



Universidade Federal Fluminense

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA/LAGEMAR
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM DINÂMICA DOS OCEANOS E DA
TERRA – MESTRADO

Lucas Torquato Carvalho Alves Goiana

Sismoestratigrafia de alta resolução na Baía de Guanabara - RJ

Niterói

Outubro 2017

Lucas Torquato Carvalho Alves Goiana

Sismoestratigrafia de alta resolução na Baía de Guanabara - RJ

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra da Universidade Federal Fluminense, como requisito para obtenção do grau de Mestre em Dinâmica dos Oceanos e da Terra (M.Sc.).
Área de concentração: Geologia e Geofísica Marinha.

Orientador : Prof. Cleverson Guizan

NITERÓI

OUTUBRO 2017

Goiana, Lucas Torquato Carvalho Alves Goiana

Sismoestratigrafia de alta resolução na Baía de Guanabara - RJ

Niterói : [s.n.], 2017.

80 f.

Dissertação (Mestrado em Dinâmica dos Oceanos e da Terra) –
Universidade Federal Fluminense, 2017.

1.Estratigrafia sísmica. 2. Quaternário marinho. 3. Alta
Resolução. 4. Baía de Guanabara. I.Título

Lucas Torquato Carvalho Alves Goiana

Sismoestratigrafia de alta resolução na Baía de Guanabara - RJ

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra da Universidade Federal Fluminense, como requisito para obtenção do grau de Mestre em Dinâmica dos Oceanos e da Terra (M.Sc.). Área de concentração: Geologia e Geofísica Marinha.

Aprovado em 10/10/2017

COMISSÃO JULGADORA

André Luiz Ferrari

Universidade Federal Fluminense

Rodrigo Abuchacra

Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Orientador: Cleverson Guizan Silva

Universidade Federal Fluminense

AGRADECIMENTOS

Agradeço à toda a equipe do LAGEMAR (UFF), pela paciência e total apoio à realização desta pesquisa. À CAPES pela concessão de bolsa parcial . Ao meu orientador, professor Cleverton Guizan, com quem tanto aprendi durante este trabalho, agradeço por sua disponibilidade e interesse. Aos demais docentes do Instituto, podendo citar : professores José Antônio, Ferrari, Guilherme, Gustavo, Alberto Figueiredo, Arthur. Agradeço ao professor Rodrigo Abuchacra, pela incansável ajuda e entusiasmo. À toda equipe da secretaria, limpeza e demais serviços da UFF.

Gostaria também de agradecer à comunidade acadêmica, dedicando este trabalho também aos amigos Luciano, Rafael, Vinícius, Rafa, Fabrício, Paula, João, Alan, dentre outros que sempre me apoiaram. À minha família tão amada, meus pais José e Rosa, à quem agradeço todos os dias pela criação, aos meus irmãos José Guilherme e José Elísio. Gratidão ao Universo e a Luz Divina que habita cada coração.

SUMÁRIO

RESUMO	155
ABSTRACT	166
LISTA DE FIGURAS	17
1. INTRODUÇÃO.....	19
1.2 Objetivo.....	20
2. BASE TEÓRICA	21
2.1 Sísmica de Reflexão	21
2.2 Sismoestratigrafia.....	22
2.2 Estratigrafia de Sequências.....	26
2.3 Variações Climáticas, Eustáticas e a Ciclicidade do Quaternário	34
2.4 Preenchimento sedimentar em estuários.....	37
2.5 Estilos Fluviais e Vales Incisos.....	38
3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	40
3.1 Localização e Geologia Regional	40
3.2 Geologia Local	42
3.3 Evolução Tectônica	45
3.4 Estratigrafia da Baía de Guanabara	46
3.5 Bacias de drenagem e batimetria	49
3.6 Ambientes adjacentes à Baía de Guanabara	51
4. MATERIAIS E MÉTODOS	53
5. Resultados.....	55
5.1 Fácies sísmicas.....	57
5.2 Unidades Sísmicas.....	60
5.3 Linhas Sísmicas Interpretadas	76
5.4 Discussão.....	82
6. Conclusão.....	85
7. Referências Bibliográficas	86

RESUMO

O presente trabalho tem como objetivo a investigação do substrato da Baía de Guanabara (BG) – Rio de Janeiro - através da interpretação dados sísmicos rasos, do tipo *Boomer*. A aplicação de importantes conceitos da estratigrafia de sequências de alta resolução, através da interpretação geológica de sessões sísmicas da BG, revela um complexo arcabouço estratigráfico em subsuperfície. A identificação de padrões de terminação lateral de estratos, à partir do detalhamento dos contrastes de impedância acústica, é capaz de fornecer pistas sobre os processos geológicos e oceanográficos experimentados por um ambiente estuarino. As sismofácies descritas na Baía de Guanabara (sf0,sf1,sf2,sf3,sf4,sf5,sf6 e sfP) definiram 8 unidades sísmicas (U₀, U₁, U₂, U₃, U₄, U₅, U₆ e U₇) limitadas por 7 superfícies sísmicas (S0,S1, S2, S3, S4, S5, S6). Em termos geológicos, a observação de parâmetros geofísicos como amplitude e frequência do sinal analítico permite a correlação com características litológicas, deposicionais, que regionalmente descrevem importantes processos dos ambientes sedimentares. Dados de estudos pretéritos foram utilizados para a proposição de um esboço interpretativo sismoestratigráfico da geologia de subsuperfície da Baía de Guanabara, desde os altos e baixos do embasamento cristalino, tectonicamente controlado, até as espessa deposição Holocênica de contexto transgressivo. Entre esses refletores, foram interpretadas camadas pertencentes à Formação Macacu (Oligocênica), escalonadas em hemigrábens remanescentes do Rift da Guanabara, recobertos por sedimentos pleistocênico. Posiciona-se ainda, seguindo a linha geral de estudos de variação do nível do mar durante o Quaternário, a discordância que representa a queda do nível de base (~130 metros) com ápice no Último Máximo Glacial, há ~20 mil anos. Feições de vales incisos, descritos em seções *strike* e *dip*, confirmam a exposição subaérea desse período e posterior preenchimento durante o evento transgressivo holocênico.

ABSTRACT

The present study has the objective of investigating the substratum of the “Baía de Guanabara” – Rio de Janeiro – through the interpretation of shallow seismic data. The application of important concepts of the high-resolution sequence stratigraphy reveals a complex subsurface stratigraphic framework. The identification of lateral termination patterns of stratum, through the detailing of acoustic impedance contrast, is capable of providing clues about the geological processes experienced by an estuarine environment. The seismofacies described in the Baía de Guanabara (sf0,sf1,sf2,sf3,sf4,sf5,sf6 e sfP) have defined 8 seismic units ($U_0, U_1, U_2, U_3, U_4, U_5, U_6$ e U_7) bounded by 7 seismic surfaces ($S_0, S_1, S_2, S_3, S_4, S_5, S_6$). In geological terms, the observation of geophysical parameters such as amplitude and frequency of analytic signal allows the correlation with lithological features that regionally describes important processes in sedimentary environments. Data of previous studies was used to the proposition of an interpretative seismostratigraphy sketch of subsurface geology in Baía de Guanabara, between the highs and lows of crystalline, tectonically controlled basement, until the thick Holocene deposition in a transgressive context. Between these reflectors, sheets of the Macacu Formation (Oligocene) were interpreted, divided into half-grabens remanescents of Guanabara Rift and capped by Pleistocene sediments. Following the general line of Quaternary sea-level variation studies, this work describes the ~20 ka discordance, which represents the base-level drop (~130m) by the Last Glacial Maximum, and then the Holocene transgressive infilling

Lista de Figuras

FIGURA 1 - ESQUEMA REPRESENTATIVO DO MÉTODO SÍSMICO DE REFLEXÃO.....	21
FIGURA 2 : REFLEXÕES DE TRÊS INTERFACES DE DIFERENTES IMPEDÂNCIAS ACÚSTICAS.....	22
FIGURA 3 - PADRÕES DE TERMINAÇÃO LATERAL DOS REFLETORES SÍSMICOS	23
FIGURA 4- EXEMPLOS DE TERMINAÇÕES DE REFLEXÕES, COM AS DISCORDÂNCIAS DELIMITADAS EM COR VERDE.....	24
FIGURA 5 – CONFIGURAÇÃO INTERNA DAS FÁCIES SÍSMICAS	25
FIGURA 6 : ATRIBUTOS DAS REFLEXÕES SÍSMICAS	25
FIGURA 7 - GEOMETRIA EXTERNA DE FÁCIES SÍSMICAS	26
FIGURA 8 - PARÂMETROS CONTROLADORES DA DINÂMICA ESTRATIGRAFICA.....	27
FIGURA 9 - PADRÕES DE EMPILHAMENTO ESTRATIGRÁFICO.....	28
FIGURA 10 - TRATOS DE SISTEMA VS NÍVEL RELATIVO DO MAR	29
FIGURA 11 - SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS.....	30
FIGURA 12 - TRATOS DE SISTEMAS.....	33
FIGURA 13 - ORDENS DE CICLICIDADE.....	34
FIGURA 14 - DIVISÃO CRONOESTRATIGRÁFICA DO QUATERNÁRIO.....	35
FIGURA 15 :CICLO DO OXIGÊNIO NOS OCEANOS, RELACIONADOS Á ESTÁGIOS GLACIAIS	35
FIGURA 16 - CURVAS DO NÍVEL RELATIVO DO MAR PARA 600 KA.	36
FIGURA 17 - CURVA DO NÍVEL RELATIVO DO MAR NOS ÚLTIMOS 7KA, PARA A COSTA BRASILEIRA.....	37
FIGURA 18 - SECÕES EM PLANTA (A) E <i>DIP</i> (B) DE UM AMBIENTE ESTUARINO.....	38
FIGURA 19 - TIPOLOGIA DE CANAIS FLUVIAIS SEGUNDO GALLOWAY (1981)	39
FIGURA 20 - LOCALIZAÇÃO DA BAÍA DE GUANABARA, PORÇÃO NE DA BACIA DE SANTOS.....	41
FIGURA 21 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DO GRÁBEN DA GUANABARA.....	41
FIGURA 22 - MAPA ESTRUTURAL DO GRÁBEN DA GUANABARA.....	42
FIGURA 23 - MAPA DE OCORRÊNCIA DA FORMAÇÃO MACACU.....	44
FIGURA 24 - INTERPRETAÇÃO SÍSMICA PROPOSTA POR AMADOR (1997).....	45
FIGURA 25- QUADRO EVOLUTIVO DA FORMAÇÃO DO GRÁBEN DA GUANABARA	46
FIGURA 26 - LINHA SÍSMICA DE GALVÃO (2014).....	47
FIGURA 27 - MAPA DE TESTEMUNHOS COLETADOS POR ABUCHACRA (2015)	48
FIGURA 28 - CRONOESTRATIGRAFIA AMARRADA À SEDIMENTOLOGIA NA BAÍA DE GUANABARA	49
FIGURA 29 - ESBOÇO DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA BAÍA DE GUANABARA (AMADOR, 2015).....	50
FIGURA 30 - DELIMITAÇÃO DA BACIA DE MACACU, À NE DA BAÍA DE GUANABARA	50
FIGURA 31 - SEQUÊNCIAS DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO RJ, POR MAIA (2014).	52
FIGURA 32 - FLUXO DE PROCESSAMENTO DE DADOS SÍSMICOS RASOS (KESTEMBERG <i>ET AL.</i> , 2012).....	54
FIGURA 33 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS LINHAS SÍSMICAS NA BAÍA DE GUANABARA	56
FIGURA 34 - FEIÇÕES CÔNICAS DO TIPO “PÃO DE AÇÚCAR”. AMPLIAÇÃO DE TRECHO <i>DIP</i> DA LINHA GB9.....	61
FIGURA 35 - ALTO DO EMBASAMENTO CRISTALINO, EM SEÇÃO STRIKE..	61
FIGURA 36 -ESCAPE DE GÁS NO SEDIMENTO ACIMA DE U0. TRECHO DA LINHA GB9	62
FIGURA 37 - TRUNCAMENTO DOS REFLETORES NA UNIDADE U ₁	63
FIGURA 38 - ALTO ESTRUTURAL DE U ₀ , EM RELAÇÃO DE <i>ONLAP</i> COM U ₁	64
FIGURA 39 - UNIDADE SÍSMICA U1 EM TRECHO DA LINHA GB8.....	65
FIGURA 40 - U2 EM TRECHO DA LINHA GB9.....	65
FIGURA 41 - UNIDADE SÍSMICA U3 EM TRECHO DA LINHA GB9.....	66
FIGURA 42 - UNIDADE SÍSMICA U3, FORMANDO PEQUENOS VALES INCISOS EM SEÇÃO STRIKE.....	67
FIGURA 43 - AMÁLGMAS DAS SUPERFÍCIES SÍSMICAS S2 E S3	68
FIGURA 44 - UNIDADE SÍSMICA U4 EM TRECHO DA LINHA <i>DIP</i> GB9.	68
FIGURA 45 - REESCAVAÇÃO DE CANAIS DE MARÉ ACIMA DE VALE INCISO DA UNIDADE U3.....	70
FIGURA 46 – PREENCHIMENTO PROGRADANTE DE CANAL DE MARÉ, EM TRECHO DA LINHA <i>DIP</i> GB9.	71
FIGURA 47 - TRECHO DE PERFIL <i>DIP</i> GB9.	73
FIGURA 48 - CANAIS DE MARÉ DA BG	74
FIGURA 49 – UNIDADE SÍSMICAS U6.....	75
FIGURA 50 - LINHA GB9 TRECHO C	77
FIGURA 51 -- LINHA GB9 – TRECHO B.....	78
FIGURA 52 - LINHA GB9 TRECHO A	79

FIGURA 53 - LINHA GB8..... 80
FIGURA 54 - LINHA GB6..... 81

1. INTRODUÇÃO

Dados sísmicos de alta resolução representam ferramenta de aplicabilidade altamente eficaz na investigação ambientes costeiros, devido à sua utilização em profundidades rasas. Estudos de evolução paleo-ambiental e paleo-climáticos de baías, deltas e estuários se destacam como algum dos cenários de utilização desse método geofísico. Importantes pesquisas internacionais, como as de Dalrymple et al. (1992), Nordfjord et al. (2006) e Green (2009) , revelam resultados incríveis quanto à utilização do método sísmico em ambientes rasos, transicionais, fluvio-marinhos. Trabalhos de universidades brasileiras também investigam a dinâmica sedimentar e geomorfológica de planícies costeiras e da plataforma continental ao longo da costa leste Brasileira (LOPES, 2004; FREIRE, 2006; MAIA et al., 2010; ABUCHACRA, 2015).

A Baía de Guanabara (BG), na cidade do Rio de Janeiro, é um belo exemplo da geologia complexa associada ao relevo extremamente irregular da região. Sua formação, à partir de uma bacia hemigráben pertencente ao Sistemas de Rifts Continentais do Sudeste Brasileiro, configurou-se em um ambiente estuarino durante o evento transgressivo, global, Holocênico (FERRARI, 2001). Há décadas pesquisadores de universidades do Rio de Janeiro vêm realizando estudos geológicos, geofísicos e oceanográficos na BG (AMADOR, 1997; KJERFVE et al., 1997; FERRARI, 2001; CATANZARO; BAPTISTA-NETO; GUIMARÃES, 2004; FIGUEIREDO et al., 2014; GALVÃO, 2014; ABUCHACRA, 2015)

O presente estudo utiliza linhas sísmicas de reflexão 2D, adquiridas por equipes do Laboratório de Geologia Marinha (LAGEMAR – UFF), localizadas no interior da Baía de Guanabara. Após a etapa de processamento dos dados, procede-se à interpretação de seções sísmicas rasas, ~60 metros de profundidade, que registram processos deposicionais e erosivos relativos à variações eustáticas do Quaternário. A superfície sismoestratigráfica mais importante é a discordância de ~22 mil AP (Pleistoceno/Holoceno), representante do máximo recuo do nível do mar em direção ao oceano (~130 metros abaixo do atual na Bacia de Santos), que antecede uma transgressão de caráter global responsável pelo afogamento de diversos sistemas deposicionais costeiros (RABINEAU et al., 2006). Ao longo dos últimos 500 ka, esses ciclos regressivos-transgressivos parecem obedecerem uma ciclicidade de ~100ka, conforme apontado nos trabalhos de Reis et al. (2013) e Marangoni et al. (2013),

que detalham a estratigrafia da plataforma continental e a manifestação dos ciclos de Milankovitch nas bacias de Santos e Campos.

1.2 Objetivo

O objetivo principal desta pesquisa é utilizar a sismoestratigrafia de alta resolução como ferramenta investigativa da geologia de subsuperfície da Baía de Guanabara (RJ), à partir de dados sísmicos de reflexão 2D.

Objetivos específicos :

- Compilar, processar e georreferenciar linhas sísmicas 2D, de fontes do tipo *Boomer*, adquiridas no interior da Baía de Guanabara.
- Identificar padrões de reflectância, amplitude e demais propriedades acústicas das interfaces em subsuperfície. Estabelecer fácies, unidades e superfícies sísmicas à partir da continuidade lateral e vertical desses padrões.
- Apresentar linhas *dip* e *strike*, interpretadas à partir da sismoestratigrafia de alta resolução (submétrica) e da correlação com princípios da estratigrafia de sequências.
- Representar o arcabouço estratigráfico raso (~60 m) da Baía de Guanabara, mapeando as unidades e superfícies estratigráficas sobrejacentes ao embasamento acústico, avaliando possíveis processos deposicionais e erosivos atuantes no intervalo Pleistoceno/Holoceno.

2. BASE TEÓRICA

2.1 Sísmica de Reflexão

O método sísmico de reflexão consiste na emissão de ondas acústicas por uma fonte sísmica, e a captação das ondas refletidas após a propagação em subsuperfície (figura 1). A velocidade de propagação da onda sísmica é função das constantes elásticas do meio na qual se propaga, envolvendo fatores como densidade, compactação e características litológicas (AYRES NETO, 2000)

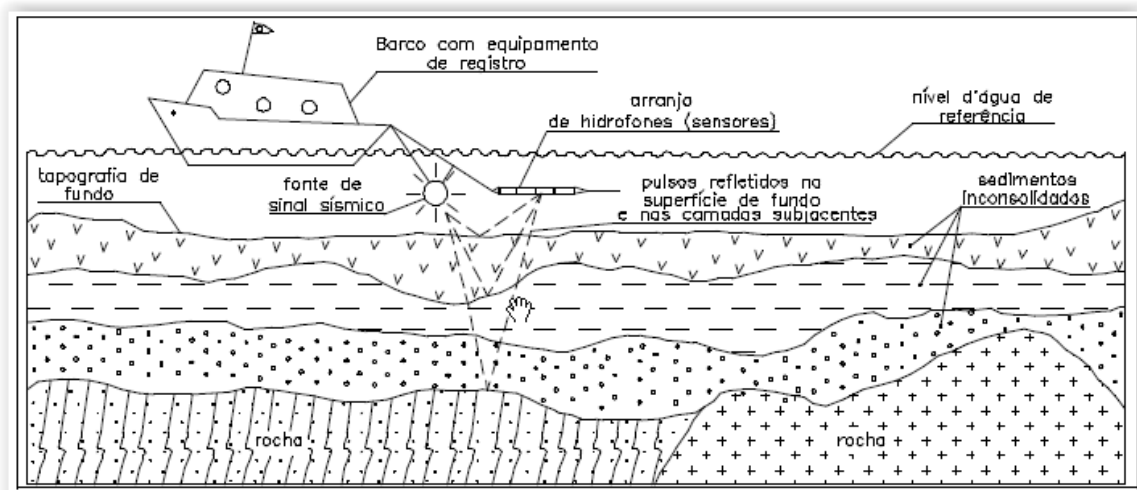


Figura 1 - Esquema representativo do método sísmico de reflexão

(AYRES NETO, 2000)

Na água do mar, assume-se que as ondas acústicas se propagam à aproximadamente 1500 m/s de velocidade. Ao atravessar interfaces em subsuperfície, parte da energia das ondas é refletida em um sinal de amplitude variável. Basicamente, o que controla esse comportamento é a impedância acústica do material, definida como o produto entre sua densidade e a velocidade de passagem do som. Os refletores costumam representar contatos de litologias distintas, delineando uma interface denominada horizonte sísmico (SOUZA, 2006a). Essa situação é apresentada na figura 2, onde se ilustra a emissão de pulsos sonoros por fontes acústicas rebocadas na superfície da água. Em

subsuperfície, essa onda pode sofrer outros fenômenos além da reflexão e refração, como os de atenuação e reverberação do sinal.

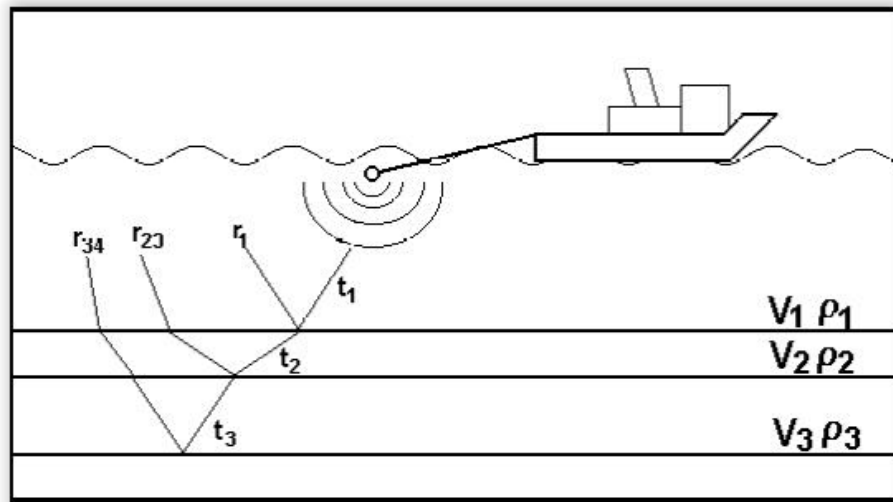


Figura 2 : reflexões de três interfaces de diferentes impedâncias acústicas.

(AYRES NETO, 2000)

Registros sísmicos no intervalo de frequências de 3,5 a 12 kHz vêm sendo utilizados como ferramentas investigativas dos processos atuantes nos sedimentos do fundo do mar, fornecendo resoluções submétricas dos refletores. Já as fontes de frequência na ordem de 500 a 1500 Hz, como os sistemas elétricos de aquisição *Boomer* e *Sparker*, chegam a penetrar 400 metros em subsuperfície. O sistema *boomer*, fonte dos dados sísmicos interpretados no presente estudo, funciona à partir da geração de um campo magnético à partir de uma corrente elétrica, gerando uma perturbação acústica que se propaga e retorna aos receptores (AYRES NETO, 2000).

2.2 Sismoestratigrafia

Vail (1987) defende a subdivisão da seção sísmica em conjuntos de reflexões concordantes, separadas por discontinuidades, baseada nos princípios de formação da sequência deposicional. Tratam-se das *unidades sísmicas*, definidas à partir da individualização de *fácies sísmicas*, ao se analisar as relações geométricas entre os padrões de terminação dos refletores. Entre as terminações mais importantes estão as de : *lapout*, *onlap*, *downlap*, *toplap*, truncamento e concordante (figura 3).

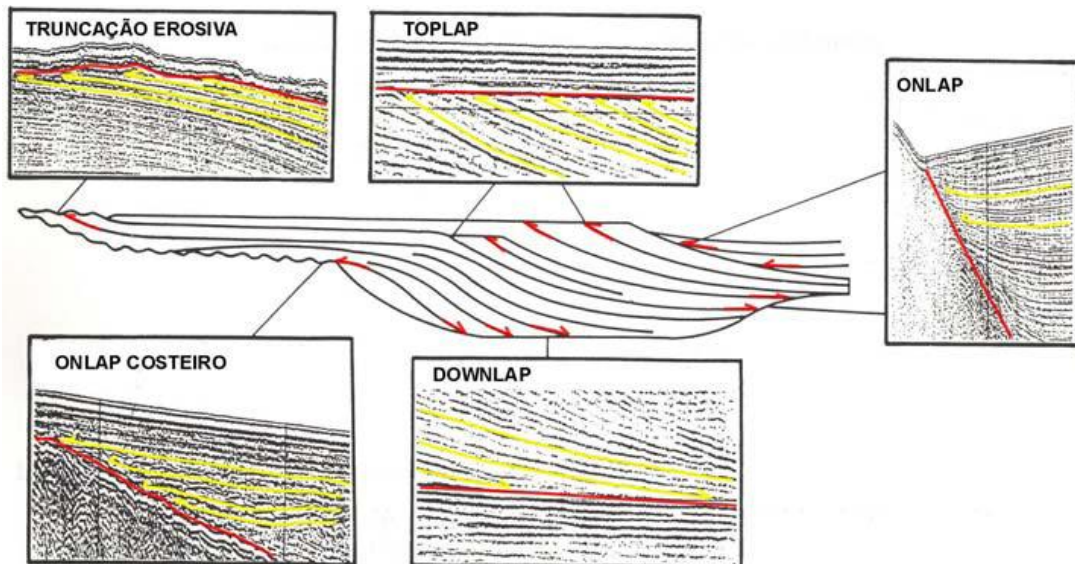


Figura 3 - Padrões de terminação lateral dos refletores sísmicos

(LOPES, 2004)

A análise das terminações de reflexões também é apresentada por Veeken (2008), na figura 4. Os padrões de *onlap* e *downlap* geralmente estão associados à elevação do nível de base e nível do mar estacionário ou descendente, respectivamente.

O padrão de *toplap* é geralmente associado à zonas de não-deposição, caracterizadas pelo fenômeno de *bypass* sedimentar em direção ao ambiente marinho profundo. O truncamento erosivo, por sua vez, é encontrado à partir de uma mudança abrupta no *trend* deposicional das camadas depositadas abaixo e acima de uma superfície discordante (figura 4).

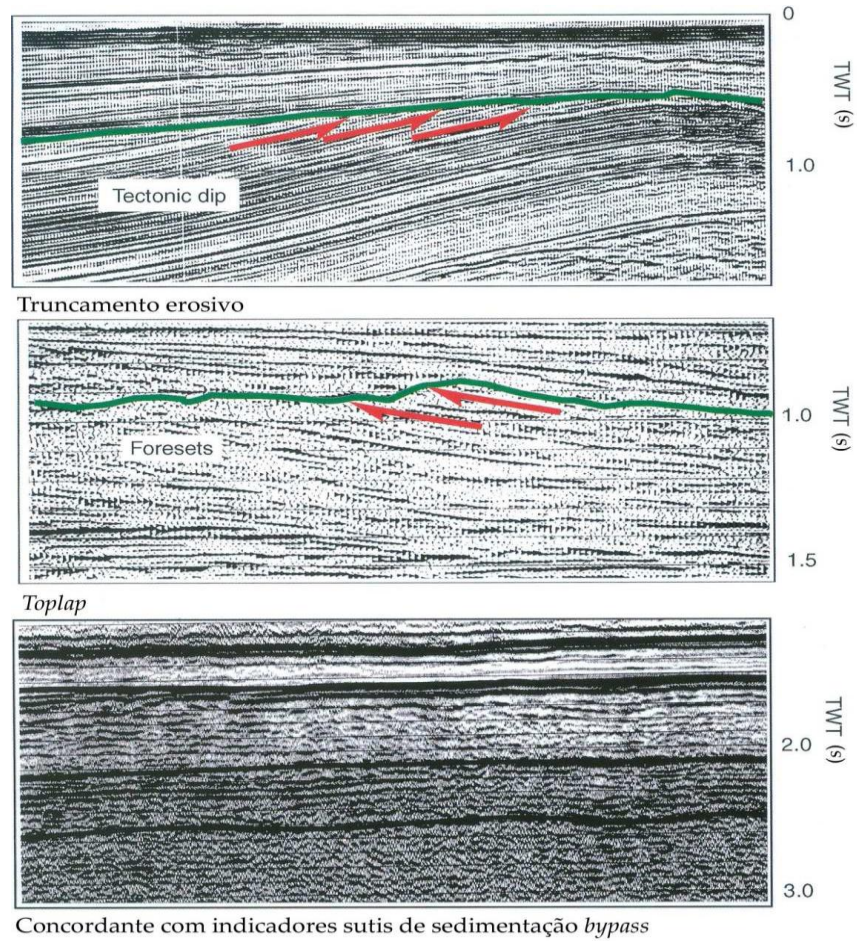


Figura 4 - Exemplos de terminações de reflexões, com as discordâncias delimitadas em cor verde.

