimentar, movimentação tectônica, entre outros.



Fig. 5 – Terminações estratais (HOLTZ, 2012).

São diferenciadas cinco tipos de terminações estratais:

Onlap: Terminação de estratos de baixo ângulo contra uma superfície mais inclinada, normalmente marcando a terminação lateral proximal (i.e., para o lado do continente) de unidades sedimentares.

Downlap: Terminação de estratos inclinados (clinoformas) contra uma superfície normalmente horizontal, e marca a base de unidades sedimentares para a direção distal (i.e, em direção à bacia), normalmente associada a progradações sedimentares.

Toplap: Terminação de estratos inclinados (clinoformas) contra uma superfície sobreposta normalmente resultado de progradações em águas rasas.

Truncamento: Terminações de estratos contra uma superfície erosiva sobreposta, em que normalmente um relevo irregular, cheio de vales e elevações, é claramente visível.

Offlap: Terminações de estratos inclinados (clinoformas) em degraus orientados para a direção distal, de modo que a clinoforma posterior deixa exposto uma parte da clinoforma anterior. É uma geometria tipicamente desenvolvida durante a regressão forçada, quando o nível de base baixa muito e a progradação ocorre independente da taxa de aporte sedimentar.

1.3.2 Tratos de sistema

Na medida em que o nível de base, ao longo de um ciclo completo de sua variação, gera quatro movimentos possíveis da linha de costa, a cada um destes movimentos são associadas feições sedimentares com padrões específicos de agrupamento dos sedimentos. A estas feições dá-se o nome de tratos de sistemas geométricos, e são classificados como trato de sistemas de nível alto (TSNA), trato de sistemas de regressão forçada (TSRF), trato de

sistemas de nível baixo (TSNB) e trato de sistemas transgressivo (TST) (Fig. 6). A seguir fazse uma breve descrição dos tratos de sistemas de acordo com (CATUNEANU et al., 2011).

1.3.2.1 Trato de sistemas de nível alto

Padrões sedimentares formados ao final da subida do nível de base, quando o espaço de acomodação começa a diminuir. Em região com aporte sedimentar constante, o TSNA apresenta um empilhamento agradacional dos sedimentos. Os padrões internos de terminações dos estratos apresentam, com relação aos estratos inferiores, *downlap* sobre a superfície de inundação máxima e, com relação aos estratos superiores, podem tanto apresentar terminações em *toplap*, *offlap* e truncamento erosional.

1.3.2.2 Trato de sistemas de regressão forçada

O TSRF é formado a partir do abaixamento do nível de base que culmina por expor os depósitos sedimentares. Desta maneira, esse trato de sistemas é reconhecido em registros sísmicos com relativa facilidade devido às feições resultantes de exposição subaérea, além de comumente apresentar terminações estratais do tipo *offlap*.

1.3.2.3 Trato de sistemas de nível baixo

O TSNB começa a ser formado ao final da regressão forçada, no momento em que o nível do mar está estável e dura até que o nível de base comece a subir e a taxa de variação do nível de base seja maior do que o aporte sedimentar (Fig. 6). As terminações estratais características a esse trato de sistemas apresentam clinoformas com padrões de empilhamento progradante e que, em seguida, passam a apresentar padrão agradante. No limite superior ocorre o contato das terminações do TSNB com a superfície de inundação máxima, que marca o início do estágio seguinte.

1.3.2.4 Trato de sistemas transgressivo

O TST é formado no momento da elevação do nível de base e marca o momento em que a taxa de criação de espaço de acomodação é maior do que a taxa de aporte sedimentar. O limite superior deste trato representa o ponto mais alto que o mar alcançou em direção ao continente e é conhecido como superfície de inundação máxima.



Fig. 6 – Ilustração dos tratos de sistemas geométricos ao longo de um ciclo completo de mudança do nível de base (HOLTZ, 2012). Terminações 1, 2 e 3: TSNB; terminações 4 e 5: TST; terminações 6 a 9: TSNA; terminações 10 e 11: TSRF.

2 Objetivos

O presente trabalho tem como objetivo principal a caracterização da cunha sedimentar situada ao largo da Ilha de São Sebastião. Para tanto, são propostos os seguintes objetivos específicos: (i) estudo das características morfológicas do depósito, (ii) proposta de um modelo genético (iii) análise da evolução deposicional das unidades sismoestratigráficas, (iv) proposta de um modelo de idade para o início da deposição da cunha sedimentar e a adequação de sua formação com as curvas de variação do nível do mar durante o Quaternário, e (v) comparação das principais características do corpo sedimentar estudado com depósitos similares em outras regiões do mundo.

3 Área de estudo

A Ilha de São Sebastião está localizada na porção central do Embaiamento de São Paulo (ZEMBRUSCKI, 1979), região da costa sudeste do Brasil caracterizada por forma côncava que se estende de Cabo Frio (23°00'S-42°00'W) até o Cabo de Santa Marta (28°30'S-49°00'W) (Fig. 7).



Fig. 7 – Mapa batimétrico-topográfico da costa sudeste do Brasil ilustrando a localização do Embaiamento de São Paulo e suas principais feições morfológicas (Modificado de BIZZI et al. (2003)). O Ponto 03 foi utilizado por LOURENÇO (2012) para caracterização do clima de ondas da região.

3.1 Origem geológica

O embaiamento de São Paulo tem origem relacionada ao evento de abertura do Atlântico, através do sistema de rifteamento do leste do Brasil, formado entre o Jurássico e o Neo-Cretáceo. Este processo de rifteamento do supercontinente Gondwana deu-se de sul para norte, começando entre o Triássico e o Jurássico (220-200 Ma), propagando-se ao longo da margem argentina durante o Jurássico (~170 Ma) e atingindo a região sul do Brasil até a zona de fratura de Florianópolis entre o Jurássico e o Cretáceo (~140 Ma) (MEISLING; COBBOLD; MOUNT, 2001).

A Ilha de São Sebastião, por sua vez, formou-se através da subsidência da Bacia de Santos devido ao evento tectônico condicionado à Falha de Santos no qual foi originada a Serra do Mar como uma superfície exposta a oeste da falha, deformando a superfície de aplainamento

Japi, no Paleoceno, e dando origem à plataforma continental atual (Fig. 8). Após esta etapa do processo de evolução geológica, a superfície exposta sofreu erosão diferencial, recuando a posição da Serra do Mar em direção ao continente para próximo da posição atual, e deu origem à Ilha de São Sebastião que, inicialmente, constituía-se de intrusão magmática alcalina (ALMEIDA; CARNEIRO, 1998; MAHIQUES et al., 2004).



Fig. 8 - Esquema ilustrativo da evolução da Serra do Mar e origem da Ilha de São Sebastião. Legenda: Estágios:
1. Erosão do relevo causando deposição nas bacias de Santos e do Paraná; Vulcanismo alcalino (A); Falha de Santos (F).
2. Desenvolvimento da superfície de aplainamento Japi no final do Senoniano.
3. Deformação da Superfície Japi no Paleoceno. Surgimento da Serra do Mar (SM) através da subsidência na Falha de Santos (F);
desenvolvimento da plataforma continental (P).
4. Recuo erosivo (R) da Serra do Mar para sua posição atual e formação da depressão periférica (DP). Intrusões alcalinas sustentam ilhas como a de São Sebastião. Convenções:
1. Depósitos da Fm. Santos,
2. Cobertura fanerozóica sotoposta ao basalto Serra Geral,
3. Formação Serra Geral,
4. Corpos alcalinos,
5. Grupo Bauru,
6. Falhas (modificado de ALMEIDA e

3.2 Geomorfologia

A partir de Cabo Frio em direção ao sul, a morfologia da costa brasileira muda de maneira brusca com o início do Embaiamento de São Paulo, passando de uma orientação preferencialmente SW-NE para, aproximadamente, E-W, até a região da Ilha de São Sebastião, onde volta a ter uma direção preferencial SW-NE. Nas cercanias da cidade de Florianópolis a costa adquire orientação aproximadamente N-S, permanecendo desta maneira até o final do Embaiamento no Cabo de Santa Marta.

Na parte norte do Embaiamento de São Paulo, a geomorfologia apresenta diversas enseadas e ilhas pequenas (além da Ilha Grande, de maior porte do que as demais), o que revela a complexidade da interação entre a dinâmica sedimentar e a dinâmica hidrográfica da região (MAHIQUES, 1995; 1999), ao passo que na porção ao sul do Embaiamento a morfologia da costa é relativamente retilínea, principalmente até a Ilha de São Francisco do Sul, onde se observam extensas planícies sedimentares formadas por depósitos marinhos e lagunares do Quaternário (SUGUIO; MARTIN; FLEXOR, 1980).

Devido à sua gênese no momento da quebra do supercontinente Gondwana, a plataforma continental ao longo da costa brasileira apresenta grande variação de largura que, ao longo do Embaiamento de São Paulo, varia entre 50 km (no setor São Tomé-Cabo Frio) e 231 km (na região de Santos), o que confere à região uma média de 130 km de largura (MAHIQUES et al., 2010).

Com relação à declividade da plataforma, ZEMBRUSCKI (1979) divide a região em três setores. Uma plataforma interna, cuja borda externa acompanha o formato do Embaiamento, que possui declividade variando entre 1:300 a 1:700 e largura máxima na região central do Embaiamento de 120 km; uma plataforma externa, na parte norte do Embaiamento cuja largura varia entre 30 e 50 km e declividade entre 1:800 e 1:400 e, conectando estes dois setores, um degrau com 25 km de largura e declividade média de 1:550, entre as cotas batimétricas de 80 e 110 m. Na parte sul do Embaiamento, a plataforma externa tem largura um pouco menor (cerca de 42 km) e declividade em torno de 1:1700 e o degrau conectando as duas plataformas tem largura maior do que na parte norte, variando entre 30 e 50 km, mas com menor declividade (cerca de 1:1000).

Já na parte costeira, há uma diferenciação morfológica entre as partes ao norte e ao sul da Ilha de São Sebastião. Na porção norte do Embaiamento, entre Angra dos Reis e Santos, observam-se características de submersão da costa, originando relevo de ria. Além disso,

praticamente toda a costa é formada por rochas do embasamento cristalino pré-cambriano, característica que vai gradualmente mudando em direção ao sul ao passo que aumenta a cobertura sedimentar quaternária, sendo interrompida apenas em alguns pontos por pontões de rochas cristalinas (Fig. 9). Considerando o fato de que o sistema de drenagem da região flui preferencialmente para dentro do continente, essa diferença entre as feições encontradas ao longo da costa pode ser explicada através de um regime tectônico responsável por emersão diferencial da costa, embora não haja consenso com relação à gênese deste mecanismo (RODRIGUES et al., 1999; SUGUIO; MARTIN; FLEXOR, 1980; ZEMBRUSCKI, 1979).



Fig. 9 – Mapa da distribuição sedimentar quaternária no Embaiamento de São Paulo (modificado de (SUGUIO; MARTIN; FLEXOR, 1980)).

A Serra do Mar, que se configura como uma das feições costeiras de maior destaque na borda atlântica do continente sul-americano, confere à região do Embaiamento características singulares. Estendendo-se por aproximadamente 1200 km ao longo da costa e com altitude de 800 a 2200 m (ALMEIDA, 1976), a presença da Serra do Mar resulta por impedir que grande parte dos rios de grande porte da região flua em direção ao mar (Fig. 10), alimentando a bacia hidrográfica do Rio da Prata e a sub-bacia do Rio Paraná (ATLAS DE SANEAMENTO DO IBGE, 2004). Apenas rios menores fluem diretamente em direção ao mar, drenando principalmente granitos do pré-cambriano, gnaisses e migmatitos (MAHIQUES, et al., 2004).



Fig. 10 – Hidrografia do Estado de São Paulo sendo bloqueada pela presença da Serra do Mar.

3.2 Massas de água e hidrodinâmica

O Embaiamento de São Paulo tem uma hidrografia composta por três massas de água que atuam no transporte e no processo deposicional dos sedimentos na região: (i) A Água Tropical (AT) que é transportada por sobre o talude pela Corrente do Brasil (CB) e tem valores de temperatura e salinidade relativamente altos (T > 20 °C e S > 36,4 ‰); (ii) a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), relativamente fria e com baixa salinidade (T < 20 °C e S < 36,4 ‰) e, por fim, a Água Costeira (AC), com a menor salinidade dentre as massas de água da plataforma continental interna, apresenta-se como resultado da mistura da AT, da ACAS e de águas de baixa salinidade transportadas ao longo da plataforma proveniente de desembocaduras fluviais (CERDA; CASTRO, 2014; EMILSSON, 1960; RUFFATO, 2011).

A interação entre as massas de água na plataforma interna do Embaiamento de São Paulo apresenta um caráter sazonal que é regido especialmente pelo avanço e retração da ACAS (Fig. 11). Esta, ao longo do verão, avança em direção ao continente em profundidades intermediárias e próximas ao fundo, forçando a AC a se deslocar na direção do oceano aberto, o que causa ressurgência e aumento da produtividade primária. Ao longo dos meses de março a novembro ocorre a retração da ACAS, permitindo que a AT ocupe uma porção maior da plataforma. O deslocamento da AC durante o verão é responsável pelo transporte de sedimentos provenientes dos aportes fluviais para áreas da plataforma de maior profundidade (CASTRO et al. 1987; MAHIQUES et al., 1999).



