



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA**

MARCIO MARTINS VALLE

**HISTÓRIA DO PREENCHIMENTO SEDIMENTAR DA PORÇÃO
NORDESTE DA BAÍA DE TODOS OS SANTOS, BAHIA, BRASIL E
SUA INFLUÊNCIA SOBRE A EVOLUÇÃO DOS HÁBITATS
BENTÔNICOS**

**SALVADOR, BA
Dezembro, 2013**

MARCIO MARTINS VALLE

**HISTÓRIA DO PREENCHIMENTO SEDIMENTAR DA PORÇÃO
NORDESTE DA BAÍA DE TODOS OS SANTOS, BAHIA, BRASIL E
SUA INFLUÊNCIA SOBRE A EVOLUÇÃO DOS HÁBITATS
BENTÔNICOS**

Monografia apresentada ao Curso de Oceanografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, como requisito para a obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia.

Orientador: José Maria Landim Dominguez

SALVADOR, BA

Dezembro, 2013

TERMO DE APROVAÇÃO

Marcio Martins Valle

HISTÓRIA DO PREENCHIMENTO SEDIMENTAR DA PORÇÃO NORDESTE DA BAÍA DE TODOS OS SANTOS, BAHIA, BRASIL E SUA INFLUÊNCIA SOBRE A EVOLUÇÃO DOS HÁBITATS BENTÔNICOS

**Trabalho Final de Graduação aprovado como requisito parcial para a obtenção
do grau de Bacharel em Oceanografia, Universidade Federal da Bahia, pela
seguinte banca examinadora:**

José Maria Landim Dominguez

Doutor em Geologia e Geofísica Marinha pela Universidade de Miami
Universidade Federal da Bahia

Augusto Minervino Netto

Doutor em Geologia Costeira, Marinha e Sedimentar pela Universidade
Federal da Bahia
Universidade Federal da Bahia

Carolina de Almeida Poggio

Doutora em Geologia Costeira, Marinha e Sedimentar pela Universidade
Federal da Bahia
Universidade Federal da Bahia

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi realizado no âmbito do inctAmbTropic – Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Ambientes Marinhos Tropicais, CNPq/FAPESB Processos:565054/2010-4 e 8936/2011.

Agradeço em primeiro lugar ao professor Landim, coordenador geral do inctAmbTropic e meu orientador neste trabalho, que aceitou meus horários difíceis, me atendeu com bom humor sempre que precisei e com quem aprendi muito nestes quase 14 meses de convivência. Muito obrigado pela paciência, pelas oportunidades, pela cobrança, pela atenção e pela compreensão.

Aos convidados da banca examinadora, Augusto Minervino Netto e Carolina de Almeida Poggio, muito obrigado por aceitarem este convite mesmo nas condições difíceis que lhes foram pedidas.

Agradeço também ao professor Ruy Kikuchi pela oportunidade de trabalhos anteriores.

Ao professor Guilherme Lessa, meu muito obrigado pela amizade, pelos conselhos e pela experiência em atividades de campo. Esta experiência é insubstituível e você sempre soube proporcioná-la de maneira séria, embora extremamente agradável e bem-humorada. Ao Saulo Spanó também devo um agradecimento especial pelos conhecimentos de campo e de laboratório que adquiri.

Aos professores especiais com quem muito aprendi nesta e em outras instituições, Graça, Hebe, José Plínio e Edmundo Capelas, eu peço uma salva de palmas. A qualidade de suas aulas e o empenho com que as tornam tão boas são emocionantes para alguém como eu, que se orgulha de também já ter sido professor.

Aos amigos que fiz na UFBA e pela vida afora, Drica e Pete, Paloma, Rafael, Daniera, Ramon, Jéssica e Cristiano, Popó, Guga, Celsão, Cadu, Pedro, Ana, Júlia e Camila. De uma maneira ou de outra, vocês me ajudaram e gosto muito de vocês, mesmo que não saiba muito bem como manifestar isso.

Aos amigos da Torre, que facilitaram meus horários na faculdade com inúmeras trocas de turno. Em especial, agradeço ao amigo Franco (paradoxalmente, pé-vermelho e amante do mar como eu) pelas cervejas, pelas conversas e pelos mergulhos.

Aos amigos do mergulho, Sérgio, Kaké, Fuji e Armando. Foi convivendo com vocês que cresceu meu interesse pelo mar.

À minha família, Vó, Dida, mãe, pai, Zé, Ivana, Anahi, Alice, Eloá, Ricardo, Nina, Érica, Miler e Violeta. Suas presenças são importantes. Venham mais vezes e eu também prometo visitá-los com mais frequência.

E finalmente, mas não menos importante, agradeço à minha Mocinha, parceira que me aguentou por tanto tempo e com quem eu ainda quero passar todo o tempo restante.

Assim como na história civil consultamos autoridades, estudamos medalhas e deciframos inscrições antigas a fim de determinar as épocas de revolução humana e a data dos acontecimentos morais, também na história natural devemos escavar os arquivos do mundo, extrair relíquias antigas das entranhas da Terra, reunir seus fragmentos e montar novamente em um único corpo de evidências todos os indicadores de mudanças físicas que podem nos conduzir de volta às diferentes eras da Natureza. Esta é a única maneira de determinar certos pontos na imensidade do espaço, e de estabelecer marcos no caminho eterno do tempo.

Conde de Buffon

RESUMO

A caracterização dos habitats da baía de Todos os Santos (BTS) é de fundamental importância para o correto manejo do potencial da região. Esforços neste sentido já vêm sendo feitos há pelo menos 40 anos, especialmente, por pesquisadores ligados à Universidade Federal da Bahia.

Através da integração de dados geofísicos, de imagens submarinas e de satélite e de resultados de outros autores, este trabalho contribui para o conhecimento dos habitats bentônicos da porção nordeste da BTS, entre as ilhas do Frade e de Maré. Quatro tipos de habitats foram identificados: afloramentos intermareais, fundos recifais, lama bioturbada e um hábitat de transição entre os substratos rígidos e os lamosos.

A evolução do processo de transgressão marinha que levou ao último evento de inundação de toda a baía desde a transição entre o Pleistoceno e o Holoceno até o presente foi caracterizada através da análise de mais de 80 km de perfis sísmicos de alta resolução, cobrindo uma área aproximada de 120 km². Três pulsos de inundação puderam ser identificados nas feições de subsuperfície. Concomitantemente, os processos de erosão do paleo-relevo e de deposição de sedimentos finos sobre o substrato da região puderam ser caracterizados.

A partir desta análise e dos aspectos conhecidos da influência que estes processos têm sobre a distribuição de habitats bentônicos de ambientes marinhos foi proposta uma sequência para a evolução da distribuição destes habitats durante o Holoceno que pode ajudar a explicar a atual distribuição e, talvez, prever um estado futuro para os substratos da região.

ABSTRACT

The characterization of the habitats of the Todos os Santos bay (BTS) is crucial for the correct management of the region's potential. Several efforts in this direction have already been made for at least 40 years, especially by researchers linked to the Federal University of Bahia.

Through the integration of geophysical data, subsea and satellite imagery and the results of other authors, this work contributes to the knowledge of the benthic habitats found in the northeast portion of the BTS, between the Frade and Maré islands. Four habitat types were identified: intertidal outcrops, reef funds, bioturbated mud and a transition habitat between rocky and muddy substrates.

The evolution of the marine transgression process that led to the last event of flooding across the bay, from the transition between the Pleistocene and the Holocene up to the present, was characterized by analysis of over 80 km of high resolution seismic profiles, covering an area approximately equal to 120 km². Three flood pulses could be identified in the subsurface features. Concurrently, the processes of erosion of paleo-topography and deposition of fine sediments on the substrate in the region could be characterized.

From this analysis and the known aspects of the influence that these processes have on the distribution of benthic habitats of marine environments, a sequence was proposed for the evolution of the distribution of these habitats during the Holocene and that may help to explain the current distribution and, perhaps, predict a future status of the substrates of the region.

SUMÁRIO

Agradecimentos.....	iii
Resumo.....	v
Abstract.....	vi
Lista de figuras.....	viii
1. Introdução.....	1
2. Referencial teórico.....	4
3. Objetivos.....	8
4. Área de estudo.....	9
5. Materiais e Métodos.....	10
5.1 Perfis sísmicos.....	10
5.2 Imagens submarinas.....	13
5.3 Imagens de satélite.....	16
5.4 Controle temporal das episódios de preenchimento.....	16
6. Resultados e Discussão.....	18
6.1 Batimetria.....	19
6.2 Feições de superfície.....	20
6.2.1 Distribuição atual de habitats bentônicos.....	29
6.3 Feições de subsuperfície.....	31
6.3.1 Embasamento acústico.....	31
6.3.2 Horizontes intermediários.....	33
6.4 História de preenchimento.....	37
6.4.1 Do Pleistoceno ao Holoceno.....	37
6.4.2 Holoceno inferior.....	39
6.4.3 Do Holoceno inferior ao Holoceno médio.....	42
6.4.4 A sedimentação recente.....	46
7. Conclusões.....	48
8. Referências.....	50

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Distribuição dos teores de areia, lama e cascalho no sedimento superficiais do fundo da porção nordeste da BTS, entre as ilhas do Frade e de Maré (adaptado de Dominguez <i>et al.</i> , 2012).....	3
Figura 2: Mapa de localização da Bacia do Recôncavo mostrando as principais unidades estratigráficas presentes e as falhas estruturais no entorno da BTS (adaptado de Magnavita <i>et al.</i> , 2005, e Dominguez & Bittencourt, 2009).....	5
Figura 3: Variações do nível eustático do mar para os últimos 500 mil anos. O círculo cinza mostra a ocorrência do último máximo glacial há cerca de 18 ka AP (adaptado de Miller <i>et al.</i> , 2005 e Dominguez & Bittencourt, 2009).....	6
Figura 4: Curva de variação recente do nível do mar para a costa da Bahia (adaptado de Martin, <i>et al.</i> , 2003).....	6
Figura 5: Modelo conceitual que explica a origem dos terraços de abrasão marinha. (A) Embasamento rochoso intacto mostrando geometria irregular antes do processo de aplainamento pela ação das ondas. (B) Diminuição das irregularidades pela ação das ondas. (adaptado de Kim <i>et al.</i> , 2003)).....	7
Figura 6: Carta 1110 da Marinha do Brasil (DHN, 1984) mostrando a localização da área de estudo alvo deste trabalho: porção nordeste da baía de Todos os Santos entre as ilhas do Frade e de Maré.....	10
Figura 7: Perfilador de subfundo Edgetech SB-216S (Foto: Raíssa Helena Campos).....	11
Figura 8: Detalhe da carta 1110 da DHN mostrando a localização de todos os perfis utilizados no estudo, com destaque em cores para aqueles exemplificados mais adiante neste trabalho: 2b, 2c, 2d, 7c, 12 e 18.....	12
Figura 9: Localização das estações onde foram tomadas imagens submarinas. Em todas as estações foram tomadas imagens remotamente com a câmera GoPro e, em amarelo, as estações onde também foi realizado mergulho autônomo utilizando a câmera Canon para a tomada de imagens de detalhes.....	14
Figura 10: Equipamentos empregados na tomada das imagens submarinas: (A) estrutura de aço inoxidável acoplada à câmera GoPro Hero2® e ao profundímetro Suunto Zoop® para tomada de imagens remotamente; e (B) câmera Canon A720IS® e caixa estanque Croma FD® empregados na tomada de imagens por mergulhador	15
Figura 11: Curva de variação do nível eustático do mar proposta por Hanebuth <i>et al.</i> (2011).....	17
Figura 12: Perfil sísmico 2b realizado na porção nordeste da BTS. Destaque para as feições do paleo-relevo soterrado: lajes rochosas e talwegues de antigos leitos que cruzavam a BTS.....	18
Figura 13: Batimetria atual. (A) Resultado da integração das posições do leito marinho identificada nas linhas sísmicas e dos afloramentos intermareais visíveis nas imagens de satélite. (B) Parte da carta 1110 da DHN, cortada para a área de estudo. As profundidades indicadas referem-se ao nível médio das marés baixas de sizígia (nível de redução atual).....	20
Figura 14: Trecho do perfil 18 exemplificando os diferentes tipos de substrato encontrados: (i) lama; (ii) lama/areia/cascalho; e (iii) rocha consolidada. Para saber a localização do perfil 18, veja a Figura 9.....	21
Figura 15: Foto tirada com a câmera GoPro mostrando vista geral de afloramento rochoso colonizado, fundo recifal, encontrado na estação 8 a cerca de 9 m de profundidade. Os	22