Fonte : Veeken (2008)

A configuração interna das fácies sísmicas pode indicar processos deposicionais, não deposicionais e erosivos (MITCHUM et al., 1977). O padrão progradante configura uma sobreposição lateral dos refletores em clinofórmias (figura 5). A configuração oblíqua pode indicar alta taxa de sedimentação em um ambiente de alta energia e nível do mar estacionário, enquanto que as sigmoidais podem sugerir baixas taxas de aporte sedimentar, taxa de subsidência contínua ou subida relativa do nível do mar.

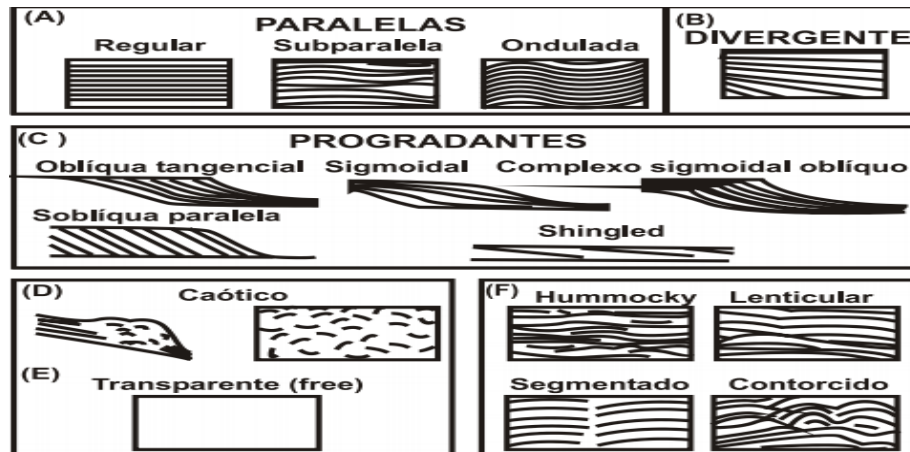


Figura 5 – Configuração interna das fácies sísmicas

Fonte : Mitchum *et al.* (1977)

Mitchum *et al.* (1977) propõem a caracterização de processos deposicionais através da interpretação das reflexões sísmicas (figura 6), utilizando atributos como os de amplitude, frequência, continuidade e geometria da reflexão. As reflexões internas paralelas geralmente estão associadas à ambientes de baixa energia, taxa de acumulação sedimentar constante e subsidência gradual, observada pela progressiva continuidade dos refletores. Por outro lado, uma configuração de reflexões divergentes pode indicar variações laterais de espessura das unidades, ou efeitos verticais da subsidência. Fácies de caráter transparente, ausentes de reflexão interna, podem indicar litologias homogêneas, não-estratificadas.

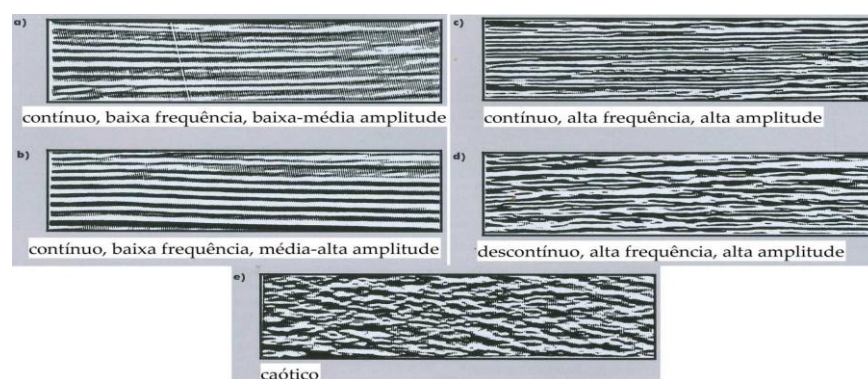


Figura 6 : Atributos das reflexões sísmicas

Fonte : Do Poço (2015)

Além da configuração interna da reflexão sísmica, a análise da geometria externa dos pacotes sísmicos define importantes características quanto ao seu regime deposicional. A figura 7 ilustra os principais padrões geométricos de preenchimento nos ambientes

costeiros. O padrão de preenchimento de canais é interpretado como a deposição sedimentar em feições negativas do relevo. As geometrias em lente são encontradas principalmente em associação com clinofomas progradantes.

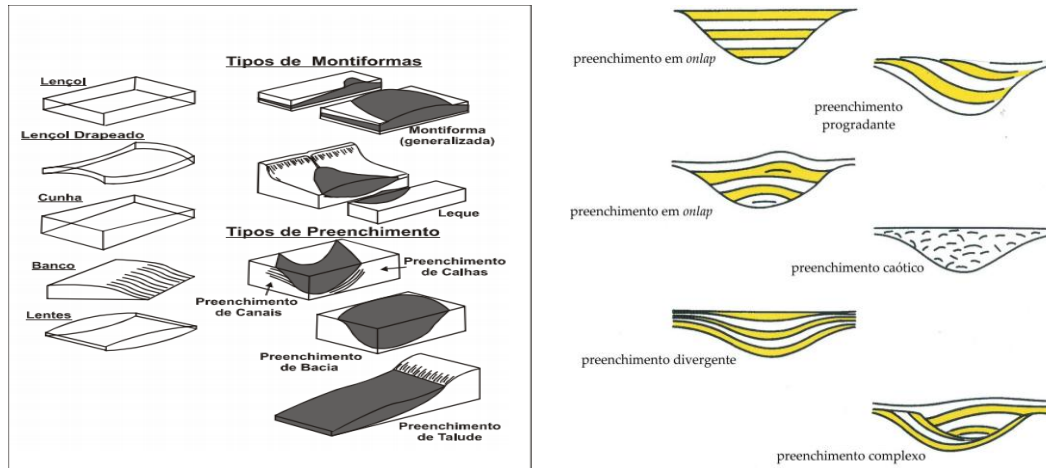


Figura 7 - Geometria externa de fácies sísmicas

Fonte : Ribeiro (2001) e Veecken (2008).

2.2 Estratigrafia de Sequências

A Estratigrafia de Sequências envolve técnicas de análise dos padrões cíclicos de sedimentação, presentes em sucessões estratigráficas, e sua variação espaço/temporal. O termo “sequência” foi introduzido por Sloss *et al.* (1949), definido por uma unidade estratigráfica limitada por descontinuidades subáreas. Com o surgimento da estratigrafia sísmica, nos trabalhos da Escola Exxon de petróleo nos anos 70, o significado de “sequência” se expandiu, o que levou a formação de diferentes conceitos do termo e suas diferentes aplicações.

O arcabouço estratigráfico de um ambiente deposicional pode ser considerado resultante da interação entre 3 importantes fatores (POSAMENTIER; VAIL, 1988) representados na figura 8. A Eustasia é definida pelo movimento da superfície do mar em relação a um ponto fixo, como o centro da Terra, e é controlada principalmente por variações glácio-eustáticas e tectono-eustáticas. O tectonismo pode significar soergimento

ou subsidência, dessa maneira aumentando ou diminuindo o espaço de acomodação. Aporte sedimentar é o termo que expressa a taxa de contribuição sedimentar, normalmente relacionada aos sedimentos de origem continental de ambientes fluviais

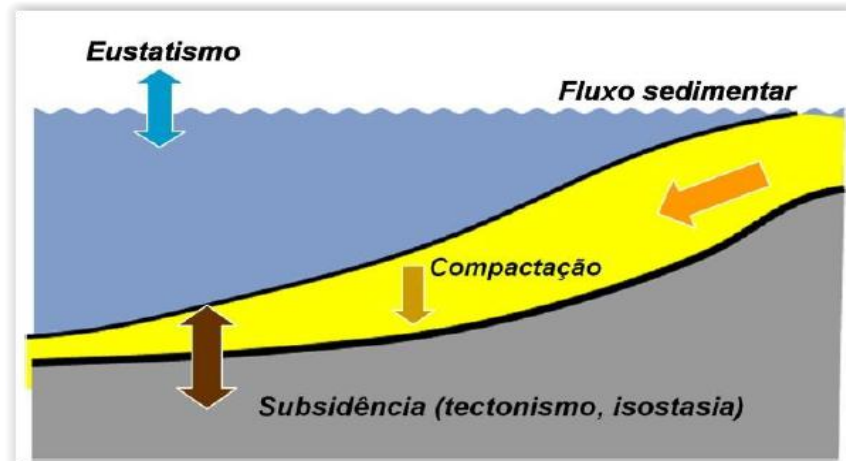


Figura 8 - Parâmetros controladores da dinâmica estratigráfica

Fonte : Maia (2009)

O nível de base é definido como a superfície de equilíbrio entre os processos de erosão e deposição sedimentar (CATUNEANU *et al.*, 2009). Considera-se que acima desta superfície os processos predominantes são pedogêtrabalhamento de sedimentos, exposição subaérea e processos pedogenéticos. Genericamente, o nível de base é equivalente ao nível relativo do mar em ambientes costeiros. As trajetórias de avanço e recuo da linha de costa em direção ao continente são denominadas transgressão e regressão, respectivamente. Vale destacar aqui dois tipos de regressão : a regressão forçada, ligada exclusivamente à queda do nível de base, e a regressão normal, que implica uma relação de taxa de aporte sedimentar mais alta que criação de espaço de acomodação (CATUNEANU, 2006)

Ao se considerar um ciclo completo de queda e subida do nível de base, a sucessão de transgressões e regressões ocorre em uma ordem determinada e previsível. Durante o último período interglacial, até a transição Pleistoceno/Holoceno, a fase regressiva foi responsável por rebaixar o nível relativo do mar cerca de 130 metros em relação ao atual. Neste momento de queda do nível de base, os sistemas parálicos se deslocaram em direção à região marinha profunda, favorecendo a ocorrência de erosão e processos de exposição subaérea de ambientes outrora submersos (HOLZ, 2011)

Dentro desse contexto de descida do nível de base ocorre a formação de uma superfície erosiva, diácrona e regional, denominada discordância subárea. Após o término desta queda, inicia-se a subida do nível de base, em um ritmo cada vez mais acelerado. Esta transgressão marinha perdura até o ápice de subida do nível de base, momento de maior deslocamento da linha de costa em direção aos ambientes continentais, parálicos. Em seguida, uma nova queda do nível de base se inicia, com início da formação de nova discordância. A *sequência deposicional* é definida como o conjunto de estratos, geneticamente relacionados, produto da sedimentação entre essas duas discordâncias (CATUNEANU, 2009)

Os eventos regressivos-transgressivos responsáveis pela formação das sequências deposicionais compõem um ciclo de centenas de milhares à milhões de anos, de variações do nível do mar de ~100m (MAIA et al., 2010). Porém, dentro desses ciclos maiores existem ciclos de menor magnitude, que formam as *parasequências*, unidade básica da estratigrafia de sequências. Os padrões de empilhamento estratigráfico das parasequências podem ser progradacionais, agradacionais e retrogradacionais (figura 9)

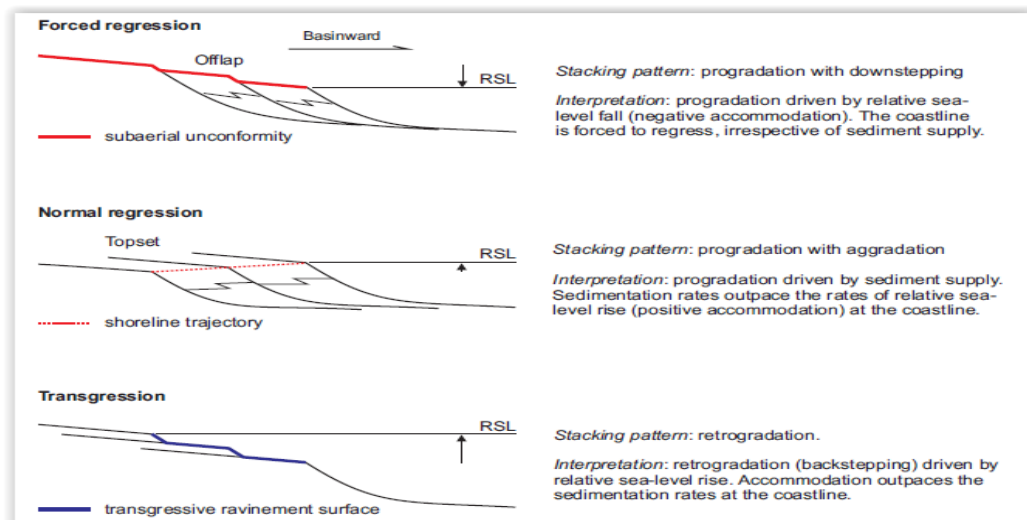


Figura 9 - Padrões de empilhamento estratigráfico

Fonte : Catuneanu *et al.* (2009)

Os tratos de sistemas agrupam as características dos diversos sistemas deposicionais dentro de um ciclo de variação do nível relativo do mar, exibindo os padrões de preenchimento das parassequências contidas em sequências deposicionais (POSAMENTIER; VAIL, 1988). O presente estudo adota a subdivisão utilizada na maioria dos trabalhos recentes da estratigrafia de sequências, que admite 4 tratos de sistema : de regressão forçada, de mar baixo, transgressivo e de mar alto (CATUNEANU *et al.*, 2009). A figura 11 representa o posicionamento dos tratos de sistema ao longo da curva de variação do nível relativo do mar.

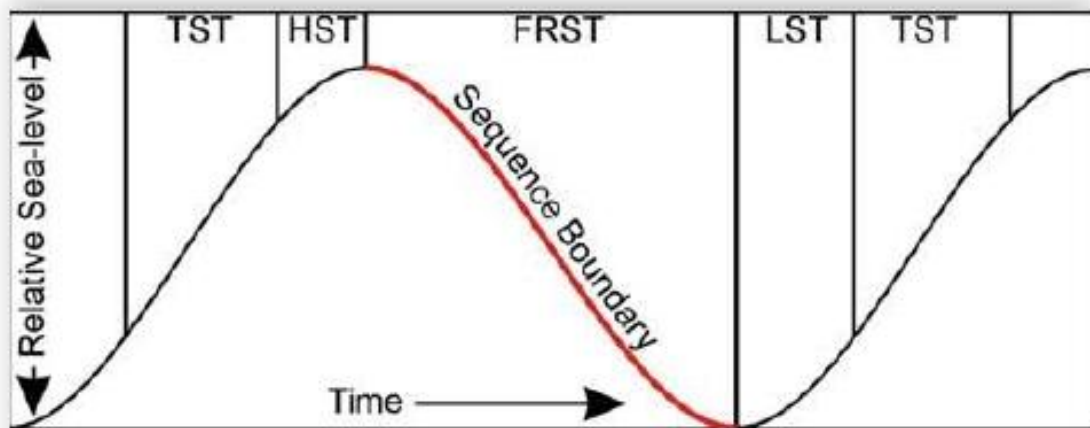


Figura 10 - Tratos de sistema VS Nível relativo do mar

Fonte : Green (2009)

A identificação dos tratos de sistema ocorre à partir da delimitação de superfícies estratigráficas (CATUNEANU *et al.* 2009). A primeira, e mais importante, é a discordância subaérea, considerada o limite de sequências “*Sequence Boundary*” (figura 11). Essa feição é descrita como a superfície de erosão ou não deposição, formada durante o Trato de Sistemas de Regressão Forçada (TSRF), base de processos de erosão fluvial, *bypass* sedimentar, pedogênese e erosão eólica. Possui caráter regional, tendo origem na mais recente paleolinha de costa de mar alto



Figura 11 - Superfícies Estratigráficas

O processo de queda do nível de base, durante as regressões forçadas, exige que os sistemas fluviais em ambientes transicionais se adaptem à uma progressiva mudança no perfil de equilíbrio. Isto ocorre uma vez que o aporte sedimentar proveniente dos sistemas fluviais encontra um espaço de acomodação negativo na porção subaérea, continental, e progressivamente menor, quando submerso. No caso de incisão fluvial, identifica-se a discordância subaérea na base dos vales incisos, evidenciada pela superposição de sedimentos continentais sobre sedimentos costeiros e marinhos (POSAMENTIER, 2001).

A superfície transgressiva (ST) marca o final do trato de sistemas de nível baixo (TSNB) e o início do trato de sistemas transgressivo (TST), situação na qual a linha de costa atinge a posição mais distal em relação ao continente. A tendência nesse momento é de formação de parasequências agradantes, dentro de uma sequência retrogradante de fácies marinhas depositadas acima de fácies continentais (HOLZ, 2011)

A superfície de máxima inundação (SMI) marca o início do trato de sistemas de mar alto, momento no qual a taxa de criação de espaço de acomodação começa a diminuir, favorecendo a ocorrência de regressão normal. A manifestação da SMI no ambiente marinho profunda é a de uma sedimentação hemipelágica, marcada pela formação de uma seção condensada (CATUNEANU, 2009). Por outro lado, a superfície de ravinamento (SR) é uma superfície erosiva esculpida pela ação de ondas ou marés, e sua formação acompanha o processo de migração da linha de costa em direção ao continente. A preservação dessa superfície estratigráfica no registro sedimentar do Quaternário é frequente em ambientes estuarinos (DALRYMPLE; ZAITLIN; BOYD, 1992)

O trato de sistemas de mar baixo pode ser subdividido em : 1) TSMB inicial e 2) TSMB tardio (CATUNEANU *et al.*, 2009) . Trata-se de uma unidade estratigráfica que se sobrepõe ao limite de sequências, preenchendo-a em *onlap*. De acordo com a sua localização na bacia sedimentar, o TSMB pode formar depósitos aluviais, de planície costeira/lacustrinos e de mar profundo. Quando os depósitos do nível de mar baixo são suficientemente espessos para a preservação de parasequências, associadas à ciclos eustáticos de maior frequência, a geometria estratal das mesmas assume um caráter progradacional, de avanço em direção ao mar. Essa tendência é geralmente substituída por um arranjo agradacional das parasequências, durante o TSMB tardio

Durante o TSMB, vales fluviais incisos podem ser formados, à depender da fisiografia da bacia e da magnitude da queda do nível de base. O estabelecimento dessas feições é favorecido em plataformas íngremes, em bacias de margem passiva com baixa energia de ondas e alto fluxo sedimentar, contexto que favorece o transporte de sedimentos fluviais em direção à plataforma/talude à partir de fluxos de densidade e transporte de massa (POSAMENTIER & ALLEN, 1999)

Depósitos fluviais de nível de mar baixo consistem basicamente de sedimentos cascalhosos de preenchimentos de canais, depositados acima da discordância subaérea. Dentro desse contexto de energia fluvial progressivamente mais alta e taxas de acomodação negativas, induzido pela queda do nível de base, os primeiros sedimentos depositados são os mais grossos (POSAMENTIER & ALLEN, 1999)

O preenchimento sedimentar dos vales incisos depende principalmente de sua profundidade. No caso de vales incisos profundos, os depósitos fluviais do TSMB se acumulam na forma de cinturões arenosos sobre o talvegue. Já na situação em que os limites de sequência se formam em um relevo erosional mais suave, de menor inclinação na bacia e resultando em vales incisos menos profundos, os depósitos de nível baixo estão mais propensos à formar camadas tabulares de depósitos fluviais amalgamados, dispostos regionalmente (POSAMENTIER & ALLEN, 1999)

Se faz importante, nesse momento, caracterizar um importante fator que controla a geometria de depósitos do TSMB. Trata-se da energia do ambiente sedimentar,

principalmente de linhas de costa progradantes. Em regiões costeiras com baixa energia de ondas, como é o caso da região da Baía de Guanabara, os canais distributários fluviais exibem tipicamente uma configuração dispersa, de canais que bifurcam. O progressivo abandono de canais distributários, ao longo da queda do nível de base, leva à formação de um canal fluvial maior, principal, que captura a descarga sedimentar continental dos pequenos rios em direção ao ambiente marinho profundo. Isso condiz com o cenário proposto por Amador (1997) para o Pleistoceno da Baía de Guanabara, período no qual a comunicação da rede de drenagem ao redor da BG com o mar era realizado pelo “Paleo-rio Guanabara”.

O trato de sistemas transgressivo (TST) pode compreender um único evento transgressivo, ou englobar ainda pequenos ciclos regressivos-transgressivos de alta frequência (parasequências) em um arranjo retrogradacional. Em um contexto de rápido aumento do nível relativo do mar, ambientes como lagoas, baías e estuários são formados, caracterizando regiões costeiras com grande potencial de acumulação de sedimentos fluvio-marinhos. Conforme a transgressão se procede, os depósitos costeiros se estendem progressivamente em direção ao continente, *onlapando* a discordância subaérea (DARYMPLE, 1992)

O trato de sistemas de mar alto (TSMA) marca a transição de um empilhamento agradacional para um empilhamento progradacional, configurando uma regressão normal da linha de costa, acima da superfície de máxima inundação (SIM). A figura 12 representa os tratos de sistema e suas principais características.

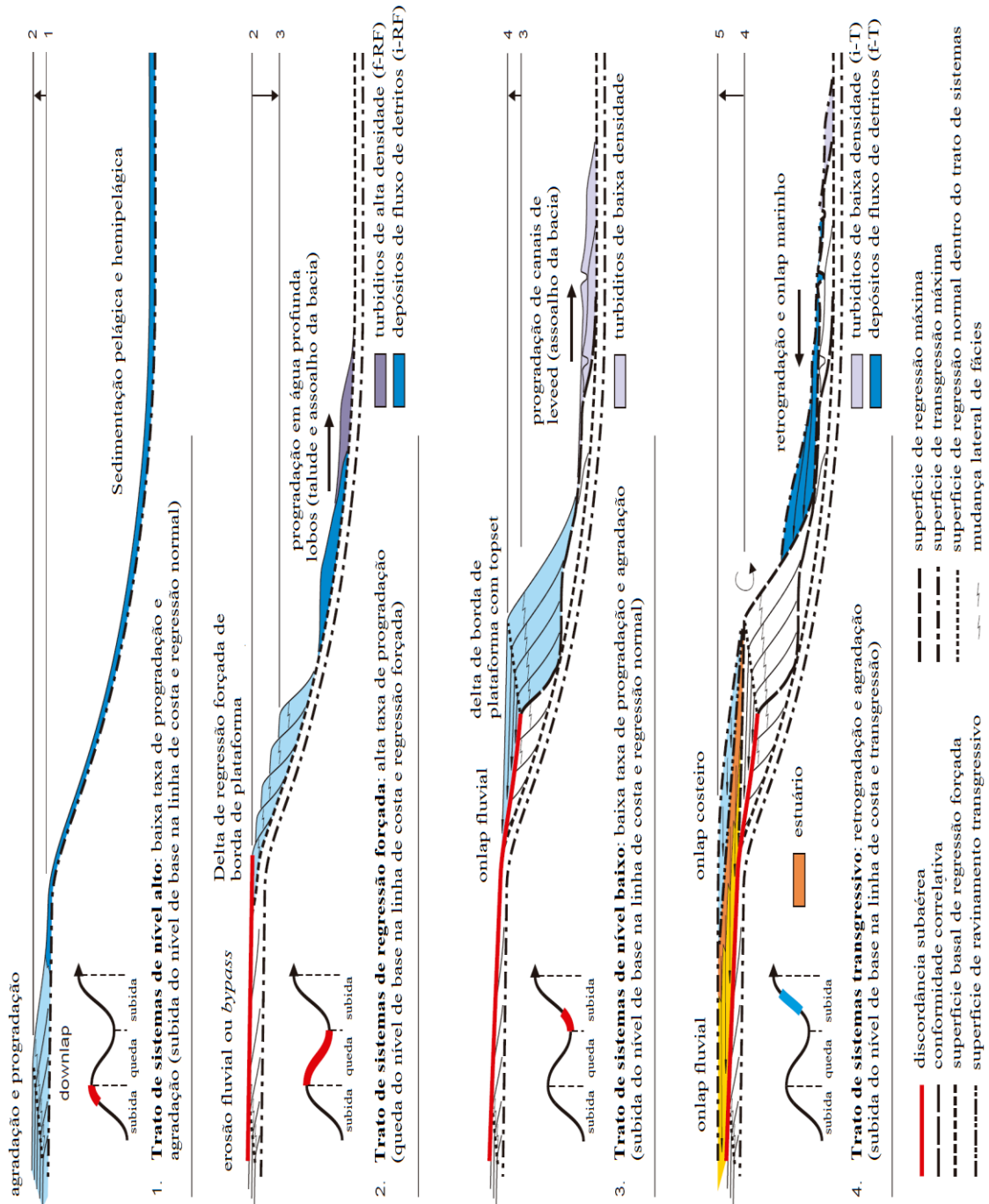


Figura 12 - Tratos de Sistemas

Fonte : Catuneanu (2009)

2.3 Variações Climáticas, Eustáticas e a Ciclicidade do Quaternário

Vail et al. (1977) foram os responsáveis pela elaboração da primeira curva global de variação do nível de mar, baseada em variações do *onlap* costeiro. A interpretação dos comprimentos de onda dessa curva deu origem ao conceito de hierarquia na estratigrafia de seqüências, categorizando as oscilações do nível do mar de acordo com seu tempo de duração (figura 13).

Ordem hierárquica	Duração (Ma)	Causas
1ª ordem	200-400	Formação e quebra de supercontinentes
2ª ordem	10-100	Variação no volume das cordilheiras mesoceânicas
3ª ordem	1-10	Cinemática regional das placas
4ª e 5ª ordens	0,01-1	Forças orbitais

Figura 13 - Ordens de ciclicidade

Fonte : Catuneanu (2006)

O foco do presente estudo são os ciclos de 4ª e 5ª ordem, conhecidos como Ciclos de Milankovitch. Tratam-se de ciclos de alta frequência, intrinsecamente ligados às variações da intensidade da radiação de energia solar sobre a superfície da Terra e suas conseqüentes alterações climáticas. O Quaternário, ~2.58 Ma, concentrou intensas mudanças ambientais relacionadas à esses ciclos e seus efeitos de variação eustática, da ordem de centenas de metros (RUDDIMAN, 2008). A figura 14 apresenta a classificação do Quaternário, que engloba o Pleistoceno (até ~11 ka) e o Holoceno (de ~11 ka até o recente)

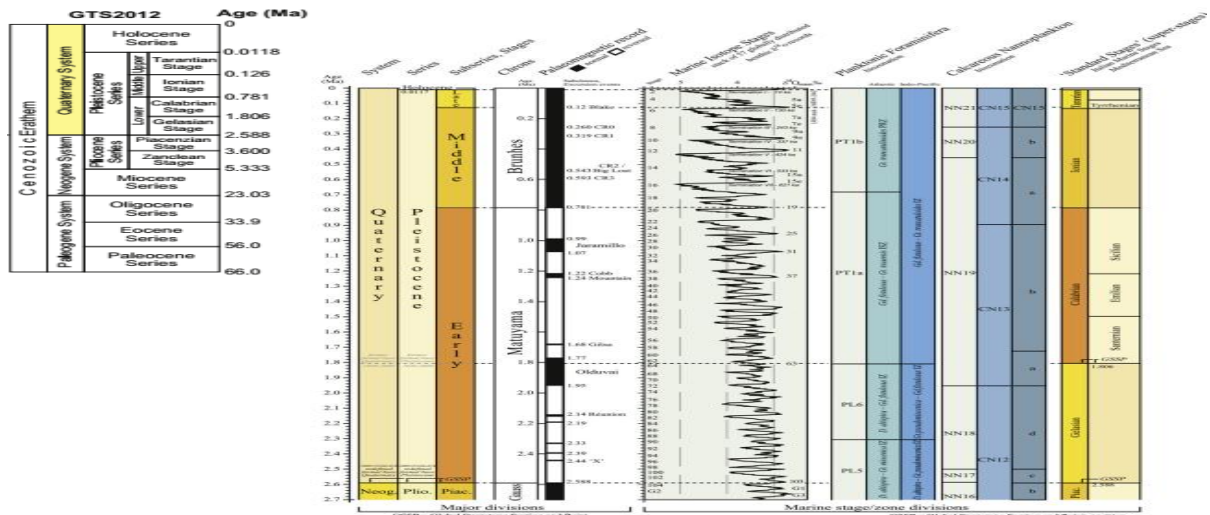


Figura 14 - Divisão cronoestratigráfica do Quaternário

Fonte : Gradstein *et al.* (2012)

Um dos métodos mais precisos para definição das idades desses ciclos glácio-eustáticos e suas respectivas interpretações paleoclimáticas, ocorre através da medida da razão isotópica do oxigênio $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, encontrada nas carapaças de foraminíferos preservadas nos sedimentos abaixo do fundo oceânico (figura 15). Os valores do índice de $\delta_{18}\text{O}$ nos sedimentos marinhos indicam o volume de gelo nas calotas polares : altos valores são interpretados como períodos glaciais, de nível do mar baixo, enquanto concentrações mais baixas indicam períodos ambientais mais quentes, com aumento do nível relativo do mar relacionado aos interglaciais (MAIA, 2014)

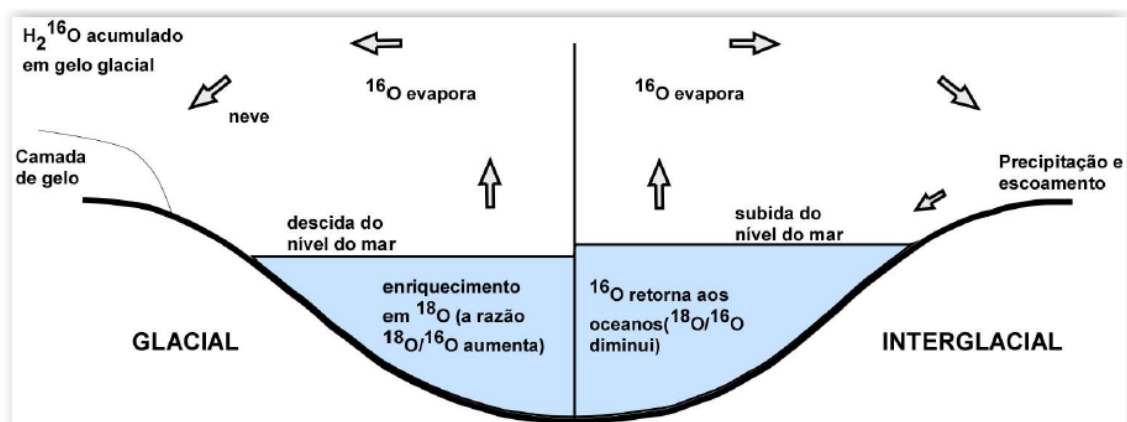


Figura 15 :Ciclo do oxigênio nos oceanos, relacionados á estágios glaciais

Fonte : Maia (2014)

As variações da razão isotópica de oxigênio podem ser representadas em curvas representativas da variação do nível relativo do mar (NRM) com destaque para a compilação de curvas apresentada nos trabalhos de Rabineau *et al.*(2006). Essas curvas representam as variações dos últimos 600 ka, no qual os estágios isotópicos de números pares (MIS 2, 4, 6, etc) representam os níveis de mar baixo, enquanto os números ímpares (MIS 3, 5, 7 etc) representam estágios de níveis de mar alto.