Fig. 11 - Diagrama esquemático mostrando a interação entre as massas de água ao longo do verão e do inverno (modificado de CAMPOS; VELHOTE; SILVEIRA, 2000).

De acordo com CASTRO (2014), as massas de água que ocupam a plataforma do Embaiamento de São Paulo apresentam ainda uma estratificação de caráter sazonal entre o verão e o inverno causada pela injeção de massas de água provenientes de desembocaduras fluviais que compõem a AC (Fig. 12). Essas águas apresentam temperaturas superficiais médias de 21,5 a 22,5 °C no inverno e 23,5 a 25 °C no verão; salinidade superficial de 34 a 36,5‰ durante o inverno e de 35 a 37‰ durante o verão e a estratificação total encontra-se a distâncias médias de 85,6 e 39,1 km da costa durante o inverno e o verão, respectivamente.

A circulação superficial na plataforma continental interna na porção central do Embaiamento de São Paulo é regida pela interação de três fatores: a tensão de cisalhamento dos ventos, o gradiente de densidade entre as massas de água e as marés. Destes fatores, a influência das marés é a que menos se destaca como forçante para a circulação da região (CASTRO et al., 2014).



Fig. 12 – Estratificação de caráter sazonal das massas de água em função da distância em relação à costa. (a) inverno; (b) verão (CASTRO, 2014).

Moreira (1999), em estudo baseado em dados correntográficos obtidos ao longo da plataforma continental interna, entre Praia Grande e Ubatuba, verificou que, ao sul da ISS, as correntes superficiais fluem preferencialmente para NE. Na porção ao norte da ISS, entretanto, os resultados de dados medidos simultaneamente aos obtidos a sul da ISS mostraram um sentido preferencial das correntes superficiais para SW.

Este resultado ratifica as observações de Castro (1996) feitas a partir de dados de correntógrafos ao largo de Ubatuba (SP), onde o sentido de fluxo preferencial das correntes superficiais dá-se para SW, principalmente durante os meses de inverno, embora em dados de um dos dois verões analisados, o sentido resultante das correntes tenha sido para NE.

Dados de modelagem numérica (SILVA; MIRANDA; CASTRO FILHO, 2004) corroboram o sentido preferencial de fluxo das correntes superficiais para SW ao norte da ISS (Fig. 13). Os modelos para correntes superficiais sazonais na região adjacente à ISS foram feitos através do

Princeton Ocean Model e mostram que o outono é a única estação do ano na qual as correntes não fluem para SW, mas para NE.

Mazzini (2009) coletou dados de correntógrafos nas proximidades da Ilha do Montão de Trigo, ao sul da ISS, e concluiu que o sentido preferencial das correntes superficiais nesta região dá-se para E, embora os dados analisados não tenham permitido concluir quanto à direção das correntes ao norte da ISS.



Fig. 13 - Modelagens numéricas das correntes superficiais sazonais da região adjacente à Ilha de São Sebastião.
A: modelagem para os meses de inverno; B: modelagem para os meses de primavera; C: modelagem para os meses de verão; D: modelagem para os meses de outono (modificado de SILVA et al., (2004)).

A circulação oceânica ao largo do Embaiamento de São Paulo é dominada pela CB a partir da isóbata de 200 m. Apesar de ser mais fraca em termos de capacidade de transporte de material do que outras correntes oceânicas, como a do Golfo, por exemplo, a CB exerce grande

influência no transporte e deposição de sedimentos. Devido à mudança abrupta de orientação da costa leste brasileira, a partir de Cabo Frio, a CB, que até então possui um fluxo aproximadamente contínuo e flui ao longo da quebra da plataforma, passa por inércia a fluir por uma região mais profunda, o que faz com que a corrente meandre para voltar a fluir pela região mais rasa, gerando vórtices, tanto no sentido horário como anti-horário (CAMPOS et al., 1995, 2000; SILVEIRA et al., 2000; MAHIQUES et al., 2002).

Ainda em relação à Corrente do Brasil, as dinâmicas sazonais de massas de água fazem com que a CB, que flui na maior parte do tempo ao longo da quebra da plataforma próxima à isóbata de 200 m, migre para a parte mais interna da plataforma limitando em grande parte a quantidade de sedimentos que são depositados na região, em evento denominado como "efeito enceradeira" (MAHIQUES et al., 2002, 2010).

Outra corrente atuante no transporte de sedimentos, principalmente na porção sul e sudeste da costa brasileira, é a Corrente Costeira do Brasil (CCB), que flui em direção oposta à CB. Embora considerada como sendo relativamente lenta, a CCB é altamente energética e atua na costa brasileira até latitude de 25,2° S, durante o mês de agosto, sendo impulsionada tanto pelas oscilações da Frente Subtropical como por ventos locais (SOUZA; ROBINSON, 2004).

3.3 Dinâmica sedimentar e variações do nível do mar

A sedimentação na plataforma interna na região central do Embaiamento de São Paulo é composta essencialmente de areia muito fina sendo interrompida por porções de areia fina (ao largo da Ilha de São Sebastião) e lama (ao norte da Ilha de São Sebastião, caracterizando-se como uma zona de sombra), ao passo que na plataforma externa há predomínio de sedimentos lamíticos (Fig. 14) (FIGUEIREDO; TESSLER, 2004).



Fig. 14 - Mapa da granulometria do sedimento. As isóbatas correspondem às profundidades de 100 e de 300 m (modificado de FIGUEIREDO; TESSLER, 2004).



Fig. 15 - Mapa da composição do sedimento. As isóbatas correspondem às profundidades de 100 e de 300 m (modificado de FIGUEIREDO; TESSLER, 2004).

A distribuição dos sedimentos no tocante à composição dá-se através de marcada diferença latitudinal. Segundo a classificação de LARSONNEUR et al. (1982), a porção ao sul da Ilha de São Sebastião é predominantemente constituída de sedimentos litoclásticos. Sedimentos desta composição estendem-se em direção ao norte, porém limitados à cota batimétrica de 100 m. Ao norte da ilha, sedimentos bioclásticos são distribuídos principalmente através de uma faixa que vai desde a região de Santos até a região de Cabo Frio, sendo limitados quase que totalmente pelas cotas batimétricas de 100 e 300 m (Fig. 15). Ademais, a análise da argila presente na região revela ainda outra diferenciação latitudinal na composição, havendo predominância de montmorilonita ao sul e uma mistura de caulinita, ilita e montmorilonita ao norte (FIGUEIREDO; TESSLER, 2004; MAHIQUES et al., 2004).

Os processos geradores da deposição sedimentar diferenciada na região central do Embaiamento de São Paulo podem ser explicados através da integração entre fontes sedimentares distintas: ao sul da Ilha de São Sebastião o aporte sedimentar é devido principalmente à pluma de água proveniente da desembocadura do Rio da Prata (cujo aporte sedimentar é de, em média, $23,3x10^3$ m³/s), mas também do complexo lagunar de Patos-Mirim, localizado no Sul do Brasil, entre 30° e 35° S de latitude, com aporte sedimentar entre 1.500 e 2.000 m³/s. Por se tratar de fonte de água doce, essa massa de água que flui em direção ao norte tem como características baixas densidade e salinidade e é responsável por influenciar na deposição sedimentar até a região de 28° S de latitude (PIOLA et al., 2000).

Ao norte da ISS, a deposição sedimentar na plataforma continental interna do Embaiamento de São Paulo tem períodos de maior intensidade durantes os meses de maior precipitação pluviométrica (dezembro a março). Dados do Departamento de Águas e Energia Elétrica dão conta de média mensal de aproximadamente 272 mm de chuva na região de Ubatuba entre 1945 e 2015 e de aproximadamente 220 mm de chuva entre 1943 e 2012 para a região de Caraguatatuba (BANCO DE DADOS HIDROLÓGCOS - DAEE). Essa intensa pluviosidade da região do litoral norte de São Paulo alimenta dezenas de sub-bacias hidrográficas, dentre as quais a sub-bacia do Rio Juqueriquerê (Fig. 16) destaca-se com 430 km² de extensão e vazão média de 10,8 m³/s, nos municípios de Caraguatatuba e São Sebastião (CBH-LN, 2014).



Fig. 16 - Bacias hidrográficas do litoral norte paulista. Em destaque, bacia do Rio Juqueriquerê (BOULOMYTIS et al., 2014). A escala de cores mostra a susceptibilidade morfométrica das bacias, índice que mede a probabilidade natural de uma bacia hidrográfica para o desencadeamento de inundações.

Embora não haja nenhum rio de grande porte que possa carrear material sedimentar em quantidade significativa, a ação em conjunto dos diversos rios de menor porte que atuam no transporte de sedimentos em direção à costa não é desprezível, tendo em conta o intenso regime pluviométrico da região (MAHIQUES, 1995). Dessa maneira, os sedimentos depositados próximos à costa são de granulometria mais grossa, ao passo que os sedimentos mais finos são transportados em direção ao mar aberto pelo deslocamento da AC devido à penetração da ACAS junto ao fundo marinho, em direção à costa (CASTRO et al., 1987).

A taxa de sedimentação no Embaiamento de São Paulo varia entre 5 e 660 mm/kyr. A diferença entre os valores mais baixos e mais altos de sedimentação está relacionada às condições atuantes em determinadas áreas: as menores taxas de sedimentação encontram-se nas porções externas da plataforma continental, onde a atuação da Corrente do Brasil reduz sobremaneira a deposição sedimentar na região (MAHIQUES et al., 2002); as altas taxas de sedimentação, por outro lado, localizam-se em regiões com alta produtividade primária (região de Cabo Frio) e onde há ocorrência de aporte sedimentar terrígeno, como na região de Santa Catarina, extremo sul do Embaiamento (MAHIQUES et al., 2004, 2010).

Ao longo do Período Quaternário, os eventos de transgressão e regressão do nível do mar, especialmente a exposição e a submersão da plataforma ao longo do Último Ciclo Glacial, foram preponderantes na consolidação das características sedimentares desta região, sendo
mais importantes do que os controles morfológicos e tectônicos (MAHIQUES et al., 2004) (Fig. 17a).

O estudo das variações do nível do mar ao longo da costa brasileira tem se intensificado a partir de meados da década de 1970 com um crescente número de publicações de pesquisadores da Bahia, Espírito Santo, Rio de Janeiro e São Paulo (MAHIQUES et al., 2002; SUGUIO; MARTIN; BITTENCOURT, 1985; VICALVI; COSTA; KOWSMANN, 1978). Os resultados desses estudos mostram basicamente três tipos de indícios através dos quais foram obtidos resultados em relação à variação do nível do mar:

- Presença de depósitos marinhos localizados em regiões acima do atual nível do mar, como terraços submersos;
- (ii) Observação de organismos que habitam regiões entre marés (*vermitidae*), incrustações de ostras e corais e buracos feitos por ouriços-do-mar;
- (iii) Observação de centenas de artefatos antropogênicos criados por antigos moradores da região costeira em regiões submersas, como sambaquis, por exemplo.

Em uma compilação de diversas amostras datadas ao radiocarbono, ANGULO, LESSA e SOUZA (2006) estabeleceram o envelope de variação do nível do mar para a costa brasileira (Fig. 17b). Por conta do erro nos dados analisados ser maior do que a diferença entre as variações do nível do mar observadas para diferentes faixas de latitude da costa, estas variações foram consideradas como sendo iguais, com exceção feita à região abaixo de 28° S de latitude.



Fig. 17 – A: Curva da variação do nível do mar para a costa do Rio Grande do Sul (CORRÊA, 1996) para os últimos 30 mil anos. B: Envelope de variação do nível do mar na costa brasileira para os últimos 7 mil anos. A linha cheia e os quadrados representam a região acima de 28° S de latitude e a linha pontilhada e os círculos, abaixo de 28° S de latitude (ANGULO; LESSA; SOUZA, 2006).

A partir da curva na Fig. 17a observa-se que desde há 7.000 anos A.P. o nível do mar esteve acima do nível do mar atual, alcançando o ponto de maior elevação há aproximadamente 5.000 anos A.P. SUGUIO et al. (1985) analisaram os possíveis fatores causadores dessa elevação do nível do mar para o Quaternário superior através da comparação entre observações de oito localidades da costa do Brasil distribuídas ao longo dos estados da Bahia, Rio de Janeiro, Santa Catarina e São Paulo. Segundo os autores, o fator causador dessa elevação do nível do mar não pode ser de origem glacioeustática, tampouco tectônica. A causa mais provável para tal elevação relaciona-se a uma elevação do relevo geoidal de escala regional, o que ocasionou a submersão de parte do litoral brasileiro até cerca de 5.150 anos A.P., quando, seguindo por um abaixamento do relevo do geóide, parte do litoral brasileiro sofreu emersão.

Após haver atingido o nível máximo holocênico, há 5.150 anos A.P., dados de sambaquis e amostras de *Vermitidae* indicam que o nível do mar oscilou, chegando a ficar abaixo do nível

atual há cerca de 4.100 anos A.P., porém esteve, em geral, acima do nível atual, caindo gradativamente com o passar do tempo (SUGUIO; MARTIN; FLEXOR, 1980).