pontos em vermelho mostram cnidários; os azuis apontam poríferos; e os amarelos, macroalgas.....	
Figura 16: Afloramento rochoso colonizado por organismos bentônicos: cnidários (A e B); e poríferos (C e D). As setas apontam para uma cobertura de sedimento fino que recobre localmente estes organismos colonizadores. Todas as fotos foram feitas com a câmera Canon durante mergulho autônomo: as fotos A e D são da estação 14 e B e C, da estação 9.....	23
Figura 17: Ilha do medo, na porção noroeste da BTS: um equivalente moderno dos afloramentos que hoje se encontram submersos e colonizados por organismos bentônicos construtores de recifes. (Foto: José Maria Landim Dominguez).....	23
Figura 18: Imagem feita remotamente com a câmera GoPro mostrando vista geral de fundo lamoso encontrado na estação 18, aproximadamente, a 12 m de profundidade. A seta vermelha indica o “muco” avermelhado que cobre os sedimentos e a seta azul, os sinais de bioturbação.....	24
Figura 19: Substrato lamoso mostrando sinais de bioturbação por organismos epibentônicos (A, B e C) e endobentônicos (D e E). Imagens feitas por mergulhador com a câmera Canon nas estações 25 (A, B e C), 32 (D) e 30 (E)	25
Figura 20: Imagens feitas por mergulhador com a câmera Canon mostrando a transição entre os fundos recifais o fundo lamoso no entorno das estações 14 (A e B) e 9 (C).....	26
Figura 21: Detalhe dos sedimentos mistos encontrados no entorno dos fundos recifais da estação 9. Observe a presença de fragmentos esqueléticos entre os sedimentos mais grossos (setas vermelhas) e a cobertura de sedimento lamoso (setas azuis).....	26
Figura 22: Mapa mostrando a localização das fotografias tiradas do fundo com a classificação do tipo de substrato identificado.....	27
Figura 23: Imagem de satélite mostrando afloramento rochoso visível na maré baixa. As setas vermelhas apontam as regiões mais rasas, mais expostas à ação de ondas e ainda praticamente não colonizadas. A seta azul mostra uma região mais funda em que se observam sinais de colonização de organismos incrustantes.....	28
Figura 24: Distribuição atual de habitats bentônicos na área de estudo.....	31
Figura 25: Trecho do perfil 12, mostrando a continuidade entre os afloramentos rochosos identificados no leito marinho e o embasamento acústico em subsuperfície.....	32
Figura 26: Trecho do perfil 2b mostrando o mascaramento do embasamento rochoso pela presença de gás nos sedimentos sobrepostos.....	32
Figura 27: Trecho do perfil 2c mostrando o mascaramento do embasamento rochoso pela presença de sedimentos grossos nas camadas superiores.....	33
Figura 28: Trecho do perfil 2d mostrando altos topográficos e paleovales atualmente soterrados por sedimentos lamosos. As setas vermelhas mostram feições escalonadas resultantes da erosão parcial de antigas ilhas: são terraços de abrasão que se formaram no entorno de tais ilhas.....	34
Figura 29: Trechos do perfil 12, mostrando antigos terraços de abrasão, atualmente soterrados, que se formaram quando o nível do mar atingiu cerca de (A) 25-30 metros e (B) 15-20 metros abaixo do atual.....	34
Figura 30: (A) Trecho do perfil 7c mostrando o paleo-relevo soterrado e os horizontes estratigráficos h1 e h2. (B) Interpretação da mesma porção do perfil 7c mostrando as unidades sedimentares u1, u2 e u3 sobrepostas nesta ordem. As unidades identificadas são limitadas, em ordem cronológica, pelo embasamento rochoso, pelos horizontes h1 e h2 e pelo leito marinho.....	35

Figura 31: Trecho do perfil 2b mostrando a posição de terraços de abrasão localizados a não mais do que 10 m abaixo do nível do mar atual. Estes terraços estão associados à redução da taxa de variação do nível do mar ocorrida a partir de 8 ka cal AP.....	36
Figura 32: Mapa paleobatimétrico produzido a partir da posição do embasamento rochoso identificado nos perfis sísmicos. As profundidades indicadas referem-se ao nível do mar estimado em -40 m em relação ao atual (~11-12000 anos AP segundo Hanebuth et al. (2011). A seta vermelha aponta para o estuário formado na margem norte da baía....	37
Figura 33: Distribuição de paleohabitats bentônicos no início da inundação da área de estudo (~11000-12000 anos AP).....	38
Figura 34: Paleobatimetria estimada da região no momento de relativa estabilização do nível do mar entre -25 m e -30 m em relação ao atual (~10000 anos AP). As profundidades indicadas referem-se a este nível do mar. As setas vermelhas indicam a posição dos estuários da margem norte da baía.....	40
Figura 35: Mapa de isópacas da unidade u1, depositada entre o embasamento rochoso e o horizonte h1 durante o início do Holoceno.....	41
Figura 36: Mapa de paleohabitats proposto para o Holoceno inferior, quando o nível do mar atingiu a faixa entre 25 m e 30 m abaixo do atual.....	42
Figura 37: Mapa paleobatimétrico para o período de transição entre o Holoceno inferior e o Holoceno médio (~8500 anos AP, segundo a curva de Hanebuth <i>et al.</i> (2011)), quando o nível do mar atingiu cerca de 15-20 m abaixo do atual. As profundidades indicadas referem-se ao nível do mar localizado da cota de -15 m em relação ao atual. As setas vermelhas indicam a posição dos estuários da margem norte da baía.....	43
Figura 38: Mapa de isópacas para a unidade u2 depositada entre os horizontes h1 e h2 há aproximadamente 8500 anos AP (segundo a curva de Hanebuth <i>et al.</i> (2011)).....	44
Figura 39: Mapa de distribuição de paleohabitats sobre o relevo caracterizado pela discordância d2, possivelmente na transição do Holoceno inferior para o médio (~8500 anos AP).....	45
Figura 40: Mapa de isópacas da unidade u3, depositada nos últimos 7-8000 anos.....	47
Figura 41: Evolução da batimetria, da espessuras dos pacotes sedimentares e da distribuição de habitats bentônicos na porção nordeste da BTS desde a transição Pleistoceno-Holoceno até o presente.....	49

1. INTRODUÇÃO

As práticas de gerenciamento baseado em ecossistemas (EBM, na sigla em inglês), propõem que a preservação de uma espécie de interesse só é conseguida com a conservação de todo o ecossistema em que ela se insere (Baker & Harris, 2012). Se existe interesse em conhecer as relações que se estabelecem entre os diferentes organismos marinhos e os habitats em que vivem, é preciso colher informações tanto sobre o ambiente físico como sobre suas características biológicas e ecológicas. No entanto, a habilidade para mapear os aspectos abióticos do fundo marinho excede em muito a habilidade para mapear a real ocupação deste ambiente (Harris, 2012). Desta forma, se for possível estabelecer uma correlação aceitável entre as características abióticas (geológicas, morfológicas e oceanográficas) e biológicas de um dado local e em um dado momento, será também possível aplicar este conhecimento na estimativa da distribuição da diversidade biológica a partir da ocorrência das mesmas condições físicas em outros locais e, portanto, prever a diversidade e a evolução temporal destes habitats bentônicos.

A BTS é a segunda maior baía litorânea brasileira com área de 1229 km² (Lessa & Dias, 2009), centrada na latitude 12°50'S e longitude 38°38'W e com largura (eixo leste-oeste) e comprimento (eixo norte-sul) máximos de 32 km e 50 km, respectivamente (Cirano & Lessa, 2007). Em seu entorno, estima-se que vivem mais de 3,8 milhões de habitantes da região metropolitana de Salvador (IBGE, 2013), a terceira maior capital do país. Desde a colonização do Brasil, a ocupação da região foi favorecida pelas características naturais da baía: águas abrigadas cortadas por canais naturais profundos e navegáveis. O impacto da presença humana, contudo, intensificou-se na porção nordeste da BTS a partir da metade do século XX com o início das atividades industriais, primeiramente em 1950, com a implantação em Mataripe da primeira refinaria de petróleo da Petrobras (RLAM) e, em seguida, do Centro Industrial de Aratu (CIA) e do pólo petroquímico de Camaçari (Copec) entre as décadas de 1960 e 1980 (Hatje *et al.*, 2009). As atividades industriais são diversificadas e as mais de 300 indústrias dedicam-se à produção química, metalúrgica, mecânica, farmacêutica, alimentícia e automobilística. Outra fonte de impacto são atividades portuárias ligadas ao escoamento de toda esta produção

industrial. Na região nordeste da BTS, estão instalados pelo menos cinco grandes portos públicos e privados, além do porto de Salvador localizado mais ao Sul: os terminais da Dow Química, da Ford e do porto de Aratu, na saída desta pequena baía marginal, e os terminais da Usiba e da Transpetro. Também há que se destacar as atividades de pesca e de mariscagem realizadas na região que, embora feitas de modo artesanal e para a subsistência de populações de baixa renda, tem impacto ainda mal dimensionado sobre a biota e sobre os ambientes bentônicos da BTS (Soares *et al.*, 2009).

Finalmente, a beleza cênica da região constitui-se em forte apelo para o desenvolvimento de atividades de turismo e lazer.

Em que pesem estes aspectos, a escassez de dados sobre a evolução dos habitats bentônicos pode representar obstáculos para a correta implantação de planos de gerenciamento dos recursos. À exceção de alguns poucos trabalhos sobre a distribuição de sedimentos superficiais, o mais atual é de Dominguez *et al.* (2012) – segundo Lessa & Dias (2009), foram nove trabalhos publicados nos 30 anos precedentes – e de um único trabalho sobre a ocorrência de gás de origem biogênica nos sedimentos de subsuperfície da BTS (Campos & Dominguez, 2011), a região ainda carece de informações detalhadas sobre sua história de preenchimento sedimentar recente. Esta carência é ainda mais pronunciada na porção nordeste da baía. O levantamento de Lessa & Dias (2009) mostra que apenas quatro trabalhos publicados até então apresentavam propostas para a distribuição de sedimentos para toda a BTS. Nestes trabalhos, entretanto, o maior esforço concentrou-se na metade oeste, próximo às desembocaduras dos rios Paraguaçu, Subaé e Jaguaripe. Adicionalmente, Cruz *et al.* (2009) mapearam e caracterizaram os recifes de corais presentes em toda a baía, tendo encontrado recifes bordejando a costa leste da ilha do Frade, as costas oeste e sudoeste da ilha de Maré e alguns recifes esparsos na região entre estas ilhas. A figura 1 a seguir, adaptada de Dominguez *et al.* (2012), mostra o estado mais atual da compreensão da distribuição dos tipos de fundo na porção nordeste da BTS.

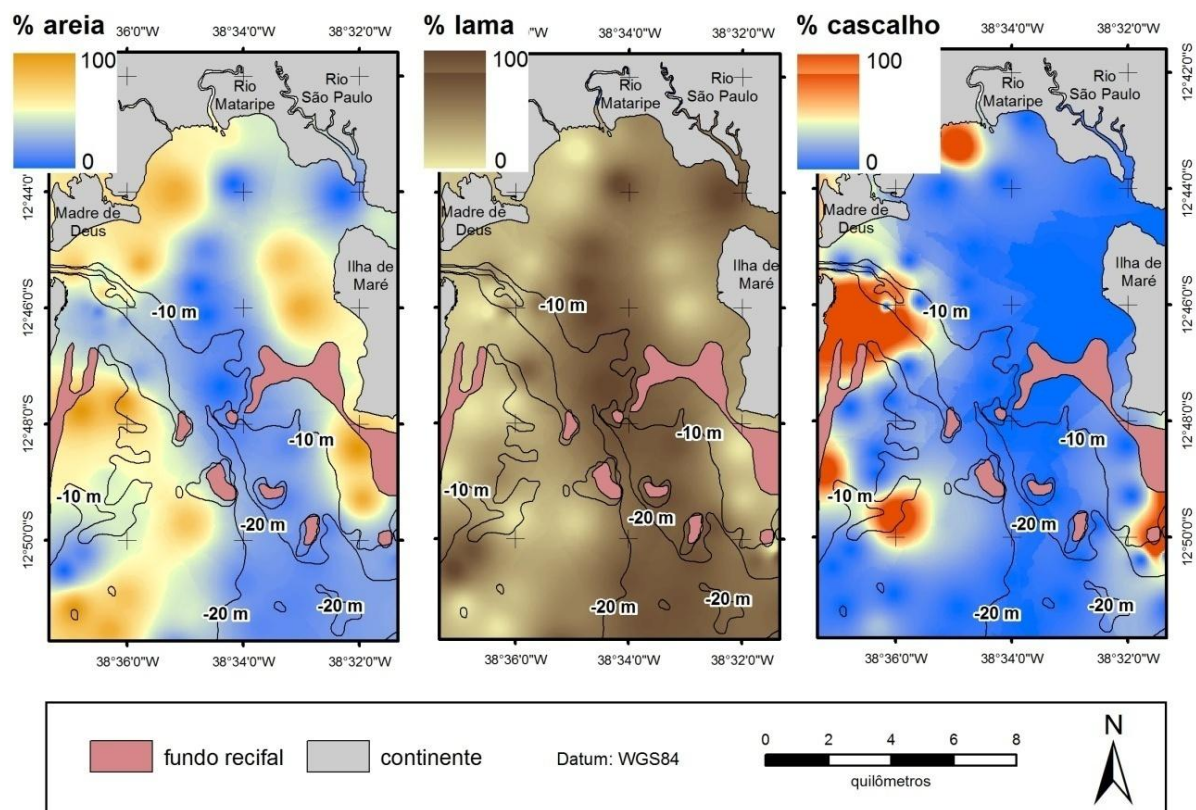


Figura 1: Distribuição dos teores de areia, lama e cascalho no sedimento superficial do fundo da porção nordeste da BTS, entre as ilhas do Frade e de Maré (adaptado de Dominguez *et al.*, 2012)