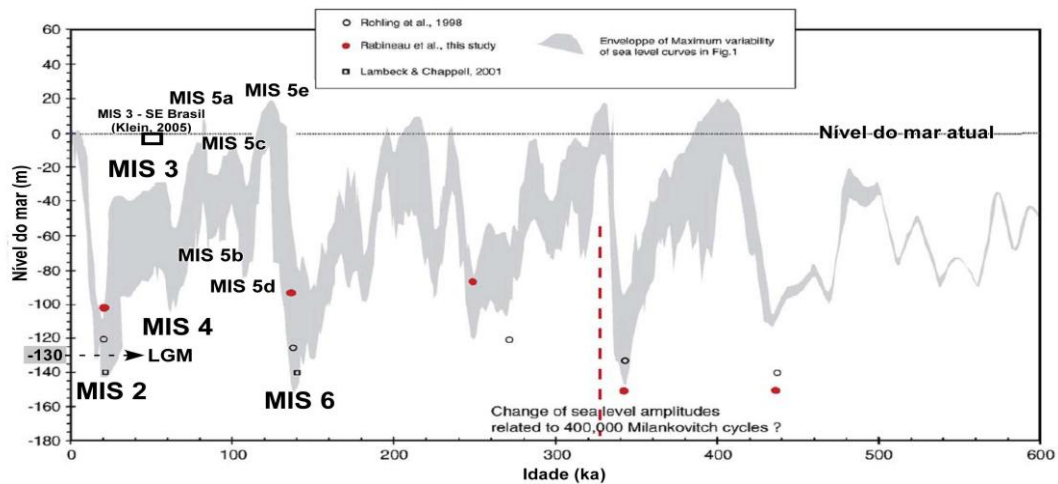


Figura 16 - Curvas do Nível Relativo do Mar para 600 mil AP. Observar o estágio isotópico 2, em ~20ka, representando o Último Máximo Glacial (MIS 2 e LGM, respectivamente)

À partir da análise de curvas como a de Rabineau (2006), constata-se que após ~500 ka, os ciclos dominantes são de baixa frequência de duração (~100ka) e com altas amplitudes de oscilação do nível do mar, da ordem de ~100 metros. O Último Máximo Glacial (UMG), período-chave para a interpretação proposta no presente estudo, posiciona-se em ~20 ka AP, correspondente ao estágio isotópico II. Segundo as curvas de Rabineau (2006), o NRM do mar estava ~100 m abaixo do atual (figura 16). O aquecimento global marcante desde esse período foi responsável por derretimento de ~70% do volume de gelo, ocasionando uma transgressão de elevada magnitude à partir da transição Pleistoceno-Holoceno. Esse evento transgressivo perdura até o Holoceno médio, ~6 mil anos AP.

Após o máximo transgressivo do Holoceno Médio, momento no qual a maioria das regiões costeiras tectonicamente estáveis atinge o nível de mar alto, dá-se início ao processo de queda no nível do mar, resultante de ajuste isoestáticos na superfície da Terra. Ângulo *et al.*(2006) propõem uma compilação de curvas de variação eustática aplicadas à

região costeira do Estado do Rio de Janeiro. Os autores apontam que o máximo transgressivo holocênico elevou o nível relativo do mar cerca de 5 metros em relação ao atual, em ~6 ka, seguido de uma tendência regressiva forçada (figura 17)

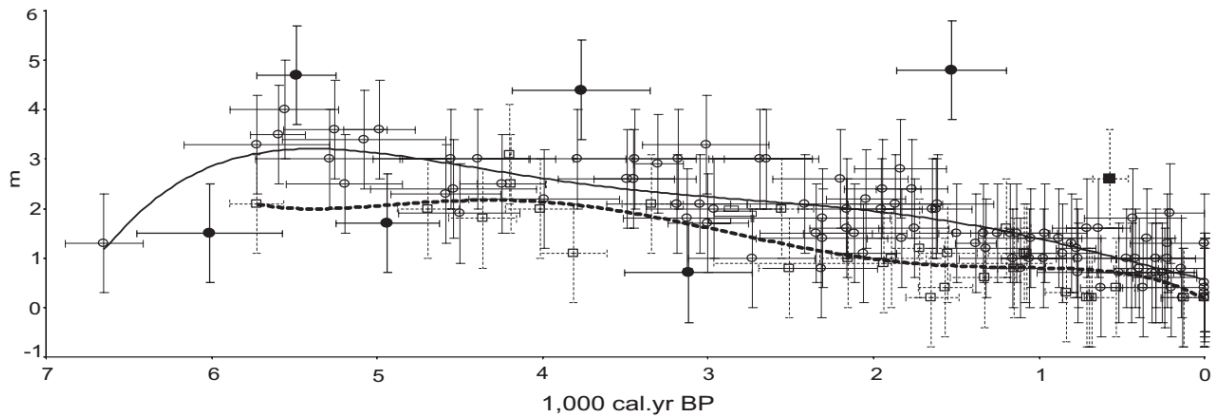


Figura 17 - Curva do Nível Relativo do Mar nos últimos 7ka, para a costa brasileira.

Fonte : Angulo *et al.* (2006)

2.4 Preenchimento sedimentar em estuários

Analisando um ciclo completo de queda e subida do nível do mar, Cattaneo e Steel (2003) defendem um modelo que sintetiza o preenchimento estuarino à partir da queda do nível de base e processos de exposição subaérea, erosão e incisão fluvial. Com o início da subida do nível de base, a sedimentação de sistemas fluviais remanescente pode ocorrer, até o momento em que a taxa de criação do espaço de acomodação supera a taxa de aporte sedimentar. A superfície transgressiva (ST) marca o início da formação de um sistema estuarino sobre os depósitos fluviais. A fase transgressiva dá origem à formação das superfícies de ravinamento, cuja preservação em seções ortogonais (*strike*) ao vale fica restrita aos canais de maré (ZAITLIN; DALRYMPLE; BOYD, 1994). Por fim, a superfície de inundação máxima (SMI) marca a transição para um ambiente de baixa energia, marcado pela deposição de sedimentos finos marinhos.

A figura 18 apresenta modelos de preenchimento sedimentar em estuários à partir de seções em planta (A) e *dip* (B)

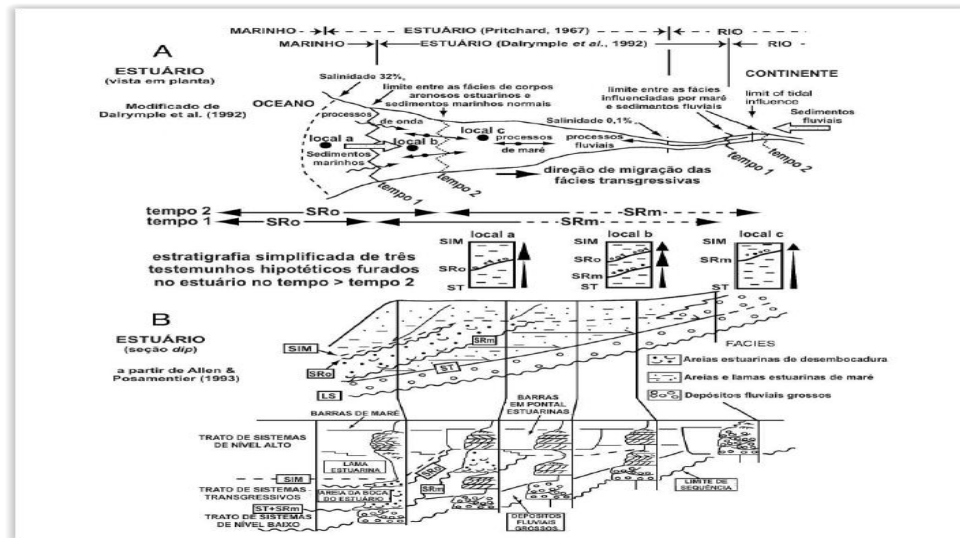


Figura 18 - Secções em planta (A) e *dip* (B) de um ambiente estuarino.

Fonte : Lykawka (2011)

2.5 Estilos Fluviais e Vales Incisos

Um sistema fluvial pode ser caracterizado, segundo Schumm (1963), à partir das características da dinâmica de transporte de sedimentos do canal e razão de carga de fundo/suspensão. Rust (1978) utiliza a morfologia dos canais para estabelecimento do estilo fluvial. A associação dessas duas classificações é sintetizada na figura 19, correspondente aos trabalhos de Galloway (1981)





















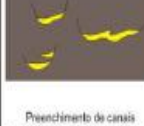
TIPO DE CANAL	COMPOSIÇÃO DO PREENC. DO CANAL	GEOMETRIA DO CANAL			ESTRUTURA INTERNA		RELAÇÃO LATERAL
		SEÇÃO TRANSVERSAL	VISTA EM PLANTA	ISOPACAS DE AREIA	FABRICA SEDIMENTAR	SEQUÊNCIA VERTICAL	
CARGA DE FUNDO ENTRELACADO	 Dominantemente areia	 Alta razão largura/profundidade Relevo baixo a moderado na superfície basal	 Reto a levemente sinuoso	 Cinturão largo e contínuo	 Acreção de camada dominante o preenchimento de sedimentos	 SP LITO Gradação normal, pottermente desenvolvida, irregular	 Preenchimento de canais multistádios volumetricamente maior que os depósitos de overbank
CARGA MISTA OU MEANDRANTE	 Mistura de areia, silte e lama	 Moderada razão largura/profundidade Relevo alto na superfície basal	 Sinuosa	 Cinturão complexo	 Acreção de banco e camada ambos preservados no preenchimento por sedimentos	 SP LITO Variedade de perfis com gradação normal bem desenvolvida	 Preenchimento de canais multistádios geralmente subordinados aos depósitos de overbank
CARGA EM SUSPENSÃO OU ANASTOMOSADO	 Dominantemente silte e lama	 Baixa a muito baixa razão largura/profundidade Alto-relevo com steep banks; alguns segmentos com múltiplos talvegues	 Altamente sinuosa e anastomosada	 "Cudde" ou "vagin"	 Acreção de banco (simétrico ou assimétrico) dominando o preenchimento por sedimentos	 SP LITO Seqüência dominada por material fino, assim frentes verticais podem ser obscuros	 Preenchimento de canais multistádios envolto por abundantes lamias e argilas de overbank

Figura 19 - Tipologia de canais fluviais segundo Galloway (1981)

Fonte : Lykawka (2011)

Lobo *et al* (2003) descreve a arquitetura sedimentar do estuário *Guadiana* (Península Ibérica) à partir da aplicação de sismoestratigrafia de alta resolução. Cinco fácies sísmicas foram mapeadas visando a elaboração de um perfil estratigráfico do Quaternário tardio. O estuário Guadiana, no Pleistoceno, se configurava como um vale subaéreo sem significativa acumulação de depósitos fluviais e com predominância de processos de *bypass* sedimentar em direção à plataforma continental. Com a transgressão holocênica, feições estuarinas se formaram e a acumulação sedimentar ocupou preferencialmente as depressões criadas pela tectônica do embasamento. Correntes de inundação de maré foram posteriormente responsáveis pela sedimentação arenosa à montante do estuário.

3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 Localização e Geologia Regional

A Baía de Guanabara ("BG") localiza-se na região metropolitana da cidade do Rio de Janeiro, entre as latitudes de 22°40'/23°00' Sul e longitude 43°00'/43°20' Oeste. A superfície da Baía se estende por cerca de 384 Km² (até o alinhamento entre o Forte São João e a Fortaleza Santa Cruz), dentre os quais 56 km² constituem ilhas parcialmente emersas. Calcula-se um volume médio de água em torno de 1.87×10^9 m³ (KJERFVE *et al.* (1997).

A BG encontra-se adjacente à porção nordeste da Bacia de Santos, inserida no contexto da costa montanhosa do sudeste brasileiro, caracterizada pelo sistema das Serras do Mar-Mantiqueira (figura 19). Segundo Zalán e Oliveira (2005), um evento de soerguimento ao final do Cretáceo (89-65 Ma) originou um *mega-plateau* (300.000 km²) que, durante o Cenozóico (58-20 Ma), seccionou-se em uma série de depressões tectônicas geradas por colapso gravitacionais, entre elas a Baía de Guanabara (figura 20)

À partir daí definiu-se um sistema de riftes orientados paralelamente à costa, denominado SRCSB - Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989. Almeida (1976) delimitou a área do *Rift* da Guanabara dentro da área denominada SRCSB - Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil - correspondente ao relevo deprimido entre a Baía de Sepetiba (oeste) e o município de Barra de São João (leste). A formação de outras bacias tafrogênicas, continentais, como as de Taubaté, São Paulo, Resende e Volta Redonda também possuem gênese ligada à um evento tectônico cenozóico, com evidências de movimentação rúptil até o Holoceno (RICCOMINI, 1990). A figura 21 exemplifica esta situação.

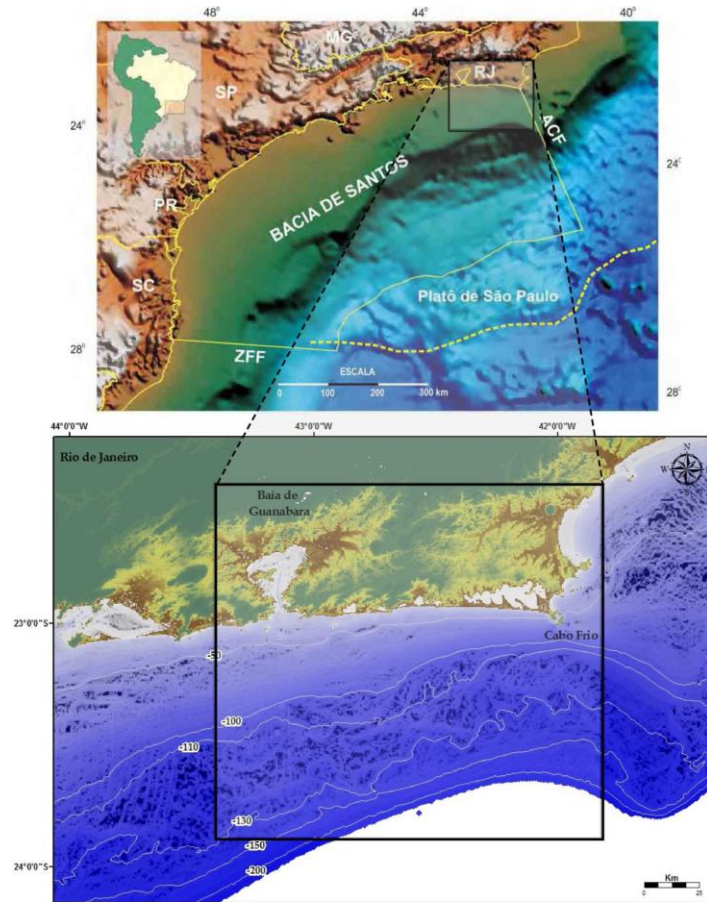


Figura 20 - Localização da Baía de Guanabara, porção NE da Bacia de Santos

Fonte : Do Poço (2015)

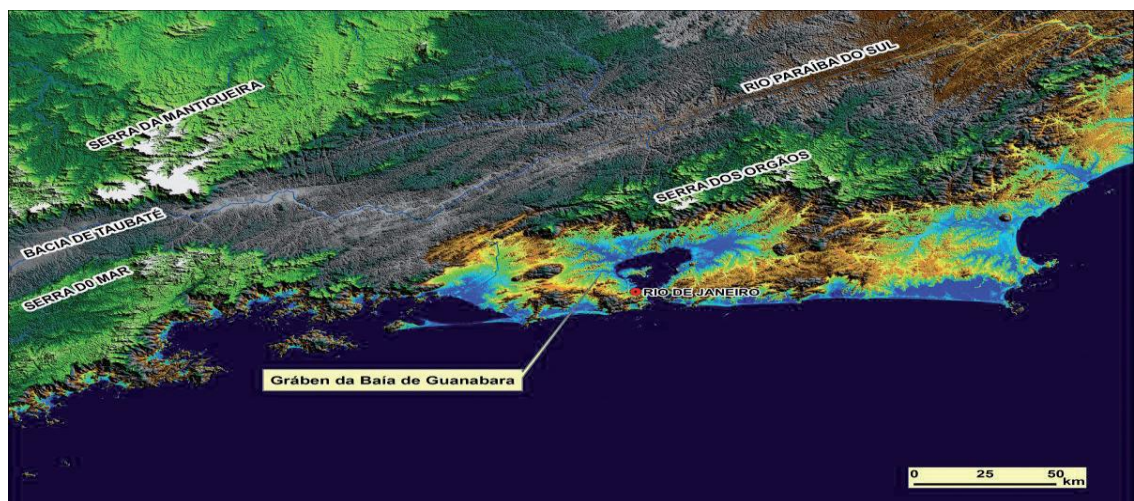


Figura 21 - Mapa de localização do Gráben da Guanabara

Fonte : Livro Geologia do Brasil

Os estudos à respeito dessa porção da Bacia de Santos foram intensificados à partir do projeto REMAC - Projeto Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira, na última década. Segundo Maia (2009), a plataforma continental do Estado do Rio de Janeiro abrange 2 domínios geomorfológicos separados pela cota de ~100 m. O processo de exposição subaérea associado ao último período interglacial (Regressão Marinha Wisconsiniana), submeteu a maior parte dessa área aos processos erosivos de exposição subaérea, e posterior afogamento durante a Transgressão Holocênica. (FRIEDERICHS et al., 2013)

3.2 Geologia Local

Ferrari (1990) descreve o *Rift da Guanabara*, de idade Paleocênica, definindo-o como do tipo semi-graben, constituído por blocos adernados para NW, espessamento sedimentar em direção ao sul. O embasamento proterozóico dessa feição tectônica é pertencente ao cinturão móvel denominado Faixa de Dobramentos Sudeste e Faixa Ribeira, consolidados no Ciclo Brasileiro (Ferrari, 2001). Essa feição tectônica foi parcialmente preenchida por duas bacias cenozóicas: São José de Itaboraí e Macacu (figura 22)

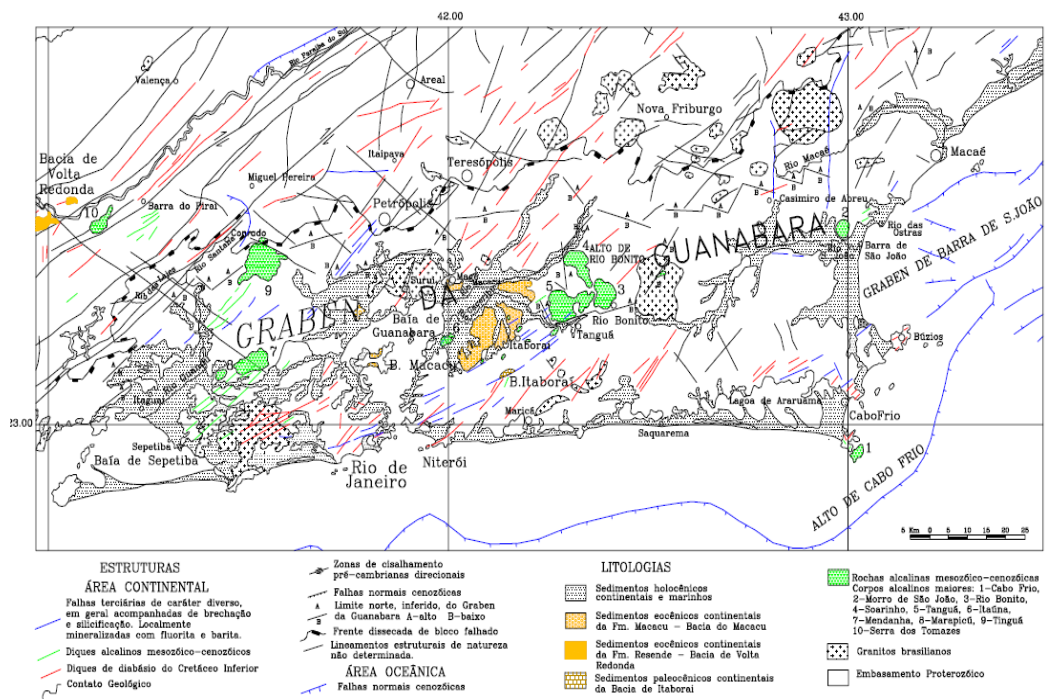


Figura 22 - Mapa estrutural do Gráben da Guanabara

Fonte : Ferrari (2001)

Durante a década de 70, Amador e Meis (1972, 1977) realizaram os primeiros estudos à respeito dos sedimentos continentais cenozóicos da Bacia da Guanabara, compartimentados em altos e baixos estruturais no interior do Gráben da Guanabara. Constatou-se que em regiões como Itaboraí, à nordeste da BG, o embasamento cristalino encontra-se cerca de 100 metros abaixo do nível do mar atual. Já à Noroeste, no alinhamento estrutural das ilhas de Paquetá e do Governador, o embasamento encontra-se raso e muitas vezes aflorante (Amador, 1997). Esse lineamento, durante o último período inter-glacial, condicionou um sentido de transporte NE-SW das drenagens orientais (referentes aos rios Macacu, Guapi-mirim e Guapi-Açu) em direção à Baía de Sepetiba, limite oeste da BG.

O registro geológico remanescente da sedimentação do Terciário da BG é representado nos trabalhos de Meis e Amador (1977) pelas formações Macacu e Formação Pré-Macacu, relacionadas à formação do *Rift* da Guanabara (Almeida, 1976). Ferrari e Silva (1997) agrupam ambos os depósitos dentro da Formação Macacu, constituída por depósitos de leques aluviais, fluvial entrelaçado e fluvial meandrante. A Bacia do Macacu tem sua área de ocorrência no limite NE da Baía de Guanabara, se estendendo na direção ENE nas proximidades dos municípios de Itaboraí, Magé e São Gonçalo (figura 23). Seus limites à sudeste e a noroeste, possuem forte controle tectônico, com presença de falhas normais, sin e pós-deposicionais de ocorrência comum na bacia.

Riccomini *et al* (2004) descrevem a sequência sedimentar continental da Bacia do Macacu, constituída por uma sucessão de lentes e camadas finas de arenitos e folhelhos de origem fluvial e lacustre, datados do Eoceno ao Oligoceno. Esses autores defendem que a sedimentação da Formação Macacu, durante o último período interglacial, estivesse restrita à montante (norte) do alinhamento entre a Ilha do Governador e a Ilha de Paquetá, indicando uma paleodrenagem dirigida para a região da Baía de Sepetiba, à sudoeste.

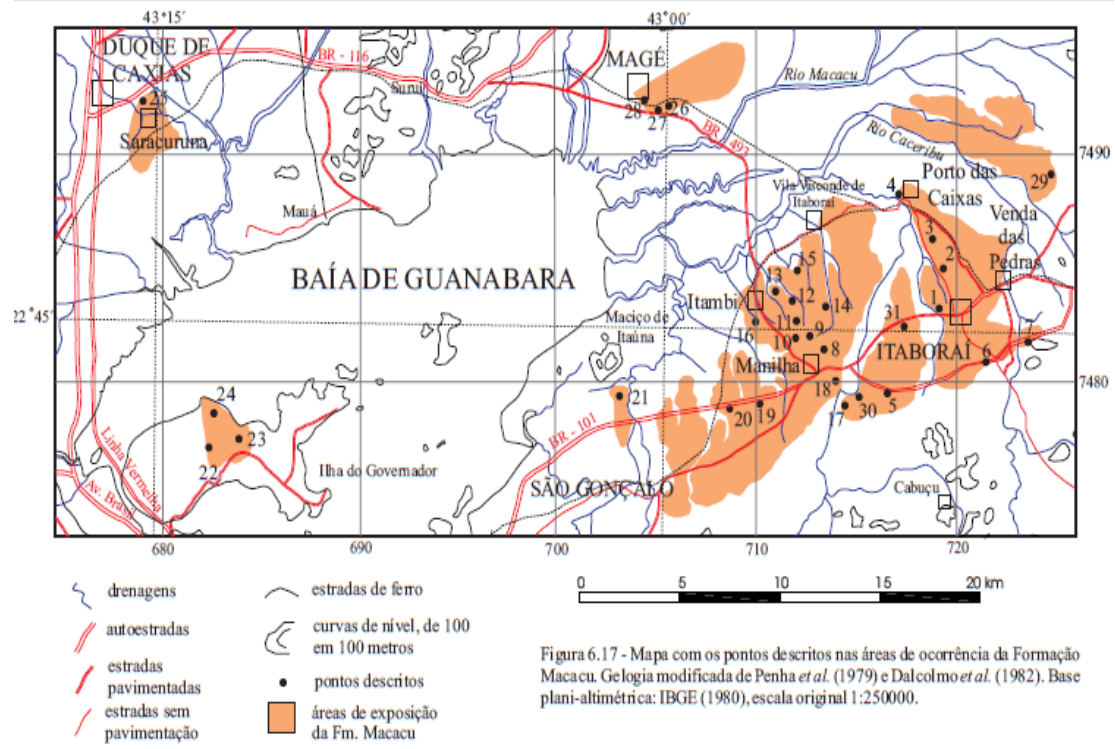


Figura 23 - Mapa de ocorrência da Formação Macacu

Fonte : Ferrari (2001)

A Bacia do Macacu apresenta alternância de fases com alta taxa de sedimentação, relacionadas à depósitos de canais entrelaçados, com fases de sedimentação mais amena, consequência do afogamento da planície aluvial. A deformação pós-sedimentar ocorrida na bacia ocasionou sua segmentação, e também influenciou o sentido de paleocorrentes, à partir de um controle aloclítico local. O neotectonismo, de caráter extensional E-W, exerce papel importante nesse processo, aliado à uma tendência ascensional do Gráben da Guanabara conforme observado por Ferrari (2001). O mesmo autor descreve a ocorrência de conglomerados quartzosos de ocorrência no topo da Bacia do Macacu, em caráter discordante erosivo.

A sedimentação Pleistocênica da Baía de Guanabara é representada pela Formação Caceribu, constituída de fácies colúvio-aluviais e conglomerática, provavelmente depositadas em um ambiente caracterizado por clima árido (Amador, 1980). Constituída por seixos e blocos de baixa maturidade composicional, envoltos por matriz arenosa ou areno-argilosa, os sedimentos da Formação Caceribu ocorrem preenchendo os vales

esculpido durante o último interglacial, no final do Pleistoceno (Amador, 1997). O mesmo autor apresenta uma interpretação sísmica da BG (figura 24).