Estas variações da linha de costa foram responsáveis por diferentes regimes de sedimentação como resultados da alteração dos padrões de circulação oceânica costeira. A influência das Águas Costeiras no transporte e deposição de sedimentos terrígenos diminuiu com o avanço do nível do mar pós-Último Máximo Glacial. Outra consequência da mudança da linha de costa na deposição sedimentar exemplifica-se como o deslocamento da Corrente do Brasil e dos vórtices e meandros causados pela mudança da orientação da costa brasileira, que atuam na produção primária de matéria orgânica (especialmente na região de Cabo Frio) e no transporte de sedimentos terrígenos em suspensão favorecendo o deslocamento da Água Costeira em direção ao mar aberto na região da Ilha de São Sebastião (MAHIQUES et al., 1999, 2002).

3.4 Clima de ondas

LOURENÇO (2012) caracterizou a variabilidade do clima de ondas para as plataformas Sul e Sudeste do Brasil, sendo que para a plataforma Sudeste os dados utilizados foram provenientes do modelo de geração de ondas WAVEWATCH III do Centro Nacional de Previsão Ambiental da Administração Nacional de Oceanos e Atmosfera (NCEP/NOAA). Neste trabalho, foram determinados seis pontos ao longo da costa onde foram obtidos dados, dentre os quais o ponto 03 localiza-se na região da Ilha de São Sebastião (Fig. 7) e, portanto, será utilizado para a caracterização do clima de ondas da área de estudo.

Os resultados, constituídos de altura, período e força das ondas, foram divididos entre clima de ondas característico de tempo normal e de tempestade. Ao longo do período de tempo normal observam-se altura média de 1,8 m para todo o espectro de dados, período médio de 8,6 s, força média de 32,1 kW/m e direção média de 138,8°. Os valores máximos e mínimos, assim como os meses de ocorrência, são apresentados na Tabela 1. Os valores médios mensais de força e período (Tabela 2) foram máximos no mês de maio e mínimos no mês de janeiro. A altura, por sua vez, teve valores médios mensais mínimos no mês de fevereiro e máximos no mês de setembro. A direção média mensal foi de 122,1° em janeiro e 162° em maio.

Rosas de altura e período das ondas de tempo normal (Fig. 18) mostram uma predominância das direções sul, leste e sul-sudeste, alturas predominantes de 1,5 a 2,5 m e período predominante de 6 a 10 s.

Valor mínimo Valor máximo Mês Mês Altura (m) 0,4 5,45 Março Abril Período (s) Julho 16,75 Julho 2,82 Força (kW/m) 0,89 363,26 Abril Março

Tabela 1- Valores mínimos e máximos de altura, período e força das ondas em tempo normal (LOURENÇO,
2012).

Tabela 2 - Média mensal dos valores de altura, período e força, bem como os meses de ocorrência.

	Média mínima	Mês	Média máxima	Mês
Altura (m)	1,47	Fevereiro	2,09	Setembro
Período (s)	7,75	Janeiro	9,63	Maio
Força (kW/m)	19,6	Janeiro	45,2	Maio



Fig. 18 - Rosas de altura (esquerda) e período (direita) de ondas de tempo normal (LOURENÇO, 2012).

A altura das ondas de tempestade foi definida por LOURENÇO (*op. cit.*) como sendo maior ou igual a 2,41 m. Dessa maneira, considerando todo o espectro de dados, observam-se valores médios de altura das ondas de 2,9 m, período médio de 10,2 s, força média de 88,5 kW/m e direção média de 170,3°. A Tabela 3 apresenta valores máximos e mínimos de altura, força e período, bem como os anos de ocorrência. Os valores médios mensais são apresentados na Tabela 4, onde é possível ser observado que, com exceção da altura, os demais valores foram mínimos no ano de 1998 e máximo em 1997 (excetuando-se o período, no segundo caso).

As direções das ondas de tempestade são ilustradas pela figura Fig. **19**, onde é possível observar uma predominância da direção sul e sul-sudoeste, totalizando, aproximadamente, 65% do total observado. As alturas predominantes compõem o espectro de 2,5 a 3,5 m, os

períodos dominantes variam entre 18 a 14 s e as forças dominantes variam entre 50 a 150 kW/m.

	Valor mínimo	Ano	Valor máximo	Ano
Altura (m)	2,41	todos	5,45	2010
Período (s)	4,86	2000	16,35	2010
Força (kW/m)	28,68	2000	363,26	2010

Tabela 3 - Dados máximos e mínimos de altura, período e força considerando todo o espectro de dados (LOURENÇO, 2012).

Tabela 4 - Valores médios mensais de altura, período e força das ondas de tempestade (LOURENÇO, 2012).

	Média mínima	Ano	Média máxima	Ano
Altura (m)	2,75	2000	3,13	1997
Período (s)	9,61	1998	10,89	2009
Força (kW/m)	74,81	1998	107,82	1997



Fig. 19 - Rosas de altura (esquerda) e período (direita) de ondas de tempestade (LOURENÇO, 2012).

4 Materiais e métodos

O trabalho baseia-se na interpretação de dados sísmicos coletados na região ao longo de três cruzeiros oceanográficos e na comparação destes resultados com dados publicados e não publicados provenientes de outros estudos. Dentre estes, são apresentados um modelo batimétrico da área de estudo proposto por CONTI e FURTADO (2006), além dos resultados

de datação e cálculo da taxa de sedimentação de um testemunho de 4 m de comprimento (NAP61) coletado sobre a cunha sedimentar (FIGUEIRA, 2016¹. Comunicação pessoal).

A caracterização morfológica e o detalhamento interno dos padrões deposicionais da cunha sedimentar foram determinados a partir de dados sísmicos obtidos por fontes acústicas com espectros de emissão de frequências diferentes. As fontes são do tipo *sparker*, *boomer* e *chirp* (espectros de frequências ente 0,4 e 1,2 kHz; 0,7 e 2 kHz e 2 a 8 kHz, respectivamente), do fabricante MeridataTM e *chirp* do fabricante KnudsenTM (frequência de 3,5 kHz).

4.1 Cruzeiros oceanográficos

Desde 2013, três cruzeiros oceanográficos foram realizados com o objetivo de coletar dados para estudo da cunha sedimentar, totalizando 2.874 mn navegadas (Fig. 20 e Fig. 21). Em um primeiro momento, no cruzeiro Geosedex (Projeto NAP-Geosedex da Pro-Reitoria de Pesquisa da Univ. De São Paulo), a bordo do navio oceanográfico Alpha Crucis, foram adquiridos dados sísmicos através de um equipamento constituído de fonte sísmica do tipo *chirp* do fabricante KnudsenTM, além de dados batimétricos com ecobatímetro monofeixe (espectro de frequências entre 12 e 38 kHz), e um testemunho de 4 m de comprimento (NAP61).

O segundo cruzeiro oceanográfico (Cruzeiro Cunha - Projeto FAPESP 2014/08295-2), realizado a bordo do barco de pesquisa Alpha Delphini em fevereiro de 2015, teve o objetivo de obter dados para melhor detalhamento da cunha sedimentar. Neste cruzeiro foram obtidos dados sísmicos através de fontes acústicas dos tipos *chirp* e *boomer* (MeridataTM), além de dados batimétricos com equipamento multifeixe e dados sonográficos.

O terceiro e último cruzeiro (Cruzeiro Cunha 2 - Projeto FAPESP 2014/08295-2), em dezembro de 2015 e também no Alpha Delphini, teve como objetivo complementar os dados adquiridos ao longo do segundo cruzeiro, refazer levantamentos em locais onde os dados obtidos previamente apresentaram alto nível de ruído e coletar amostras de sedimento. Desta maneira, foram coletados dados sísmicos com fontes do tipo *sparker, boomer* e *chirp* (MeridataTM), batimetria através de equipamento multifeixe e coletas de testemunhos sedimentares através de testemunhadores a gravidade e a pistão.

¹ Resultados fornecidos por FIGUEIRA, R., em julho de 2016.



Fig. 20 - Mapa das linhas sísmicas (em vermelho) e do testemunho NAP 61 adquiridos ao longo do cruzeiro NAP - Geosedex, em 2013.



Fig. 21 - Mapa com as linhas adquiridas ao longo dos cruzeiros Cunha (em verde) e Cunha 2 (em azul), em janeiro e dezembro de 2015, respectivamente.

4.2 Testemunho sedimentar

A análise do testemunho sedimentar foi feita por FIGUEIRA (2016) (comunicação pessoal)² e os resultados da datação são mostrados na Tabela 5. O testemunho foi coletado com comprimento de 4 m e foi segmentado a cada 2 cm para análise. Os métodos de datação foram Pb^{210} no primeiro metro do testemunho e C^{14} no restante. A idade da base do testemunho data de 1484 anos.

A curva do gráfico do resultado da datação do testemunho pela profundidade (Fig. 22) mostra uma linearização de $R^2 \sim 0.98$, o que indica taxa de sedimentação praticamente constante e aproximadamente igual a 0,23 cm/ano.

Profundidade (cm)	Best (C-14)	Idade (anos A.P.)	
4 a 6	702	11.1	
50 a 56	914	103.7	
100 a 106	1103	211.5	
150 s 156	1388	404.6	
200 a 206	1712	650.3	
250 a 256	1861	869.7	
300 a 306	2000	1089.1	
350 a 356	2298	1308.5	
390 a 396	2480	1484.0	

Tabela 5 - Resultado da datação do testemunho NAP61 (FIGUEIRA, 2016. Op cit.).



Fig. 22 - Taxa de sedimentação calculada para o testemunho NAP61 (FIGUEIRA, 2016. Op cit.).

² Resultados fornecidos por FIGUEIRA, R., em julho de 2016.

4.3 Conjunto de dados sísmicos e tratamento

Devido ao espectro de frequências ser mais alto na fonte do tipo *chirp* (MeridataTM) do que nas fontes *boomer* e *sparker*, a profundidade de alcance dos registros sísmicos com a fonte *chirp* é consideravelmente menor do que a das demais fontes, o que fez com que os registros de *chirp* oferecessem muito pouca informação útil ao objetivo do projeto. Adicionalmente, durante a aquisição dos dados ao longo do cruzeiro Cunha, em fevereiro de 2015, ocorreu interferência entre o sistema elétrico do barco e a fonte sísmica, gerando ruídos que não puderam ser removidos no processamento. Dessa maneira, optou-se por trabalhar somente com os dados de *boomer*, *sparker* (MeridataTM) e *chirp* (KnudsenTM) (Fig. 23).



Fig. 23 - Linhas sísmicas utilizadas no trabalho. Em vermelho estão as linhas do cruzeiro NAP-Geosedex, em verde as linhas do cruzeiro Cunha e, em laranja, as linhas do cruzeiro Cunha2.

Antes de se proceder com a interpretação dos dados geofísicos, foi necessário o processamento destes. Para tanto foram utilizados os *softwares* SeiseeTM, para análise e edição dos cabeçalhos dos dados e RadexproTM, para o processamento em si. Após serem processados, os dados foram interpretados nos *softwares* IHS KingdomTM e Meridata MDPSTM.

Para a visualização dos perfis em planta, estimativa da extensão lateral da cunha sedimentar e geração de mapas foram utilizados os *softwares* Global MapperTM e ArcGISTM.

4.3.1 Processamento

As etapas dos fluxogramas de processamento utilizados, realizados no *software* RadexproTM, divergem tanto em relação à fonte utilizada quanto em relação ao cruzeiro no qual os dados foram coletados (Fig. 24).



Fig. 24 – Fluxograma de processamento utilizado no *software* RadexproTM. A etapa de pré-processamento foi aplicada apenas aos dados do cruzeiro Cunha 2.

4.3.1.1 Importação

Os dados precisaram ser convertidos do formato original (que varia de acordo com o fabricante) para o formato SEG-Y para poderem ser importados ao *software* RadexproTM. Adicionalmente, os dados coletados com as fontes do fabricante MeridataTM possuem valores nulos nos primeiros e últimos traços dos campos respectivos ao posicionamento, valores estes que necessitaram ser removidos no momento da importação. Dessa maneira, foi necessária a utilização do *software* SeisSeeTM para identificar quantos e quais traços possuíam valores nulos para que se procedesse com a posterior remoção.

Ainda durante a etapa de importação, foi utilizado o módulo *Header Averager* com a finalidade de substituir valores consecutivos iguais de posicionamento, caso houvesse, pela média entre valores anteriores e posteriores dentro de uma janela pré-determinada.

4.3.1.2 Pré-processamento

Os dados da campanha Cunha 2 apresentaram alto nível de ruído e, portanto, precisou-se removê-los para que se procedesse com o processamento, tendo em vista que nem mesmo a identificação do fundo marinho era possível anteriormente a esta etapa (Fig. 25). Para tanto, foram utilizados módulo de atenuação de ruído *TFD Noise Attenuation*, módulo para correção da amplitude e filtro de frequência passa-banda do tipo *Ormsby* (parâmetros: corta baixa: 200 – 700 Hz; corta alta: 1.500 – 2.000 Hz). As figuras 26 e 27 ilustram os espectros de frequências dos dados citados antes e depois da aplicação do filtro de frequências. Os gráficos mostram o conteúdo de frequências plotado em função da porcentagem da amplitude máxima do espectro. Na figura Fig. **26** foi ampliado o conteúdo do gráfico abaixo de 0.55 % para efeito de melhorar a visualização, visto que grande parte das frequências estava abaixo de 400 Hz.