2. REFERENCIAL TEÓRICO

A baía de Todos os Santos (BTS) é uma feição geográfica da costa brasileira cuja história remonta à formação do oceano Atlântico Sul e à evolução geológica da nossa costa, processo que se iniciou por volta de 145 milhões de anos atrás, no Cretáceo Inferior (Medeiros & Ponte, 1981, Magnavita *et al.*, 2005). A distensão da crosta durante as fases de instalação de um rifte intracratônico causa um abatimento de blocos por falhas normais (Tassinari & Dias Neto, 2009), que acaba por originar uma bacia sedimentar: uma depressão topográfica que captura a drenagem dos rios vizinhos e leva à acumulação de sedimentos em seu interior (Suguio, 1992). Caso o processo de fragmentação continue, as duas massas continentais resultantes migrarão em direções opostas e, entre elas, formar-se-á uma crosta oceânica que, sendo mais densa, ocupará posição mais baixa em relação ao seu entorno. Em seguida, a continuidade da deriva continental e a invasão do oceano adjacente darão origem a uma bacia oceânica de margem passiva, formando inicialmente um golfo estreito que poderá evoluir para um oceano pleno (Press *et al.*, 2006), como ocorreu na formação do Atlântico Sul. Durante a fragmentação do supercontinente Gondwana, que levou à separação dos atuais continentes africano e sulamericano, uma junção tríplice de riftes se formou em posição próxima àquela em que, atualmente, encontra-se a cidade de Salvador (Magnavita *et al.*, 2005). Dois dos braços desta junção se estenderam e separaram completamente os dois continentes. O terceiro braço, contudo, foi abortado nas fases iniciais do rifteamento e uma bacia oceânica nunca chegou a ser formada. Esta fratura propagou-se de sul para norte e, sobre a depressão originada, formou-se o sistema de bacias do Recôncavo-Tucano-Jatobá (Dominguez & Bittencourt, 2009). Durante os mais de 100 milhões de anos que se seguiram, a bacia quase constantemente esteve exposta a processos erosivos (Magnavita *et al.*, 2005).

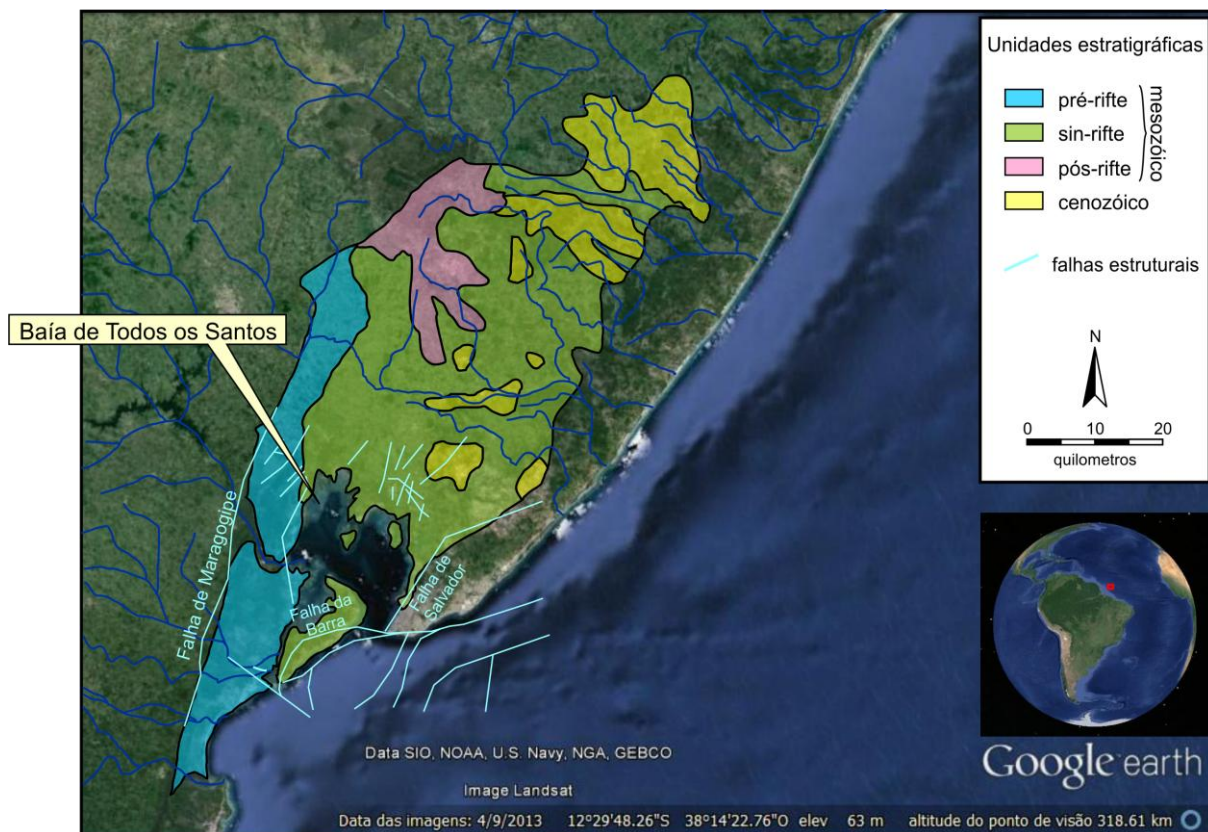


Figura 2: Mapa de localização da Bacia do Recôncavo mostrando as principais unidades estratigráficas presentes e as falhas estruturais no entorno da BTS (adaptado de Magnavita et al., 2005, e Dominguez & Bittencourt, 2009)

Localizada sobre os sedimentos da porção sul da bacia do Recôncavo (Figura 2), a BTS como a conhecemos hoje teve sua paisagem modelada principalmente pelas oscilações do nível eustático do mar associadas aos ciclos de glaciação/deglaciação ocorridos durante o Quaternário (Dominguez & Bittencourt, 2009). Neste período, o nível global do mar esteve quase sempre abaixo do atual e, ao longo dos últimos 500 mil anos, oscilou em ciclos com período e amplitude aproximados de 100 mil anos e 100 metros, respectivamente (Miller *et al.*, 2005). Como se pode ver na figura 3, o nível médio do mar durante este período esteve posicionado a cerca de -45 metros em relação ao atual, próximo da profundidade onde hoje está a quebra da plataforma continental adjacente à BTS. Deste modo, nos últimos 500 mil anos, a região esteve quase continuamente exposta a condições subaéreas e submetida a processos erosivos. Os rios que hoje deságuam na BTS, naqueles momentos de mar baixo, eram possivelmente afluentes do rio Paraguaçu cuja desembocadura localizava-se no talude continental à frente da baía, embora sua posição exata ainda não tenha sido mapeada (Dominguez & Bittencourt, 2009).

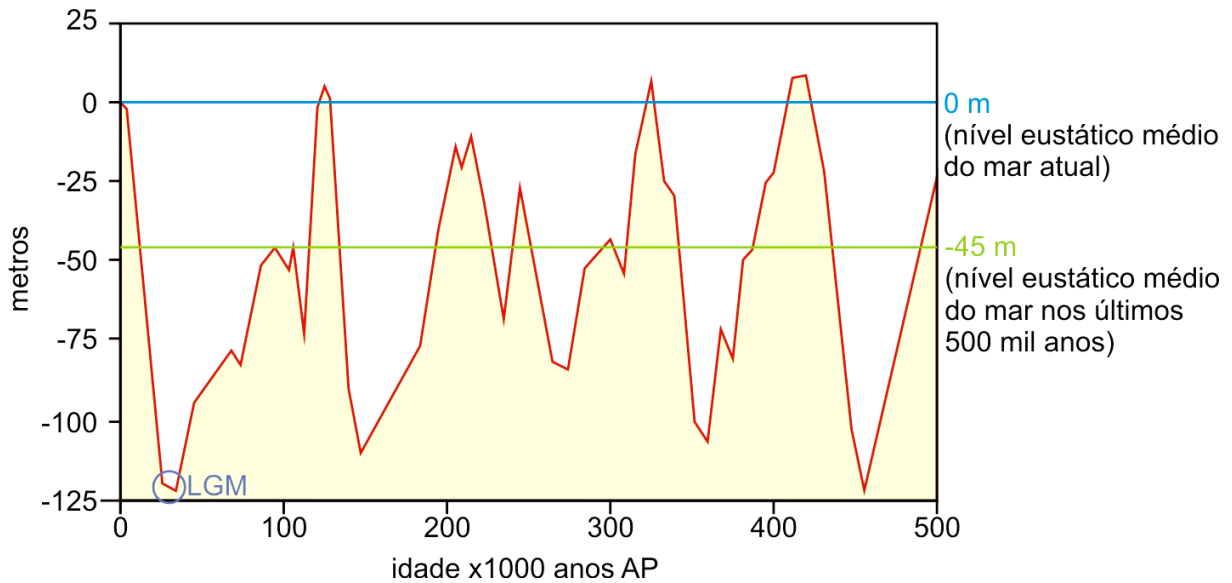


Figura 3: Variações do nível eustático do mar para os últimos 500 mil anos. O círculo cinza mostra a ocorrência do último máximo glacial há cerca de 18 ka AP (adaptado de Miller *et al.*, 2005 e Dominguez & Bittencourt, 2009)

Durante os últimos 18 mil anos, enquanto o nível do mar subia rapidamente de -120 metros até o máximo de +5 metros alcançado por volta de 5700 anos atrás (Martin *et al.*, 2003), os paleovales do Paraguaçu e de seus tributários foram sendo progressivamente afogados, originando estuários típicos segundo a definição de Dalrymple *et al.* (1992). Há cerca de 7 mil anos, os processos de sedimentação na baía se intensificaram em decorrência da desaceleração na taxa de subida do nível do mar e do início da lenta descida de 5 m a partir de 5700 anos cal AP (Figura 4).

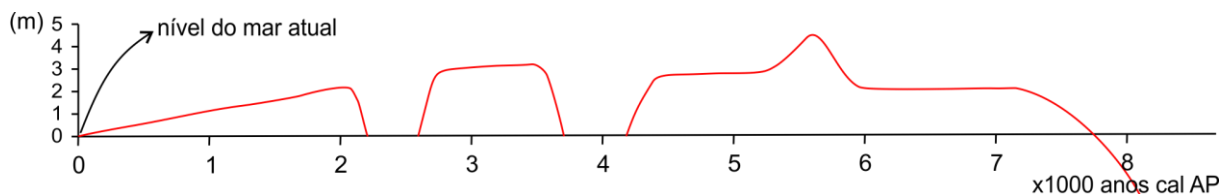


Figura 4: Curva de variação recente do nível do mar para a costa da Bahia (adaptado de Martin *et al.*, 2003)

Já há mais de meio século que diversos trabalhos sugerem que a ação de ondas é o principal fator contribuinte para a erosão e aplainamento de feições da plataforma próximas ao nível do mar (e.g. Bradley, 1958; Sunamura, 1975, Trenhaile, 2000; e Kim *et al.*, 2013). As feições resultantes são conhecidas como

terraços de abrasão por ondas, ou terraços de abrasão marinha, e mostram-se aplainadas, ligeiramente inclinadas para o mar e frequentemente começam no sopé de falésias marinhas (Suguio, 1992) Este processo se restringe à zona intermareal (ver figura 5) e tem pouco efeito além de 2 m abaixo da linha de maré baixa. Outros processos, tais como correntes de maré, correntes de turbidez e bioturbação também são importantes para a erosão em ambientes marinhos rasos, mas são localmente limitados e incapazes de erodir rochas por grandes áreas (Kim *et al.*, 2013).

Em associação à erosão das rochas aflorantes, a sedimentação autóctone desempenha importante papel no aplainamento das superfícies submarinas em águas rasas. Os sedimentos originados deste processo de erosão depositam-se nas depressões do entorno e, frequentemente, produzem feições progradantes ou agradantes (Trenhaile, 2000; Kim *et al.*, 2013) (Figura 5). Ainda segundo estes mesmos autores, as características detalhadas das feições resultantes deste processo dependem da declividade do relevo, do tipo de rocha a ser erodida e de variações do nível relativo do mar. Este último fator, aliado à amplitude de maré, determina a extensão dos terraços criados, uma vez que é necessária uma relativa estabilização do nível do mar para que o processo possa se sustentar após iniciado (Kim *et al.*, 2013).