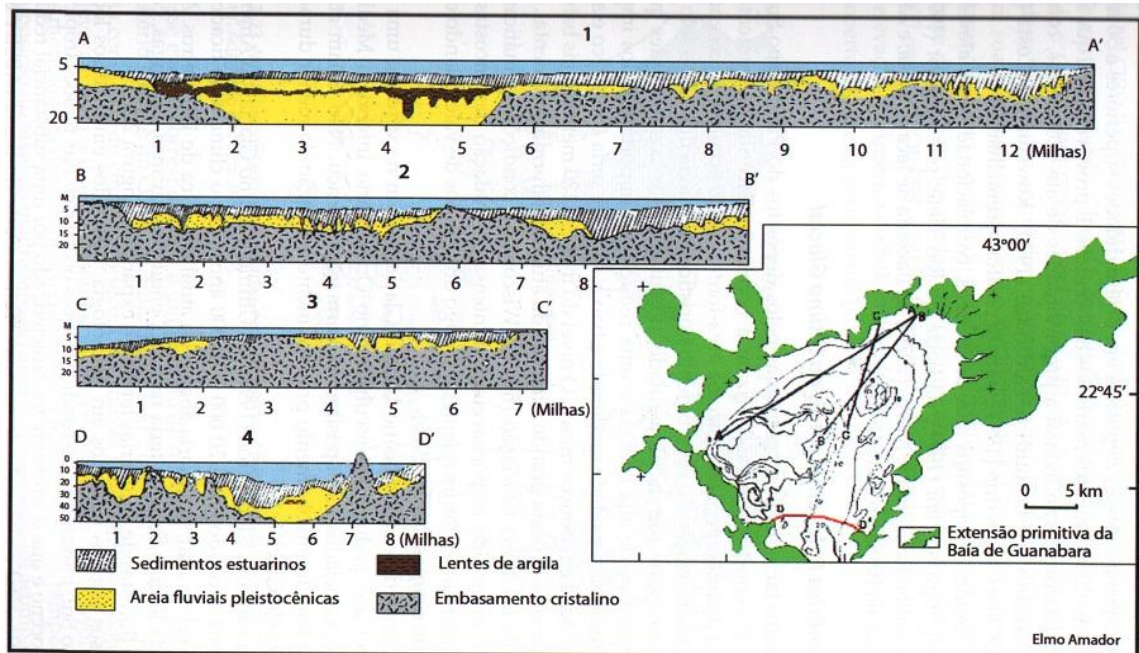


Figura 24 - Interpretação sísmica proposta por Amador (1997)

3.3 Evolução Tectônica

A Baía de Guanabara insere-se num contexto de intensa atividade tectônica. Ferrari investiga a evolução tectono-sedimentar do Gráben da Guanabara, à partir de análise estrutural, faciológica e paleogeográfica dos sedimentos da Formação Macacu. O autor caracterizou quatro campos de paleotensão distintos atuantes na área de estudo, entre o Cretáceo Superior e o Holoceno.

O Evento 1, no intervalo entre o Campaniano e o Eoceno Inferior, se resume à um campo de esforços na direção NE-SW, responsável pela implantação do *Graben* da Guanabara à partir da geração da Bacia de São José de Itaboraí, com a intrusão de corpos alcalinos, diques e hidrotermalismo. O Evento 2 corresponde à uma extensão NW-SE, atuante do Eoceno Inferior ao Oligoceno Superior, que controlou a evolução tectônica-sedimentar da Bacia de Macacu. O Evento 3 corresponderia à uma transcorrência dextral, de extensão NE-SW de idade possivelmente Pleistocênica, deformando o preenchimento sedimentar do Gráben. Finalmente, o Evento 4, de extensão E-W e idade Holocênica, seria

o responsável pela segmentação dos depósitos da Bacia do Macacu (Ferrari, 2001). A figura 25 apresenta o quadro evolutivo da BG proposto pelo autor.

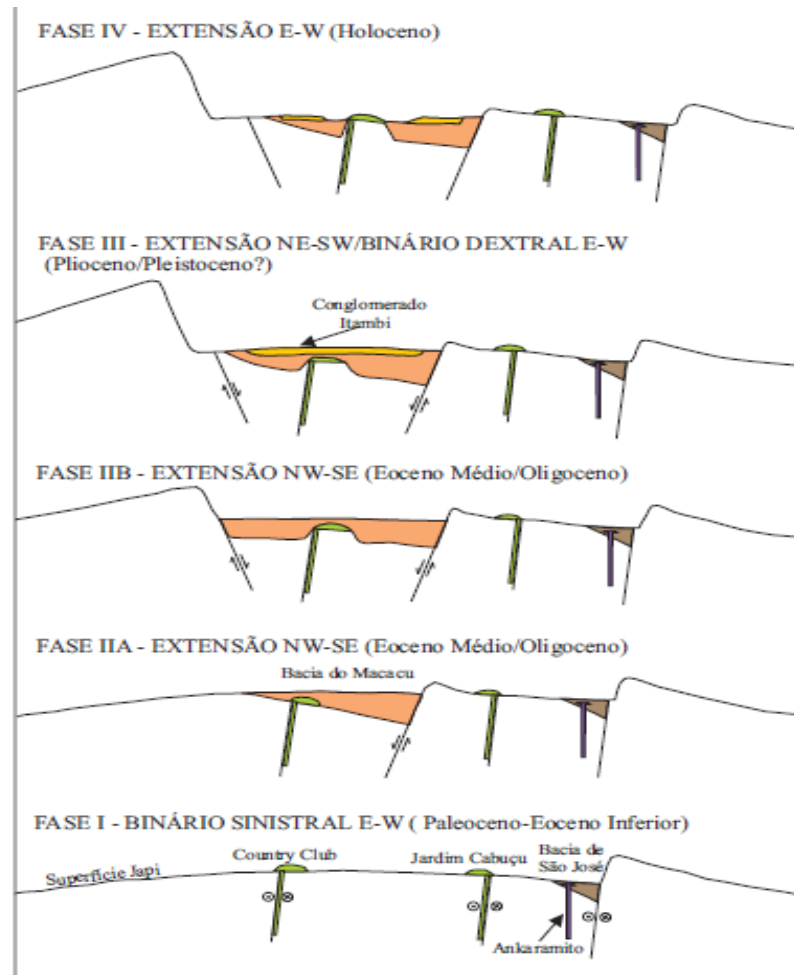


Figura 25- Quadro evolutivo da formação do Gráben da Guanabara

Fonte : Ferrari (2001).

3.4 Estratigrafia da Baía de Guanabara

Galvão (2014) apresenta um modelo de evolução sedimentar da porção Nordeste da Baía de Guanabara, desde o UMG. A autora propõe a individualização de três unidades sedimentares (U1, U2 e U3) separadas por 4 refletores principais (R1, R2, R3, R4), utilizando um perfilador de 12 kHz. Um testemunho de sondagem, dentro da malha sísmica, atingiu o embasamento à aproximadamente 12,8 metros de profundidade.

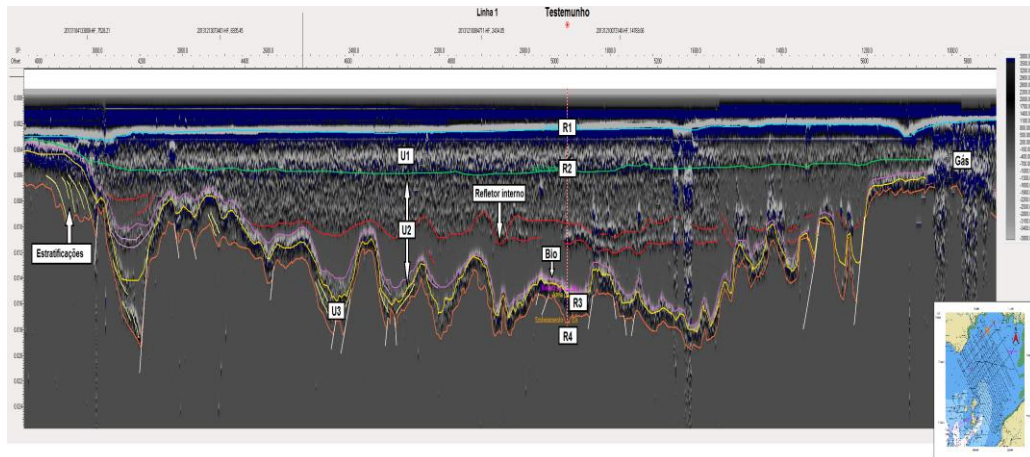


Figura 26 - Linha sísmica de Galvão (2014)

U3 foi associada à deposição pleistocênica, em um ambiente caracteristicamente fluvial depositado acima do embasamento acústico (superfície R4). Próximo ao topo desta unidade, em ~11 metros de profundidade, a análise isotópica de carapaças de foraminíferos (descritas no furo de sondagem) revelaram uma idade de ~9 ka para o início do afogamento desta porção. O refletor R3, seguindo esse raciocínio, marcaria o momento que a linha de costa atingiu o ponto de testemunhagem na Baía de Guanabara, durante a subida do nível de base na transgressão holocênica. U2 é caracterizada por sedimentos fluviomarinhas progressivamente mais finos para o topo, datado em cerca de 3 ka AP. Acima da superfície R2, a U1 representa uma sedimentação de lama siltosa, caráter plano-paralelo e típico de um ambiente de baixa energia

Integração dos dados litológicos com a interpretação sismoestratigráfica permitiu à Galvão (2014) a correlação de U3 com os depósitos de areias pleistocênicas, altamente compactadas e imaturas, descritos por Amador (2012) como Formação Caceribu. Outra hipótese levantada pela autora é a de que essa unidade corresponda ao embasamento cristalino alterado. U2 foi datada em ~7,5 ka (9m prof.) - e em ~3 ka (3,7m prof.), pacote de sedimentos fluviomarinhas, lamosos, depositados em um contexto de mar alto na Baía de Guanabara. A unidade 1 corresponde à um pacote de lama fluida, depositada em um contexto de queda lenta e gradual do nível relativo do mar, em um trato de sistemas de mar alto (Galvão, 2014)

Abuchacra (2015) realiza o estudo da evolução sedimentar da porção nordeste da Baía de Guanabara, referente à APA de Guapimirim. A análise de testemunhos coletados

pelo autor, através da cronoestratigrafia (datação de carbono) e descrição sedimentológica, é integrada à dados de subsuperfície apresentados em trabalhos pretéritos (figura 27)

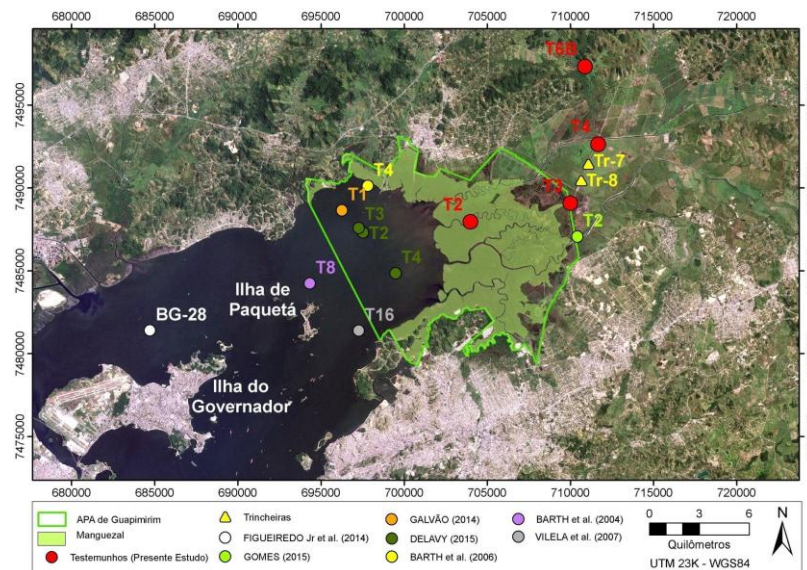


Figura 27 - Mapa de testemunhos coletados por Abuchacra (2015)

Essa integração permitiu ao autor a elaboração de um quadro espacial-temporal das principais unidades sedimentares descritas para a região NE da Baía de Guanabara, relacionadas à deposição ocorrida durante a Transgressão Holocênica (figura 28). O limite basal mapeado nos testemunhos de Abuchacra (2015) foi denominado “depósitos colúvio-aluviais”, constituído por areias feldspáticas grossas típicas da Formação Caceribu.

Acima do substrato pleistocênico, Abuchacra (2015) descreve a unidade U1, classificada como areia fluvial e depositada sobre uma discordância erosiva. A unidade II, sobreposta, foi classificada como sedimentação estuarina em um contexto de elevação do nível de base, ocorrida na região Nordeste da Baía de Guanabara à partir de ~9ka. Por fim, a unidade III é constituída por lamas fluviais siltosas. O autor propõe 4 fases evolutivas na sedimentação do NE da Baía de Guanabara (figura 29). A sedimentação Pleistocênica da Baía de Guanabara é representada na primeira fase, referente ao trato de sistemas de mar baixo, abrangendo os sedimentos da Formação Caceribu (Amador, 1997). A segunda fase corresponde à transgressão holocênica, com a deposição da unidade II à partir de 9 ka, entre 15 e 8 metros abaixo do NRM atual. Os testemunhos T3 e T4 revelaram uma tendência de granodecrescência ascendente para os depósitos estuarinos da Unidade II.

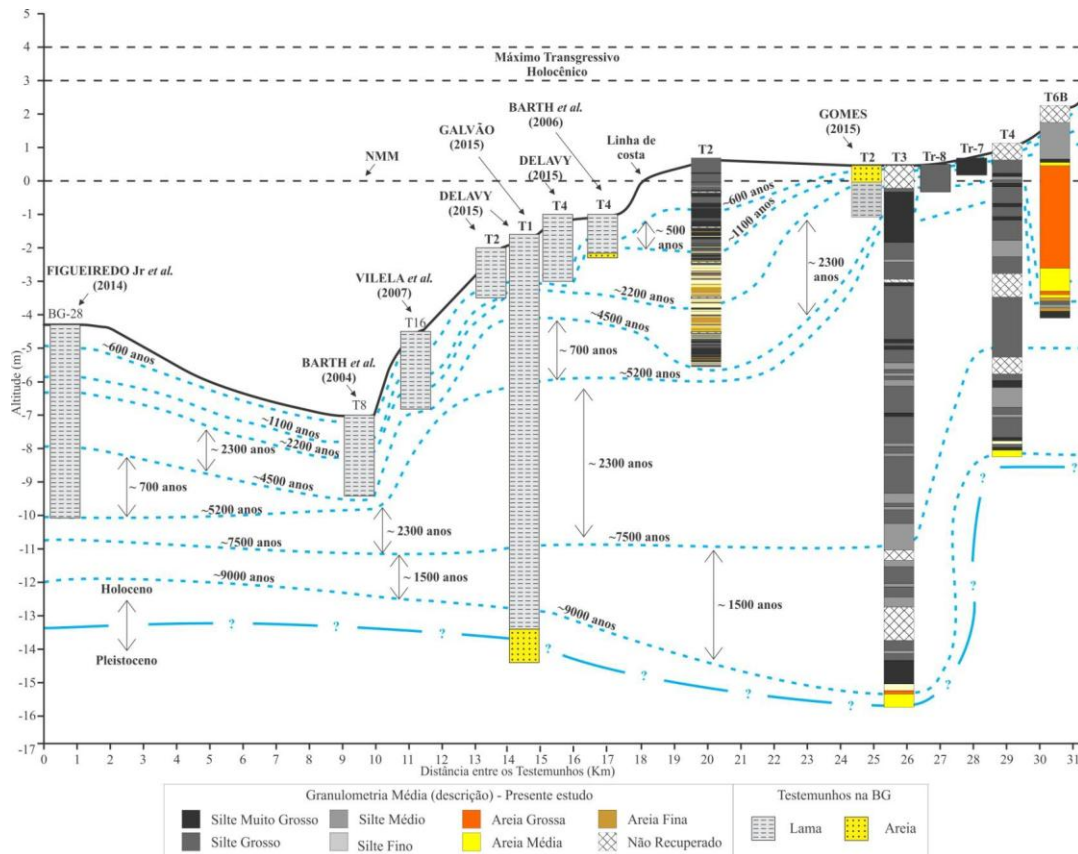


Figura 28 - Cronoestratigrafia amarrada à sedimentologia na Baía de Guanabara

Fonte : Abuchacra (2015)

A terceira fase evolutiva de Abuchacra (2015) representa o período de regressão forçada, que desencadeou o rebaixamento do nível de base e a progradação da linha de costa, há pelo menos 4.5 ka. O aumento da competência fluvial da região e a instabilidade das encostas dos rios Macacu e Caceribu geraram uma maior taxa de aporte sedimentar na porção NE da Baía de Guanabara.

3.5 Bacias de drenagem e batimetria

A contribuição fluvial mais importante da Baía de Guanabara situa-se à Nordeste, representada pelas bacias do Macacu e do Caceribu. A bacia do rio Guapi-Macacu (figura 30) se estende por aproximadamente 1250 km², área de importante potencial hídrico à Baía de Guanabara (AMADOR, 1997).

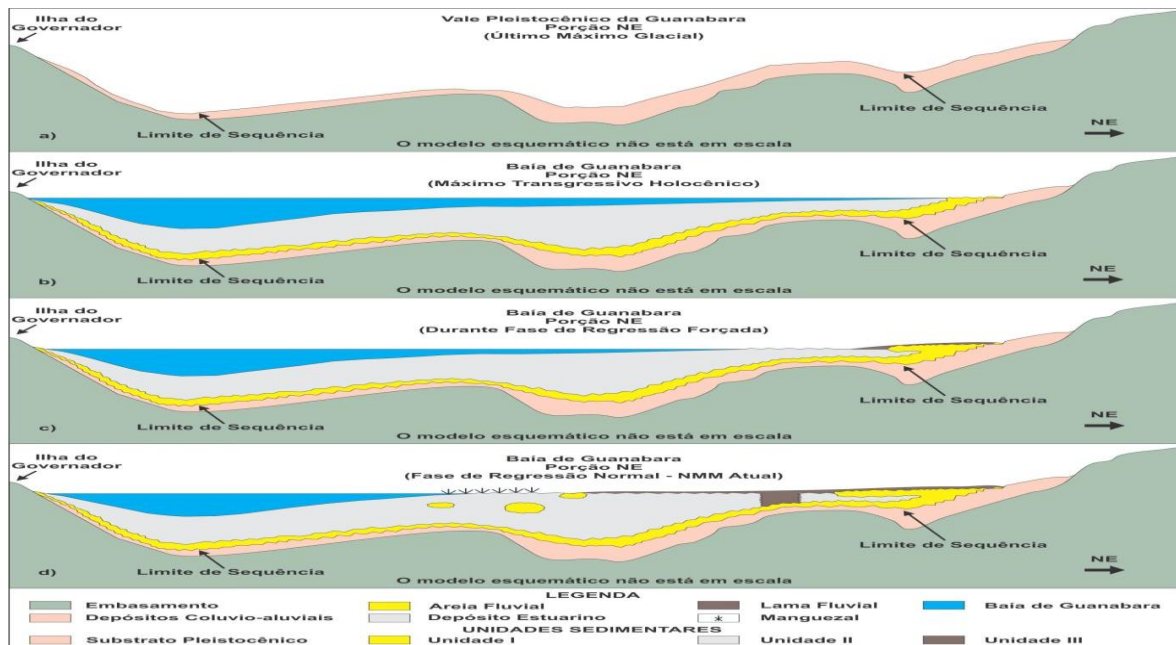


Figura 29 - Esquema evolutivo da BG por Abuchacra (2015)

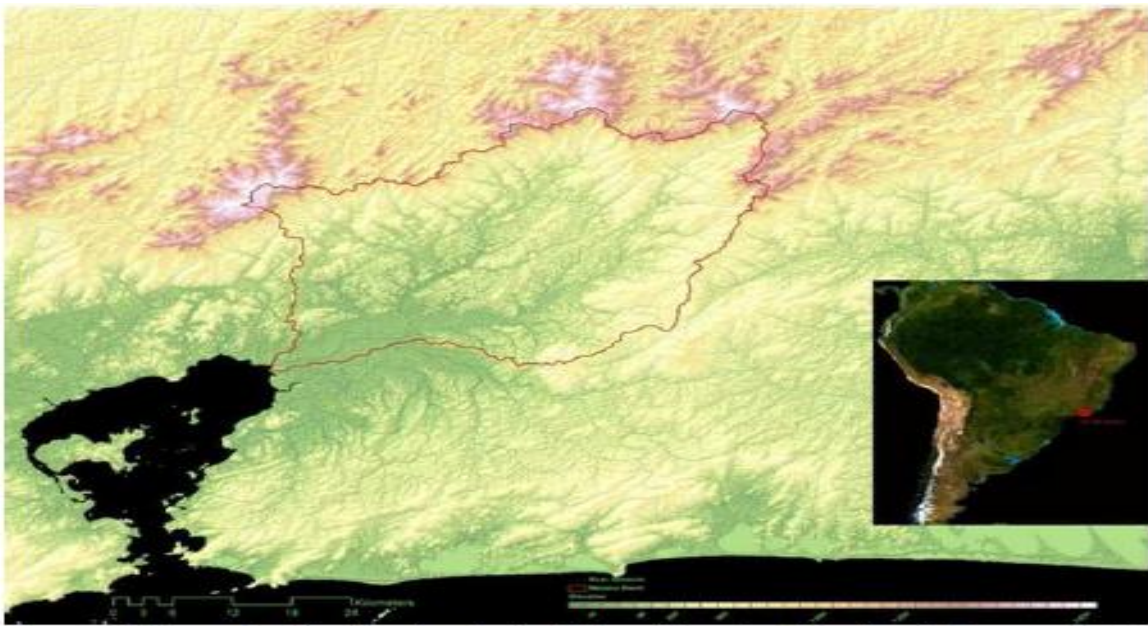


Figura 30 - Delimitação da Bacia de Macacu, à NE da Baía de Guanabara

Fonte : <http://www.basin-info.net/pt/river-basins/mata-atlantica-do-rio-macacu-brazil/naturalenvironment>

O mapa batimétrico da Baía de Guanabara, elaborado à partir de cartas náuticas pela DHN, permite a visualização do relevo submarino da Baía de Guanabara. Um canal central de ~400 metros de largura estende-se ao longo do eixo Norte-Sul da BG, desde o

alinhamento entre as ilhas de Paquetá e do Governador até o estreitamento entre as pontas de Santa Cruz e de São João. As profundidades da coluna d'água no canal principal, mais profundo, chegam à 58 metros. Essa depressão possui manifestação na plataforma continental, e corresponde ao antigo talvegue pleistocênico do Vale da Guanabara (Amador, 1997). Na porção rasa à nordeste da BG a batimetria varia entre 0 e ~5 metros, na planície costeira próximo à APA de Guapimirim.

3.6 Ambientes adjacentes à Baía de Guanabara

Estudos recentes de ambientes sedimentares, ao longo da região costeira do estado do Rio de Janeiro, vêm sendo realizados pelo grupo de estudos GEOMARGEM, através do projeto intitulado “Estudos oceanográficos e geológico-geofísicos integrados nos ambientes de baías e de plataforma continental ao largo do Estado do Rio de Janeiro”

Maia (2009) propõe um modelo de arcabouço estratigráfico para a região da plataforma continental fluminense. A autora define os conjuntos estratigráficos 1 e 2, representados respectivamente pelas sequências SqC/SqB/SqA e Sq1/Sq2/Sq3/Sq4/Sq5, limitadas por superfícies de erosão. Esses conjuntos são separados entre si pela superfície S1, e representam uma série de sequências deposicionais estabelecidas em períodos interglaciais do Quaternário, cuja ciclicidade é de ~100 ka de duração.

Posteriormente, a aplicação da sismoestratigrafia de alta resolução nessa mesma região permitiu a reinterpretação do empilhamento estratigráfico da plataforma fluminense por Maia (2014) (figura 31). O conjunto II passou à ser nomeado de sequência SC9, limitado na base pela superfície S1 (Pleistocênica) e no topo superfície atual do fundo do mar. As sequências de maior relevância para o presente estudo são as SQ4 (140-18 kAP) e a SQ5 (18 kAP-recente) de Maia (2014).

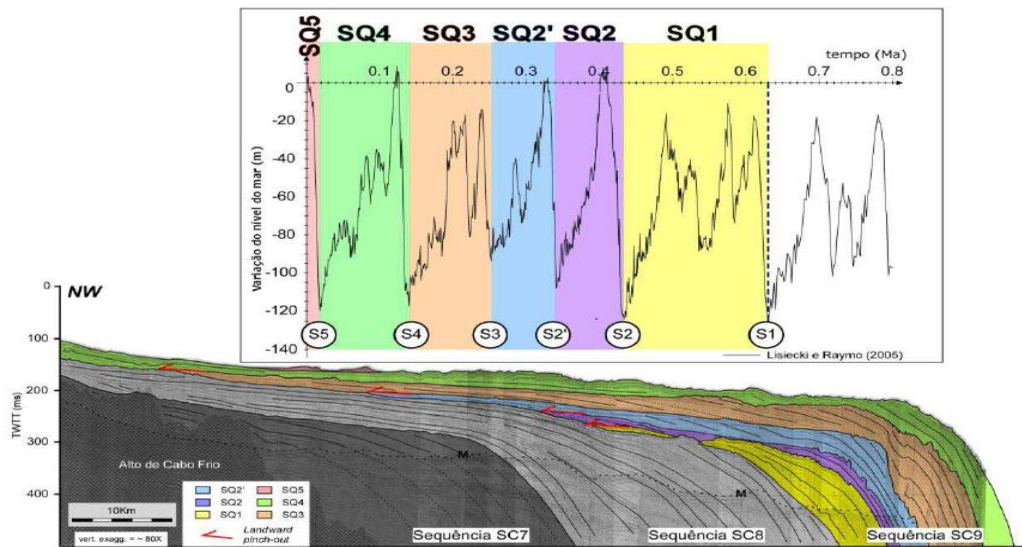


Figura 31 - Sequências da Plataforma Continental do RJ, por Maia (2014).

Friedrich *et al.* (2013) estudam a arquitetura sísmica do sistema fluvio-estuarino da Baía de Sepetiba através da sísmica de alta resolução. Os dados, coletados com um sistema sísmico *Boomer AA301* (o mesmo utilizado no presente estudo da Baía de Guanabara), possibilitaram a investigação da seção sedimentar rasa da plataforma interna-média à nordeste da Bacia de Santos.

Os autores identificaram 7 unidades sísmicas na área de estudo, sobrepostas ao embasamento acústico, mapeando-as à partir da definição de fácies sísmicas e de sua variabilidade lateral. As unidades sísmicas U4-U7 foram relacionadas estratigraficamente à deposição ocorrida desde a última deglaciação, na transgressão de idade Pleistoceno Tardio-Holoceno, iniciada globalmente há ~22 – 18ka (Friedrich *et al.*, 2013). Essa unidades foram agrupadas e correlacionadas à depósitos transgressivos e de mar alto, cuja sedimentação preencheu os vales incisos esculpidos sobre a última superfície de erosão e exposição subárea da plataforma continental (*Marine Isotopic Stage 2*)

4. MATERIAIS E MÉTODOS

O levantamento dos dados geofísicos foi realizado com um sistema sísmico de alta resolução que utilizou a fonte sísmica *Boomer*, da empresa *Applied Acoustics*. Este sistema é uma fonte impulsiva que segue o princípio do deslocamento da massa d'água, quando a energia elétrica armazenada em um capacitor é descarregada sobre uma mola plana conectada a uma placa vibradora. Esse equipamento é capaz de absorver uma potência de até de 1000 J, e assim, emitirem sinais em um amplo espectro frequências (de 500 até 20.000 Hz), permitindo a obtenção de registros sísmicos com penetração no substrato bastante satisfatória (SOUZA, 2006) Os dados sísmicos de alta resolução contém grande quantidade de ruídos, que dificultam a correta definição dos refletores e unidades sísmicas nos perfis.

O processamento das linhas sísmicas foi realizado no software *Seismic Unix (SU)*, que é livre e mantido pelo *Center of Wave Phenomena (CWP)*. A interface gráfica fornecida pela publicação “Desenvolvimento de interface gráfica para a otimização das rotinas de processamento de dados sísmicos de alta resolução (Sparker, Boomer e Chirp) no programa SU (Seismic UNIX) através do grupo GEOMARGEM, permitiu a aplicação de correções básicas para o sinal acústico. Optou-se por seguir parte da proposta de processamento oferecida pela dissertação de Kestemberg (2011), realizada no âmbito do LAGEMAR - UFF

Os dados utilizados no presente trabalho têm um alcance de aproximadamente 100 ms (0,1s na escala do tempo). Porém, observou-se que a melhor resolução se restringe à aproximadamente 0,05 s de penetração do sinal acústico. A figura 32 apresenta o fluxograma proposto por Kestemberg *et al.* (2012) para o processamento de dados sísmicos, utilizado no presente estudo.