Fig. 25 - Perfil sísmico registrado com fonte *boomer* durante a campanha Cunha 2. A: dado bruto; B: dado processado.

Nos demais conjuntos de dados esta etapa de pré-processamento não foi necessária, visto que era possível proceder com os passos subsequentes à importação sem que houvesse a necessidade de processamento inicial.



Fig. 26 - Espectro de frequências dos dados de boomer (dados brutos) coletados ao longo do cruzeiro Cunha 2.



Fig. 27 - Espectro de frequências dos dados de *boomer* (após aplicação de filtro de frequências) coletados ao longo do cruzeiro Cunha 2.

4.3.1.3 Delineamento do fundo

Algumas etapas do processamento tomam como base a superfície de fundo marinho para que sejam possíveis as aplicações de suas funções. Este delineamento pode ser feito de maneira automática, informando a profundidade aproximada do fundo, a variação dessa profundidade (variação vertical, em tempo) e a amplitude média do traço sísmico. Entretanto, nos dados da campanha Cunha 2, esta etapa teve que ser feita manualmente, uma vez que os ruídos presentes nos registros impossibilitavam o delineamento automático do fundo.

4.3.1.4 Ganhos

Nos dados do cruzeiro Geosedex foi aplicado ganho do tipo *Time Variant Gain*, que corrige a amplitude dos dados em uma mesma faixa de tempo por um fator de escala (Fig. 28). Os parâmetros utilizados são apresentados na tabela Tabela 6.

Tabela 6 – Parâmetros de g	ganho utilizados no	processamento dos	s dados do	cruzeiro Geosedex.
•		1		

Tempo (ms)	Fator	
10 a 20	0,5	
20,1 a 40	1	
40,1 a 120	3	

Nos perfis registrados com o uso de *Boomer* e *Sparker*, por serem fontes cujo espectro de frequências é mais baixo e, portanto, possuem maior capacidade de penetração, foi aplicada correção em relação à divergência esférica. Esta correção realça os refletores mais profundos que, originalmente, possuem pouca amplitude no registro sísmico, visto que a energia emitida pela fonte é dissipada proporcionalmente ao quadrado da distância dessa.

4.3.1.5 Importação de maré

Dados de maré registrados em São Sebastião foram fornecidos pelo prof. Dr. Eduardo Siegle, do Laboratório de Dinâmica Costeira, e dados da base de Ubatuba do IOUSP que foram fornecidos pelo Laboratório de Dados Oceanográficos (LabDados). Todos eles foram utilizados para correção da profundidade dos perfis sísmicos. A inserção dessa nova informação é feita através da atribuição dos valores de maré (em milissegundos) a um campo vazio do cabeçalho do registro sísmico. Posteriormente, durante a etapa de correções estáticas, os valores inseridos no cabeçalho são subtraídos dos valores do fundo submarino, tendo como referência a superfície do fundo que foi previamente delineada.

4.3.1.6 Correções estáticas

Nesta etapa são aplicados quatro módulos com funcionalidades distintas:

- O primeiro deles, *Apply Statics*, tem a função de aplicar ao registro sísmico os dados de maré que foram atribuídos ao cabeçalho. Para tanto, informa-se como parâmetro de entrada o nome do campo do cabeçalho ao qual foram atribuídos os valores de maré;
- (ii) posteriormente, é aplicado o módulo *Trace Editing* com a finalidade de eliminar os ruídos na coluna de água. Como parâmetro de entrada para este módulo informa-se

o campo do cabeçalho correspondente às informações da superfície de delineamento de fundo;

- (iii) o módulo *Swell Filter* é utilizado para suavizar as oscilações ao longo do perfil causadas pelo efeito das ondas. Este módulo toma como referência a superfície de fundo e, ao suavizá-la, torna os refletores mais retilíneos, próximo ao que se esperaria encontrar no meio geológico (Fig. 28);
- (iv) por fim, aplica-se o módulo Apply Statics novamente, porém com a finalidade de corrigir os efeitos do delay causados no momento da aquisição dos dados. Este problema consiste no deslocamento vertical em parte do registro causado pela mudança na topografia do fundo. Esta correção foi necessária apenas nos dados registrados durante o cruzeiro Geosedex.

4.3.1.7 Exportação

A etapa final do processamento dos dados é a exportação destes em formato SEG-Y para que se proceda com a interpretação em outro *software*.

4.3.2 Interpretação

A interpretação dos perfis foi feita através da utilização do *software* IHS Kingdom[™], no qual foram importados os dados processados em formato SEG-Y.

Sendo a base da cunha identificada em todos os perfis que permitiram este tipo de análise, a etapa subsequente consistiu em identificar os padrões observados internamente à cunha. Para tanto, a interpretação dos perfis foi feita com base na identificação de feições que pudessem indicar o tipo de ambiente e processos atuantes no momento da deposição do sedimento.

Neste sentido, tanto as terminações estratigráficas e geometria dos refletores descritas pela literatura da estratigrafia de sequências quanto as sismofácies de diferentes pacotes sedimentares foram fundamentais para que se discernisse entre as unidades.



Fig. 28 - Perfil sísmico Geosedex_09 registrado com fonte *chirp* (KnudsenTM). A: dado bruto; B: dado processado.

4.3.2.1 Interpolação e geração de superfícies

Como auxílio na interpretação, foram gerados mapas contendo a interpolação dos horizontes sísmicos traçados nos perfis. Para isso foram geradas malhas no *software* IHS KingdomTM com a finalidade de interpolar individualmente cada horizonte sísmico e, posteriormente, gerar superfícies de paleorelevo (no caso dos horizontes internos à cunha sedimentar)

topografia do fundo (através da interpolação da superfície de fundo) e da distribuição em área dos acúmulos de gás (através da identificação da ocorrência de gás em cada perfil sísmico).

Os parâmetros relevantes para esta etapa são três: o algoritmo de interpolação utilizado, a determinação da área de interesse e o tamanho das células da malha.

O algoritmo utilizado foi o *Flex Gridding*, algoritmo próprio ao *software* que combina dois outros algoritmos, o de mínima tensão e o de mínima curvatura, sendo possível optar por um dos dois ou ambos simultaneamente. A opção selecionada para a interpolação dos dados foi o de mínima curvatura. A opção pelo algoritmo *Flex Gridding* foi feita baseando-se em dois critérios: a comparação entre os resultados fornecidos pelos demais algoritmos utilizados e o consumo de memória pelo computador, que nesse algoritmo é o menor entre os demais oferecidos pelo *software*.

A área de interesse foi limitada à porção entre E e SE da ISS, região onde há maior densidade de perfis sísmicos. Dessa maneira procurou-se mitigar falhas na interpretação provenientes de informações criadas pela interpolação que não correspondessem à geologia do local.

Segundo o tutorial de interpolação do *software*, o tamanho ideal para a célula da malha é de 0,25 a 0,5 vezes o espaçamento entre as linhas, no caso de interpolação de linhas sísmicas 2D. Como os dados utilizados não possuem um espaçamento regular e, na grande parte dos dados, estes não são paralelos entre si, o tamanho da célula foi definido como sendo de, aproximadamente, 0,25 vezes a menor distância entre as linhas sísmicas, o que confere uma resolução de 40 m.

Sendo feita a interpolação dos horizontes, a etapa subsequente foi exportar os resultados em formato XYZ. Os dados foram, então, importados ao *software* ArcGISTM, onde foram geradas as imagens e as curvas de nível.

5 Resultados

A sismoestratigrafia da cunha sedimentar, assim como mapas de isópacas, batimetria e paleosuperfícies são apresentados a seguir. Todos os perfis sísmicos utilizados para o trabalho encontram-se nos anexos.

5.1 Unidades sismoestratigráficas

São identificadas, ao todo, quatro unidades sismoestratigráficas que se apoiam sobre um substrato de preenchimento complexo com superfície aparentemente erosiva. As unidades que são descritas a seguir foram identificadas nas cores laranja (U1), amarela (U2), azul (U3), verde (U4), marrom (U5) e verde escuro (U6), além da superfície de base (Sb), na cor vermelha.

5.1.1 Superfície de base (Sb)

A superfície subjacente à cunha sedimentar possui grande amplitude sísmica e refletores internos com preenchimento complexo. A irregularidade da superfície e a presença de paleovales (Fig. 29) demonstram se tratar de uma superfície que sofreu exposição subaérea, sendo exposta a processos erosivos. Observa-se ainda o grande contraste entre os padrões deposicionais internos à unidade vermelha e acima desta, interiores à cunha sedimentar, o que indica ambientes deposicionais marcadamente distintos. Seguindo estes padrões foi possível identificar a superfície de base ao longo de todos os perfis interpretados.



Fig. 29 - Paleovale subjacente à cunha sedimentar. Perfil sísmico Cunha_3.

Na porção SE da ISS a superfície de base apresenta altos estruturais que, em alguns perfis sísmicos, aparentam servir como barreira física para a deposição do sedimento, marcando, desta maneira, o limite da cunha ao largo da ilha (Fig. 30).

A análise da inclinação do talude da cunha ao longo de sua extensão lateral indica que a região onde ocorre a maior inclinação é a porção a SE da ISS (Fig. 46), o que indica que tais feições são determinantes para a extensão da cunha sedimentar em direção ao mar aberto.



Fig. 30 - Refletores caóticos abaixo da superfície de base da cunha (refletor vermelho) e altos estruturais marcando o limite da cunha sedimentar (Linha sísmica Geosedex_15). EV = exagero vertical.

O mapa ilustrado pela figura Fig. **31** mostra o resultado da interpolação dos refletores relativos à superfície de base (vermelha), interpretada como sendo o substrato sobre o qual a cunha sedimentar está depositada.

Observa-se uma inclinação desta superfície, mergulhando para SE, até a isolinha de 90 ms, aproximadamente. O maior gradiente de inclinação se dá a SE da ISS, conferindo à superfície uma inclinação de aproximadamente 1 grau (Fig. 32). No restante da região o relevo da superfície tende a ser mais suave, com inclinação de até 0,4 graus.

A partir da isolinha de 90 ms em direção ao mar aberto o relevo da unidade fica mais irregular, o que coincide com a parte aflorante da superfície de base.



Fig. 31 - Mapa de paleorelevo da superfície de base (Sb-unidade vermelha). Escala em tempo duplo de percurso.



Fig. 32 - Mapa de declividade da superfície de base. Escala de cores em graus. Isolinhas em tempo duplo de percurso (ms).

5.1.2 Unidade U1 (laranja)

A unidade laranja (U1) caracteriza-se por ser a mais antiga dentre as unidades que compõem a cunha sedimentar. Devido ao acúmulo de gás no interior do depósito, a ocorrência desta unidade não é observada em todos os perfis sísmicos. Em alguns perfis (figuras 30, 33, 34 e 41) seus refletores dispõem-se subparalelos à superfície de base na parte distal do depósito, até que passam a apresentar padrão divergente aumentando progressivamente a espessura da unidade em direção ao continente.

Na parte distal da cunha, os refletores internos a essa unidade possuem, em geral, maior amplitude se comparados aos da unidade sobrejacente (figuras 33, 34 e 41). Em especial, observa-se internamente a esta unidade a existência de um refletor com marcada amplitude que é possível ser observado em diversos perfis sísmicos (figuras 33, 34, 35, 36 e 41). A princípio, dada sua marcada amplitude sísmica, este refletor poderia ser considerado como mais um limite entre unidades sismoestratigráficas. Contudo, não são perceptíveis diferenças marcantes de sismofácies entre os refletores abaixo e acima deste na maioria dos perfis analisados. Exceção feita ao que se observa no perfil Cunha_2 (Fig. 36), no qual podem ser observadas diferenças com relação à amplitude dos refletores abaixo e acima desse citado, porém, como este registro não possui qualidade boa o suficiente e não há outro registro que corrobore tal observação, optou-se por considerar esse refletor como sendo interno à Unidade U1.

A linha sísmica Cunha_2 (Fig. 36) apresenta a parte intermediária da cunha sedimentar. A partir desse registro é possível observar a diferença de amplitude que há entre os refletores internos à Unidade U1 e os da unidade sobrejacente. Ademais, nota-se que os refletores internos a essa unidade são, em geral, mais espessos que os refletores das demais unidades, o que indica terem sido depositados em ambiente relativamente mais energético.

O limite proximal da Unidade U1 é apresentado no perfil sísmico Cunha_4-1 (Fig. 35), no qual se salientam as características de amplitude dos refletores citadas anteriormente. Nesta parte da unidade os refletores apresentam estratificação plano-paralela até terminarem contra a unidade sobrejacente em um possível truncamento erosivo.



Fig. 33 - Perfil sísmico Cunha_3 interpretado. Observa-se o bloqueio acústico causado pelo acúmulo de gás, que faz com que os horizontes sísmicos vermelho, laranja e a unidade amarela não sejam amostrados. EV = exagero vertical.