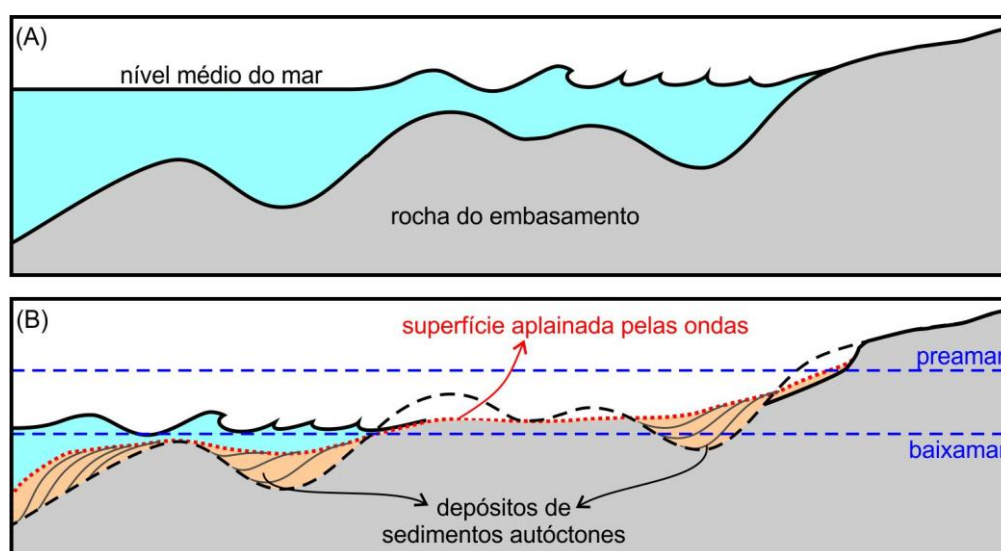


Figura 5: Modelo conceitual que explica a origem dos terraços de abrasão marinha. (A) Embasamento rochoso intacto mostrando geometria irregular antes do processo de aplainamento pela ação das ondas. (B) Diminuição das irregularidades pela ação das ondas. (adaptado de Kim *et al.*, 2003)

3. OBJETIVOS

O presente trabalho tem como objetivo geral **investigar de que maneira a evolução do processo de preenchimento da porção nordeste da baía de Todos os Santos tem condicionado a distribuição de habitats da região**. Para alcançar este objetivo geral, os seguintes objetivos específicos foram estabelecidos:

1. Reconstruir a evolução geológica e o processo de preenchimento sedimentar da região.
2. Caracterizar a geodiversidade dos substratos marinhos da porção nordeste da baía de Todos os Santos.
3. Inferir a evolução da distribuição de habitats bentônicos ao longo do processo de preenchimento sedimentar durante o Holoceno.

4. ÁREA DE ESTUDO

O fundo da porção nordeste da baía de Todos os Santos, entre as ilhas de Maré e do Frade (Figura 6), é coberto quase completamente por sedimentos finos de origem continental (Vilas Boas & Bittencourt, 1979) salpicado por manchas de sedimentos arenosos de origem biogênica autóctone (Dominguez & Bittencourt, 2009) que se acumulam especialmente no entorno de esparsos fundos recifais (Cruz *et al.*, 2009) (ver figura 1).

As características da água mostram uma massa francamente marinha com salinidades oscilando sazonalmente em torno de 35, temperaturas sempre maiores do que 20 °C (Cirano & Lessa, 2007) e cuja circulação é fundamentalmente controlada pelas marés, que são do tipo semi-diurno, com duas baixamares e duas preamares, com período aproximado de 24,5h (Lessa *et al.*, 2001).

Dois pequenos rios, o rio Mataripe e o rio São Paulo, e um pequeno riacho sem nome identificado, todos visíveis na carta batimétrica da DHN, que deságuam na margem norte da região são praticamente suas únicas fontes de água continental. Estes rios correm sobre os arenitos finos e folhelhos do Grupo Ilhas, carregando sedimentos finos para o interior da baía (Vilas Boas & Bittencourt, 1979)

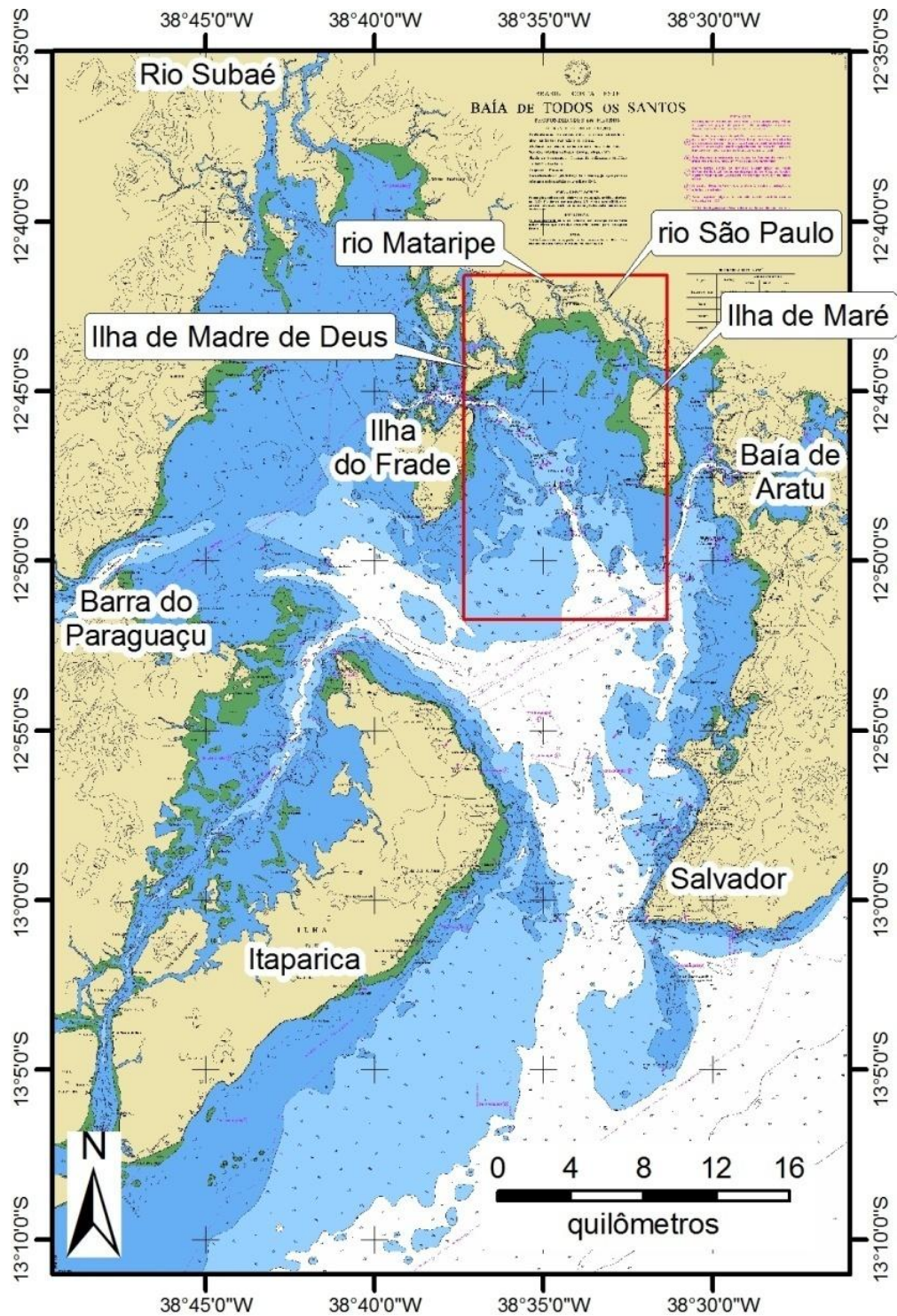


Figura 6: Carta 1110 da Marinha do Brasil (DHN, 1984) mostrando a localização da área de estudo alvo deste trabalho: porção nordeste da baía de Todos os Santos entre as ilhas do Frade e de Maré.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 PERFIS SÍSMICOS

Um total de 700 km de perfis sísmicos de alta resolução foram adquiridos em duas campanhas, em abril/maio e em dezembro de 2008, no âmbito do projeto Transfer¹ (Campos & Dominguez, 2011). Estes levantamentos foram realizados com perfilador de subfundo da marca EdgeTech® (Figura 7), modelo SB-216S, operado entre as frequências de 2 e 16 kHz e composto por um sistema emissor de sinal acústico integrado a um registrador digital (sistema fonte-receptor) do tipo rebocado.



Figura 7: Perfilador de subfundo Edgetech SB-216S (Foto: Raíssa Helena Campos).

¹ Projeto Transfer – Mecanismos de Transferência de Sedimentos da Zona Costeira/Plataforma para o Talude/Bacia, durante os últimos 120 mil anos – estudo de caso – a plataforma continental central do Estado da Bahia. CT-PETRO/CNPq

Para este trabalho, foram utilizados os perfis existentes para a área de estudo totalizando cerca de 85 km de extensão e cobrindo uma área aproximada de 120 km² (Figura 8).

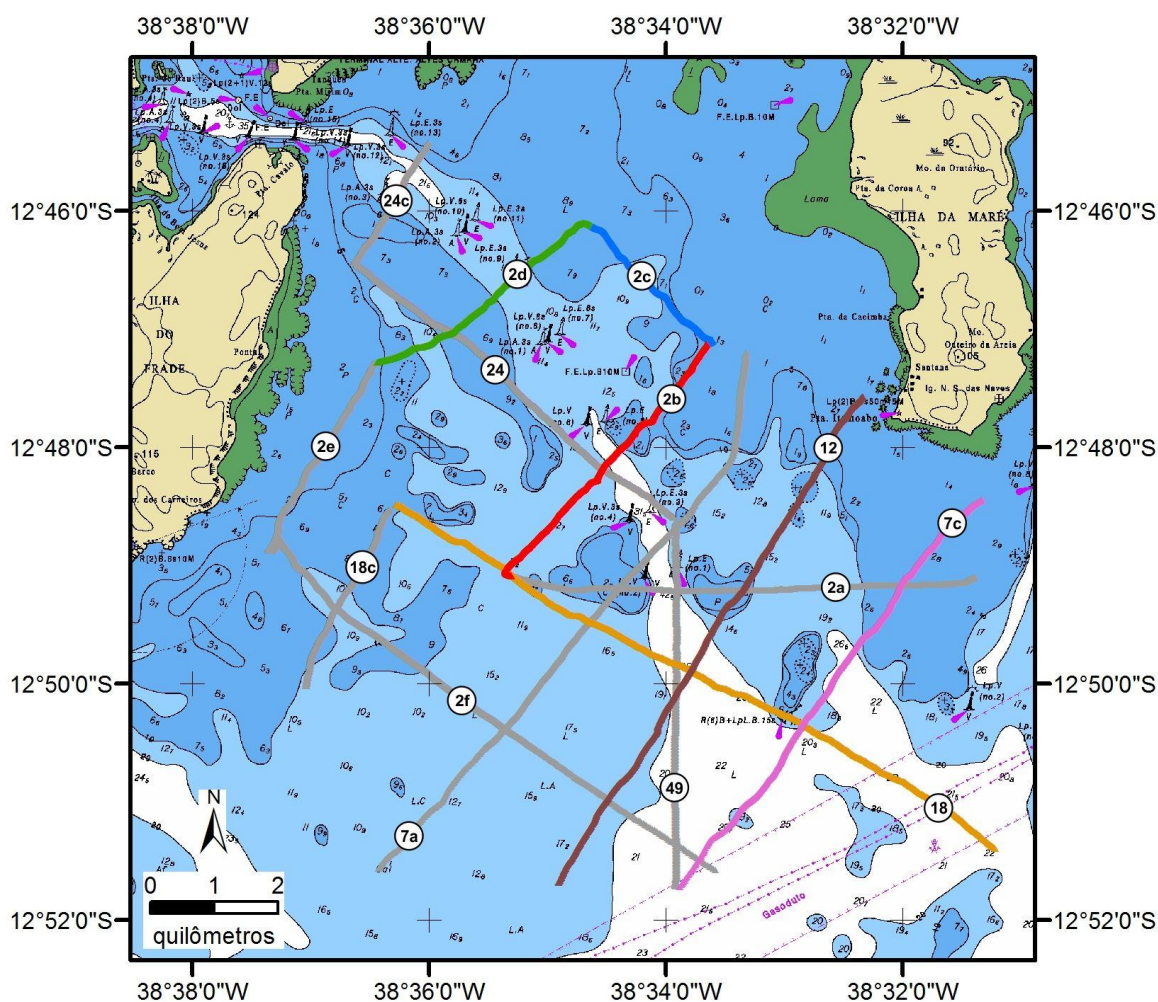


Figura 8: Detalhe da carta 1110 da DHN mostrando a localização de todos os perfis utilizados neste estudo, com destaque em cores para aqueles exemplificados mais adiante neste trabalho: 2b, 2c, 2d, 7c, 12 e 18.