Figura 32 - Fluxo de processamento de dados sísmicos rasos (Kestemberg *et al.*, 2012)

A primeira correção utilizada foi a transformação do sistema de coordenadas originais para UTM, atualizando os novos valores nos *headers* dos traços sísmicos. Em seguida, foi realizado o silenciamento (*mute*) da coluna d'água, que remove o registro da lâmina d'água no dado sísmico, delineando o substrato oceânico como o primeiro refletor identificável. Essa ferramenta se mostrou eficaz na minimização da saturação visual do perfil sísmico, causada principalmente pela impedância acústica do gás e sedimentos em suspensão.

A etapa de limpeza do dado foi utilizada à partir do filtro de frequência do tipo passa-banda, com relação à distribuição de frequências observada na análise espectral dos dados (Kestemberg, 2012). Geralmente, os ruídos de alta frequência interferem nas reflexões sísmicas, e dificilmente correspondem à estruturais reais em subsuperfície.

A ferramenta utilizada no programa *Seismic Unix*, para o realce do sinal, foi o AGC (*Automatic Gain Control*), que cria uma distribuição equalizada das amplitudes. Após a aplicação do ganho, foi realizada uma nova limpeza do dado, com aplicação do *mute* da coluna d'água. As linhas sísmicas foram então exportadas para o formato *segy*, para a inserção no software de interpretação sísmica. O software *IHS KINGDOM* foi utilizado para a plotagem das linhas sísmicas, juntamente com o perfil batimétrico fornecido pela DHN.

5. Resultados

A figura 33 apresenta as linhas sísmicas plotadas no software *IHS KINGDOM*, dispostas espacialmente ao longo do mapa batimétrico gerado através da digitalização de folhas da DHN (Diretoria de Hidrografia e Navegação – Marinha do Brasil), etapa realizada por trabalhos anteriores do LAGEMAR. A batimetria da Guanabara permite a visualização do canal central, marcado pela cor verde, que se estende desde o alinhamento entre a Ilha de Paquetá e a Ilha do Governador, até as adjacências da plataforma continental.

Considerando a estruturação da deposição fluvio-estuarina da BG proposta por este trabalho, as linhas *dip* são aquelas de direção ~NS, enquanto as linhas *strike* possuem direção ~EW. Optou-se por representar as linhas sísmicas completas na figura 29, embora nos próximos tópicos apresentem-se pequenos trechos dessas linhas. Devido à alta resolução dos dados, essa é uma abordagem interessante para a interpretação sismoestratigráfica, ao permitir a observação em diversos níveis de resolução. Primeiramente, uma visão mais regional da geologia de subsuperfície é vantajosa para a identificação do “trend” deposicional ao longo da Baía, relacionados à continuidade deposicional lateral. Num segundo momento, uma abordagem de mais alta resolução se faz necessária para a compreensão detalhada das fácies, unidades e superfícies sísmicas.

Os dados sísmicos utilizados abrangem uma escala vertical, referente à janela de tempo de aproximadamente 0,1 (s), e uma escala horizontal em metros, representando a distância dos *shotpoints* ao longo da aquisição sísmica. A escala vertical já está representada convertida em metros, assumindo uma velocidade genérica de 1600 m/s da onda acústica ao atravessar os sedimentos.

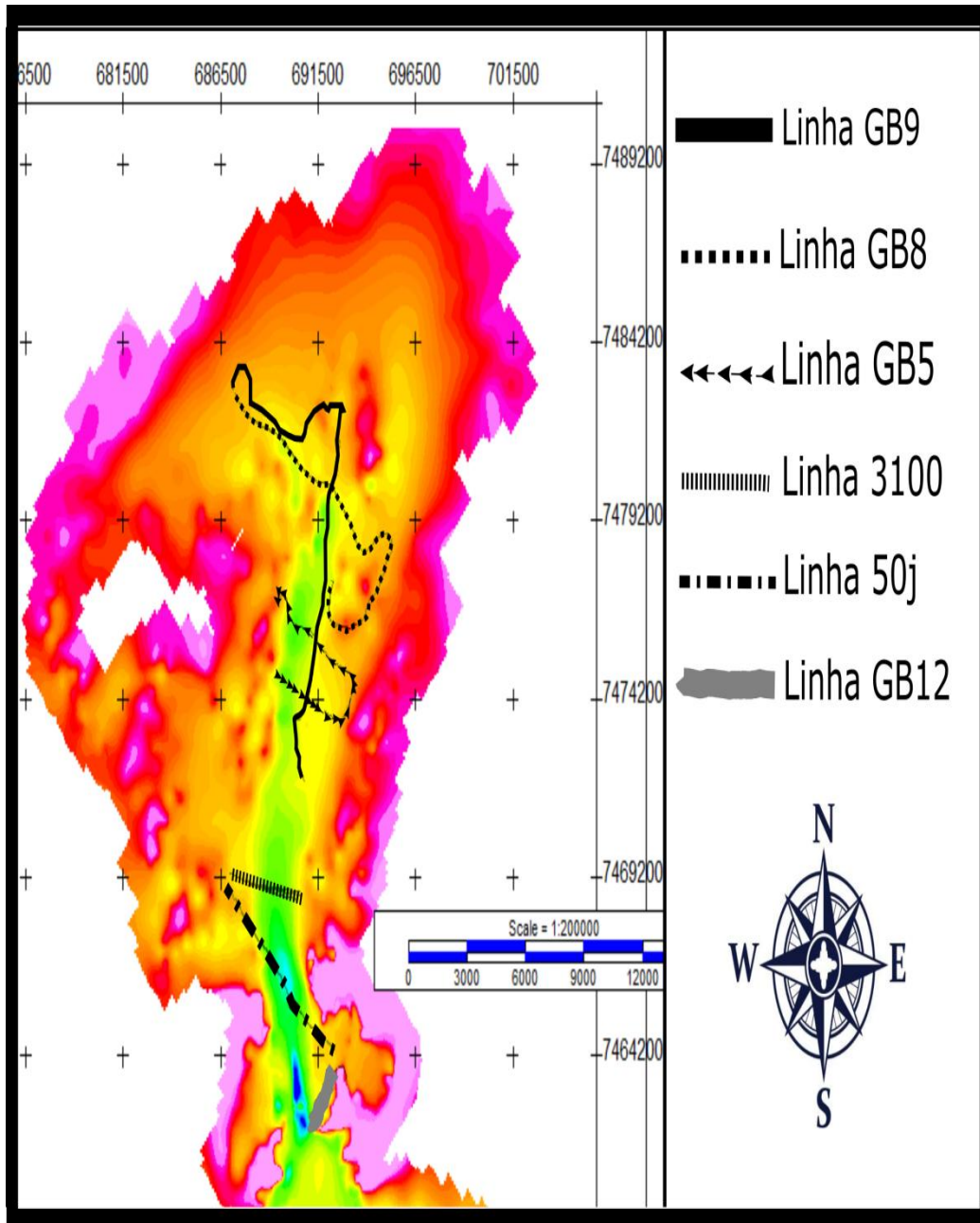
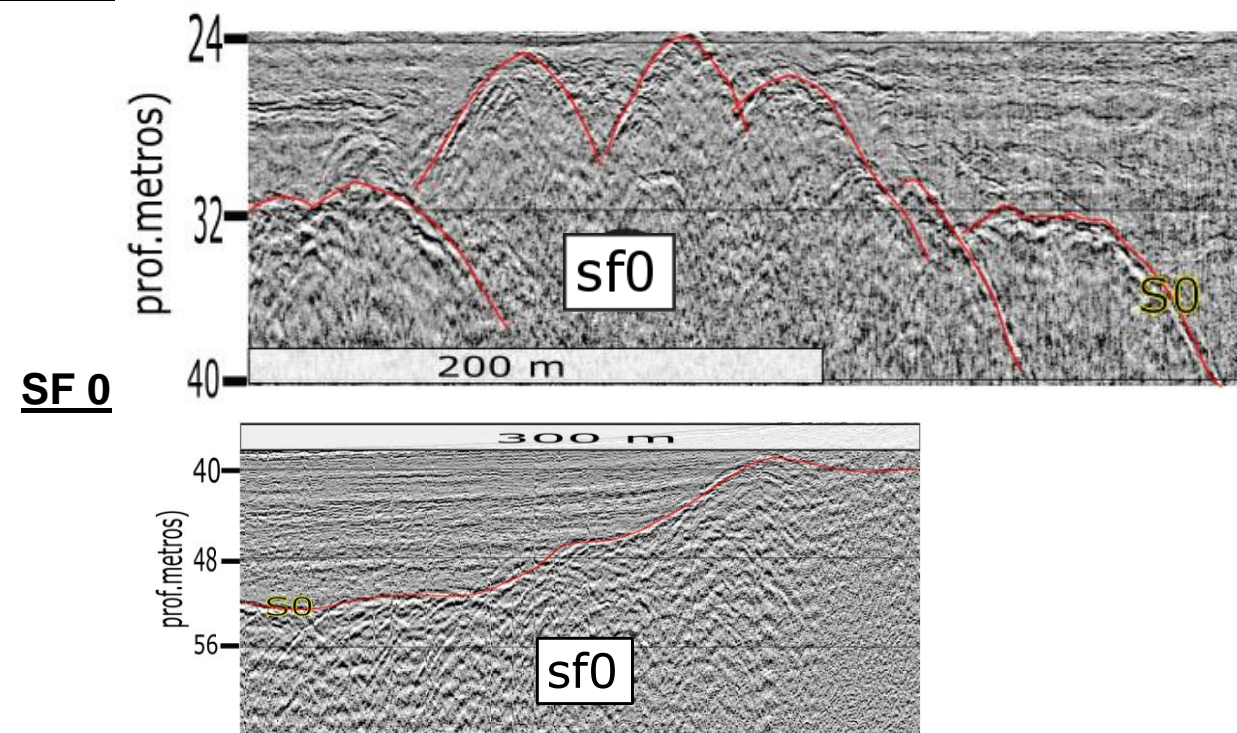


Figura 33 - Mapa de localização das linhas sísmicas na Baía de Guanabara

5.1 Fácies sísmicas

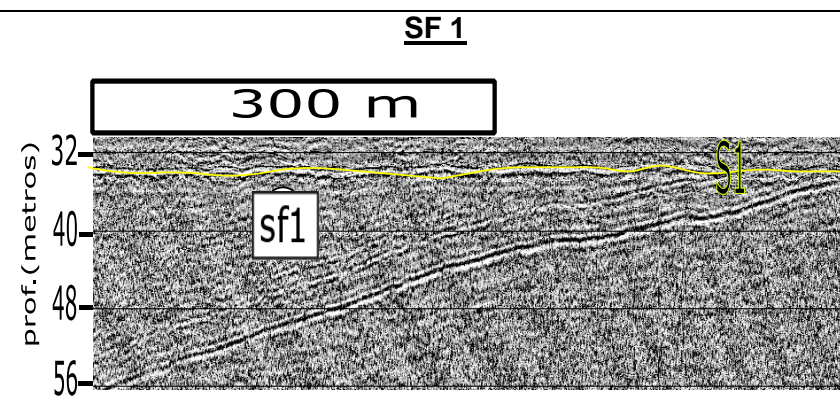
A tabela 1 representa as principais fácies sísmicas interpretadas nos registros sísmicos da Baía de Guanabara. Trata-se de uma tentativa de padronizar as respostas do sinal acústico em subsuperfície, através do agrupamento de feições similares, seguindo os procedimentos consagrados na Sismoestratigrafia ao longo das últimas décadas, sintetizados nos trabalhos de Catuneanu (2006)

Foram descritas sismofácies características das linhas da Baía de Guanabara, apresentadas na tabela 1. A distribuição destas sismofácies ao longo das linhas sísmicas 2D da Baía de Guanabara permitiu a caracterização de oito unidades sísmicas nas linhas da Baía de Guanabara : U₀, U₁, U₂, U₃, U₄, U₅, U₆ e U₇. Tais unidades são separadas por refletores marcantes, que constituem as sete superfícies sísmicas interpretadas : S0, S1, S2, S3, S4, S5, S6 e S7.



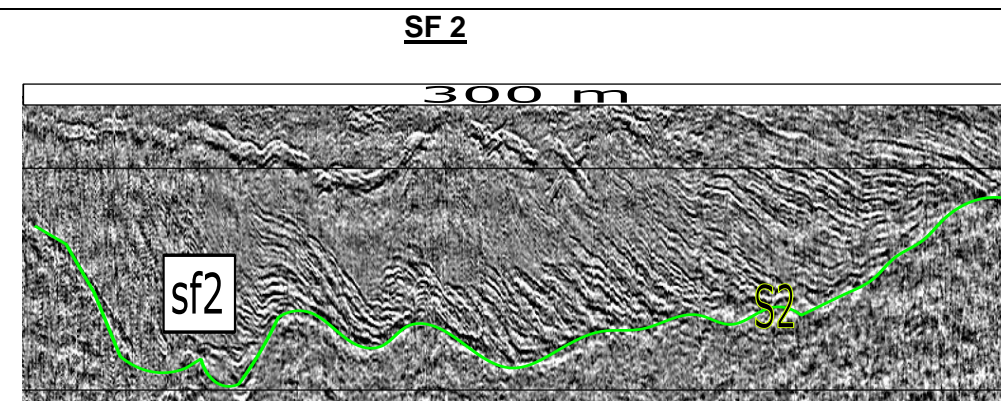
- Hipérbolas de refração, de alta refletividade, formando feições pontiagudas cônicas, ou de topo tabular.
- Marcado no topo pela superfície S0
- Múltiplas reflexões internas, refletores caóticos

- S0 : topo do embasamento cristalino
- Intensa segmentação vertical do embasamento, em falhas de direção



- Fácies de alta refletividade.
- Pacote de refletores inclinados, paralelos entre si, direção de caimento ~ NW, truncados pela superfície S1
- Variação lateral das amplitudes dos refletores, paralelos/sub-paralelos entre si
- Tendência à deformação dos refletores na direção Sul

- Deposição influenciada por tectônica
- Blocos escalonados em diversos compartimentos
- S1 : discordância pós-rifte



- Refletores oblíquos, progradantes, preenchendo canais de diferentes relevos
- Característico das linhas *dip*.
- Fácies lenticulares
- Lentes espessas (~8 metros) e extensas (centenas de metros)

- Estratos tabulares, inclinados e alta reflectância são associados à sedimentos fluviais grosseiros, cascalhosos.
- Barras de acreção lateral (*point bar*) em ambiente fluvial de alta energia
- S2 : discordância subaérea (forte caráter erosivo, forma vales incisos, preenchida por progradação lateral ligada à contribuição fluvial remanescente)

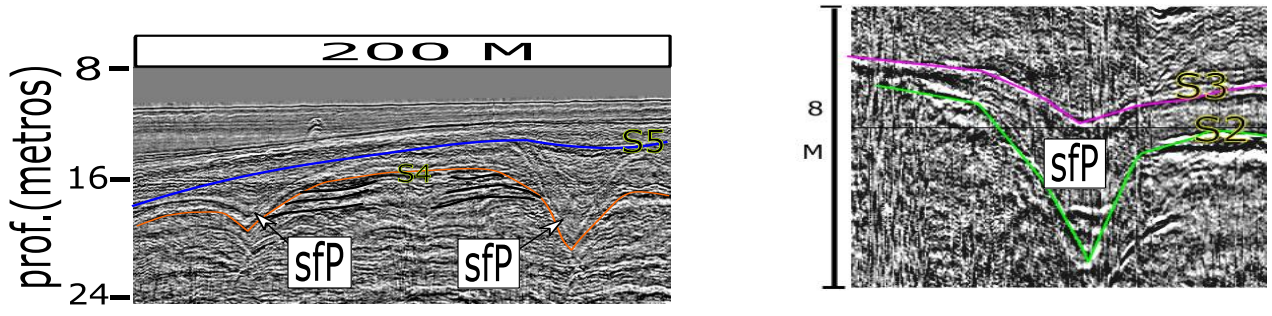
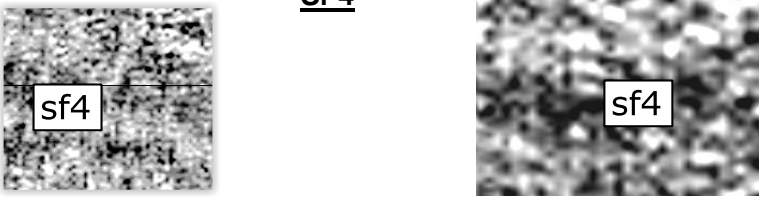
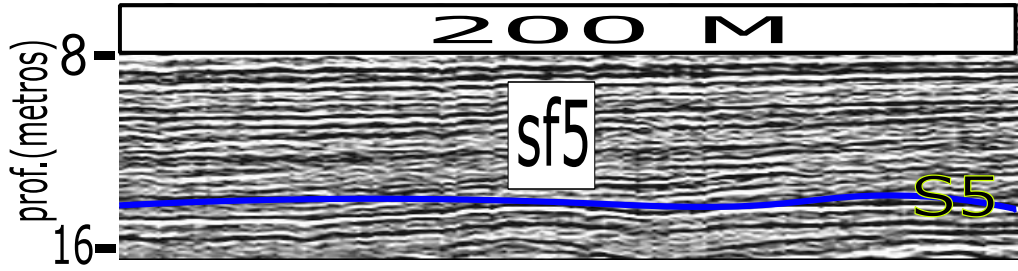
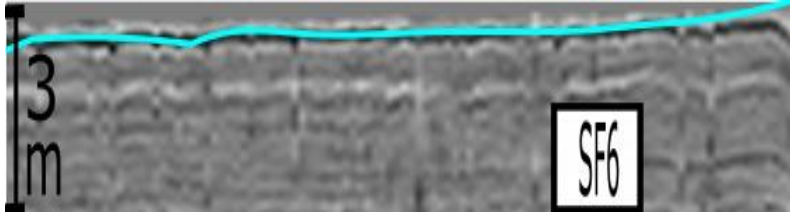
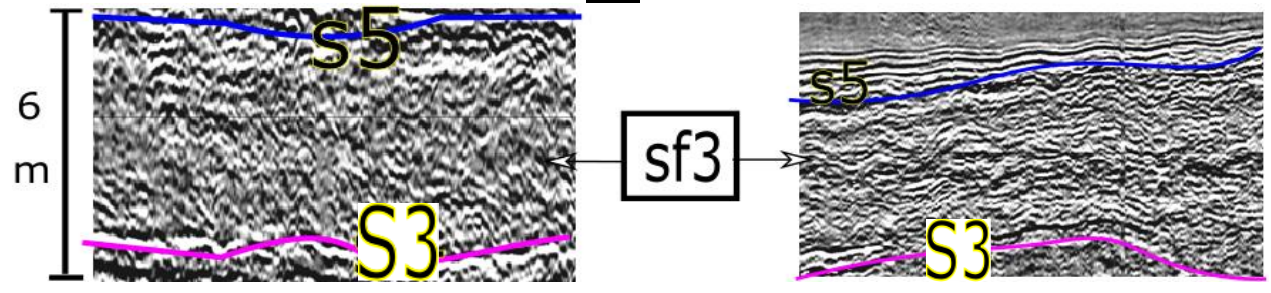
<p>SFP</p> 	<ul style="list-style-type: none"> • Deposição acima das superfícies erosivas S2 e S4. • Preenchimento progradante, transparente, caótico ou em <i>onlap</i> • Detalhamento nos próximos tópicos do presente estudo 	<ul style="list-style-type: none"> • S4 : superfície de ravinamento de onda/maré (SRo/SRm) • Fácies de preenchimento de canais fluviais e canais de maré
<p>Sf 4</p> 	<ul style="list-style-type: none"> • Fácies transparentes, ausentes de refletores internos 	<ul style="list-style-type: none"> • Deposição de sedimentos finos, lamosos, em contexto de rápido aumento do nível de base e baixa energia hidrodinâmica
<p>SF 5</p> 	<ul style="list-style-type: none"> • Refletores plano-paralelos, contínuos e de ampla continuidade lateral • Baixa amplitude, alta frequência dos refletores, ambos com tendência de diminuição em direção à superfície S6 • Terminação em <i>downlap</i> ou <i>downlap</i> acima da superfície S5 	<ul style="list-style-type: none"> • Fácies marinhas • S5 : superfície de máxima inundação (SIM)
<p>SF6</p> 	<ul style="list-style-type: none"> • Fácies mais rasa, logo abaixo da superfície S6 • Padrão interno transparente, ou de acamamento muito fino, próximo do limite de resolução do equipamento sísmico • Tendência à formação de estratos ondulados, que acompanham a morfologia de unidades subjacentes 	<ul style="list-style-type: none"> • Lama fluida, sedimentação pelágica em nível de base estacionário ou em queda
<p>SF3</p> 	<ul style="list-style-type: none"> • Camadas tabulares de espessura variada ao longo dos perfis sísmicos. • Alta refletividade dos horizontes internos • Observar a mudança do regime hidrodinâmico acima de S5, na figura à direita : transição para fácies plano-paralelas • Refletores internos oblíquo-paralelos /ondulados • Feições erosivas de múltiplas incisões interna. 	<ul style="list-style-type: none"> • Barras estuarinas depositadas em contexto transgressivo • Diversas fases de ravinamento por ondas/maré erodem o preenchimento sedimentar estuarino. • Fácies características de espaço de acomodação reduzido, superfície S4 e demais ravinamentos

Tabela 1 – Fácies Sísmicas

5.2 Unidades Sísmicas

Tendo como base a descrição das fácies sísmicas, a observação de sua distribuição espacial ao longo dos perfis sísmicos tornou possível a determinação das principais unidades sísmicas, limitadas pelas superfícies sísmicas. A interpretação sísmica das linhas sísmicas 2D da Baía de Guanabara revelou a existência de sete unidades sísmicas na área de estudo : U_0 , U_1 , U_2 , U_3 , U_4 , U_5 e U_6 .

Neste tópico se propõe a caracterização dessas unidades sísmicas, da mais antiga para a mais nova. Dentro da descrição das unidades sísmicas também se interpretam as superfícies sísmicas que a delimitam. A alta resolução dos dados *Boomer* torna necessária a ampliação de trechos das linhas sísmicas, e um exagero vertical acentuado, que não obedece uma regra geral,

Unidade U_0

Trata-se da unidade basal da área de estudo caracterizada pela fácies S_0 e marcada no topo pela superfície S_0 . Os corpos pontiagudos cônicos característicos de U_0 ocorrem em frequente associação com hipérboles de refração, que denotam alta refletividade da litologia de subsuperfície.

A unidade sísmica U_0 foi interpretada como representativa do embasamento cristalino, e seu mapeamento como primeira etapa da interpretação sísmica forneceu os primeiros indícios do complexo ambiente geológico de subsuperfície da Baía de Guanabara. Os altos e baixos estruturais da unidade U_0 expõe um relevo de subsuperfície bastante acidentado em determinadas regiões da BG.(figura 34). Essa morfologia irregular da U_0 em subsuperfície forma feições do tipo “pão de açúcar”, presentes na geomorfologia acima do NRM atual, que esculpe as montanhas da cidade do Rio de Janeiro.

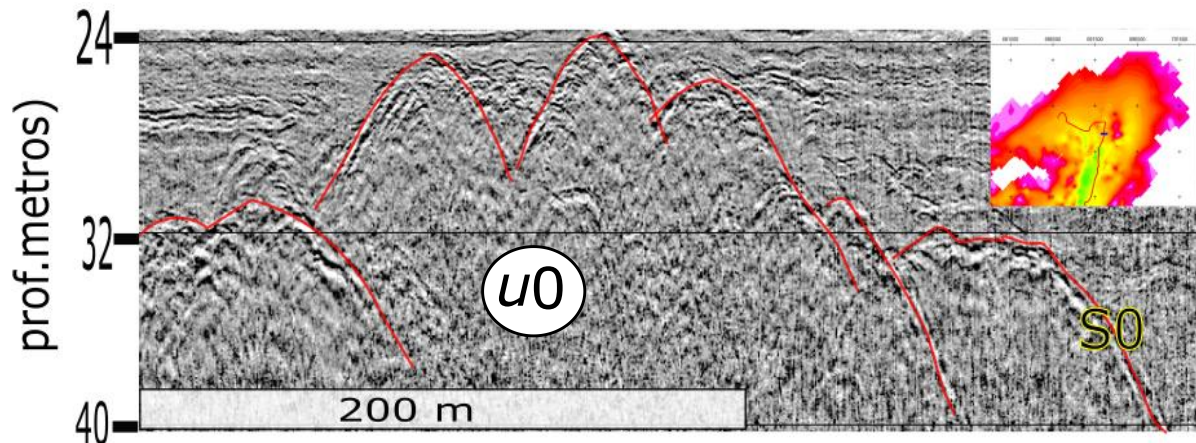


Figura 34 - Feições cônicas do tipo “pão de açúcar”. Ampliação de trecho *dip* da linha GB9.

A interpretação apresentada nas linhas sísmicas permite observar a grande variação de profundidade do topo da unidade U_0 que por muitas vezes encontra-se aflorante, constituindo pequenas ilhas ao longo da superfície da Baía de Guanabara (figura 35). Essas feições são facilmente observadas no mapa batimétrico, à partir de pontos vermelhos circulares.

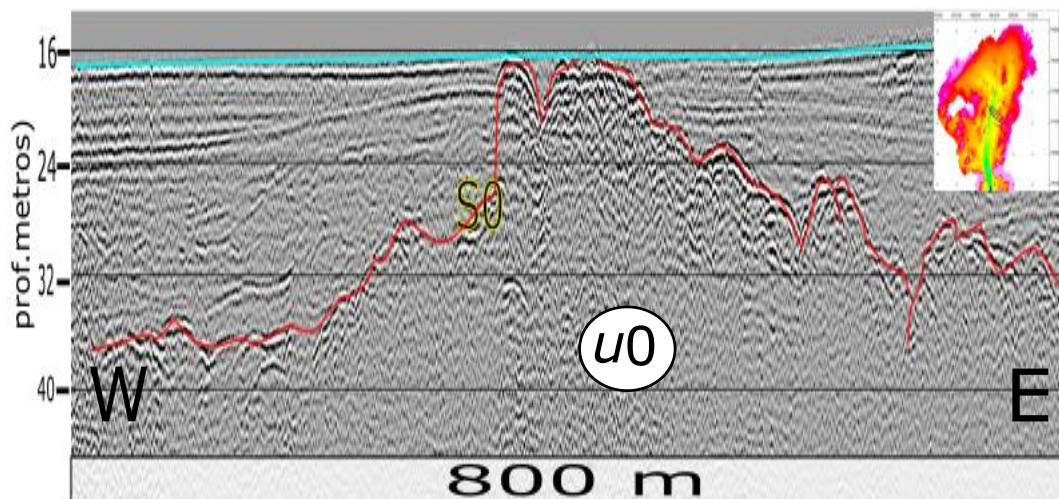


Figura 35 - Alto do embasamento cristalino, em seção strike. Ampliação de trecho da linha GB6.

O limite basal da unidade U_0 não pode ser estabelecido, devido aos limites de penetração e resolução dos dados sísmicos rasos. Observou-se associação frequente de escapes de gás nos sedimentos em regiões de intensa irregularidade topográfica de U_0 . Um

exemplo deste processo está representado na figura 36. Observa-se neste caso que a perda de continuidade lateral das camadas mais profundas, navegando-se no sentido Norte-Sul (da esquerda para a direita na figura), ocorre justamente na região de um acentuado rebaixamento da unidade U_0 , à partir da linha vertical tracejada na cor branca.