Fig. 34 - Perfil sísmico Geosedex_10. EV = exagero vertical.



Fig. 35 - Perfil sísmico Cunha_4 ilustrando o limite proximal da unidade U1, laranja. EV = exagero vertical.



Fig. 36 - Perfil sísmico Cunha_2. EV = escala vertical.

A partir da observação do resultado da interpolação dos horizontes relativos à Unidade U1 (Fig. 37), nota-se uma homogeneização das isolinhas, que ficam progressivamente mais afastadas a NE. Analogamente ao relevo da superfície de base, o maior gradiente de declividade da Unidade U1 encontra-se a SE da ISS (Fig. 38), embora este seja consideravelmente maior do que o anterior (1,38 graus), diminuindo em direção a NE, onde a topografia é mais suave do que a observada na superfície de base (entre 0,10 e 0,17 graus).



Fig. 37 - Mapa de paleorelevo da unidade U1 (unidade laranja). Escala em tempo duplo de percurso.



Fig. 38 - Mapa de declividade da Unidade U1. Escala de cores em graus. Isolinhas em tempo duplo de percurso (ms).

5.1.3 Unidade U2 (amarela)

A Unidade U2 caracteriza-se por ser a mais espessa dentre as demais unidades sismoestratigráficas e apresenta um padrão progradante (Fig. 33). É observada na maior parte dos perfis, embora não seja possível estudar sua continuidade a SSE da ISS devido à presença do gás e dos altos estruturais da base, que fazem com que esta unidade não tenha muita continuidade em direção ao largo da ISS (Fig. 30).

A análise das sismofácies da Unidade U2 indica se tratar de ambiente deposicional aparentemente de baixa energia. Os refletores têm, em geral, boa continuidade lateral além de terem baixa amplitude, como pode ser notado em alguns dos perfis sísmicos (figuras 33 e 35).

Na parte distal os refletores apresentam padrão tangencial-oblíquo (figuras 33 e 41), formando uma concavidade voltada para cima e acunham-se ao largo da ISS. Na parte inferior da unidade os refletores terminam possivelmente em *downlap*, em alguns casos sobre a unidade inferior (U1) e, em outros, sobre a superfície de base, ao passo que na parte superior os refletores apresentam concordância com os da unidade sobrejacente.

A partir do talude da cunha em direção ao continente a Unidade U2 afina-se gradativamente. No perfil sísmico Cunha_2 (Fig. 36) esta unidade termina contra a Unidade U1 em terminação estratal aparentemente do tipo *onlap*. Paralelo a este perfil, no Cunha_4 (Fig. 35), a Unidade U2 estende-se mais em direção ao continente, também terminando em *onlap*, neste caso, porém, sobre a superfície de base, e cuja geometria acompanha a depressão existente na superfície de fundo. A partir de então, esta unidade deixa de ser observada nos perfis que seguem em direção ao continente.

A partir da comparação entre os mapas de paleorelevo das unidades U1 e U2 (Fig. 39), observa-se que esta última abrange uma área maior do que a primeira. Observa-se ainda um maior adensamento das isóbatas na porção central da malha de dados, o que confere à superfície uma inclinação de 1,66 graus (Fig. 40). Tanto a SW como a NE da área de estudo a topografia do relevo desta unidade é mais suave.



Fig. 39 - Mapa de paleorelevo da unidade U2 (unidade amarela). Escala em tempo duplo de percurso.



Fig. 40 -Mapa de declividade da Unidade U2. Escala de cores em graus. Isolinhas em tempo duplo de percurso (ms).

5.1.4 Unidade U3 (azul)

Por ocorrer a profundidades mais rasas do que as dos acúmulos de gás, a Unidade U3 pode ser observada em todos os perfis sísmicos. Caracteriza-se por ser um pacote sedimentar delgado, subparalelo à superfície de fundo e que, assim como a Unidade U2, apresenta padrão progradante (figuras 33, 41 e 44). Em alguns perfis é possível observar a extensão desta unidade em direção ao mar aberto após o final da cunha sedimentar (Fig. 41).



Fig. 41- Linha sísmica Geosedex _11, ilustrando as unidades sísmicas (Sb-vermelha, U1-laranja, U2-amarela, U3-azul e U4-verde) e o topo do acúmulo de gás, em ciano. EV = exagero vertical.

Na parte distal, na base da unidade, embora a resolução das linhas sísmicas não permita observar com clareza o tipo de terminação estratal, os refletores aparentam terminam em *downlap* sobre a superfície da Unidade U2, acunhando-se progressivamente até o final do depósito sedimentar (Fig. 33). Na parte proximal não há registro do fim da unidade.

Assim como ocorre na Unidade U2, os refletores internos são paralelos entre si, possuem, em geral, boa continuidade lateral e baixa amplitude (figuras 33, 44 e 49) sendo transparentes na parte intermediária do depósito (figuras 35 e 36), características de ambiente sedimentar de baixa energia.

O paleorelevo da Unidade U3 (Fig. 42) mostra uma baixa inclinação a NE (até 0,6 graus). A maior inclinação se dá na porção intermediária do pacote sedimentar (até 1,6 graus) (Fig. 43).



Fig. 42 - Mapa de paleorelevo da unidade U3 (unidade azul). Escala em tempo duplo de percurso.



Fig. 43 - Mapa de declividade da Unidade U3. Escala de cores em graus. Isolinhas em tempo duplo de percurso (ms).

5.1.5 Unidade U4 (verde)

A Unidade U4 constitui a deposição sedimentar atual que é caracterizada por ser um pacote sedimentar delgado, aproximadamente sem variações de espessura, além de apresentar agradação (figuras 30, 33, 34 e 41), característica de estabilização do nível do mar.

Os refletores internos a esta unidade apresentam estratificação plano-paralela com amplitude sísmica um pouco maior do que o observado nas outras unidades internas à cunha sedimentar, principalmente na porção distal do depósito (Fig. 44), onde, possivelmente, terminam em *downlap* sobre a unidade U3.



Fig. 44 - Perfil sísmico Geosedex_12. EV = exagero vertical.

A interpolação do horizonte verde, representando o topo da Unidade U4 (Fig. 45) equivale à topografia do corpo sedimentar. Observa-se um gradiente de topografia entre 33 e 66 m, entre a base e o topo do depósito, respectivamente.

A cunha apresenta uma topografia que vai gradativamente ficando menos acentuada a NE (Fig. 46), conforme a largura do talude do depósito aumenta. A inclinação máxima é de 1,4 graus nas proximidades da ISS.

A geomorfologia da plataforma interna do Embaiamento de São Paulo foi estudada com o auxílio de Modelos Digitais de Terreno (*Digital Model Terrain* – DMT) por (CONTI e FURTADO (2006, 2009) e CONTI (2009) através da digitalização de mais de 65.000 pontos batimétricos obtidos pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil. Essa modelagem resultou em um mapa batimétrico com resolução de 200 m mostrando as principais feições geomorfológicas da região (Fig. 47). A este mapa foram sobrepostas as isolinhas da topografia do fundo obtidas a partir da interpolação do horizonte sísmico relativo à Unidade U4.



Fig. 45 - Mapa de relevo da unidade U4 (unidade verde). Escala em tempo duplo de percurso.



Fig. 46 - Mapa de declividade da Unidade U4. Escala de cores em graus. Isolinhas em tempo duplo de percurso (ms).



Fig. 47 - Sobreposição das isolinhas da superfície da Unidade U4 ao mapa batimétrico digitalizado por CONTI e FURTADO (2006, 2009).

Observa-se que a interpolação da superfície U4 coincide com o modelo batimétrico proposto por CONTI e FURTADO (*op cit.*) (Fig. 47). Ademais, é possível notar através dos dois dados

que há um aumento do gradiente de declividade e uma diminuição da largura do talude da cunha de NE para SW, com o máximo ocorrendo a SE da ISS, na porção central da distribuição das isolinhas.

5.1.6 Unidades U5 e U6 (marrom e verde escuro)

As unidades U5 e U6 que preenchem o paleovale observado no perfil sísmico Cunha_5 (Fig. 48) não correspondem às demais unidades observadas nos perfis sísmicos em termos de amplitude dos refletores e padrão deposicional. Assume-se, portanto, que estas unidades foram formadas em condições ambientais distintas das atuantes no momento da formação das unidades U1 e U2. Após a deposição da Unidade U6 (verde escuro), observa-se a deposição da Unidade U3 (azul), o que indica que as condições ambientais permitiram a deposição de uma mesma unidade, tanto na porção mais proximal da área de estudo, entre as ilhas de São Sebastião e dos Búzios, como na porção distal, ao largo da ISS.



Fig. 48 - Perfil sísmico Cunha_5, obtido na parte proximal da cunha sedimentar. EV = exagero vertical.

5.1.7 Unidade U7 (preta)

O perfil sísmico Cunha_1 mostra um depósito truncado por uma feição erosiva distal subjacente às unidades U2, U3 e U4 (Fig. 49), localizado a SE da ISS, com espessura máxima de 12 m, aproximadamente.

Os refletores internos à Unidade U7 terminam em truncamento erosivo à esquerda do refletor preto, têm estratificação subparalela e apresentam maior amplitude se comparados aos das unidades U2, U3 e U4, o que pode indicar um ambiente deposicional mais energético do que

o ambiente no qual foram formadas as outras unidades mencionadas. À direita do refletor preto, os refletores internos às unidades U2, U3 e U4 terminam em *onlap*.

Uma vez que esta feição só é observada no perfil Cunha_1, não foi possível estimar sua extensão em área.



Fig. 49 - Linha sísmica Cunha_1, mostrando feição erosiva distal (refletor preto), as unidades sísmicas (vermelha, laranja, amarela, azul e verde) e acúmulos de gás na parte superior (refletor ciano). EV = exagero vertical.

5.2. Morfologia Superficial

Ao largo da ISS, a cunha sedimentar se estende lateralmente por, aproximadamente, 32 km como um corpo relativamente estreito e próximo à costa (Fig. 43). Embora não haja dados batimétricos para melhor caracterização das dimensões e feições superficiais da cunha, observa-se que provavelmente há a presença de uma segunda cunha sedimentar formada próximo à costa de Ubatuba, de NE a N da ISS (figuras 27, 41 e 42).

Entre E e SE da ISS, a superfície da cunha objeto deste estudo, varia entre relativamente plana (figuras 36 e 50) e convexa (Fig. 51), sob lâmina de água com aproximadamente 33 m de profundidade. Essa superfície tem uma quebra do tipo *offlap* (aprox. 39 m) a partir da qual passa a ser inclinada até o fim do talude (Fig. 41), onde termina a uma profundidade média de 64 m.

Além de fornecer informações quanto à estrutura interna do depósito, algumas linhas sísmicas permitem correlacionar a topografia do fundo marinho com a geomorfologia da costa. As linhas Cunha_4 e Cunha_6, paralelas entre si, foram registradas entre a ISS e a Ilha dos Búzios (figuras 50 e 51). Observa-se a existência de uma depressão na porção central desses perfis que coincide com a localização da Ilha dos Búzios.



Fig. 50 - Perfil sísmico Cunha_4. A maior amplitude dos refletores à esquerda do perfil deve-se à fonte sísmica utilizada ter sido do tipo sparker, enquanto que a parte à direita do perfil foi adquirida com fonte do tipo boomer. EV = exagero vertical.



Fig. 51 – Perfil sísmico Cunha_6. EV = exagero vertical.

A análise do perfil Cunha_4 (Fig. 50) mostra que a formação da depressão superficial observada não é condicionada à morfologia da superfície de base. Após evento que erodiu a Unidade U1, e possivelmente a U2, as unidades U3 e U4 são depositadas em conformidade com o relevo pré-existente.

Segundo o perfil Cunha_6, apesar da superfície de base diferir do que se observa no perfil Cunha_4 na porção central do registro, observa-se uma mesma tendência de declividade de NNW para SSE, embora a identificação dos refletores a SSE tenha sido comprometida devido à baixa qualidade do perfil.

5.3 Mapas de isópacas

Através da interpolação dos horizontes sísmicos identificados nos perfis foi possível obter informações complementares a respeito da distribuição espacial e das espessuras das unidades sismoestratigráficas, de modo a estudar a evolução da cunha sedimentar e os processos atuantes no momento de sua geração. Os perfis utilizados para a interpolação estão dispostos de sul-sudeste a leste da ISS, por ser a região com maior densidade de dados.

As espessuras das unidades sismoestratigráficas foram calculadas a partir das diferenças entre os tempos de reflexão dos refletores superior e inferior à unidade considerada. Posteriormente, mapas de isópacas foram gerados através da interpolação dos resultados dessas diferenças. Nas imagens a seguir são apresentados os mapas de isópacas sobrepostos à superfície de base e representam as espessuras da Unidade U1, chamado de mapa de isópacas inferior (Fig. 52); entre o topo da Unidade U1 e o topo da Unidade U4 (Fig. 53), chamado de superior, e entre a superfície de base e o topo da Unidade U4, chamado de mapa de isópacas total (Fig. 54).