O processamento dos dados foi feito com dois *softwares*: (i) Discover Sub-bottom® (EdgeTech, Inc.) de onde foram extraídos os dados de navegação (posicionamento, horários etc.) e o coeficiente de reflexão; e (ii) SonarWiz5® (Chesapeake Technology Inc.). Com este programa os dados brutos foram tratados de modo a atenuar as reflexões múltiplas e realçar os horizontes estratigráficos mais significativos. A velocidade do som adotada para a conversão dos tempos de trânsito da onda em distância percorrida foi de 1500 m/s. Esta é a velocidade média

de propagação do som na água do mar e não difere significativamente da velocidade do som em meio a sedimentos inconsolidados e saturados em água (Gasperini & Stanghellini, 2009). Na falta de registros de maré disponíveis, para a correção de profundidade das feições encontradas, foi feita uma correção com base na maré prevista pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil para o porto de Madre de Deus, a localidade disponível mais próxima da área estudada. Os valores previstos pela DHN foram interpolados no *software* Microsoft Excel de modo a que as profundidades medidas pudessem ser corrigidas de acordo com a posição da onda de maré em cada instante. Finalmente, para compensar a diferença (*layback*) entre a posição do transdutor na água e do receptor GPS localizado na embarcação foi estimada uma distância de 25m de deslocamento entre eles. O *software*, então, faz a correção das posições automaticamente.

A posição do fundo marinho, as feições identificáveis do paleo-relevo (paleovales e altos topográficos), a espessura do pacote sedimentar, os horizontes deposicionais intermediários e as zonas de ocorrência de gás foram identificados e mapeados. As feições assim obtidas dos perfis foram exportadas para os softwares ArcGis 9.3® (ESRI) e Surfer8 ® (Golden Software) e interpolados através do método de krigeagem² para a criação de mapas de espessura das camadas sedimentares, profundidades das diferentes feições encontradas.

5.2 IMAGENS SUBMARINAS

A partir de feições mapeadas nos perfis sísmicos, foram estabelecidas 37 estações para a tomada de imagens submarinas. Destas, 4 foram descartadas (24, 28, 33 e 36) durante as atividades de campo devido a problemas com a embarcação utilizada (Figura 9). Em todas as 33 estações restantes, foram tomadas imagens submarinas, sendo que em 2 delas (1 e 34), o substrato não pôde ser identificado.

² Krigeagem (em inglês, *Kriging*), também conhecido como “Processo Gaussiano de Regressão”, é uma coleção de técnicas de regressão linear generalizadas para *minimizar uma variância de estimação* a partir de um modelo de covariância definido a priori (Deutchsh & Journel, 1998 *apud* Felgueiras, 1999)

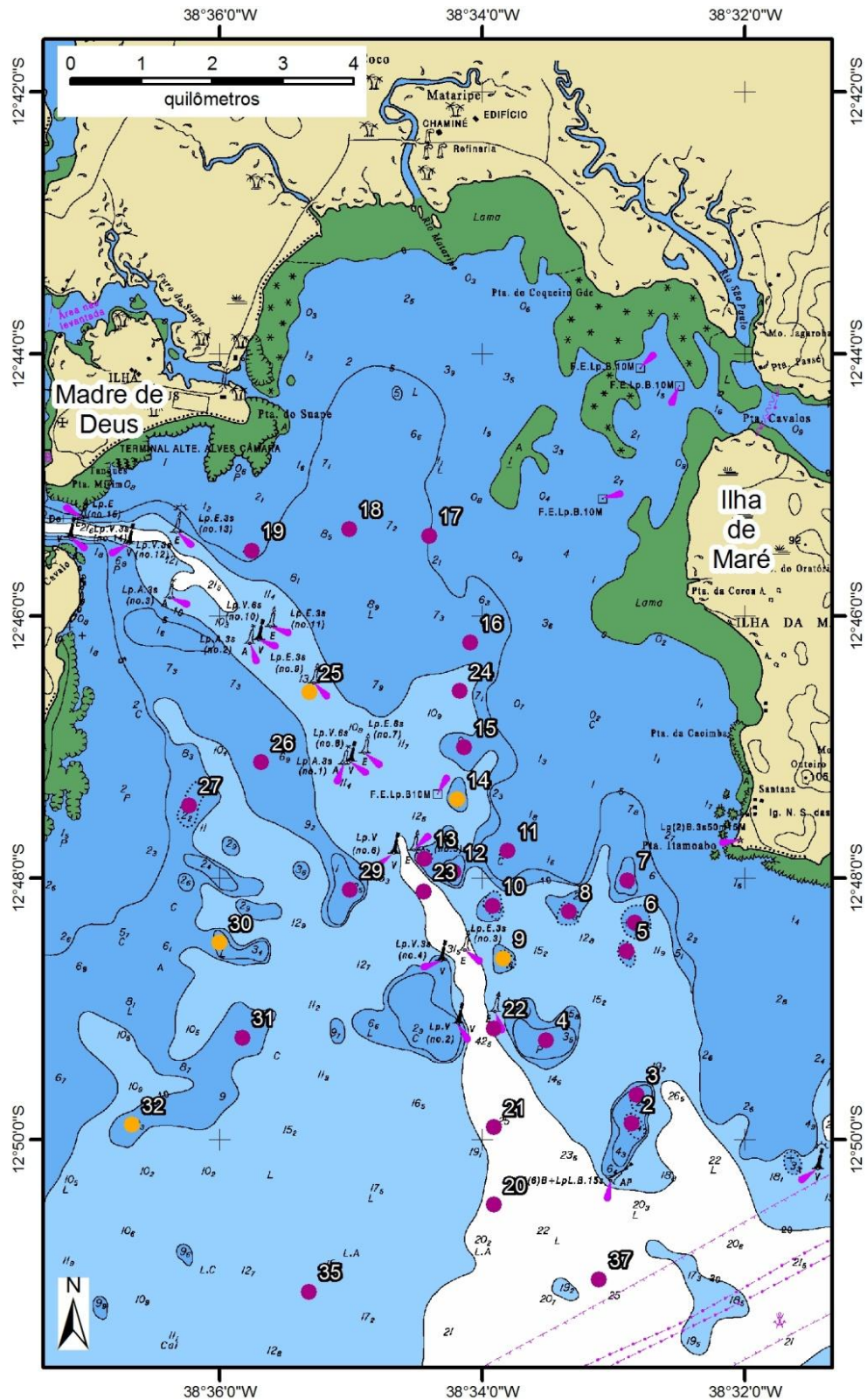


Figura 9: Localização das estações onde foram tomadas imagens submarinas. Em todas as estações foram tomadas imagens remotamente com uma câmera GoPro e, em amarelo, as estações onde também foi realizado mergulho autônomo utilizando uma câmera Canon para a tomada de imagens de detalhes.

Para a captação das imagens, duas técnicas foram empregadas. Uma estrutura feita em aço inox foi construída para carregar uma câmera fotográfica GoPro Hero2® com lente grande angular arrastada a cerca de 1 m do fundo marinho por uma embarcação à deriva (Figura 10(A)). A câmera foi programada para fotografar o fundo a cada 10 segundos durante o arrasto e seu horário foi ajustado para coincidir com o de um receptor GPS Garmin Map 60CSX® carregado na embarcação. Desta forma, empregando-se o *software* HoudahGeo® (Houdah Software s.à r.l.) cada fotografia realizada pôde ter sua posição estabelecida através do horário em que foi tomada. Também, na mesma estrutura que carregava a câmera, foi acoplado um profundímetro Suunto Zoop®, com horário igualmente coincidente com o GPS de forma que a profundidade de tomada da imagem pudesse ser posteriormente estabelecida através do *software* Suunto DM4.



Figura 10: Equipamentos empregados na tomada das imagens submarinas: (A) estrutura de aço inoxidável onde foram acoplados a câmera GoPro Hero2 (seta azul) e o profundímetro Suunto Zoop (seta vermelha) para tomada de imagens remotamente; e (B) câmera Canon A720IS e caixa estanque Croma FD empregados na tomada de imagens por mergulhador.

Nas estações 9, 14, 25, 30 e 32, além das imagens captadas remotamente, foram realizados mergulhos autônomos para a observação de feições específicas utilizando uma câmera Canon A720IS® em compartimento estanque Croma® (Figura 10(B)). Para o registro mais preciso da posição de tomada das imagens, os mergulhadores levaram um cabo preso a uma bóia onde foi acoplado o receptor GPS e, tanto o georreferenciamento das imagens quanto a profundidade

em que foram feitas, foram determinados através do ajuste de horários como já descrito anteriormente.

Após a tomada das fotografias, as imagens foram tratadas e as características do substrato identificadas visualmente.

5.3 IMAGENS DE SATÉLITE

Cerca de 10 imagens de satélite entre 2003 e 2013 cobrindo a área estudada são disponibilizadas no Google Earth®. Estas imagens foram analisadas para identificação de feições do leito marinho que ficam expostas durante períodos de maré baixa. As posições de tais feições foram marcadas e exportadas para o ArcGis 9.3® utilizando o pacote de ferramentas XToolsPro® de modo a permitir a produção de mapas de distribuição de habitats e da espessura do pacote sedimentar.

5.4 CONTROLE TEMPORAL DOS EPISÓDIOS DE PREENCHIMENTO

Neste trabalho, para estimar as datas de ocorrência dos eventos encontrados, utilizou-se a curva de variação do nível eustático do mar de Hanebuth *et al.* (2011) para os últimos 20 ka (Figura 11). Esta curva foi construída a partir de dados da plataforma continental de Sunda, na Indonésia, e é uma das melhores curvas do nível do mar para este período (Dominguez *et al.*, 2012). A plataforma de Sunda, assim como a plataforma baiana, está situada em uma região distante dos grandes lençóis quaternários de gelo, de forma que o componente isostático dominante foi apenas a carga de água sobre a plataforma. Com exceção de dois momentos de brusca oscilação ocorridos na costa baiana, visíveis na curva de Martin *et al.* (2003), o período final da curva de Hanebuth *et al.* (2011) também pode representar a variação do nível do mar na área de estudo, mostrando a mesma lenta descida do nível do mar a partir de aproximadamente 5-6000 anos AP.



Figura 11: Curva de variação do nível eustático do mar proposta por Hanebuth *et al.* (2011).

6. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A análise preliminar de perfis sísmicos de alta resolução da BTS permite visualizar os antigos leitos de cursos d'água, assim como altos topográficos soterrados (Figura 12). Portanto, é possível mapear a bacia de drenagem da região durante o período de mar baixo relacionado ao último máximo glacial (LGM, na sigla em inglês), por volta de 18 ka atrás. Esta análise corrobora a ideia de que o rebaixamento topográfico da BTS em relação às terras em seu entorno se deve a processos de erosão diferencial ocorridos entre as rochas sedimentares, mais friáveis, depositadas na bacia do Recôncavo e as rochas do embasamento cristalino, mais rígidas, que afloram nos seus limites, a leste marcado pela falha de Salvador e a oeste pela falha de Maragogipe (Dominguez & Bittencourt, 2009).

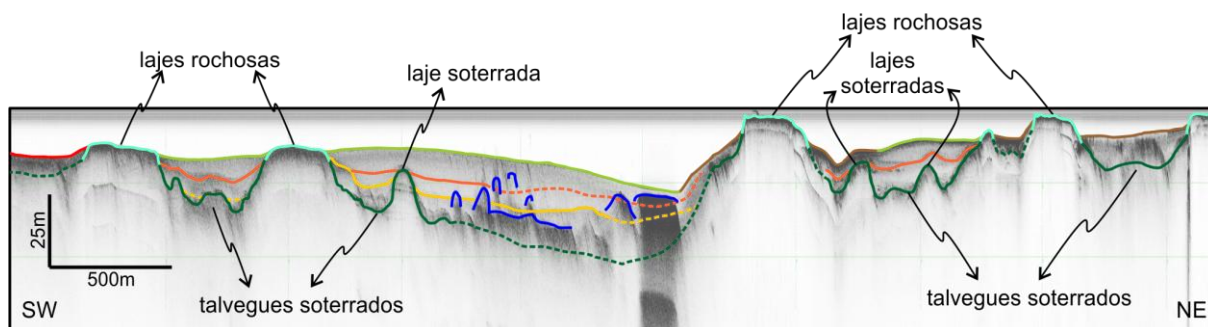


Figura 12: Perfil sísmico 2b realizado na porção nordeste da BTS. Destaque para as feições do paleo-relevo soterrado: lajes rochosas e talwegues de antigos cursos d'água que cruzavam a BTS. Para saber a localização do perfil 2b, veja a Figura 8.