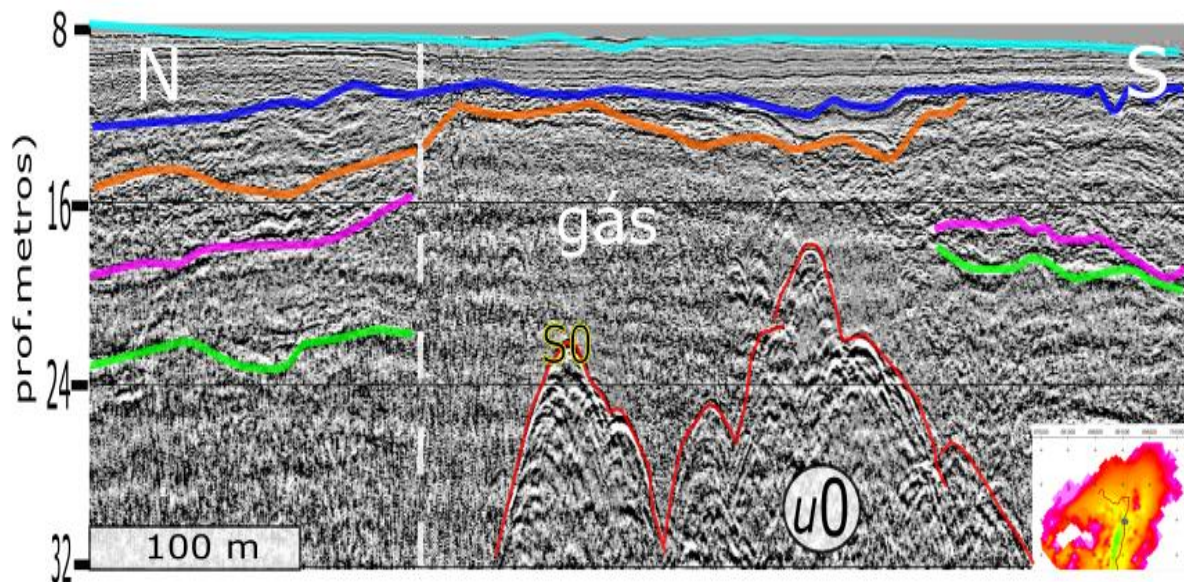


Figura 36 -Escape de gás no sedimento acima de U_0 . Trecho da linha GB9

Unidade U_1

Esta unidade sísmica, sobreposta à U_0 , foi identificada inicialmente nas linhas *dip* GB9 e GB8. Nesses perfis, o topo da unidade é representado pela superfície S_1 , que se estende até a profundidade de ~30 metros, essencialmente plana.

A feição característica da unidade U_1 , responsável por sua delimitação, é o conjunto de refletores de alta amplitude e refletividade, paralelos/subparalelos entre si e dispostos em uma direção ~NW, designado pela sismofácies sf_1 . A superfície S_1 delimita o topo da unidade U_1 , em uma relação de truncamento (figura 37)

O local de maior representatividade dessa unidade é a porção norte da Baía de Guanabara, principalmente próximo ao alinhamento na batimetria rasa entre as ilhas de Paquetá e do Governador.

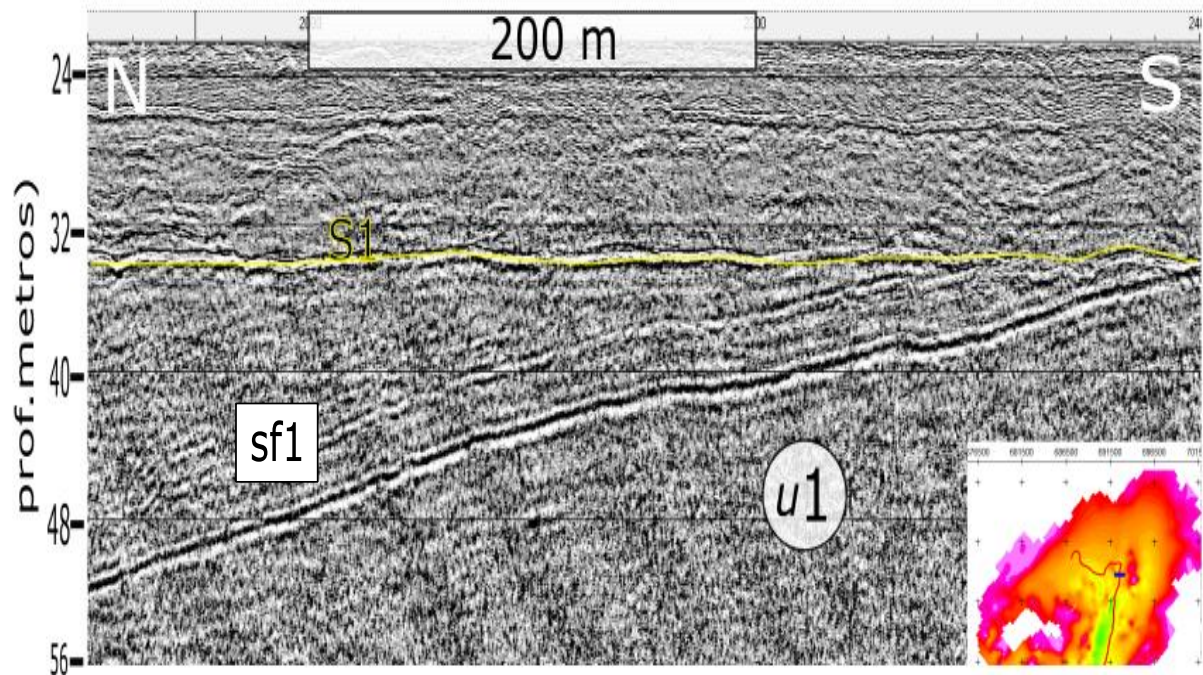


Figura 37 - Truncamento dos refletores na unidade U_1 .

O limite basal da unidade U_1 não pôde ser estabelecido, devido aos limites de penetração do sinal sísmico. Considerando as profundidades da superfície S_1 , em geral superiores à 30 metros, e o espesso preenchimento sedimentar areno-argiloso acima da mesma, é de se esperar que o sinal acústico perca energia devido à fenômenos como os de atenuação e reverberação.

Dessa maneira, optou-se por caracterizar a U_1 à partir dos fortes refletores com caimento para NW, truncados pela superfície S_1 . No que tange à esta superfície, podemos observar o seu caráter predominantemente plano, situação interrompida apenas por pequenos trechos erosivos, no qual a S_1 se torna irregular e incisiva.

A continuidade lateral da unidade U_1 é interrompida localmente pelos altos do embasamento cristalino U_0 , situação na qual U_1 *onlapa* a unidade U_0 (figura 38).

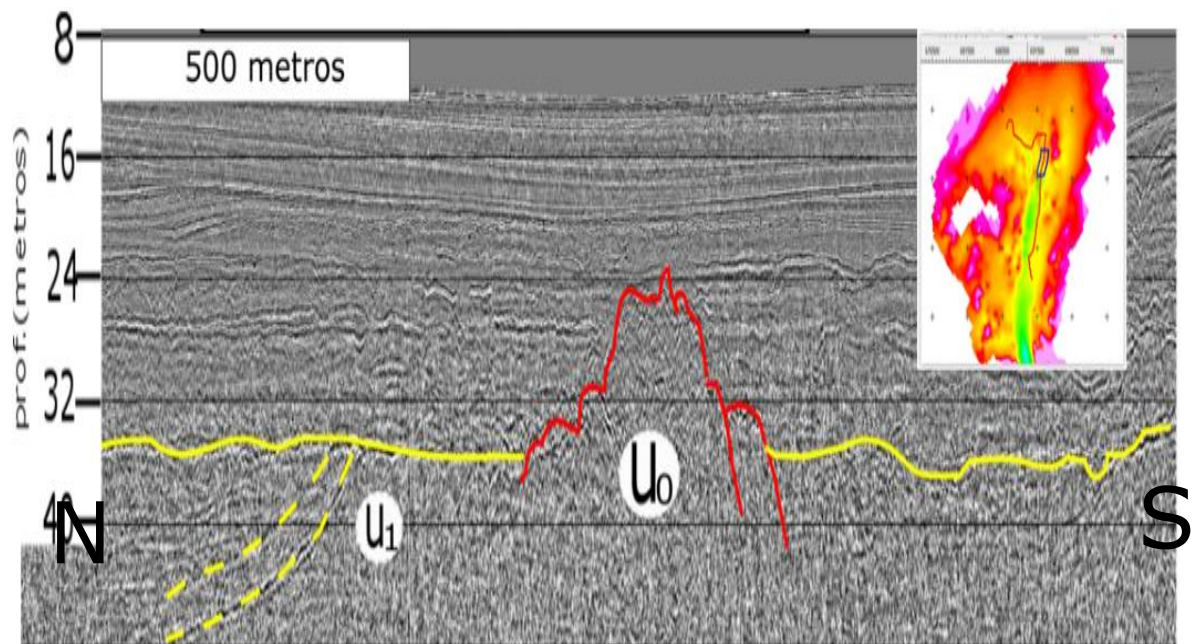


Figura 38 - Alto estrutural de U_0 , em relação de *onlap* com U_1

Conforme a linha GB9, de direção NS, avança em direção ao canal principal do estuário (marcado pelas altas cotas batimétricas em verde), observa-se que a superfície S1 se torna cada vez mais “apagada” no registro sísmico, sugerindo um dos seguintes fatos : 1) U_1 sofreu erosão progressiva em direção à região mais distal do estuário da BG; 2) a penetração do sinal acústico na área do canal principal, de espessa coluna d’água, sofre uma limitação com relação à delimitação de camadas profundas.

A segunda linha utilizada pra interpretação da deposição da unidade U_1 foi a linha GB8. Em sua porção inicial, de direção aproximadamente *dip (NS)*, observou-se a presença da superfície S1, identificada a partir de seu posicionamento estratigráfico abaixo da superfície S2 e acompanhando a profundidade de ~30 metros encontrada na linha GB9. Neste caso, os refletores internos de U_1 possuem menor refletividade do que aqueles identificados na linha GB9, talvez por atenuação do sinal sísmico nessa região (figura 39)

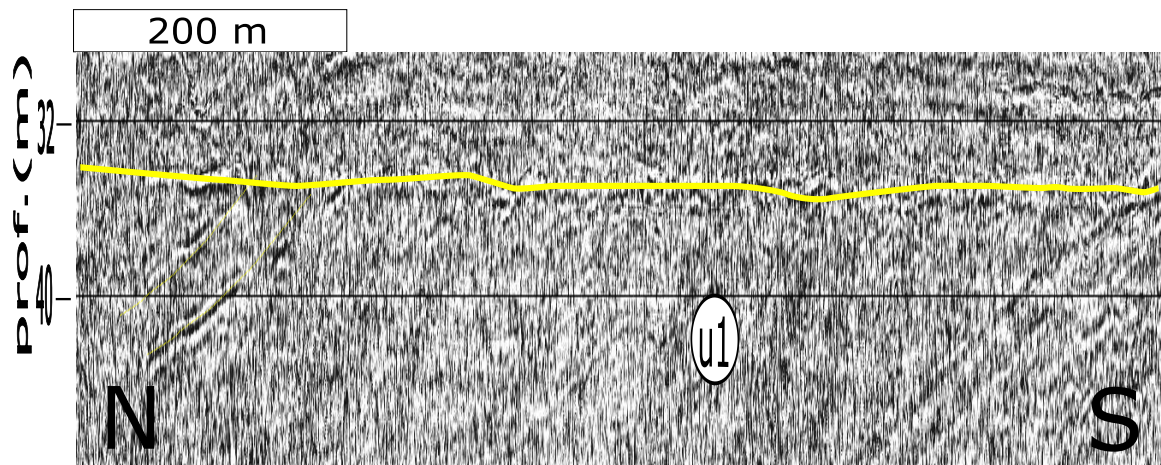


Figura 39 - Unidade sísmica U1 em trecho da linha GB8.

Essa unidade foi interpretada como sendo formada em um contexto de basculamento tectônico, responsável pela formação de paredes do rifte na direção NW e uma discordância erosiva pós-rifte, representada pela superfície S1.

Unidade U₂

Essa unidade foi identificada na sísmica baseada principalmente nas superfícies que a delimitam : S1 na base e S2 no topo. A caracterização interna de U₂ não pôde ser realizada, devido à baixa refletividade das fácies, e seu caráter caótico, permitindo apenas descrever pequenas incisões internas à essa unidade. Em geral, possui ~ 5 metros de espessura (figura 40)

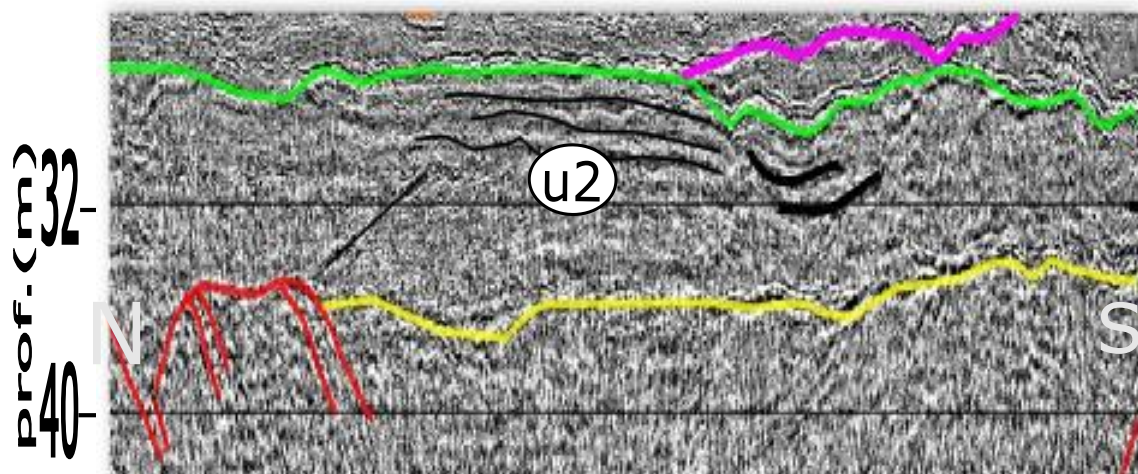


Figura 40 - U2 em trecho da linha GB9

Observou-se continuidade lateral significativa na deposição de U_2 , principalmente nos perfis *dip* das linhas GB9 e Gb9. Porém, esse fato parece ser limitado à porção proximal da BG, ou às áreas caracterizadas por altos do embasamento. Conforme se adentra no canal principal (batimetria profunda) ou em direção à plataforma, essa unidade deixa de ser identificada nos perfis sísmicos. em profundidades superiores a ~ 30 metros, depositada abaixo de espessos depósitos argiloarenosos

Unidade U_3

Trata-se da unidade depositada acima da superfície discordante S_2 , sendo caracterizada predominantemente pela fácies *sf2* e *sfp* na base, *sf4* no topo. U_3 obteve a melhor caracterização nos perfis *dip* da linha GB9, em sua porção proximal, entre o alinhamento das ilhas de Paquetá e do Governador. A figura 41 exibe uma seção característica dessa unidade sísmica. A deposição de estratos tabulares, inclinados, em *downlap* sobre a superfície S_2 , pode ser interpretada como depósitos de migração lateral de canais fluviais, provavelmente relacionados à litologias de maior granulometria (cascalhosos). Quanto à identificação da fácies *sf4* na porção superior da unidade U_3 , a característica transparente e ausente de estruturação interna dos refletores pode representar a deposição de uma litologia mais fina.

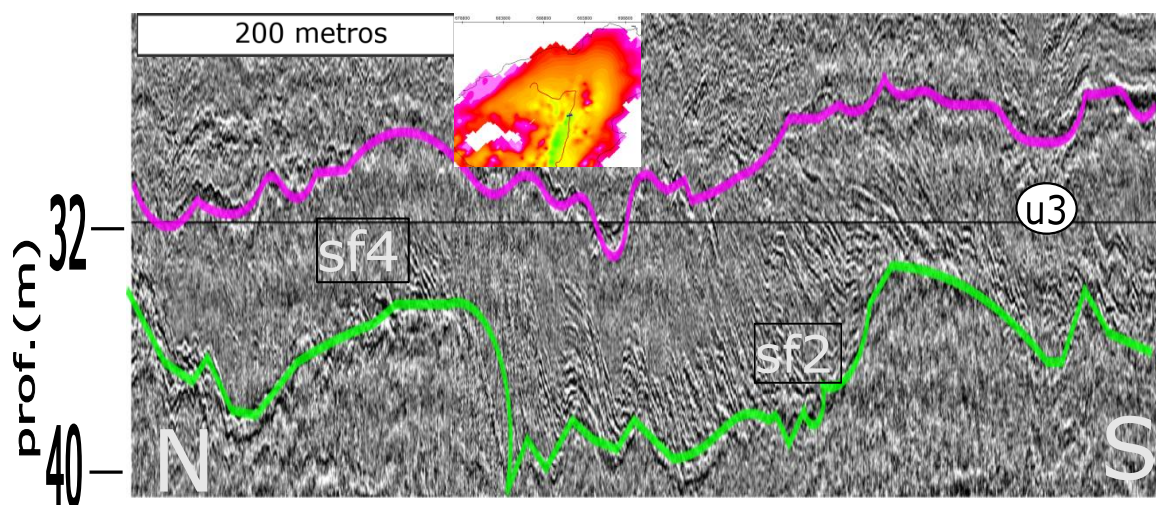


Figura 41 - Unidade sísmica U_3 em trecho da linha GB9.

A interpretação representada na figura 42 ilustra altos do embasamento (superfície S0) interrompendo localmente a deposição da unidade sísmica U₃

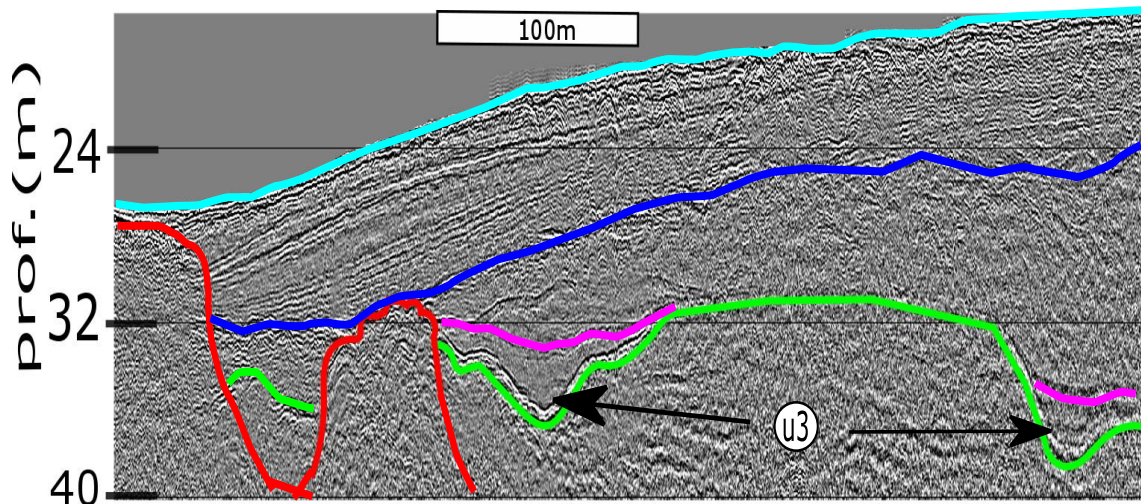


Figura 42 - Unidade sísmica U3, formando pequenos vales incisos em seção *strike*

A superfície S2 (verde) foi interpretada como uma discordância subaérea, de caráter regional, erosivo, base de estratos fluviais de migração lateral e de vales incisos, à depender da orientação dos perfis sísmicos em relação aos paleocanais. Essa superfície representa o processo regressivo de alta magnitude, que esculpiu ambientes costeiros e plataformais durante o Último Máximo Glacial (~20 ka).

No que tange à superfície S3 (rosa), observa-se que a formação das camadas lenticulares de U3 ocorre à partir do amálgama entre superfícies S3 e S2 (figura 43). Essa feição se repete ao longo dos perfis sísmicos dip, e pode indicar um processo erosivo de S2 devido à formação de S3. S3 é uma superfície. Embora S3 possua caráter erosivo, trata-se de uma superfície predominantemente plana, apresentando boa continuidade lateral nos registros sísmicos.

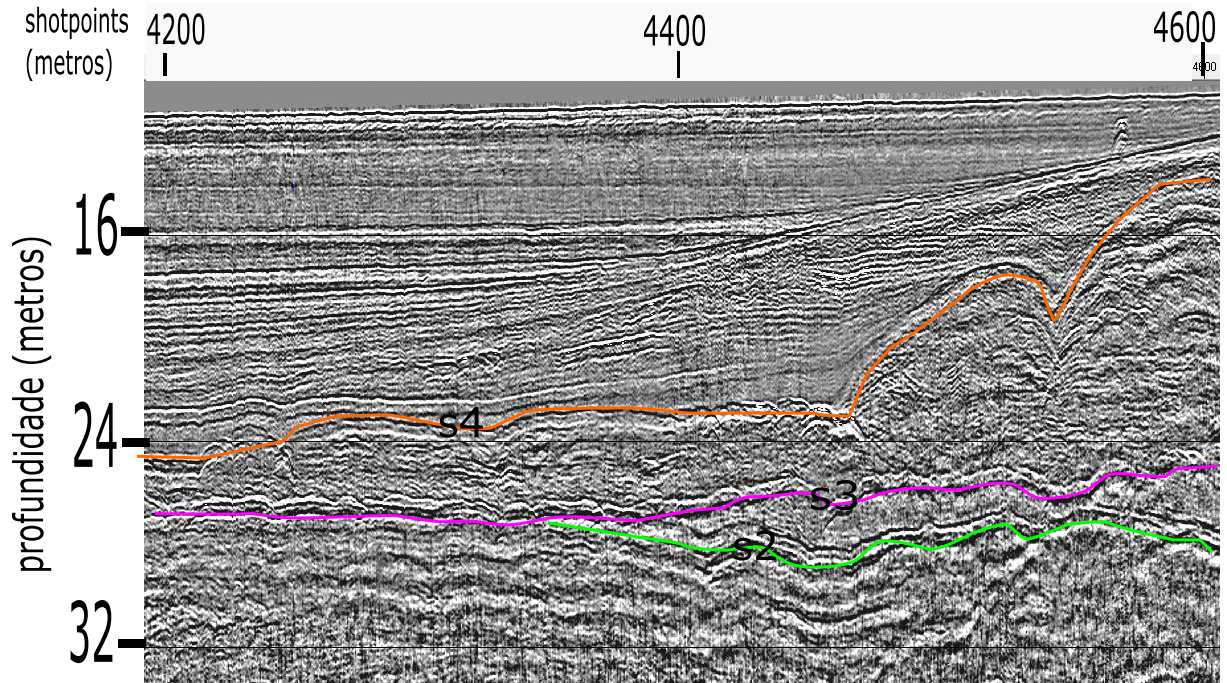


Figura 43 - Amálgamas das superfícies sísmicas S2 e S3

Unidade Sísmica U₄

A unidade U₄ foi definida através de seu limite inferior, representado pela superfície S3, e superior, representado pela superfície S4 (figura 44). A superfície S4 (laranja) possui caráter fortemente erosivo, esculpindo canais que erodem U₄.

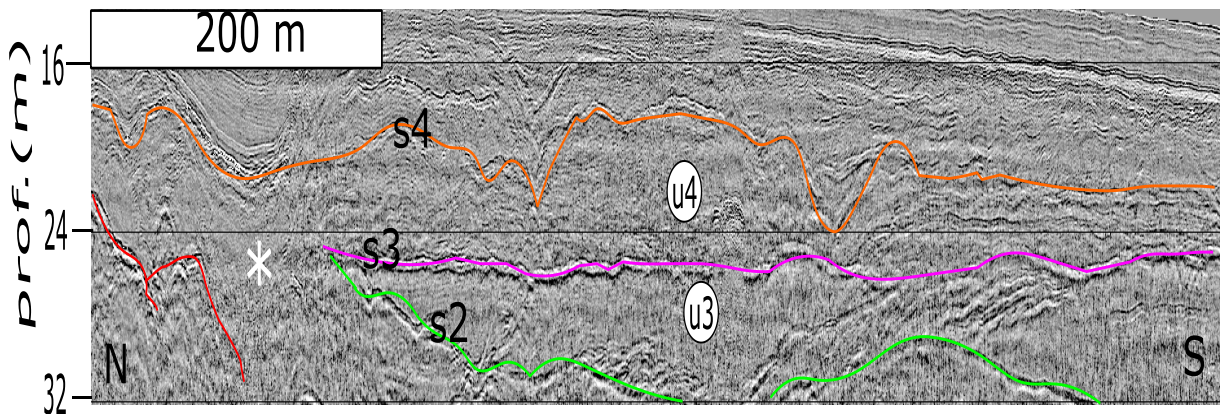


Figura 44 - Unidade sísmica U₄ em trecho da linha dip GB9.

No geral, trata-se de uma unidade com boa continuidade lateral na área de estudo. Identificou-se que a unidade sísmica U_4 é composta principalmente pela fácies SF4, predominantemente transparente.

S4 é um horizonte sísmico de morfologia irregular, baixa a média amplitude, alta continuidade lateral no registro sísmico da Baía de Guanabara. S4 escava uma série de canais sinuosos, a maioria em formato "V", que se estendem ao longo do registro sísmico e podem ser observados com maior detalhes nas linhas *dip* GB9 e GB8. Essas características da superfície S4, juntamente com seu posicionamento estratigráfico, permitem sua caracterização como uma Superfície de Ravinamento de Maré (*Tidal Ravinement Surface – Trs*), responsável por esculpir canais de maré ao longo da deposição em um ambiente estuarino de alta energia. Conforme a linha de costa avança em direção ao continente, na transgressão, o limite de ação da maré parece ser o responsável pela erosão da unidade U_4 , por vezes aproveitando o talvegue de antigas feições erosivas, quadro apresentado na figura 45.

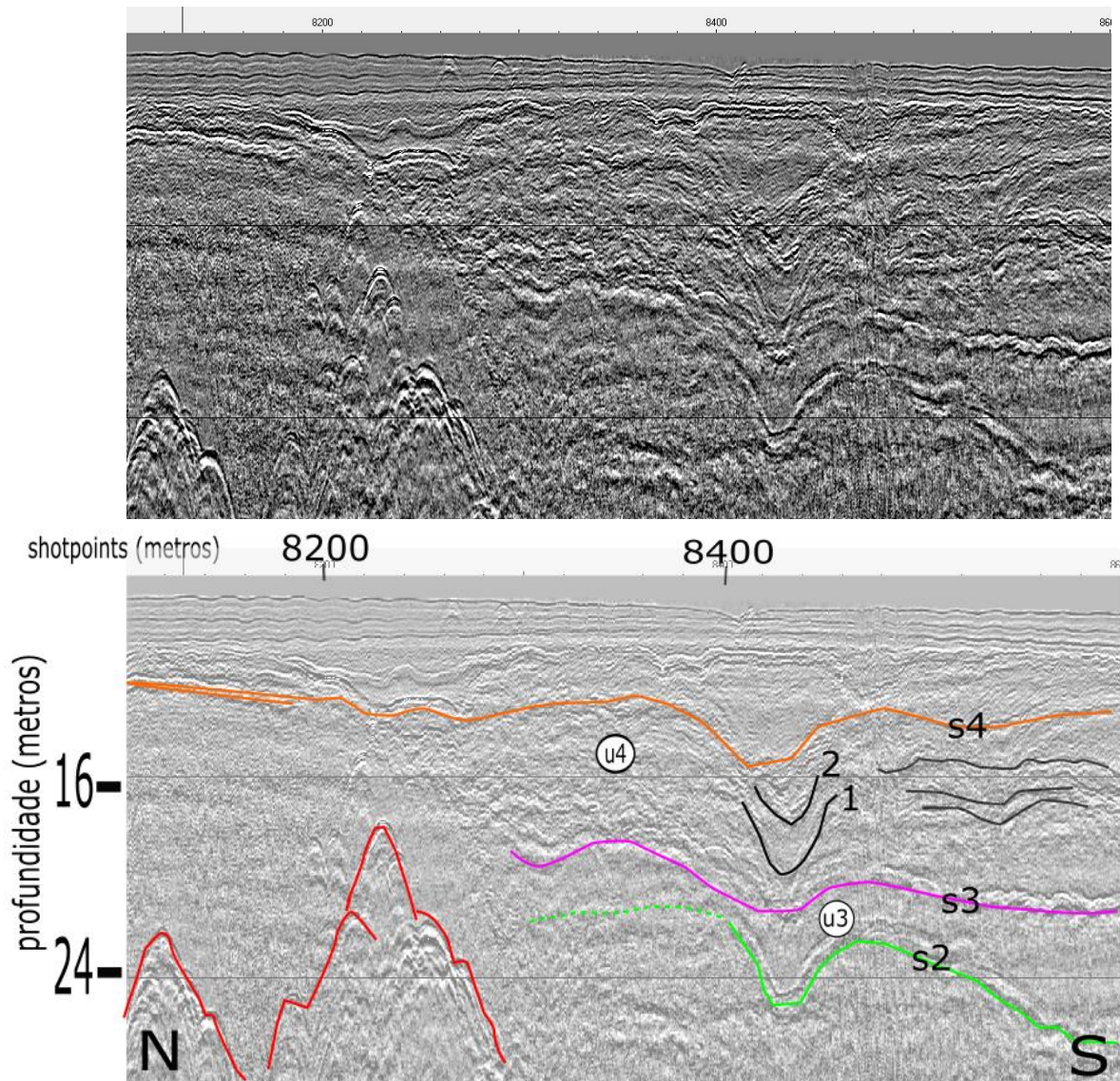


Figura 45 - Reescavação de canais de maré acima de vale inciso da unidade U3

A figura 45 destaca múltiplas feições de corte e preenchimento interno da unidade u_4 , como indicado pelos números 1 e 2. Nesse caso, S_4 se caracteriza por acompanhar a topografia de S_3 . S_4 não é a única superfície de ravinamento presente nos registro sísmico raso da Baía de Guanabara. U_4 apresenta internamente uma série de feições erosivas similares à S_4 , refletores que geralmente são truncados pelas paredes dos canais de maré. Essas feições podem indicar que o sistema estuarino referente à U_4 está sendo afogado, localmente, à partir do baixo topográfico de um vale inciso esculpido pela superfície erosiva S_2 .