A partir do mapa de isópacas inferior (Fig. 52) observa-se que a espessura maior do depósito encontra-se na porção mais próxima à ISS, sendo progressivamente mais delgada a NE. Considerando a velocidade de propagação das ondas sísmicas no sedimento igual a 1550 m/s para estimativa de profundidade das superfícies, observa-se espessura máxima de aproximadamente 13 m da Unidade U1. Em contraste com a superfície de base observa-se que a Unidade U1 restringe-se à parte intermediária do declive da superfície e que, de modo geral, as morfometrias dessas duas feições são semelhantes.



Fig. 52 - Mapa de isópacas da Unidade U1 sobreposto à superfície de base. Escala em tempo duplo de percurso. As unidades superiores da cunha (Fig. 53) abrangem uma área maior, tanto lateralmente como em direção ao largo, o que mostra o caráter progradante de depósito. As espessuras máximas,

de aproximadamente 17 m, ocorrem a SE da ISS, sobrepondo uma área onde não há ocorrência da Unidade U1 e coincidindo com a parte topograficamente mais baixa da superfície de base, precedendo o limite distal do depósito.

Em direção a SW o depósito tende a ser mais estreito, até o ponto onde a extensão distal é mínima, caracterizado como uma forma de arco neste mapa. A partir deste ponto o depósito volta a se estender em direção ao largo com espessura máxima de aproximadamente 7 m.



Fig. 53 - Mapa de isópacas das unidades U2-U3-U4 sobreposto à superfície de base. Escala em tempo duplo de percurso.

A análise da espessura total do depósito (Fig. 54) indica uma distribuição de sedimentos relativamente homogênea, tendo até 19 m de espessura máxima, aproximadamente. Assim como se observa no mapa de isópacas superior, há um estreitamento do depósito em direção a SW, um ponto de extensão distal mínima, e um alargamento subsequente com até 7 m de espessura máxima, aproximadamente.



Fig. 54 - Mapa de isópacas total da cunha sobreposto à superfície de base. Escala em tempo duplo de percurso.

5.4 Datação e taxa de sedimentação

O ponto de coleta do testemunho sedimentar NAP61, coletado ao longo do cruzeiro NAP-Geosedex coincide com a linha sísmica Geosedex_18 (Fig. 55). O cálculo da profundidade da linha sísmica que é abrangida pelo testemunho foi feito estimando a velocidade em 1550 m/s para o sedimento da cunha.



Fig. 55 - Localização do testemunho NAP61 (linha vertical vermelha) no perfil sísmico Geosedex_18. A partir da sobreposição da profundidade do testemunho à linha Geosedex_18 observa-se que o testemunho está localizado no talude do depósito e abrange as duas primeiras unidades da
cunha (unidades U3 e U4), terminando pouco antes do topo da Unidade U2. Portanto, as bases das unidades U4 e U3 têm, respectivamente, 422 e 1484 anos A.P., tendo sido depositadas a uma taxa de 0,23 cm/ano.

5.5 Acumulações de gás

A cunha sedimentar apresenta acumulações de gás, com aproximadamente 30 km de extensão lateral, que se concentram principalmente na região de transição entre a parte plana e o talude da cunha, a sudeste da ISS (Fig. 56). Tais acumulações são fatores limitantes no estudo da estrutura interna do depósito, uma vez que formam um bloqueio acústico impedindo a penetração do sinal sísmico, tendo em vista que essas ocorrem a profundidades médias da ordem de 3 m, sub-paralelas à superfície de fundo, sendo mais rasas, portanto, do que algumas das unidades sismoestratigráficas, como a laranja (U1) e a amarela (U2) (Fig. 44).



Fig. 56 - Mapa da topografia e distribuição dos acúmulos de gás ao longo da área de estudo. Escala em tempo duplo de percurso (ms).

6 Discussão

A análise geral dos dados utilizados permite:

 (i) Estabelecer o modelo genético segundo a morfologia do depósito, a configuração da fisiografia da costa e a hidrodinâmica atuante;

- (ii) Estabelecer o modelo evolutivo, segundo a morfologia, estrutura interna e idade do depósito sedimentar;
- (iii) Enquadrar o depósito como IPW ou depósito de lama (*mud depocenter -MDC*).

6.1 Modelo genético

A cunha sedimentar offshore a ISS, com uma superfície entre relativamente plana (figuras 36 e 50) e convexa (Fig. 51), e com uma quebra do tipo *offlap* assemelha-se bastante à quebra de depósitos arenosos, chamada de *rollover structures*, descrita por MITCHELL et al. (2012), como sendo uma função da profundidade do nível de base de ondas de tempestade. Segundo a hipótese proposta (assim como discutido por HERNÁNDEZ-MOLINA et al. (2000)), os sedimentos são remobilizados até o limite onde as ondas de tempestade deixam de atuar sobre o transporte dos sedimentos junto ao fundo. A esta região de remobilização dos sedimentos em função da atuação das correntes de tempestade dá-se o nome de zona infralitoral (GUILLEN; DÍAZ, 1990). Ao ser transposto este limite, ocorre a deposição destes sedimentos em clinoformas. MITCHELL et al. (*op cit.*), portanto, estabeleceram uma boa correlação entre as profundidades em que são observadas as *rollover structures* e o nível de base de ondas de tempestade, embora a utilização desta profundidade como um análogo moderno para estudo de paleonível marinho não seja recomendada.

Dessa maneira, dada a profundidade da quebra da cunha sedimentar objeto de estudo, e considerando a profundidade do nível de base de ondas em regiões do Atlântico Sul como sendo entre 30 e 35 m (ASSIS, 2007; HERNÁNDEZ-MOLINA et al., *op cit.*), observa-se que a cunha se estende dentro da zona infralitoral, embora a quebra esteja um pouco abaixo do nível de ondas de tempestade. Por outra parte, dada a posição geográfica do depósito, a ilha faz com que a cunha fique protegida das ondas de tempestade predominantes vindo de SW (Fig. 19).

IPWs são depósitos cuja origem dos sedimentos não tem necessariamente uma única fonte, mas sedimentos provenientes de diversas fontes podem ser transportados para a região da plataforma interna, onde são remobilizados por correntes que fluem ao longo da costa geradas por eventos mais energéticos HERNÁNDEZ-MOLINA et al. (2000).

Tendo em vista a intensa pluviosidade atuante no litoral norte paulista e a grande quantidade de rios existentes na região ao norte da ISS, o aporte sedimentar continental que é transportado para o mar é remobilizado de modo a ser depositado na porção interna da plataforma continental (MAHIQUES, 1995).

A interação entre as massas de água presentes na plataforma continental interna, quais sejam, ACAS, AT e AC, desloca os sedimentos provenientes do aporte fluvial da região ao norte da ISS em direção ao largo de modo a estarem à mercê do fluxo das correntes oceânicas dominantes na região (CASTRO et al. 1987; MAHIQUES et al., 1999).

Estas correntes, que são forçadas principalmente pelos ventos e se deslocam preferencialmente para SW durante a maior parte do ano (SILVA et al., 2004), são responsáveis pelo transporte dos sedimentos que atingem a plataforma interna (Fig. 12). Estes sedimentos que são transportados para SW interagem com a complexa fisiografia da costa da região central do Embaiamento de São Paulo de modo a gerarem depósitos sedimentares. A ISS, portanto, é responsável por defletir os sedimentos transportados para SW de modo que sejam depositados ao largo desta ilha gerando a cunha sedimentar estudada.

Feições de fundo relacionadas com as correntes de plataforma geradas pelo vento, foram identificadas por NASCIMENTO et al. (2016) na região mais externa do depósito sedimentar objeto de estudo. No trabalho, são descritas marcas onduladas assimétricas que indicam um transporte SSW e NW, sendo especialmente predominante o transporte no sentido SSW.

Por sua vez, a depressão observada entre a Ilha dos Búzios e a ISS configura-se como sendo outra expressão morfológica das correntes que transportam sedimentos de NE para SW, fazendo com que estes sejam defletidos e depositados tanto em direção ao mar aberto como em direção à costa.

Fica patente, portanto a importância da ISS não só como um divisor entre diferentes tipos de tamanhos de grãos e entre regimes oceanográficos distintos, mas também como barreira física de modo a possibilitar a deposição do corpo sedimentar de escala quilométrica.

6.2 Modelo evolutivo

A partir da análise dos perfis sísmicos, das paleosuperfícies e do mapa de isópacas, observa-se que a unidade laranja (U1) poderia se classificar como uma unidade de caráter transgressivo. A geometria e a amplitude dos refletores internos à Unidade U1 na parte distal do depósito indicam um ambiente deposicional mais energético do que o ambiente que regeu a deposição das unidades subsequentes (figuras 33, 34, 41, 57 e 58). No limite proximal do depósito (Fig. 35) também é possível observar o contraste de características de geometria e amplitude entre os refletores internos à Unidade U1 e os das demais unidades, além de um grande evento erosivo que foi responsável pelo truncamento desta unidade.

As unidades superiores (unidades U2, U3 e U4) apresentam um caráter progradante e configuram-se como características de trato de sistemas de mar alto, diferenciando-se entre si pela amplitude e geometria dos refletores.



Fig. 57 - Perfil sísmico geosedex_10. EV = exagero vertical.



Fig. 58 - Perfil sísmico geosedex_11. EV = exagero vertical.

Ademais, segundo se observa nos mapas de isópacas, a deposição da Unidade U1 sobre a superfície de base possui uma forma de cunha relativamente bem definida, o que parece ocorrer em referência a uma declividade pré-existente na superfície de base. Desta maneira, a morfologia do depósito tanto aparenta ter sido condicionada pelo relevo da superfície de base como também os regimes oceanográficos possivelmente já estavam estabelecidos como o atual no momento da deposição da cunha.

A partir dos resultados da datação do testemunho NAP61, e a correlação da profundidade do testemunho com as unidades sismoestratigráficas que este abrange, pode-se observar que a base da Unidade U3 data dos últimos 1484 anos. Tendo como referência a curva da variação do nível do mar para a costa brasileira (Fig. 59), é possível posicionar a base da Unidade U3 no período em que o nível do mar esteve mais alto do que o atual, o que indica que é correta a tese de que ao menos as duas unidades superiores do depósito se configuram como tendo sido formadas em ambiente de mar alto.



Fig. 59 - Curvas de variação do nível do mar no Holoceno adaptadas de CORRÊA (1996) (A) e SUGUIO, MARTIN e BITTENCOURT (1985) (B). S = idades de sambaquis; T = Terraços de construções marinhas.

Ademais, sendo a taxa de sedimentação estimada como sendo constante para o período de deposição da parte superior da cunha e igual a 0,23 cm/ano (Fig. 22), e a idade total do testemunho for extrapolada para a base da Unidade U2, conclui-se que as unidades superiores começaram a ser depositadas há 6520 anos, o que coincide com o fim da elevação do nível do mar após o Último Máximo Glacial (UMG).

Entretanto, a contextualização da parte inferior da cunha, interpretada como sendo uma unidade transgressiva (U1), se mostra mais complexa do que as demais, uma vez que é observada a presença da Unidade U7 (Fig. 49), localizada cronoestratigraficamente entre as unidades U1 e U2, e que não é observada em nenhum dos demais perfis sísmicos pertencentes ao conjunto de dados analisado.

Tendo em vista o enquadramento da parte superior da cunha no contexto de mar alto do Holoceno e sendo observada a falta de dados de datação da Unidade U7 para comparação com as unidades superiores da cunha, propõem-se dois modelos evolutivos para a deposição da unidade transgressiva (U1):

(i) A Unidade U1 foi formada em um contexto de subida do nível do mar anterior à transgressão pós-UMG. Nesta hipótese, a transgressão ocorrida anteriormente ao UMG que culminou com o nível do mar acima do atual, e que, portanto, se qualificaria como evento originário da Unidade U1, ocorreu no Estágio Isotópico 5e, há cerca de 130 ka (Fig. 60). ALVES (2012) levantou a hipótese de depósitos transgressivos identificados no Canal de São Sebastião terem sido formados pela transgressão ocorrida neste estágio.

Sendo a Unidade U1 formada neste contexto, o nível do mar teria diminuído ao longo do UMG possibilitando a erosão subaérea dessa unidade.

Um fator favorável a esta hipótese seria a observação da feição erosiva na linha Cunha_4 (Fig. 50), onde se observa uma remoção de quantidade significativa da Unidade U1.

Entretanto, seria razoável esperar que a exposição subaérea ocorrida no UMG à qual o depósito estaria submetido tivesse causado feições erosivas mais marcantes do que as observadas, e distribuídas por uma área maior.

(ii) A Unidade U1 foi formada durante a subida do nível do mar após o término do UMG. Nesta hipótese, a unidade erodida (U7) seria um Depósito Máximo Eustático (*Maximum Eustatic Deposit – MED*), que seria a transição entre a os estágios transgressivo e de mar alto. Este MED, por sua vez, teria sido erodido através de uma intensificação das correntes oceânicas.

Esta hipótese é mais coerente com o tipo de erosão observada, além de ser possível interpretar a superfície de base (vermelha) como tendo sido exposta ao longo do UMG. Entretanto, a erosão observada na figura Fig. **50** teria, possivelmente, sido causada por um evento distinto ao responsável pela erosão observada na figura Fig. **49**.