Na porção nordeste da BTS, pacotes de sedimentos finos com até 30 metros de espessura soterraram grande parte do paleo-relevo exposto durante o LGM. Algumas lajes rochosas, entretanto, sobreviveram ao soterramento e permanecem aflorando acima do sedimento lamoso (Figura 12). Fixaram-se sobre estes terraços remanescentes, organismos bentônicos sésseis tais como bivalves, esponjas, algas coralíneas, corais e outros cnidários (Cruz *et al.*, 2009). Este processo de colonização dos substratos duros deve ter ocorrido durante todo o período ao longo do qual o paleo-relevo foi sendo soterrado, de forma que a área disponível para colonização deve ter variado ao longo do Holoceno. Além disso, de forma semelhante à descrita por Kim *et al.* (2013) e apresentada na figura 5, a ação de ondas sobre estes altos fundos rígidos retrabalhou os esqueletos dos organismos

marinhos que ai viviam originando as acumulações de sedimentos biodetríticos grossos que hoje se observam no entorno destas lajes (Dominguez & Bittencourt, 2009). Esta mesma sequência de eventos é, possivelmente, a que ocorreu na porção noroeste da BTS, entre a Ilha do Frade e a barra do Paraguaçu, sendo que nesta região são raras as lajes que afloram entre os sedimentos inconsolidados. A região noroeste é praticamente toda recoberta por sedimentos lamosos com pequenas manchas isoladas de sedimentos grossos de origem biodetrítica (Dominguez & Bittencourt, 2009).

6.1 BATIMETRIA

A primeira e mais evidente descontinuidade encontrada pela onda sísmica em seu trajeto em direção ao fundo do mar é aquela localizada na interface entre a água e o leito marinho. Como forma de verificar a validade do método de integração dos resultados de profundidade identificados nos perfis sísmicos, construiu-se um mapa da batimetria atual da região para ser comparado à batimetria disponibilizada pela DHN. O resultado da integração em ambiente SIG da posição do leito marinho identificado nos perfis e dos afloramentos intermareais identificados nas imagens de satélite do Google Earth® o mapa produzido está mostrado na figura 13(A).

Como se pode perceber, o resultado da integração dos dados deste trabalho se assemelha à carta batimétrica 1110 da DHN (Figura 13(B)), mostrando um canal mais profundo alongado na direção NW-SE, a partir da região de separação entre as Ilhas do Frade e de Madre de Deus e também alguns altos topográficos espalhados pelas regiões central e sul da figura.

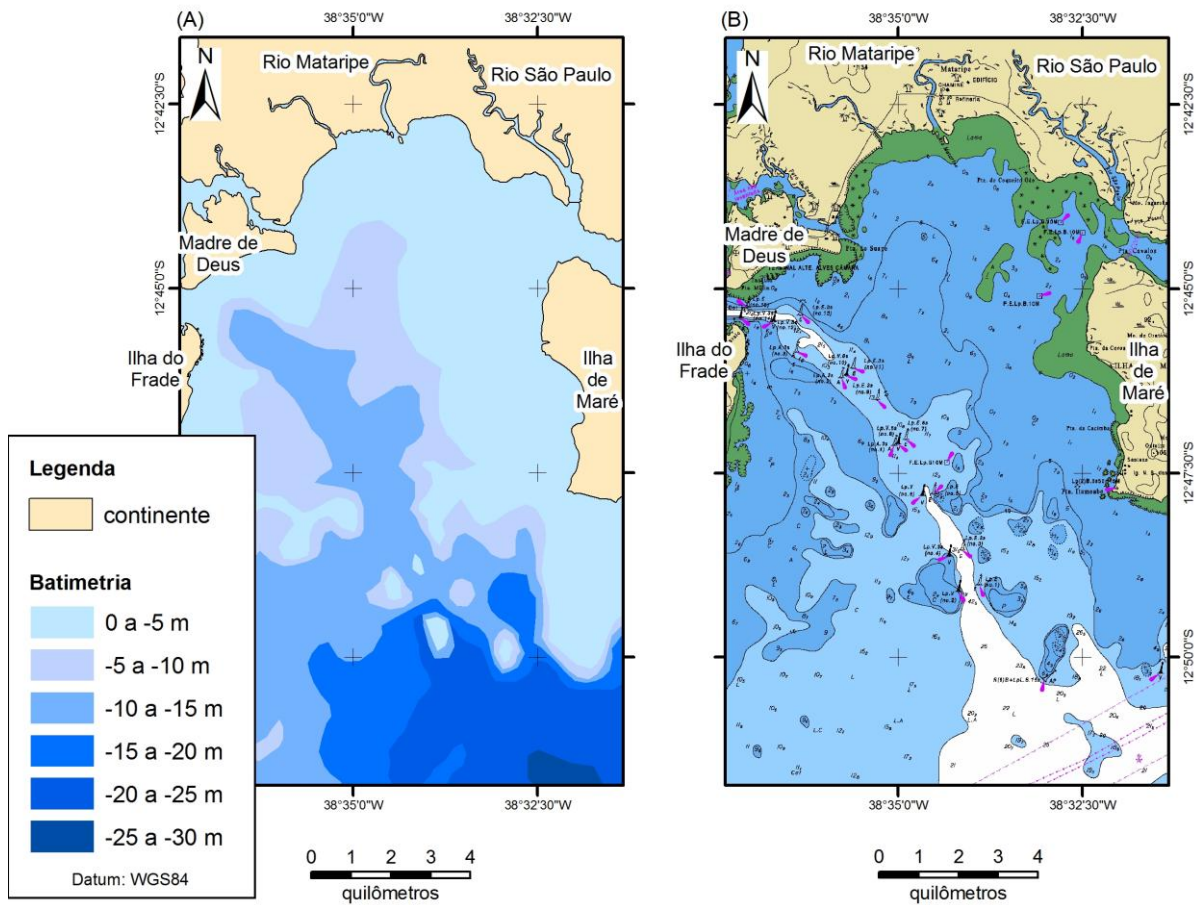


Figura 13: Batimetria atual. (A) Resultado da integração das posições do leito marinho identificada nas linhas sísmicas e dos afloramentos intermareais visíveis nas imagens de satélite. (B) Parte da carta 1110 da DHN, cortada para a área de estudo. As profundidades indicadas referem-se ao nível médio das marés baixas de sizígia (nível de redução atual).

6.2 FEIÇÕES DE SUPERFÍCIE

O contraste acústico na interface entre a água e o leito marinho permite inferir características do substrato. Três tipos de substratos foram identificados nesta fase: (i) sedimento lamoso inconsolidado, em que a onda sísmica penetra com facilidade permitindo a visualização de feições de subsuperfície; (ii) sedimento predominantemente lamoso inconsolidado misturado a diferentes quantidades de areia e cascalho, em que a onda sísmica encontra maior dificuldade de penetração quanto maior for a proporção de sedimentos grossos; e (iii) fundo rochoso, que aflora em meio aos sedimentos do entorno e onde a onda sísmica reflete fortemente e não penetra (Figura 14).

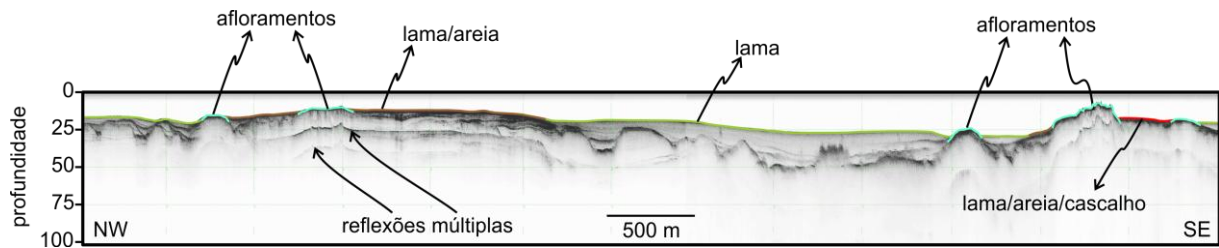


Figura 14: Trecho do perfil 18 exemplificando os diferentes tipos de substrato encontrados: (i) lama; (ii) lama/areia/cascalho; e (iii) rocha consolidada. Para saber a localização do perfil 18, veja a Figura 9.

Da análise conjunta de todos os perfis, pôde-se observar que, de modo geral, a presença de sedimentos grossos é mais marcante no entorno dos afloramentos rochosos identificados. Algumas manchas com sedimentos mais grossos também podem ser vistas em locais onde aqueles altos topográficos outrora aflorantes já foram completamente soterrados, mas ainda estão próximos da superfície. Isso indica sua origem: são sedimentos autóctones, produzidos pela erosão daqueles altos rochosos das vizinhanças. A porção lamosa, no entanto, predomina em todos os perfis, em consonância com resultados de trabalhos anteriores (e.g. Lessa *et al.*, 2000, Dominguez & Bittencourt, 2009, e Dominguez *et al.*, 2012).

As imagens submarinas permitiram identificar características mais detalhadas destes substratos. Aqueles substratos rochosos que permanecem constantemente submersos estão totalmente colonizados por organismos bentônicos incrustantes: especialmente cnidários e poríferos (Figuras 15 e 16).

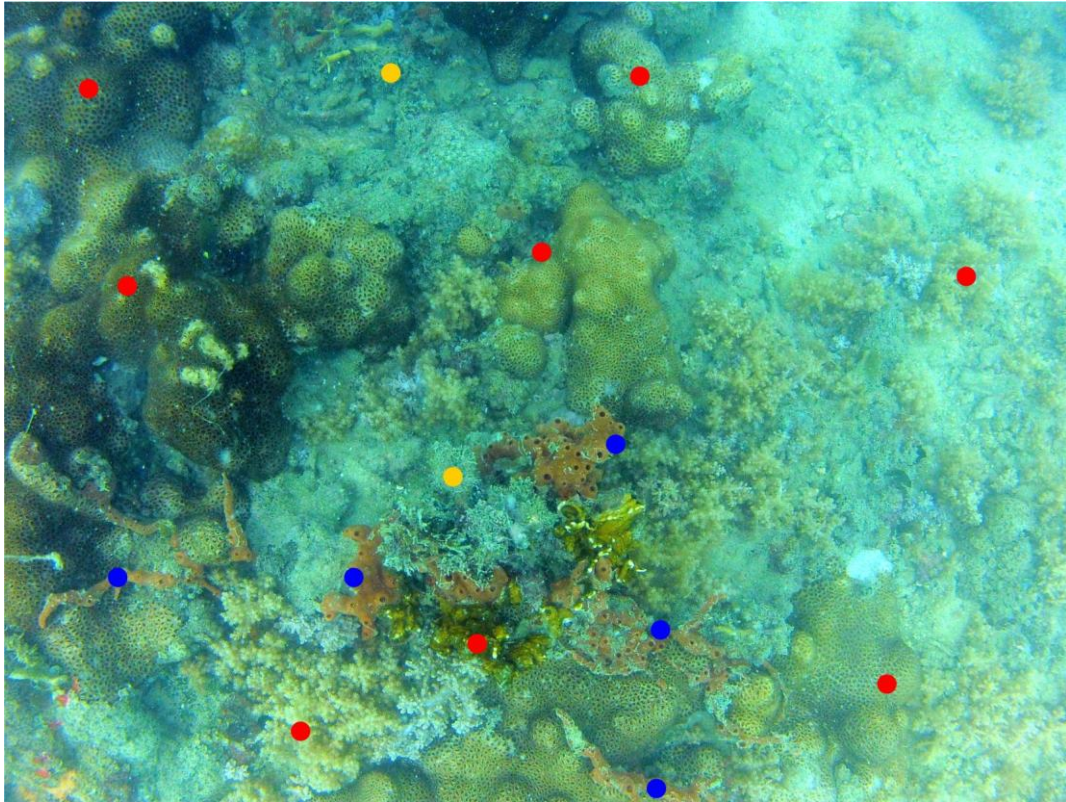


Figura 15: Foto tirada com a câmera GoPro mostrando vista geral de afloramento rochoso colonizado, fundo recifal, encontrado na estação 8 a cerca de 9 m de profundidade. Os pontos em vermelho mostram cnidários; os azuis apontam poríferos; e os amarelos, macroalgas.

Segundo Leão (1994), um recife de coral é uma estrutura rochosa formada por organismos marinhos que possuem um esqueleto calcário, dentre os quais destacam-se os corais, e se estabelecem em zonas com substrato duro, grande disponibilidade de luz e profundidade adequada para que o crescimento da estrutura recifal supere a erosão pela ação de ondas. Entretanto, não se tem informação da espessura desta cobertura biológica nos pontos de ocorrência na área de estudo. Além disso, a análise dos perfis sísmicos indica que tais organismos colonizaram lajes rochosas hoje submersas, que correspondem a topos de morros e interflúvios rochosos que constituíam a paisagem formada durante o último período de exposição da baía, quando o nível do mar estava abaixo do atual. Durante o processo de inundação da baía, estas feições positivas do relevo originaram ilhas, algumas das quais foram aplainadas pela ação de ondas formando lajes rochosas (Figura 17). Ou seja, a construção do edifício recifal não é de origem predominantemente biológica. Por isso, neste trabalho, estes afloramentos colonizados foram classificados como bancos recifais, e não como recifes de corais,

embora sua localização praticamente coincida com os ambientes assim classificados por Cruz, Kikuchi & Leão (2009).