Unidade Sísmica U₅

Essa unidade encontra-se depositada acima da superfície S4, e é composta principalmente por canais de maré, cujo preenchimento encontra-se preservado em boa parte do registro sísmico na BG. U₅ apresenta um padrão de preenchimento complexo, descrito pelas diversas configurações internas dos refletores referentes à sismofácies sfP.

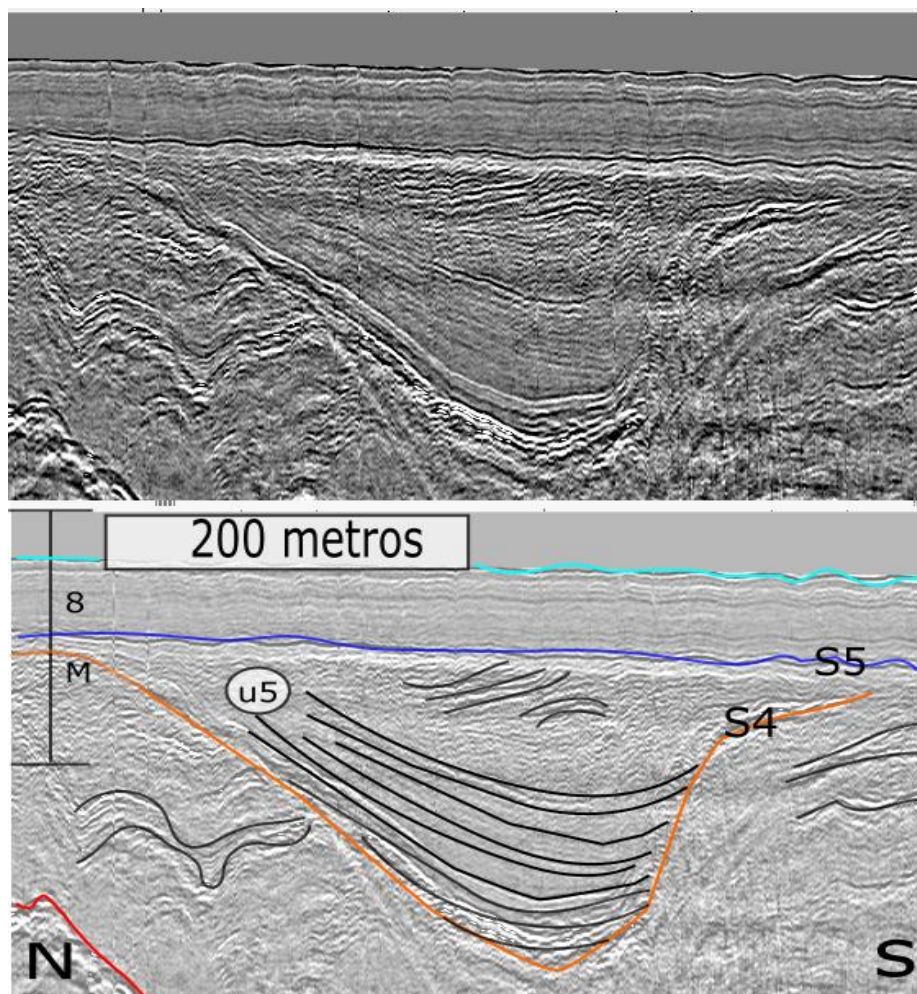


Figura 46 – Preenchimento progradante de canal de maré, em trecho da linha *dip* GB9.

A figura 46 ilustra um dos canais de maré preservados em trecho da linha *dip* GB9. A configuração interna nesse caso é a de preenchimento progradante para essa feição transgressiva, caracterizada por refletores contínuos e oblíquo-tangenciais, concordantes, que acompanham a topografia da superfície S4. Considerando-se sua localização no trecho do canal principal, profundo da Baía de Guanabara, e uma orientação perpendicular do

canal de maré (que é visto em corte na linha *dip*), pode-se atribuir essa progradação à reativação fluvial da contribuição sedimentar à leste da Baía de Guanabara.

Ainda à respeito figura 46, a baixa amplitude e reflectância dos horizontes sísmicos na base do canal de maré, pode indicar a deposição de sedimentos finos em um contexto de baixa energia hidrodinâmica. Esse padrão de sedimentação varia ao longo do preenchimento transgressivo, fato observado pela presença de horizontes de maior amplitude e reflectância, oblíquos, presentes na porção superior do canal de maré. Essas características podem indicar uma reativação da corrente de maré antes da máxima inundação, materializada pela superfície sísmica S5.

A expressão sísmica dos *tidal channels* de U₅, esculpidos por S4, varia bastante ao longo dos perfis de subsuperfície apresentados no presente estudo. A figura 47 ilustra a complexidade do preenchimento transgressivo Holocênico da Baía de Guanabara. Nesse trecho da linha *dip GB9*, um alto do embasamento acústico parece influenciar a formação da superfície S3, cujo caráter, predominantemente plano e semi-horizontal nos registros sísmicos, acompanha o soerguimento de U0. Vale observar também, que a superfície marcada pela linha preta, pontilhada, representante de uma das fases de ravinamento da fase transgressiva, acompanha a topografia de U0 exatamente no local do alto estrutural. Essa situação pode exemplificar um contexto de intenso controle estrutural sindeposicional, experimentado durante a formação do estuário de Baía de Guanabara e atingindo as camadas holocênicas, transgressiva, conforme proposto por FERRARI (2001)

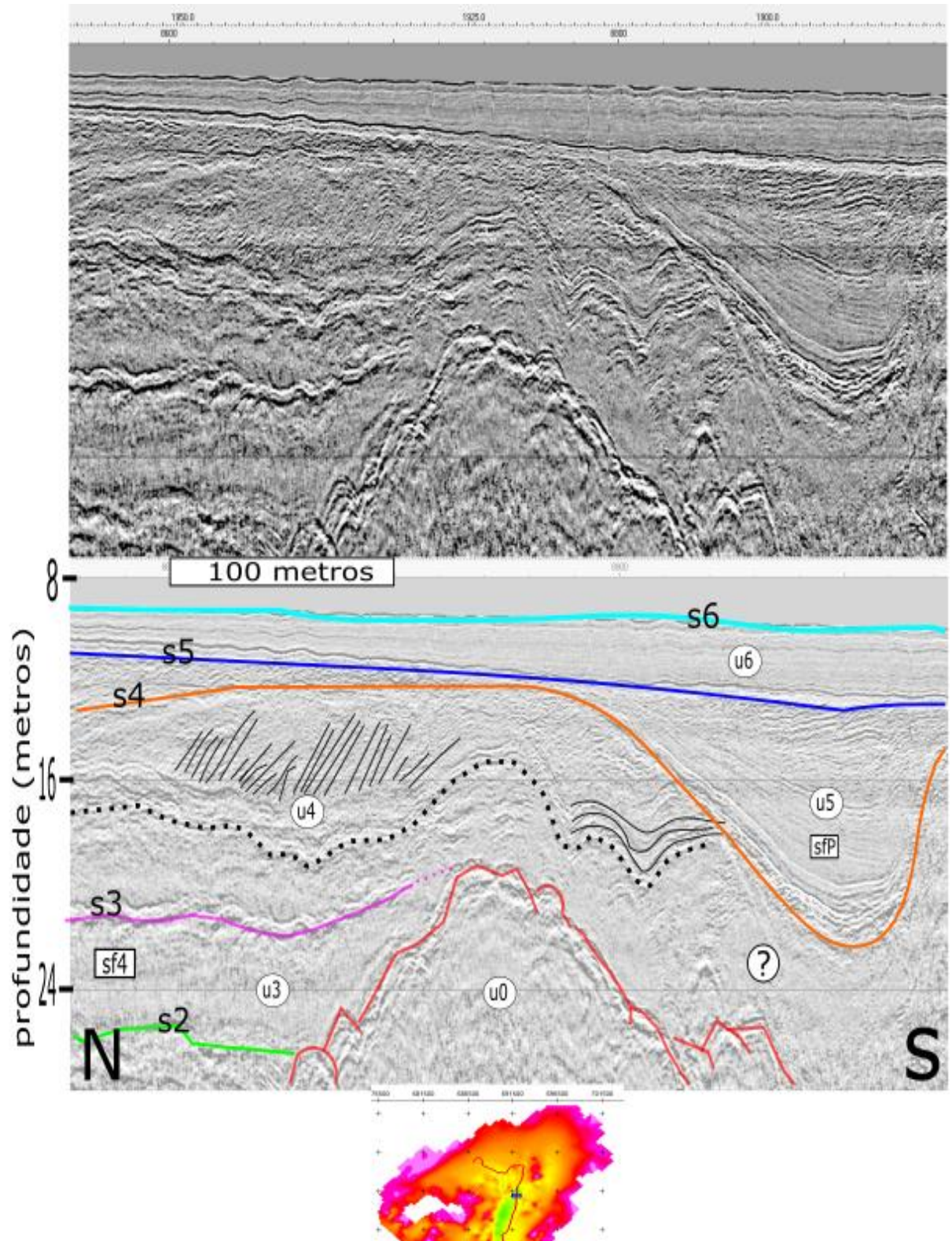


Figura 47 - Trecho de perfil dip GB9.

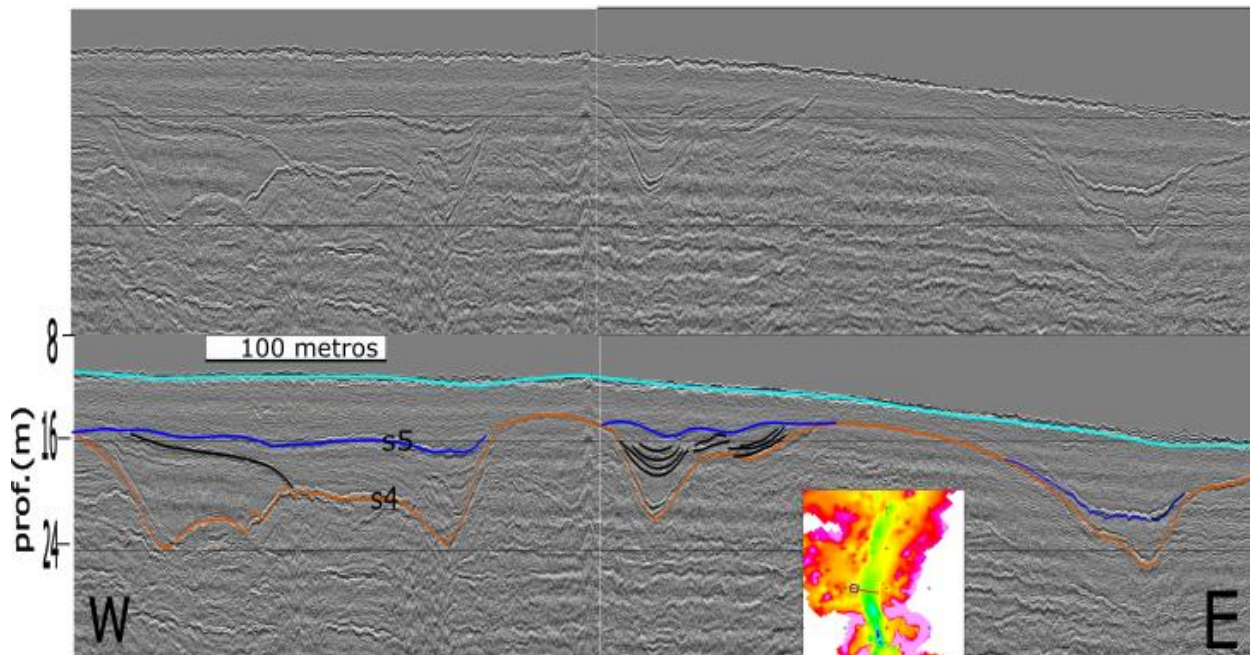


Figura 48 - Canais de Maré da BG

A superfície S5 capeia os canais de maré, e marca a transição entre sismofácies de preenchimento (SFP) e sismofácies estuarinas, depositadas durante o afogamento da Baía de Guanabara e o progressivo aumento do nível de base (SF3). O horizonte sísmico referente à S5 possui topografia regular, não-erosiva, marcada na base por padrões de terminação *toplap* e no topo por terminações *onlap* e *downlap*. Este horizonte sísmico foi identificado como corresponde à Superfície de Máxima Inundação, que marca o máximo avanço da linha de costa em direção ao continente, separando o Trato de Sistemas Transgressivo do Trato de Sistemas de Mar Alto.

A figura 48 ilustra canais de maré preservados na seção *strike* 350J, localizada próxima à boca do estuário da Baía de Guanabara, região de alta energia hidrodinâmica. Importate observar a variação lateral na formologia e preenchimento desses canais da unidade sísmica U₅. A presença de fácies de preenchimento (sfP) e de fácies transparentes (sf4) pode significar diferentes tipos de sedimentação no interior dos canais. A remobilização de sedimentos pela ação de ondas e maré pode dar origem à canais argilosos ou arenosos, à depender de ciclos de maior frequência superimpostas dentro do evento transgressivo.

Unidade Sísmica U₆

Esta unidade encontra-se depositada acima da superfície S5, e engloba as sismofácies sf5 e sf6. Trata-se de uma unidade bastante representativa na área de estudo, marcada por um regime de deposição em condições de baixa energia, e amplo espaço de acomodação criado durante o evento transgressivo. Os refletores de U₆ terminam em *downlap* e *onlap* contra a superfície S5. A figura 49 ilustra a unidade U₆ preservada em perfil sísmico interpretado da linha 2406, no interior da BG próximo às ilhas de Paquetá e do Governado. Nesse caso, a presença predominante é das fácies sf5, de maior amplitude e frequência relativa.

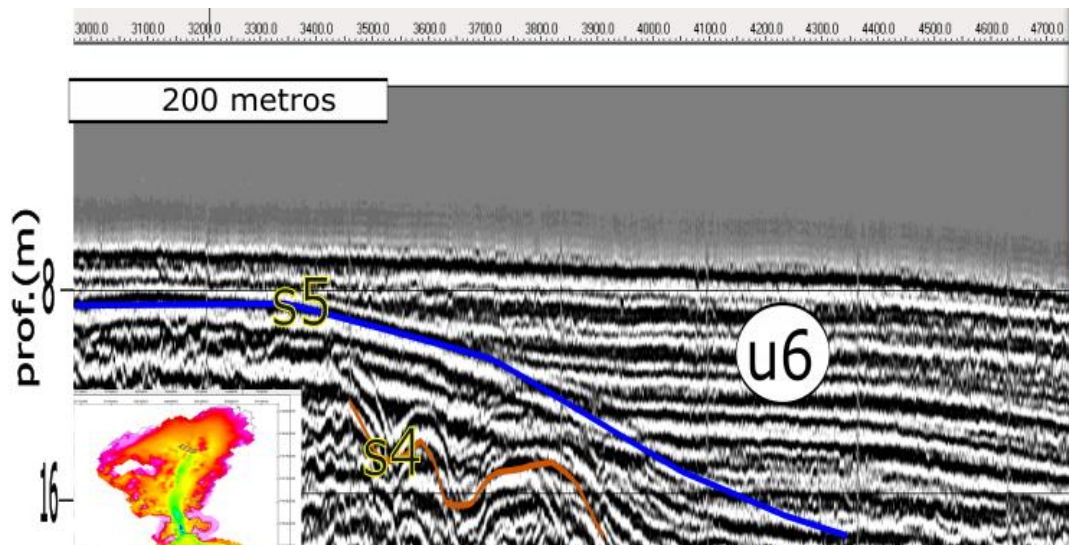


Figura 49 – Unidade Sísmicas U6

Interpreta-se que U_6 marca o início do Trato de Sistemas de Mar Alto, correspondendo ao momento em que a linha de costa alcança seu máximo deslocamento em direção ao continente. A análise das linhas sísmicas permite observar grande variação espacial quanto à espessura de U_6 na Baía de Guanabara

Unidade Sísmica U_7

Esta unidade não foi identificada em todos os perfis sísmicos. Sua ocorrência está restrita principalmente à linha GB8, junto à margem leste da BG. Conforme observa-se na interpretação proposta para essa linha, a existência de uma camada espessa, marcada pelas fácies sf4 e sf6, foi caracterizada como lama fluida, cuja deposição vem acompanhando a progradação dos sedimentos da importante contribuição fluvial à margem leste da Baía.

5.3 Linhas Sísmicas Interpretadas

Nas figuras à seguir são representadas as linhas sísmicas interpretadas da Baía de Guanabara