Fig. 60 - Curva de variação do nível do mar para os últimos 200.000 anos (ALVES, 2012 após HOBBS; KRANTZ; WIKEL, 1998).

Levando em consideração as aproximações e estimativas que foram feitas para a extrapolação das idades das unidades U3 e U4 para a base da Unidade U2, o modelo de idade da parte da cunha sedimentar relativa ao TSNA do Holoceno data de 6520 anos A.P. Com relação à unidade inferior interpretada como sendo TST, embora não haja dados o suficiente para caracterizar com precisão sua idade, sabe-se que, ao menos, há um hiato temporal entre sua deposição e a do TSNA, dada a posição da Unidade U7 na série estratigráfica (Fig. 49), o que indica que as partes inferior e superior da cunha tenham sido formadas em duas etapas distintas de uma subida do nível do mar.

Casos similares são apresentados por diversos autores em trabalhos sobre IPWs. Assim, HERNÁNDEZ-MOLINA et al. (2000), no litoral espanhol, identificaram duas unidades na IPW: uma unidade inferior referente a um TST e uma outra referente a um TSNA, datadas em 6500 a 5200 anos A.P. e de 3700 A.P. ao recente, respectivamente. Por sua vez ERCILLA et al. (2010) determinaram a existência de um depósito inferior e outro superior, sendo o primeiro referente a um TST e, o segundo, a um TSNA, com idades entre 10.000 e 7.000 A.P. e entre 7.000 A.P. e o presente, respectivamente.

De forma similar, para depósitos formados por lamas, HANEBUTH et al. (2015) propuseram três fases de início de formação para os MDCs. A segunda fase da formação destes depósitos

data de 9,5 a 6,5 mil anos A.P., período em que teve início a desaceleração da subida do nível do mar pós-UMG.

FERNÁNDEZ-SALAS et al. (2003) estudaram dois depósitos na região da Península Ibérica associados à descarga fluvial dos rios Guadalquivir and Guadalhorce. A estrutura interna desses depósitos é composta por um TST como depósito inferior sobreposto a um substrato erosivo, e um TSNA como depósito superior. Este TSNA, por sua vez, é composto por quatro unidades, sendo duas progradantes e duas agradacionais, intercaladas, indicando um padrão cíclico de subida e estabilização do nível do mar. Outros autores caracterizaram as estruturas internas de depósitos arenosos formados distantes de desembocaduras fluviais, como sendo progradantes e formados durante variações do nível do mar de 5ª e 6ª ordens (ERCILLA et al., 2010; ORTEGA-SÁNCHEZ et al., 2014; PEPE et al., 2014).

CATTANEO et al. (2003) estudaram a formação de deltas subaquáticos (subaqueous deltas) no golfo do Mar Adriático. Estes autores definem "deltas subaquáticos" como corpos sedimentares em formato de cunha que podem ou não estar diretamente relacionados a um aporte sedimentar fluvial e que possuem o limite superior relativamente plano, podendo ocorrer em diferentes profundidades da plataforma.

O delta subaquático de Gargano, caracterizados por CATTANEO et al. (op cit.), recebe sedimentos que derivam tanto do rio Pó como do rio Apeninos, que são transportados pelas correntes oceânicas ao longo da costa; é composto inteiramente por lama e apresenta unidades sismoestratigráficas progradantes em configuração sigmoidal separadas por superfícies geradas por hiatos deposicionais.

LIU et al. (2013) caracterizaram um delta subaquático no Mar Amarelo formado por sedimentos derivados principalmente do Rio Amarelo e transportados ao longo da costa por correntes oceânicas que fluem para sul ao longo do inverno e do verão. O depósito é formado por refletores internos inclinados em direção ao mar que são empilhados em padrão progradante.

Sendo a estrutura da cunha sedimentar composta por um depósito inferior transgressivo e um depósito superior típico de ambiente de mar alto, com unidades progradantes e agradacionais, observa-se uma boa correlação entre esse e os depósitos descritos na literatura, apesar de não haver um modelo único de depósito para cada tipo de ambiente, uma vez que suas

morfologias são condicionadas por uma série de fatores locais como aporte sedimentar, ambiente deposicional e os ciclos de variação do nível do mar (Liu, 2004).

6.3. IPWs vs MDCs

O estudo de depósitos sedimentares na plataforma continental tem crescido continuamente com o intuito de caracterizar as condições de dinâmica oceânica e deposição sedimentar atuantes no momento da formação destes depósitos. Dessa maneira, a inserção da cunha sedimentar nas terminologias criadas pode ajudar na identificação de seus fatores genéticos e também contribuir com o aperfeiçoamento do conhecimento atual a respeito deste tipo de depósito. Entretanto, estes estudos têm crescido de forma um tanto desordenada e uma série de nomenclaturas foi criada para denominar os processos formadores destes depósitos. Para a inserção da cunha sedimentar objeto deste estudo neste contexto serão consideradas duas denominações principais, quais sejam, os depósitos formados majoritariamente por lamas (*Mud Depocenters – MDCs*) e os formados majoritariamente por areias (*Infralitoral Prograding Wedge –* IPW).

Sendo analisadas a morfologia e profundidade descritas para a cunha ao largo da ISS, observa-se que estas se relacionam com a zona infralitoral e a zona por baixo do nível de ondas de tempestade, que MITCHELL et al. (2012), GUILLEN e DIAZ (1990) e HERNÁNDEZ-MOLINA et al. (2000) atribuem como a região mais propícia para a formação de IPWs.

Os depósitos formados majoritariamente por lamas ocorrem comumente abaixo do nível de base de ondas de tempestade, o que corresponde a profundidades iguais ou maiores a 100 m (HANEBUTH et al., 2015; HUTHNANCE et al., 2002). Entretanto, embora seja razoável considerar que a cunha sedimentar não seja um depósito de lama dada a profundidade que este ocorre, sua granulometria superficial indica a dominância de sedimento lamoso (NASCIMENTO, et al., 2016).

A dinâmica sedimentar responsável pela formação do depósito estudado, condicionado à deriva de sedimentos provenientes de múltiplas fontes por conta das correntes que fluem paralelamente à costa, encontra similaridades se comparada com estudos versando sobre a formação de depósitos sedimentares próximos à costa, como os descritos por HERNÁNDEZ-MOLINA et al. (2000) na costa da Espanha, estudos realizados na Península Ibérica (ERCILLA et al., 2010; FERNÁNDEZ-SALAS et al., 2009; ORTEGA-SÁNCHEZ et al., 2014) e na Itália (PEPE et al., 2014), os quais corroboram o modelo genético proposto.

Por sua vez, depósitos lamosos em forma de cunha progradante estudados na região do Mar Amarelo, nas costas da China, Korea e Taiwan, têm origem através da interação entre o padrão de circulação oceânica predominantemente anti-horário que flui paralelamente à costa e o aporte sedimentar derivado tanto de grandes rios (rios Amarelo (LIU et al., 2007a, 2004) e Yangtze (LIU et al., 2007b)) como de diversos rios menores (LEE et al., 2015; LIU et al., 2008).

Tanto no caso dos depósitos arenosos estudados na Península Ibérica e na Itália, como os depósitos lamosos estudados no Mar Amarelo, a deposição dos sedimentos se dá paralelamente à costa através de extensos depósitos progradantes. Contudo, a influência da fisiografia da costa como fator condicionante para a deposição dos depósitos, como no caso da ISS, não parece ocorrer nos casos mencionados.

Existe uma correspondência entre a idade e estrutura interna do depósito da ISS e IPWs e MDCs estudados em diversos lugares do mundo (HERNÁNDEZ-MOLINA et al., 2000; CATTANEO et al.,2003; FERNÁNDES-SALAS et al., 2003; ERCILLA et al., 2010; LIU et al., 2013; HANEBUTH et al., 2015), apresentando na maioria dos casos um corpo transgressivo com idade entre 10 e 6 mil anos, e outro progradante de nível do mar alto, com idade entre 6 mil anos e o presente.

Portanto, a partir da comparação entre as características da cunha estudada e os depósitos descritos na bibliografia, observa-se que a cunha sedimentar possui características comuns aos dois tipos de depósitos mencionados, embora não se enquadre estritamente em nenhum deles, de onde se conclui se tratar de um depósito de tipo misto.

7 Conclusões

A análise sismoestratigráfica da cunha sedimentar em conjunto com dados publicados permitiu a caracterização deste depósito no tocante à sua morfologia, gênese, além de ter estimativas em relação à sua idade. A seguir são sintetizadas as principais conclusões do trabalho:

 A cunha sedimentar foi formada por sedimentos provenientes do aporte fluvial de múltiplas fontes que são transportados para a plataforma interna através da dinâmica das massas de água; estes sedimentos são transportados para SW pelas correntes oceânicas ao longo das estações de inverno, primavera e verão e, ao interceptarem a ISS, são depositados ao largo desta em forma de cunha. Uma evidência morfológica desta conclusão é a depressão existente entre a ISS e a Ilha dos Búzios, resultante da deflexão das correntes oceânicas que transportam sedimentos de NE para SW, assim como as marcas onduladas identificadas por alguns autores;

- A estrutura interna da cunha compreende dois depósitos: Um depósito inferior (Unidade U1) e um superior (Unidades U2, U3 e U4).
 - O depósito inferior é referente a um TST. Este depósito já possuía uma forma de cunha que tanto pode ser devido à inclinação existente na superfície de base, como também é possível que a dinâmica hidrográfica já possuísse a configuração atual no momento da deposição;
 - O depósito superior é composto por três unidades, sendo duas delas progradantes (unidades U2 e U3) e a terceira agradacional (Unidade U4). Estas unidades são características de TSNA formadas entre o término da subida e a estabilização do nível do mar no Holoceno, o que confere ao depósito características progradantes, especialmente se observada a Unidade U2. A forma do depósito em cunha é provavelmente condicionada pela forma pré-existente da Unidade U1.
- A análise dos resultados da datação do testemunho NAP61 permite posicionar as unidades superiores U3 e U4 como tendo sido formadas ao longo dos últimos 1484 anos, o que coincide com o nível do mar acima do atual no Holoceno superior. A extrapolação da idade da base do testemunho para o início da deposição do depósito superior (TSNA), supondo uma taxa de sedimentação constante para o período, permite estimar uma idade aproximada de 6520 anos A.P., o que se enquadraria no contexto de subida do nível do mar do Holoceno;
- A hipótese mais aceitável para a formação da feição erosiva (U7), é a de que esta se configure como um Depósito Máximo Eustático (*Maximum Eustatic Deposit –* MED), formado através da subida do nível do mar no começo do Holoceno e que então foi erodido através de uma intensificação das correntes oceânicas. Dessa maneira, a superfície de base possivelmente teria sido exposta ao longo do UMG e a Unidade U1 seria referente à transgressão do mar ao final do UMG.
- A comparação das características observadas na cunha sedimentar no tocante a formação, idade, morfologia e evolução com os trabalhos publicados a respeito de

depósitos sedimentares semelhantes ao estudado permite concluir que este se trata de um depósito misto, com características tanto de IPW como de MDC;

 Por fim, salienta-se a importância da fisiografia da costa na deposição de sedimentos na plataforma continental interna, uma vez que a presença da ISS, aliada à hidrodinâmica local, provém subsídio para a formação da cunha sedimentar.

Referências

ALMEIDA, F. The system of continental rifts bordering the Santos basin, Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 48, p. 15–26, 1976.

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

ALVES, D. P. V. A evolução sedimentar do Canal de São Sebastião, no litoral norte do estado de São Paulo, estudada a partir de uma abordagem sismoestratigráfica. [s.l.] Universidade de São Paulo, 2012.

ANGULO, R. J.; LESSA, G. C.; SOUZA, M. C. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary Science Reviews**, v. 25, p. 486–506, 2006.

ASSIS, H. M. B. DE. Influência da hidrodinâmica das ondas no zoneamento litorâneo e na faixa costeira emersa, entre Olinda e Porto de Galinhas, Pernambuco. [s.l.] Universidade Federal de Pernambuco, 2007.

BIZZI, L. A. et al. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil - Texto, Mapas & SIG**. Brasília: Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 2003.

BOULOMYTIS, V. T. G. et al. **Avaliação do Comportamento Hidrológico da Bacia do Rio Juqueriquerê, Caraguatatuba, SP**. Simpósio de Recursos Hídricos do Rio Paraíba do Sul. **Anais**...São José dos Campos: 2014

BRANCO, M. L. DE C. Atlas de Saneamento / IBGE, Coordenação de Geografia Rio de Janeiro, 2004.

CAMPOS, E. J. D.; VELHOTE, D.; DA SILVEIRA, I. C. A. Shelf break upwelling driven by Brazil current cyclonic meanders. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 6, p. 751–754, 2000.

CAMPOS; GONÇALVES; IKEDA. Water Mass Characteristics Geostrophic Circulation in the South Brazil Bight: Summer of 1991. Journal of Geophysical Research, v. 100, n. C9, p. 18537–18550, 1995.

CASALBORE, D. et al. Submarine depositional terraces in the Tyrrhenian Sea as a proxy for paleo-sea level reconstruction: Problems and perspective. **Quaternary International**, v. xxxx, n. xxxx, p. xxxx, 2016.