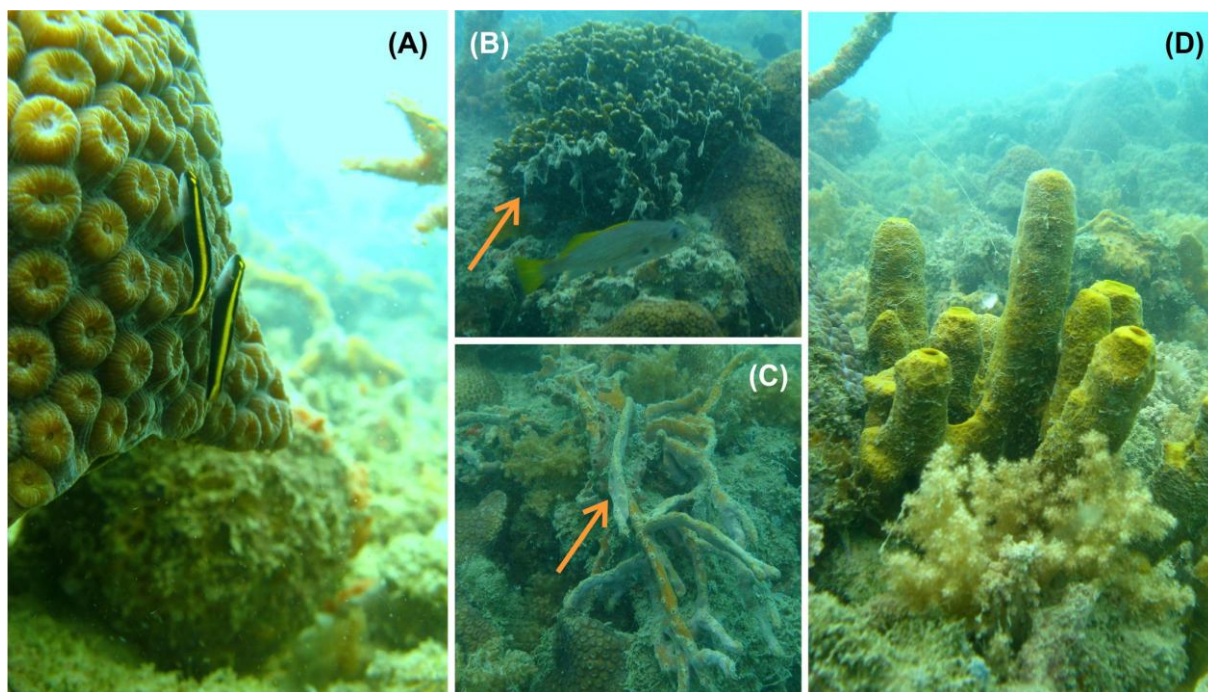


Figura 16: Afloramento rochoso colonizado por organismos bentônicos: cnidários (A e B); e poríferos (C e D). As setas apontam para uma cobertura de sedimento fino que recobre localmente estes organismos colonizadores. Todas as fotos foram feitas com a câmera Canon durante mergulho autônomo: as fotos A e D são da estação 14 e B e C, da estação 9.



Figura 17: Ilha do medo, na porção noroeste da BTS: um equivalente moderno dos afloramentos que hoje se encontram submersos e colonizados por organismos bentônicos construtores de recifes. (Foto: José Maria Landim Dominguez)

As zonas de substratos puramente lamosos apresentaram sinais de bioturbação (Figuras 18 e 19) que pode ser causada por diferentes grupos animais: peixes, crustáceos, poliquetas e moluscos (Meysman *et al.*, 2006). Uma fina camada superficial de cor avermelhada recobre estes sedimentos. Trata-se de uma espécie de “muco” que aprisiona os sedimentos finos. Sua origem não pôde ser identificada neste trabalho, mas pode se tratar de um biofilme produzido localmente ou depositado a partir da coluna d’água, uma vez que grande quantidade de substância semelhante pode ser vista na coluna d’água. Este efeito seria visível nas figuras 16 (B) e (C), onde grande quantidade deste “muco” aparece depositado sobre cnidários e poríferos, embora neste caso também pode se tratar de uma substância produzida pelos próprios organismos. Mais investigação é requerida para que se possa determinar a origem deste “muco”.

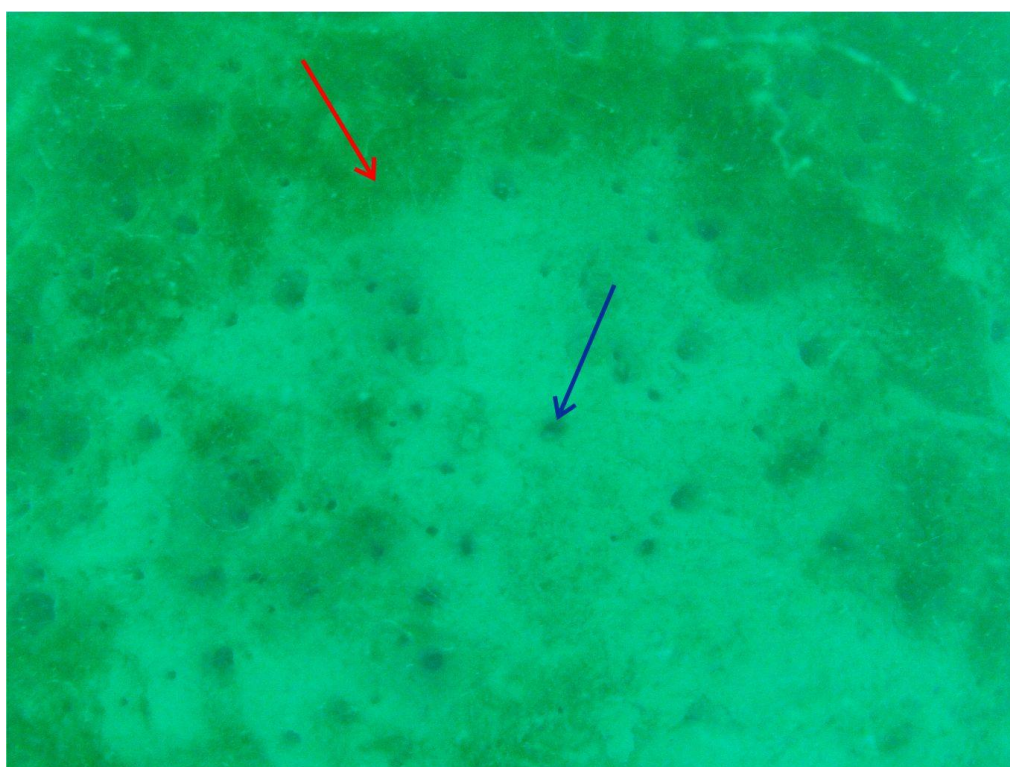


Figura 18: Imagem feita remotamente com a câmera GoPro mostrando vista geral de fundo lamoso encontrado na estação 18, aproximadamente, a 9 m de profundidade. A seta vermelha indica o “muco” avermelhado que cobre os sedimentos e a seta azul, os sinais de bioturbação.

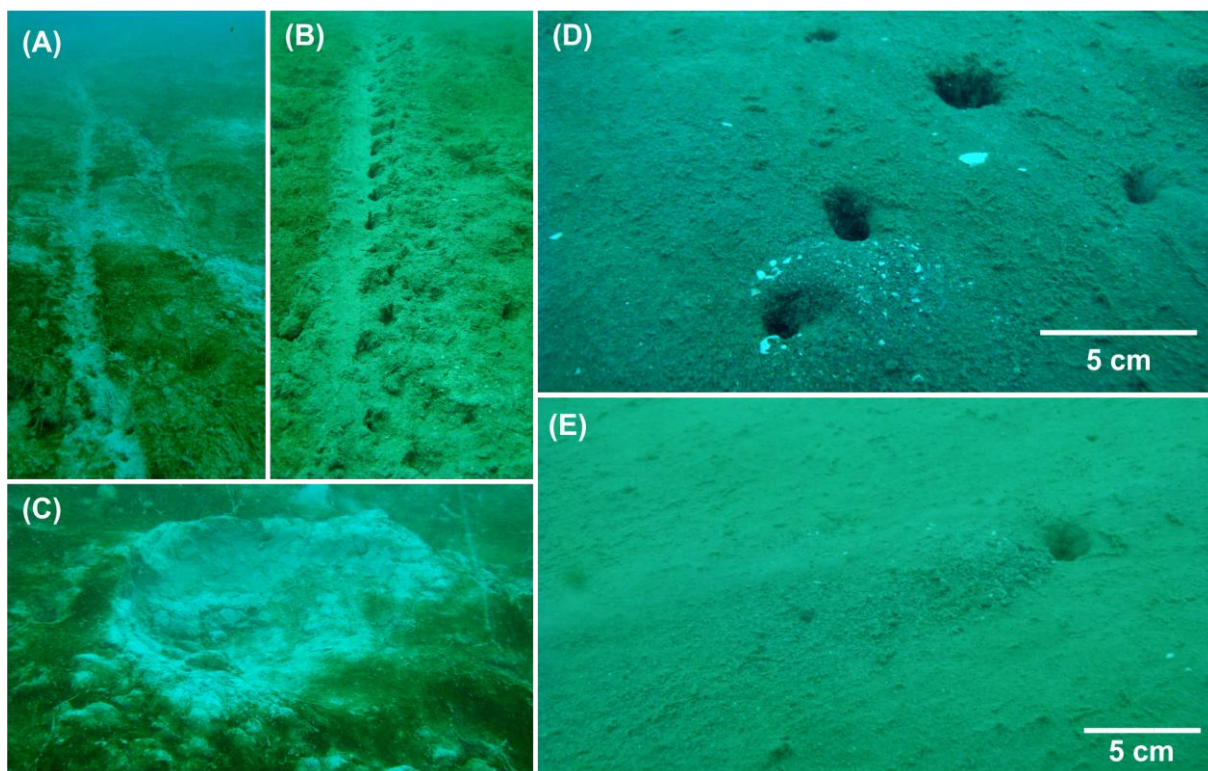


Figura 19: Substrato lamoso mostrando sinais de bioturbação por organismos epibentônicos (A, B e C) e endobentônicos (D e E). Imagens feitas por mergulhador com a câmera Canon nas estações 25 (A, B e C), 32 (D) e 30 (E)

Segundo Bittencourt, *et al.* (1976), a maior parte destes sedimentos finos são trazidos em suspensão pelo rio Paraguaçu e são oriundos da desagregação do embasamento cristalino que aflora no entorno da baía. Depositam-se na porção norte da BTS, onde recebe contribuições menores advindas de pequenos riachos e da erosão de folhelhos e siltitos aflorantes no entorno. Cirano & Lessa (2007) consideram toda a porção norte da BTS uma região de baixa energia que favorece a deposição de sedimentos finos.

Por sua vez, os substratos de composição mista entre lama, areia e cascalho, foram encontrados no entorno dos afloramentos rochosos e tem importante participação de sedimentos biodetríticos em sua composição (Figuras 20 e 21). Estes são sedimentos autóctones, oriundos do retrabalhamento dos esqueletos dos organismos que colonizam as vizinhanças e não se espalham por longas distâncias a partir desta fonte.