Linha GB9 - trecho C - *dip*

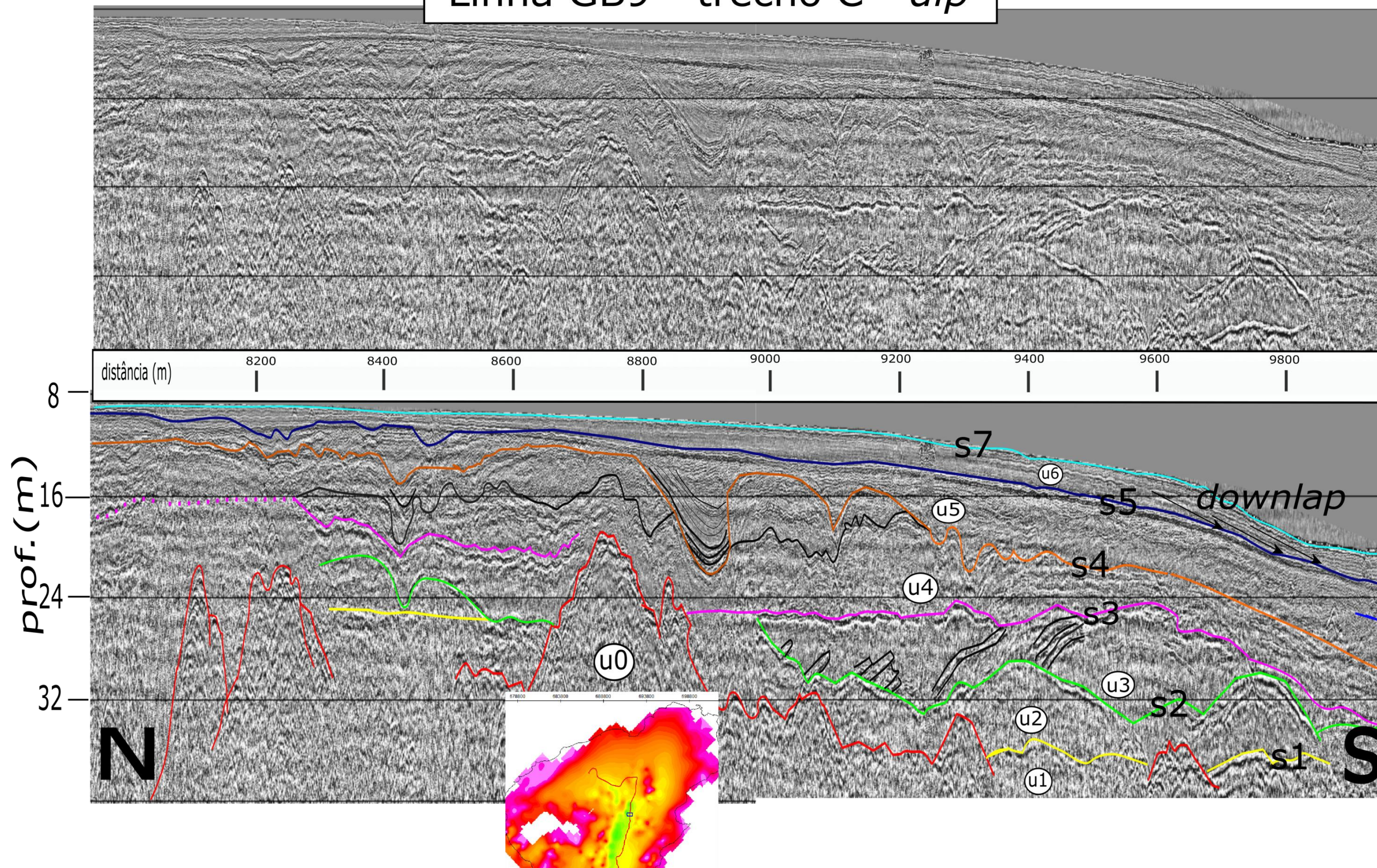


Figura 50 - Linha GB9 trecho C

Linha GB9 - trecho B - *dip*

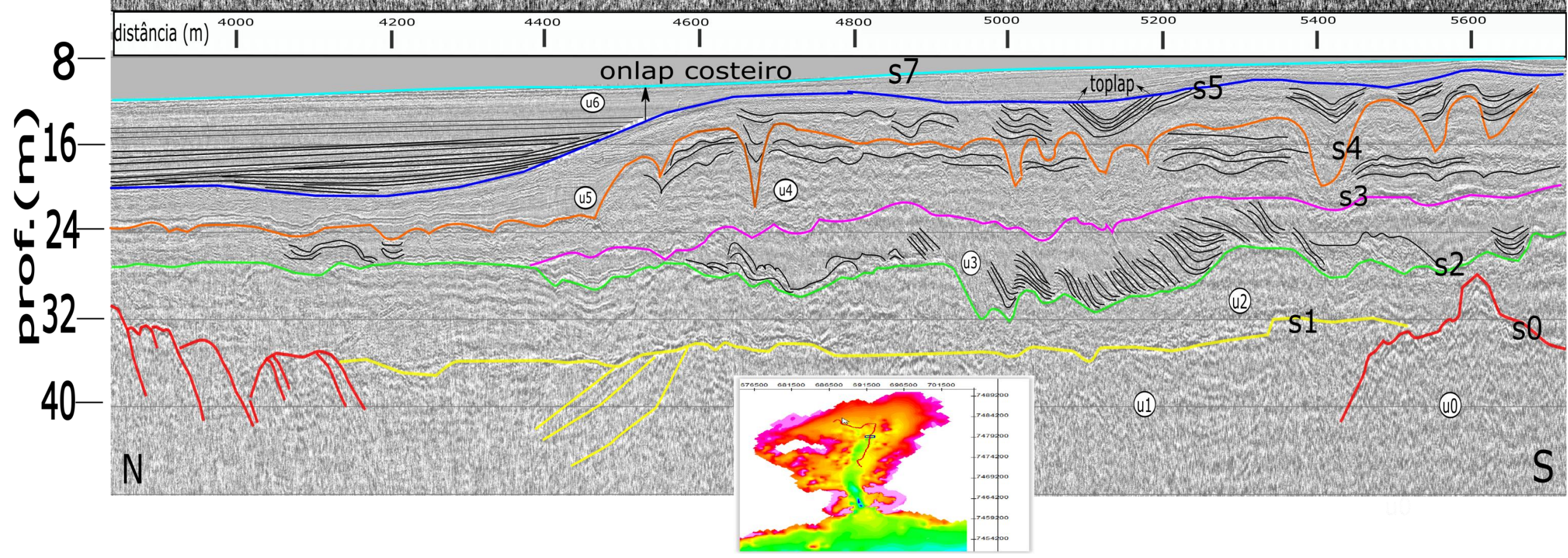


Figura 51 -- Linha GB9 -- trecho B

Linha GB9 - trecho A - *dip*

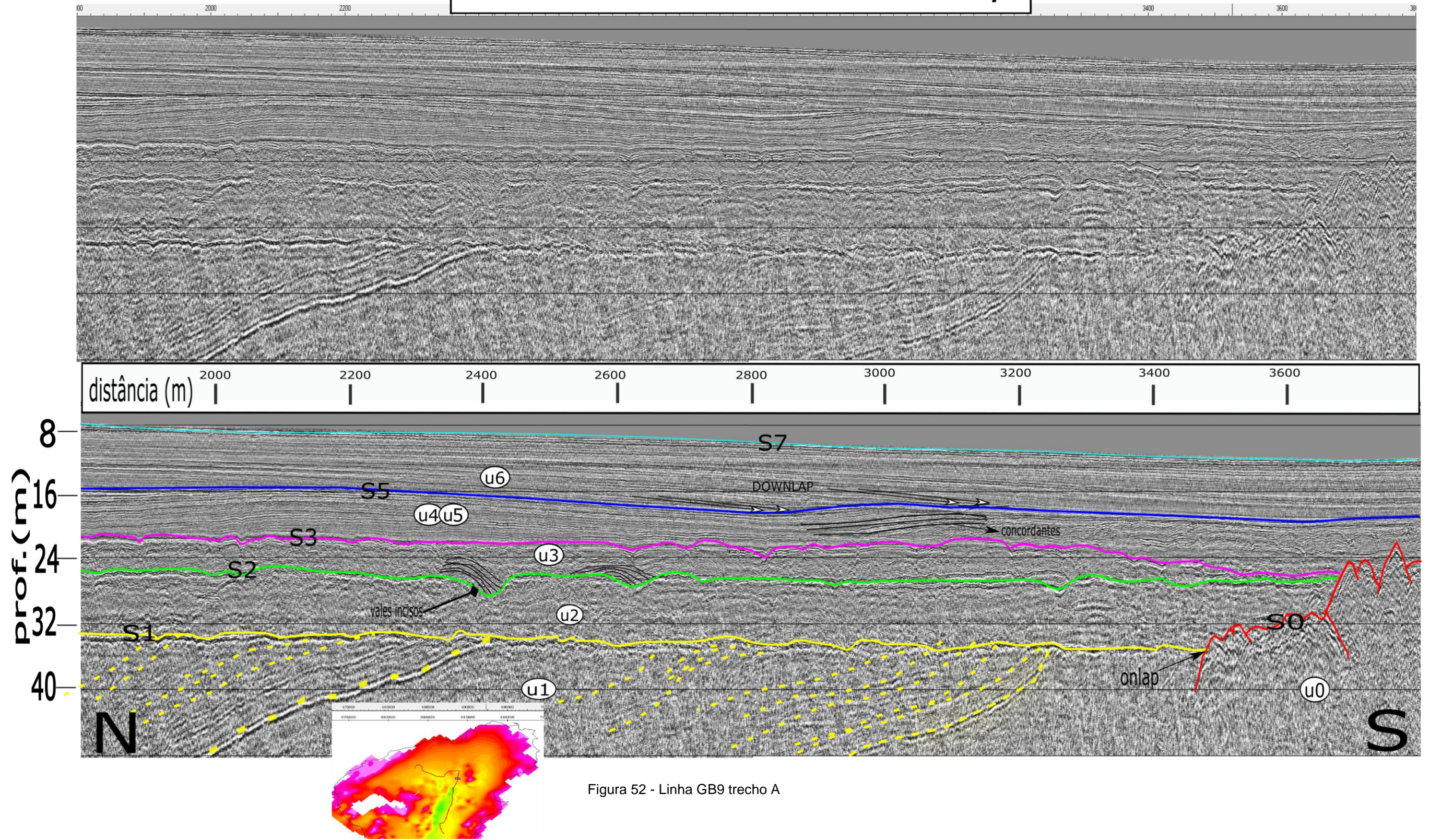


Figura 52 - Linha GB9 trecho A

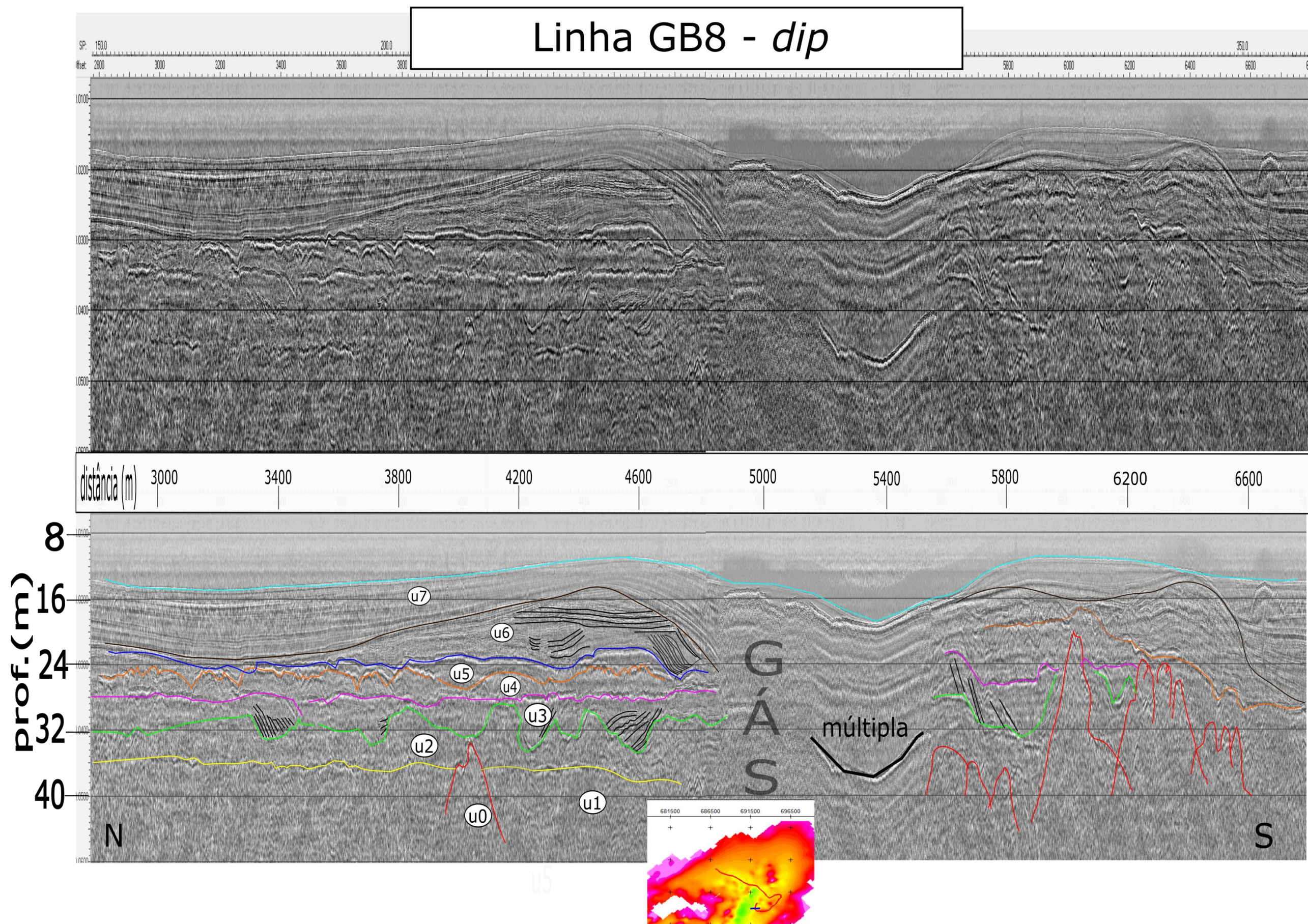


Figura 53 - Linha GB8

Linha gb6 - *strike*

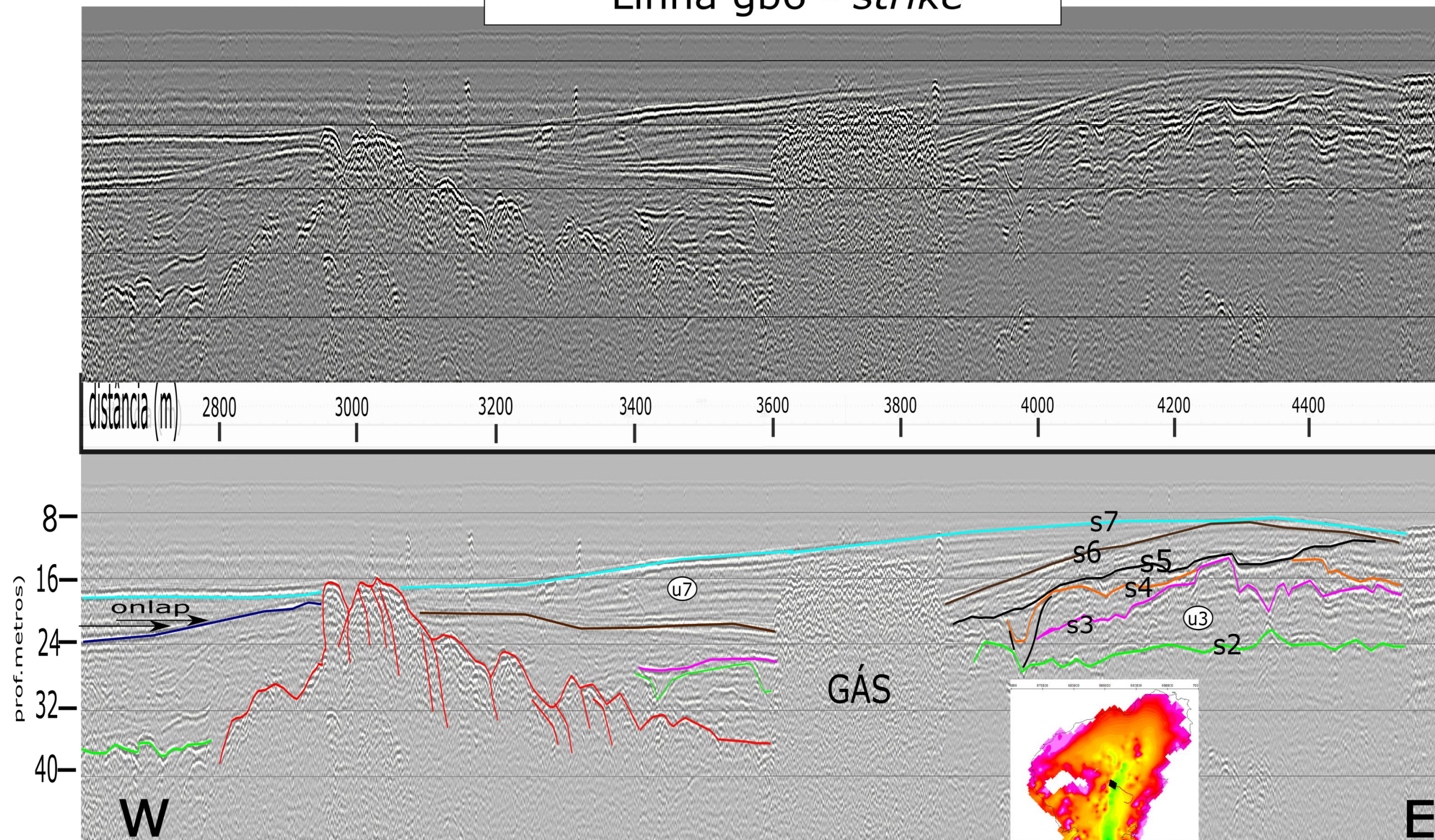


Figura 54 - Linha GB6

5.4 - Discussão

Os resultados apresentados através da interpretação de fácies, superfícies e unidades sísmicas permitem investigar o complexo arcabouço estratigráfico de subsuperfície da Baía de Guanabara. Esses conceitos devem ser amarrados à estratigrafia de sequências, de forma à representarem a evolução geológica deste ambiente, contribuindo ao melhor entendimento da dinâmica deposicional de ambientes costeiros no Sudeste Brasileiro.

A litologia basal, representada pelas hipérboles do embasamento acústico (U₀), já demonstram o contexto tectônico que controlou a formação da Baía de Guanabara. A análise dos perfis sísmicos permite identificar diversas influências da tectônica na deposição de praticamente todas as unidades sobrejacentes. Os altos e baixos estruturais são responsáveis pela criação e destruição de espaço de acomodação, na forma de depressões que determinam direções preferências de paleocorrentes e favorecem processos deposicionais e erosivos locais. A concentração de altos estruturais nas linhas sísmicas das margens da BG comprovam que esta é uma baía controlada tectonicamente, à exemplo de ambientes descritos pela literatura (Darymple, 1992; Green, 2009; Lobo et al. 2003).

A unidade sísmica U₁, representante de um pacote sedimentar com camadas fortemente mergulhantes para W/NW e truncadas pela superfície erosiva S1, caracteriza um exemplo de discordância angular em sub-superfície. Com base na descrição dos trabalhos de Ferrari (2001), S1 é interpretado como o topo da Formação Macacu (Grupo Barreiras), contemporânea à formação do Rife Macacu. O contexto deposicional desta unidade, afetada por basculamento regional, soerguimento e erosão, é expresso nas linhas sísmicas à partir da continuidade lateral de horizontes altamente reflectivos, conforme exemplificado no tópico 5.2. O posicionamento estratigráfico da discordância pós-rife (superfície sísmica S1), de alta reflectância e amplitude do sinal acústico, pode ser associada aos níveis de cascalho imbricados do Conglomerado Calumbi (Ferrari, 2001). Evidências encontradas na Formação Macacu sugerem que até o Pleistocênio Médio a drenagem da Baía de Guanabara era dirigida para a Baía de Sepetiba (Amador, 1997).

Considerando-se a idade final de rifteamento, Pliocênica, a deposição sedimentar sobreposta à discordância S1 representa o preenchimento Quaternário do Gráben da

Guanabara. A unidade sísmica U2 provavelmente diz respeito à depósitos Pleistocênicos. A superfície erosiva S2 corresponde ao Último Máximo Glacial, há cerca de 20 Ka, com nível relativo do mar cerca de ~120 metros abaixo do atual (Maia, 2014). Os sistemas fluviais da Baía de Guanabara se dirigiam ao canal central, que se comunicava com a plataforma continental. S3 corresponde ao limite de sequência identificado nos trabalhos da plataforma continental adjacente à Baía de Guanabara, correspondente ao estágio isotópico marinho II. (Maia, 2014; Do Poço, 2015). Esta superfície é formada durante o Trato de Sistemas de Regressão Forçada, e marca a transição para o Trato de Sistemas de Mar Baixo.

Sobrejacentes à superfície S2, os depósitos tabulares altamente reflectivos de U₃, inclinados, de ampla distribuição longitudinal nas linhas *dip*, provavelmente relacionam-se aos depósitos aluviais arenosos da Formação Caceribu (Pleistoceno Superior), descritos por Amador (1980) e também identificado nos trabalhos de Abuchacra (2015) e Galvão (2014), na porção NE da Baía de Guanabara. Durante esse período do Trato de Sistemas de Mar Baixo, os sedimentos fluviais que antes eram direcionados à plataforma continental, devido ao espaço de acomodação negativo nos vales incisos, agora são remobilizados pela estabilização do nível de base, no momento de inflexão da curva eustática. Logo, os depósitos basais de U₃ representam a migração lateral de canais meandrantés, que formam extensas e espessas camadas lenticulares prográdantes. Acima dessa deposição de sedimentos grossos (sismofácies sf2), a transição para sismofácies transparentes (sf4) denota uma mudança no regime hidrodinâmico da região da Baía de Guanabara. Litologia argilosas, ausentes de estruturação interna dos refletores, estão possivelmente associadas à um período de estabilização do nível do mar, em um ambiente sedimentar de baixa energia. Interessante observar que sondagens efetuadas no assoalho da Baía de Guanabara por Amador (1980) identificaram uma sequência de argilas continentais, de origem fluvial, situadas entre os sedimentos da Formação Caceribu e a sedimentação estuarina Holocênica, referentes às isóbatas de 40-50 metros abaixo do nível do mar atual e de idade estimada entre 8 e 10 ka.

Os sistemas fluviais da baía começam à ser efetivamente deslocados para o interior da Baía, à partir da superfície sísmica S3, descrita como a superfície de máxima regressão, ou ainda superfície transgressiva (ST). As desembocaduras dos sistemas estuarinos gerados nesse momento se deslocam progressivamente em direção ao interior da BG. S4 marca o início do afogamento completo dos canais fluviais, em um contexto deposicional

marcado por uma série de superfícies de ravinamento no interior da unidade U₄. Considerando as idades estimadas nos trabalhos de Abuchacra (2015) e Galvão (2014), uma hipótese de idade para a superfície S3 é de aproximadamente ~9 ka, devendo-se considerar o caráter diácrono inerente à maioria das superfícies estratigráficas. Conforme a linha de costa se desloca em direção ao continente, durante a Transgressão Holocênica, feições topográficas dos vales incisivos são continuamente preenchidas e rescaçadas, por vezes sofrendo migração lateral dos canais, fruto do reajuste hidrodinâmico transgressivo.

A Baía de Guanabara pode ser considerada um estuário dominado por ação de maré, seguindo o modelo de Darymple (1992) e as diversas evidências extraídas da interpretação sísmica. À partir disso, a superfície sísmica S4 é interpretada como a Superfície de Ravinamento de Maré, de caráter fortemente erosivo. Analisando as curvas de Rabineau *et al.* (2006), pode-se interpretar que o esculpimento dos canais de maré em “V”, altamente incisivos na unidade subjacente U₄, ocorre em um momento de desaceleração do nível do mar, há aproximadamente 7 ka. Neste momento, o nível do mar atinge o atual, permitindo a manifestação regional da ação por ravinamento marinho. Dentro da unidade U₄, porém, existem diversos indícios de ravinamentos de maior frequência, truncados pela superfície S4. Conforme exemplificado na revisão bibliográfica, o evento transgressivo holocênico não ocorreu de forma homogênea e gradual, e sim marcado por ciclicidade de alta frequência. É provável que algumas dessas incisões estejam relacionadas, por exemplo, ao ravinamento por ondas na Baía de Guanabara.

A interpretação da unidade U₅, referente ao preenchimento dos canais de maré, exemplifica a complexidade da evolução sedimentar no ambiente da Baía de Guanabara. Os preenchimentos ora progradantes, ora em *onlap*, ou ainda caóticos e transparentes, expressam a dinâmica estuarina da Baía de Guanabara. Conforme apresentado no tópico 5.2, tratam-se de feições extremamente variáveis lateral e longitudinalmente. Após o período de estabilização de 7 ka, a transgressão continua à taxas cada vez mais altas, preenchendo rapidamente as depressões criadas pelo ravinamento de ondas e marés. A inundação marinha alcança seu máximo há ~5 ka, definindo a superfície sísmica S5 (Superfície de Inundação Máxima). Esta superfície marca a mudança de um padrão de fácies de alta energia (unidades U₅ e U₄), para um regime deposicional de águas calmas, tranquilas (unidades U₆ e U₇), características do Trato de Sistemas de Mar Alto. Essas unidades possuem espessura variável, e exprimem diversas relações de terminação lateral

dos estratos com relação às unidades subjacentes. U_7 é interpretada como a deposição de lamas fluidas em um contexto regressivo estabelecido há ~ 4 ka (diácrono) e relacionado à um clima mais úmido, responsável pelo aumento do aporte sedimentar na porção NE da Baía de Guanabara e da progradação do delta de fundo da Baía de Guanabara. Esse caráter regressivo na deposição holocênica rasa é apresentado nos trabalhos de Abuchacra (2015).

6. Conclusão

As linhas sísmicas da Baía de Guanabara representam dados extremamente relevantes quanto à configuração em subsuperfície deste ambiente complexo, surpreendente. A aplicação do processamento dos dados sísmicos rasos, de alta resolução, representou grande melhora na visualização dos horizontes sísmicos. A correta aplicação dos filtros e demais ferramentas do sinal acústico permitem ao geocientista a eliminação de ruídos, e o detalhamento dos contrastes de impedância acústica.

A compilação dos perfis sísmicos da Baía de Guanabara, processados e devidamente localizados espacialmente, representa considerável contribuição para a comunidade acadêmica. As linhas *dip* GB9 e GB8, destacadas devido à altíssima resolução (submétrica) do sinal acústico, revelam uma sedimentação extremamente complexa para o Quaternário da Baía de Guanabara. A identificação de fácies, superfícies e unidades sísmicas foi o ponto de partida para o estabelecimento dessas relações estratigráficas em subsuperfície. À partir delas, a reconstituição geológica evolutiva é proposta à partir de dados da literatura local e regional, podendo associá-la aos eventos marcantes da transição Pleistoceno-Holoceno

O detalhamento das camadas da Formação Macacu, preservadas no registro sísmico, são dados inéditos na literatura da Baía de Guanabara. Considerando o contexto tectônico de formação do Rifte do Macacu, e de sua influência na sedimentação Quaternária sobrejacente, sugere-se a aquisição de uma nova malha sísmica na região, com equipamentos que consigam aumentar a resolução interna dessa unidade.

Considera-se que os principais objetivos do presente trabalho foram cumpridos. O próximo passo, indispensável no estudo de sítios deposicionais como o da Baía de Guanabara, é a confecção de furos de sondagem que cruzem a malha sísmica, possibilitando a amarração com dados litológicos e datações geoquímicas que atestem a razoabilidade dos resultados aqui apresentados.

7. Referências Bibliográficas

ABUCHACRA, R. **Evolução Sedimentar Holocênica da Planície Costeira do NE da Baía de Guanabara (RJ)**. 2015. 2015.

AMADOR, E. da S. **Baía de Guanabara e Ecossistemas Periféricos**. [s.l.: s.n.]

AMADOR, E. da S. **Bacia da Baía de Guanabara: características geoambientais, formação e ecossistemas**. [s.l.: s.n.]

CATANZARO, L. F.; BAPTISTA-NETO, J. a; GUIMARÃES, M. S. D. **Distinctive sedimentary process in Guanabara Bay - SE/Brazil, based on the analysis of echo-character (7.kHz)**. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 22, n. 1, p. 69–83, 2004.

CATTANEO, A.; STEEL, R. J. **Transgressive deposits: A review of their variability**. *Earth-Science Reviews*, v. 62, n. 3–4, p. 187–228, 2003.

CATUNEANU, O. **Principles of Sequence Stratigraphy**. [s.l.] Elsevier B.V., 2006.

CATUNEANU, O.; ABREU, V.; BHATTACHARYA, J. P. P.; BLUM, M. D. D.; DALRYMPLE, R. W. W.; ERIKSSON, P. G. G.; FIELDING, C. R. R.; FISHER, W. L. L.; GALLOWAY, W. E. E.; GIBLING, M. R. R.; GILES, K. a. a; HOLBROOK, J. M. M.; JORDAN, R.; KENDALL, C. G. S. C. G. S. C.; MACURDA, B.; MARTINSEN, O. J. J.; MIAL, a. D. D.; NEAL, J. E. E.; NUMMEDAL, D.; POMAR, L.; POSAMENTIER, H. W. W.; PRATT, B. R. R.; SARG, J. F. F.; SHANLEY, K. W. W.; STEEL, R. J. J.; STRASSER, a.; TUCKER, M. E. E.; WINKER, C. **Towards the standardization of sequence stratigraphy - Reply**. *Earth Science Reviews*, v. 94, n. 1–4, p. 98–100, 2009. Disponível em:
<<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012825208001104>%5Cn<http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.10.003>%5Cn<http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.02.004>>.

DALRYMPLE, R. W.; ZAITLIN, B. A.; BOYD, R. Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research*, v. 62, n. 6, p. 1130–

1146, 1992. Disponível em: <<http://jsedres.sepmonline.org/cgi/doi/10.1306/D4267A69-2B26-11D7-8648000102C1865D>>.

DO POÇO, R. G. T. C. **Estratigrafia sísmica e paleodrenagem de sistemas deposicionais Quaternários da plataforma sul fluminense, Bacia de Santos.**

Dissertação de mestrado. Universidade Federal Fluminense. 2015.

FERRARI, A. L. **A geologia do Rift da Guanabara na sua porção centro-ocidental e sua relação com o embasamento pré- cambriano.** 1990.

FERRARI, A. L. **Evolução tectônica do Graben da Guanabara (USP- igeo). Tese de Doutorado. 414f.** 2001.

FERRARI, A. L.; SILVA, M. A. . **Bacia do Macacu (RJ) :Proposta de uma nova bacia do Rift Continental do Sudeste do Brasil.** [s.l: s.n.].

FIGUEIREDO, A. G.; DE TOLEDO, M. B.; CORDEIRO, R. C.; GODOY, J. M. O.; DA SILVA, F. T.; VASCONCELOS, S. C.; DOS SANTOS, R. A. **Linked variations in sediment accumulation rates and sea-level in Guanabara Bay, Brazil, over the last 6000 years***Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2014. .

FREIRE, A. F. M. a Seqüência Holocênica Na Plataforma Continental Central Do Estado Da Bahia – Costa Do Cacau. 2006.

FRIEDERICHS, Y. L.; REIS, A. T. dos; SILVA, C. G.; TOULEMONDE, B.; MAIA, R. M. da C.; GUERRA, J. V. Arquitetura sísmica do sistema fluvio- estuarino da Baía de Sepetiba preservado na estratigrafia rasa da plataforma adjacente, Rio... **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 1, p. 124–138, 2013.

GALVÃO, A. Distribuição superficial de sedimentos e arranjo sismoestratigráfico, NE da Baía de Guanabara - RJ. p. 113, 2014.

GRADSTEIN, F. M.; OGG, J. G.; SCHMITZ, M. D.; OGG, G. M. **The Geologic Time Scale 2012.** [s.l: s.n.]v. 1

GREEN, A. N. Palaeo-drainage, incised valley fills and transgressive systems tract sedimentation of the northern KwaZulu-Natal continental shelf, South Africa, SW Indian Ocean. **Marine Geology**, v. 263, n. 1–4, p. 46–63, 2009. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2009.03.017>>.

GREEN, A. N.; COOPER, J. A. G.; WILES, E. A.; DE LECEA, A. M. Seismic architecture, stratigraphy and evolution of a subtropical marine embayment: Maputo Bay, Mozambique.

Marine Geology, v. 369, p. 300–309, 2015.

HOLZ, M. Estratigrafia de sequência RESUMO. n. 71, p. 15, 2011.

KESTEMBERG, I. M. Caracterização do Registro Sedimentar Quaternário da Baía de Guanabara. p. 28, 2011. Disponível em:

<http://www.geofisica.uff.br/sites/default/files/projetofinal/monografia_igor.pdf>.

KJERFVE, B.; RIBEIRO, C. H. A.; DIAS, G. T. M.; FILIPPO, A. M.; QUARESMA, V. da S. Oceanographic characteristics of an impacted coastal bay: Baía de Guanabara, Rio de Janeiro, Brazil. **Continental Shelf Research**, v. 17, n. 13, p. 1609–1643, 1997.

LOBO, F.; DIAS, J.; GONZALEZ, R.; HERNANDEZ-MOLINA, F. J.; MORALES, J.; DIAZ DEL RIO, V. High-Resolution Seismic Stratigraphy of a Narrow, Bedrock-Controlled Estuary: The Guadiana Estuarine System, SW Iberia. **Journal of Sedimentary Research**, v. 73, n. 6, p. 973–986, 2003. Disponível em:

<<http://www.ugr.es/~pacolobo/PDFS/Publications/Loboetal2003.pdf>>. Acesso em: 5 jun. 2017.

LOPES, A. L. M. **Análise da evolução sedimentar quaternária da plataforma continental sul da Bacia de Campos com base em estratigrafia sísmica e sonografia**. 2004. Universidade Federal Fluminense, 2004.

LYKAWKA, R. **ANÁLISE MULTIESCALAR DA ARQUITETURA DEPOSICIONAL DOS SISTEMAS FLUVIAIS DA BASE DA FORMAÇÃO RIO BONITO NO PALEOVALE LEÃO-MARIANA PIMENTEL – EOPERMIANO DA BACIA DO PARANÁ – RIO GRANDE DO SUL**. 2011.

MAIA, R. M. C. **Evolução Estratigráfica Cenozoica da Porção Norte da Bacia de Santos : Quantificação do Fluxo Sedimentar e da Subsidência através de Análise Sísmica e de Modelagem Estratigráfica**. 2014. Universidade Pierre et Marie Curie / Universidade Federal Fluminense, 2014.

MAIA, R. M. da C.; DOS REIS, A. T.; ALVES, E. da C.; SILVA, C. G.; GUERRA, J. V.; GORINI, C.; SILVA, A.; ARANTES-OLIVEIRA, R. **Architecture and stratigraphic framework of shelf sedimentary systems off Rio de Janeiro State, Northern Santos Basin-Brazil**. *Brazilian Journal of Oceanography*, v. 58, n. SPEC. ISSUE 1, p. 15–29, 2010.

MARANGONI, M. B.; REIS, A. T. dos; SILVA, C. G.; MAIA, R. M. da C.; RABINEAU, M.; GUERRA, J. V.; GORINI, C.; OLIVEIRA, R. A.; PASSOS, M. M.; BERNARDO, G. de A. **Arcabouço estratigráfico e ciclicidade deposicional dos sistemas sedimentares do**

Pleistoceno Médio-Holoceno da plataforma sul da Bacia de Campos, Brasil. Brazilian Journal of Geology, v. 43, n. 2, p. 285–330, 2013. Disponível em: <http://papegeo.igc.usp.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S2317-48892013000200007&lng=en&nrm=iso&tlng=pt>.

MITCHUM **Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature.** 1977.

NETO, A. A. **Uso da sísmica de reflexão de alta resolução e da sonografia na exploração mineral submarina.** Revista Brasileira de Geofísica, v. 18, n. 3, p. 241–256, 2000.

NORDFJORD, S.; GOFF, J. A.; AUSTIN, J. A.; GULICK, S. P. S. Seismic Facies of Incised-Valley Fills, New Jersey Continental Shelf: **Implications for Erosion and Preservation Processes Acting During Latest Pleistocene-Holocene Transgression.** Journal of Sedimentary Research, v. 76, n. 12, p. 1284–1303, 2006. Disponível em: <<http://jsedres.sepmonline.org/cgi/doi/10.2110/jsr.2006.108>>.

POSAMENTIER, H. W. Lowstand alluvial bypass systems: Incised vs. unincised. **AAPG Bulletin**, v. 85, n. 10, p. 1771–1793, 2001.

POSAMENTIER, H. W.; VAIL, P. R. **Eustatic Controls on clastic deposition.** 1988.

POSAMENTIER & ALLEN. **Siliciclastic Sequence Stratigraphy : concepts and applications.** 1999.

RABINEAU, M.; BERNÉ, S.; OLIVET, J. L.; ASLANIAN, D.; GUILLOCHEAU, F.; JOSEPH, P. **Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500.000 yr).** Earth and Planetary Science Letters, v. 252, n. 1–2, p. 119–137, 2006.

REIS, A. T.; MAIA, R. M. C.; SILVA, C. G.; RABINEAU, M.; GUERRA, J. V.; GORINI, C.; AYRES, A.; ARANTES-OLIVEIRA, R.; BENABDELLOUAHED, M.; SIMÕES, I.; TARDIN, R. **Origin of step-like and lobate seafloor features along the continental shelf off Rio de Janeiro State, Santos basin-Brazil.** Geomorphology, v. 203, p. 25–45, 2013. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.04.037>>.

RIBEIRO, C. H. A. **Estratigrafia de sequências , fundamentos e aplicações.** [s.l: s.n.]

RICCOMINI, C. **O Rift Continental do Sudeste do Brasil.** 1990. Disponível em: <<http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44136/tde-18032013-105507/>>.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A. L. **Evolução do Rift Continental do**

Sudeste do Brasil. **Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, p. 383–405, 2004.

RJ, G.; MARINO, I. K.; SANTOS, M. A. C.; SILVA, C. G. **Processamento Aplicado à Sísmica de Alta Resolução**. Estudo de Caso : Baía de. 2012.

RUDDIMAN. **Earth's Climate Past and Future**. [s.l: s.n.]

RUST, B. R. Depositional models for braided alluvium. **Fluvial Sedimentology**, v. 5, p. 605–625, 1978.

SCHUMM, S. A. **Sinuosity of alluvial rivers on the great plains**. Bulletin of the Geological Society of America, v. 74, n. 9, p. 1089–1100, 1963.

SOUZA, L. A. P. de. Revisao critica da aplicabilidade dos metodos geofisicos na investigação de areas submersas rasas. **Tese de Doutorado.**, p. 311, 2006a. Disponível em: <file:///C:/Users/agalera/Downloads/TESE_Laps_2006 (2).pdf>.

SOUZA, L. A. P. de. **Revisão crítica da aplicabilidade dos métodos geofísicos na investigação de áreas submersas rasas**. 2006b. Universidade de São Paulo, 2006.

VAIL, P. R. **Seismic Stratigraphy Interpretation Using Sequence Stratigraphy Part I : Seismic Stratigraphy Interpretation Procedure**. AAPG Studies in Geology #27, volume 1: Atlas of Seismic Stratigraphy, v. 1, n. 1, p. 1–10, 1987.

VEEKEN. **Seismic Stratigraphy, Basin Analysis, and Reservoir Characterization**. 2008.

ZAITLIN, B. A.; DALRYMPLE, R. W.; BOYD, R. **The Stratigraphic Organization of Incised-Valley Systems Associated with Relative Sea-Level Change**. **SEPM Special Publication**, v. 51, n. 51, p. 45–60, 1994.

ZALÁN, P. V.; OLIVEIRA, J. A. B. de O. **Origem e evolução do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil**. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 13, n. 2, p. 269–300, 2005.