CASTRO, B. M. Summer/winter stratification variability in the central part of the South Brazil Bight. **Continental Shelf Research**, v. 89, p. 15–23, 2014.

CASTRO, B. M. et al. Correntes e Massas de Água na Plataforma Continental da Bacia de Santos. Em: PETROBRÁS. Projeto SANTOS: Caracterização Ambiental da Bacia de Santos. Fase I - Síntese dos Dados Pretéritos. Relatório Técnico. 2014.

CASTRO, B. M.; MIRANDA, L. B.; MIYAO, S. Y. Condições hidrográficas na plataforma continental ao largo de Ubatuba: variações sazonais e em média escala. **Boletim do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo**, v. 35, n. 2, p. 135–151, 1987.

CATTANEO, A. et al. The late-Holocene Gargano subaqueous delta, Adriatic shelf: Sediment pathways

and supply fluctuations. Marine Geology, v. 193, n. 1-2, p. 61–91, 2003.

CATUNEANU, O. Principles of sequence Stratigraphy. 1st. ed. Oxford, UK: Elsevier, 2006.

CATUNEANU, O. et al. Towards the standardization of sequence stratigraphy. **Earth-Science Reviews**, v. 92, p. 1–33, 2009.

CATUNEANU, O. et al. Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. **Newsletters on Stratigraphy**, v. 44, n. 3, p. 173–245, 2011.

CERDA, C.; CASTRO, B. M. Hydrographic climatology of South Brazil Bight shelf waters between Sao Sebastiao (24° S) and Cabo Sao Tome (22° S). **Continental Shelf Research**, v. 89, p. 5–14, 2014.

CHIOCCI, F. L.; ORLANDO, L. Lowstand terraces on Tyrrhenian Sea steep continental slopes. **Marine Geology**, v. 134, n. 1-2, p. 127–143, 1996.

CONTI, L. A. EVIDÊNCIAS DA EVOLUÇÃO DOS SISTEMAS DE PALEODRENAGENS NA PLATAFORMA CONTINENTAL DA REGIÃO DE SÃO SEBASTIÃO (LITORAL NORTE DO ESTADO DE SÃO PAULO). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 10, n. 2, p. 45–55, 2009.

CONTI, L. A.; FURTADO, V. V. Geomorfologia da plataforma continental do Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 2, p. 305–312, 2006.

CONTI, L. A.; FURTADO, V. V. Topographic Registers of Paleo-Valleys on the Southeastern Brazilian Continental Shelf. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 57, n. 2, p. 113–121, 2009.

CORRÊA, I. C. S. Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: l'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil. **Marine Geology**, v. 130, p. 163–178, 1996.

EMILSSON, I. The shelf and coastal waters off southern brazil. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, v. 11, n. 2, p. 101–112, 1960.

ERCILLA, G. et al. The El Masnou infralittoral sedimentary environment (Barcelona province, NW Mediterranean Sea): morphology and Holocene seismic stratigraphy. **Scientia Marina**, v. 74, n. 1, p. 179–196, 2010.

FERNÁNDES-SALAS, L. M. et al. High-resolution architecture of late Holocene highstand prodeltaic deposits from southern Spain : the imprint of high-frequency climatic and relative sea-level changes. **Continental Shelf Research**, v. 23, p. 1037–1054, 2003.

FERNÁNDEZ-SALAS, L. M. et al. Land-sea correlation between Late Holocene coastal and infralittoral deposits in the SE Iberian Peninsula (Western Mediterranean). **Geomorphology**, v. 104, n. 1-2, p. 4–11, 2009.

FIGUEIREDO, A.; TESSLER, M. Topografia e composição do substrato marinho da região Sudeste-Sul do Brasil - Série documentos Revizee: Score Sul. [s.l: s.n.].

GUILLEN, J.; DÍAZ, J. I. Elementos morfológicos en la zona litoral: ejemplos en el delta del Ebro. **Scientia Marina**, v. 54, n. 4, p. 359–373, 1990.

HANEBUTH, T. J. J.; LANTZSCH, H.; NIZOU, J. Mud depocenters on continental shelves—appearance, initiation times, and growth dynamics. **Geo-Marine Letters**, v. 35, n. 6, p. 487–503, 2015.

HERNÁNDEZ-MOLINA, F. J. et al. Late Pleistocene-Holocene sediments on the Spanish continental shelves: Model for very high resolution sequence stratigraphy. **Marine Geology**, v. 120, n. 3-4, p. 129–174, 1994.

HERNÁNDEZ-MOLINA, F. J. et al. The infralittoral prograding wedge: a new large-scale progradational sedimentary body in shallow marine environments. **Geo-Marine Letters**, v. 20, n. 2, p. 109–117, 2000.

HOBBS, C. H. I.; KRANTZ, D.; WIKEL, G. Coastal Processes and Offshore Geology. In: BAILEY, C. (Ed.). . **The Geology of Virginia**. [s.l.] College of William and Mary, 1998. p. 1 – 44.

HOLTZ, M. Estratigrafia de Sequências: histórico, princípios e aplicações. 1. ed. Rio de Janeiro: Editora Interciência, 2012.

HUTHNANCE, J. M. et al. Near-bed turbulence measurements, stress estimates and sediment mobility at the continental shelf edge. **Progress in Oceanography**, v. 52, n. 2-4, p. 171–194, 2002.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. An Introduction to Geophysical Exploration. 3rd. ed. Massachusetts, USA: Blackwell Publishing, 2002.

LARSONNEUR, C.; BOUYSSE, P.; AUFFRET, J.-P. The superficial sediments of the English Channer and its Western Approaches. **Sedimentology**, v. 29, p. 581–864, 1982.

LEE, G.-S. et al. Seismic stratigraphy of the Heuksan mud belt in the southeastern Yellow Sea, Korea. **Geo-Marine Letters**, v. 35, n. 6, p. 433–446, 2015.

LIU, J. et al. Sedimentary evolution of the Holocene subaqueous clinoform off the Shandong Peninsula in the Yellow Sea. **Marine Geology**, v. 236, n. 3-4, p. 165–187, 2007a.

LIU, J. et al. Subaqueous deltaic formation of the Old Yellow River (AD 1128-1855) on the western South Yellow Sea. **Marine Geology**, v. 344, p. 19–33, 2013.

LIU, J. P. et al. Holocene development of the Yellow River's subaqueous delta, North Yellow Sea. **Marine Geology**, v. 209, n. 1-4, p. 45–67, 2004.

LIU, J. P. et al. Flux and fate of Yangtze River sediment delivered to the East China Sea. **Geomorphology**, v. 85, n. 3-4, p. 208–224, 2007b.

LIU, J. P. et al. Flux and fate of small mountainous rivers derived sediments into the Taiwan Strait. **Marine Geology**, v. 256, n. 1-4, p. 65–76, 2008.

LOBO, F. J. et al. Contrasting styles of the Holocene highstand sedimentation and sediment dispersal systems in the northern shelf of the Gulf of Cadiz. **Continental Shelf Research**, v. 24, n. 4-5, p. 461–482, 2004.

LOBO, F.J., FERNÁNDEZ-SALAS, L.M., HERNÁNDEZ-MOLINA, F.J., GONZALES, R., DIAS, J.M.A, DÍAZ-DEL-RIO, V., SOMOZA, L. Holocene highstand deposits in the Gulf of Cadiz, SW Iberian Peninsula: A high-resolution record of hierarchical environmental changes. **Marine Geology**, v. 219, p. 109–131, 2005.

LOURENÇO, T. DE S. Variabilidade interanual do clima de ondas e sua influência no litoral Sudeste e Sul do Brasil. [s.l.] Universidade de São Paulo, 2012.

MAHIQUES et al. Post-LGM sedimentation on the outer shelf-upper slope of the northernmost part of the São Paulo Bight , southeastern Brazil. **Marine Geology**, v. 181, p. 387–400, 2002.

MAHIQUES et al. A high-resolution Holocene record on the Southern Brazilian shelf : Paleoenvironmental implications. v. 206, p. 52–61, 2009.

MAHIQUES, M. M. DE; MISHIMA, Y.; RODRIGUES, M. Characteristics of the sedimentary organic matter on the inner and middle continental shelf between Guanabara Bay and São Francisco do Sul, southeastern Brazilian margin. **Continental Shelf Research**, v. 19, p. 775–798, 1999.

MAHIQUES, M. et al. The southern brazilian shelf: general characteristics, Quaternary evolution and sediment distribution. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 58, n. special issue PGGM, p. 25–34, 2010.

MAHIQUES, M. M. Dinâmica sedimentar atual nas enseadas da região de Ubatuba, Estado de São Paulo. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, v. 43, n. 2, p. 111–122, 1995.

MAHIQUES, M. M. et al. Radiocarbon geochronology of the sediments of the São Paulo Bight (southern Brazilian upper margin). v. 83, p. 817–834, 2011.

MAHIQUES, M.M., TESSLER, M.G., CIOTTI, A.M., SILVEIRA, I.C.A., SOUSA, S.H.M, FIGUEIRA, R.C.L., TASSINARI, C.C.G, FURTANDO, V.V, PASSOS, R. F. Hydrodynamically driven patterns of recent

sedimentation in the shelf and upper slope off Southeast Brazil. **Continental Shelf Research**, v. 24, p. 1685–1697, 2004.

MEISLING, K. E.; COBBOLD, P. R.; MOUNT, V. S. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. **AAPG Bulletin**, v. 85, n. 11, p. 1903–1924, 2001.

MITCHELL, N. C. et al. Depths of Modern Coastal Sand Clinoforms. Journal of Sedimentary Research, v. 82, n. 7, p. 469–481, 2012.

MITCHUM JR., R. M. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. **Seismic stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration, vol. 26. A.A.P.G. Memoir**, p. 205–212, 1977.

NASCIMENTO, J. L. et al. **Mapeamento de fácies e análise granulométrica da Cunha Sublitoral Progradante offshore da Ilha de São Sebastião (São Paulo, Brasil)**. Congresso Brasileiro de Oceanografia. **Anais**...Salvador, BA: 2016

ORTEGA-SÁNCHEZ, M. et al. The influence of shelf-indenting canyons and infralittoral prograding wedges on coastal morphology: The Carchuna system in Southern Spain. **Marine Geology**, v. 347, p. 107–122, 2014.

PEPE, F. et al. Pattern and rate of post-20 ka vertical tectonic motion around the Capo Vaticano Promontory (W Calabria, Italy) based on offshore geomorphological indicators. **Quaternary International**, v. 332, p. 85–98, 2014.

PIOLA, A. R. et al. Subtropical Shelf Front off eastern South America. Journal Geophysical Research, v. 105, n. C3, p. 6565–6578, 2000.

RODRIGUES, M. et al. Uma revisão histórica acerca do conhecimento sobre a sedimentação atual, em ambientes marinhos submersos, do Estado de São Paulo, Brasil. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 47, n. 1, p. 91–106, 1999.

RUFFATO, D. G. **Circulação na plataforma continental interna e média do estado de São Paulo durante o verão: estudos numéricos**. [s.l.] Universidade de São Paulo, 2011.

SILVA, L.; MIRANDA, L. B.; CASTRO FILHO, B. M. Estudo numérico da circulação e da estrutura termohalina na região adjacente à Ilha de São Sebastião (SP). **Revista Brasileira de Geofisica**, v. 22, n. 3, p. 197–221, 2004.

SILVEIRA, I. C. A. DA et al. A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 48, n. 2, p. 171–183, 2000.

SOUZA, L. A. P. Revisão crítica da aplicabilidade dos métodos geofísicos na investigação de áreas submersas rasas. [s.l.] Universidade de São Paulo, 2006.

SOUZA, R. B.; ROBINSON, I. S. Lagrangian and satellite observations of the Brazilian Coastal Current. **Continental Shelf Research**, v. 24, n. 2, p. 241–262, 2004.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.-M. Sea level fluctuations during the past 6000 years along the coast of the State of São Paulo, Brazil. In: MORNER, N. A. (Ed.). . **Earth rheology, isostasy and eustasy**. Oxford, Inglaterra: John Wiley & Sons, 1980. p. 471–486.

SUGUIO; MARTIN; BITTENCOURT. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, n. 4, p. 273–286, 1985.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. Chapter 4-Seismic Methods. In: **Applied Geophysics**. 2nd. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. p. 136–280.

TRINCARDI, F.; SYVITSKI, J. P. M. Advances on our understanding of delta/prodelta environments: A focus on southern European margins. **Marine Geology**, v. 222-223, n. 1-4, p. 1–5, 2005.

VICALVI, M. A.; COSTA, M. P. DE A.; KOWSMANN, R. O. Depressão de Abrolhos : uma Paleolaguna

Holocênica na Plataforma Continental leste Brasileira. **Boletim técnico da Petrobrás**, v. 21, n. 4, p. 279–286, 1978.

ZEMBRUSCKI, S. G. Geomorphology of the southern Brazilian continental margin and adjacent oceanic basins. In: CHAVES, H. A. F. (Ed.). . **Geomorphology of the Brazilian Continental Margin and Adjacent Oceanic Basins**. Rio de Janeiro: Petrobrás, 1979. p. 129–177.