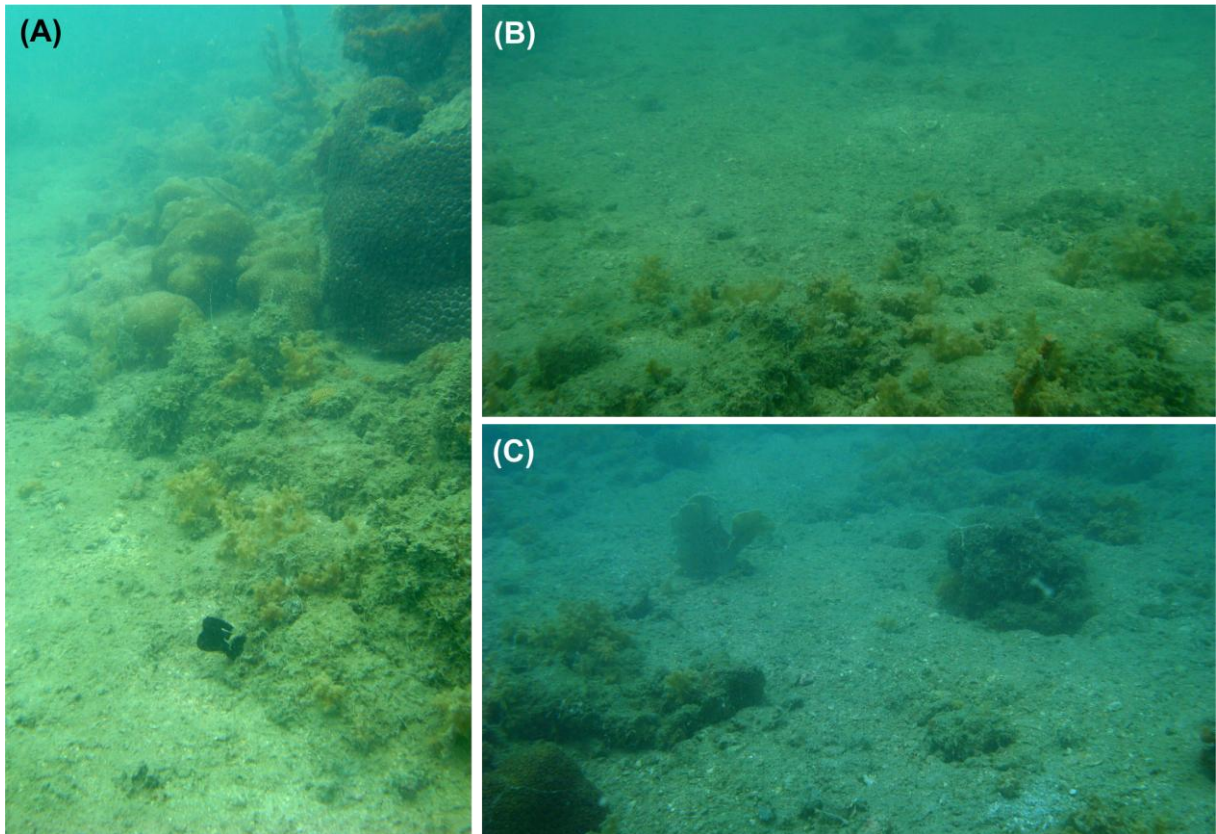


Figura 20: Imagens feitas por mergulhador com a câmera Canon mostrando a transição entre os fundos recifais e o fundo lamoso no entorno das estações 14 (A e B) e 9 (C).

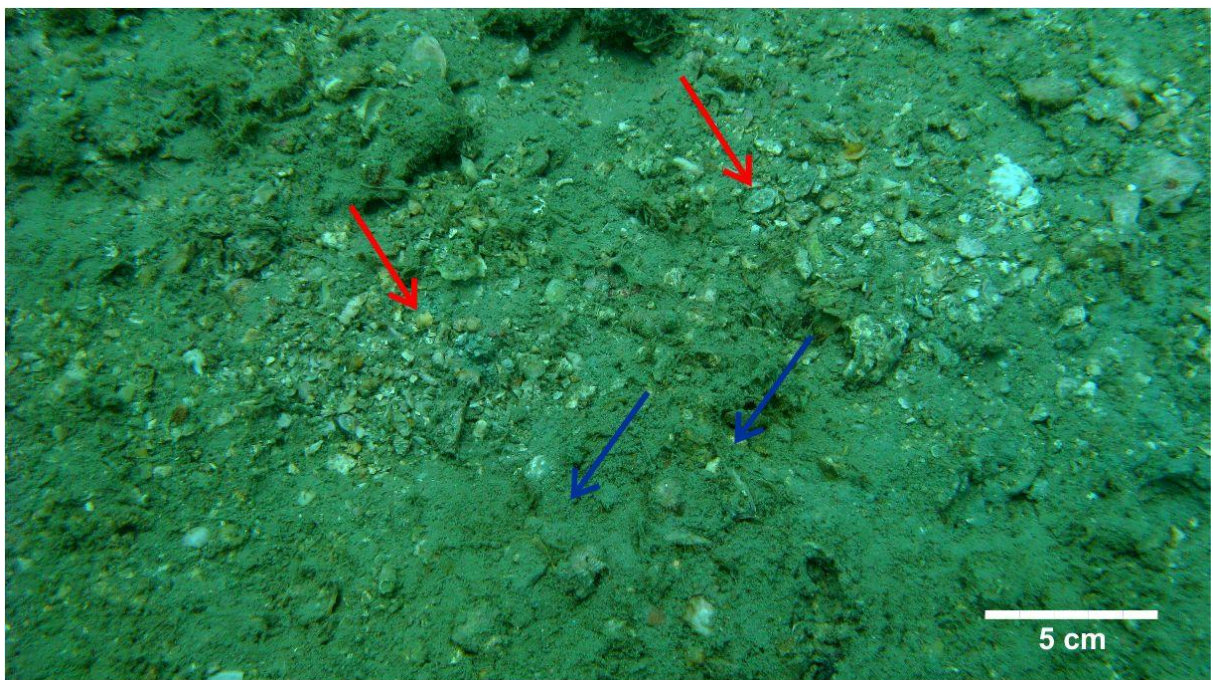


Figura 21: Detalhe dos sedimentos mistos encontrados no entorno dos fundos recifais da estação 9. Observa-se a presença de fragmentos esqueléticos entre os sedimentos mais grossos (setas vermelhas) e a cobertura de sedimento lamoso (setas azuis).

A partir da identificação das feições observadas nas imagens, o substrato foi classificado da seguinte maneira: (a) banco recifal, aquele plenamente colonizado por comunidade bentônica incrustante, (b) lama bioturbada, sedimentos finos inconsolidados e com sinais de colonização endo e epibentônica e (c) substrato misto, predominantemente lamoso com presença significativa de bioclastos.

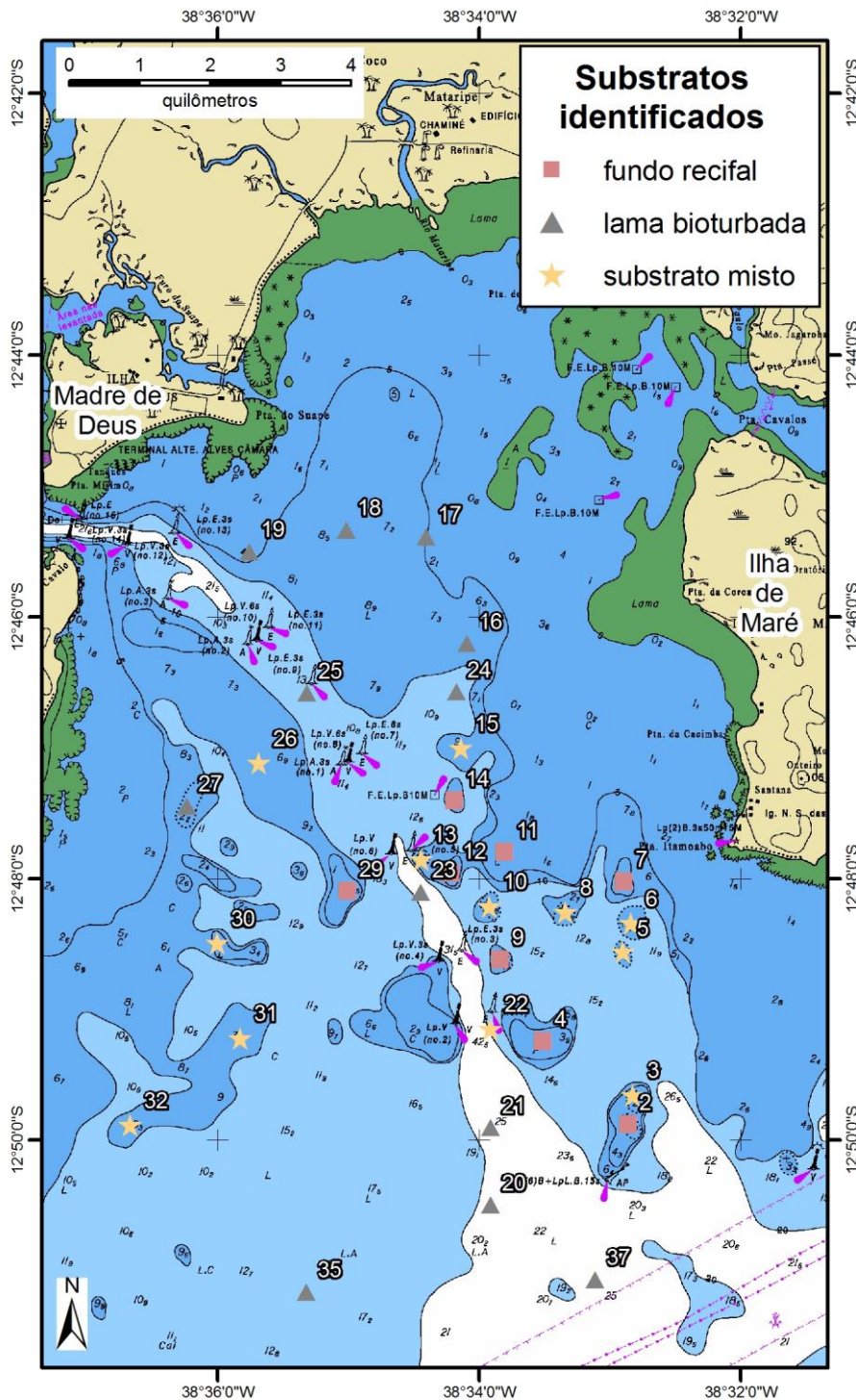


Figura 22: Localização das fotografias tiradas do fundo com a classificação do tipo de substrato identificado.

Finalmente, a observação das imagens de satélite permitiu mapear zonas de afloramento rochoso que fica exposto durante as marés mais baixas, especialmente no entorno das ilhas e da margem norte da área de estudo (Figura 23).

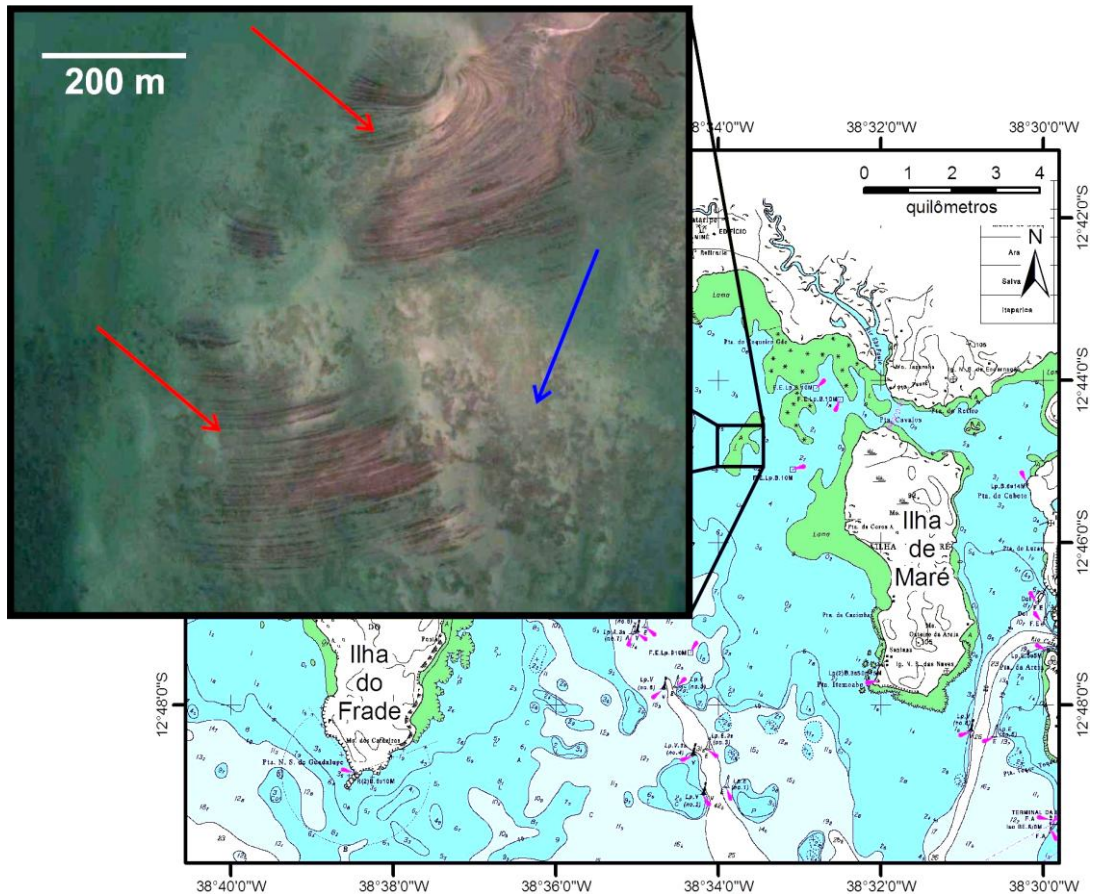


Figura 23: Imagem de satélite mostrando afloramento rochoso visível na maré baixa. As setas vermelhas apontam as regiões mais rasas, mais expostas à ação de ondas e ainda praticamente não colonizadas. A seta azul mostra uma região mais funda em que se observam sinais de colonização de organismos incrustantes.

Como se pode ver no detalhe da figura 23, a estratificação das rochas aponta para o fato de que estes são afloramentos de rocha sedimentar que se consolidou em momento anterior ao preenchimento atual da BTS e que atualmente estão sendo erodidos por processo semelhante ao descrito em Kim *et al.* (2013). Também é possível notar que suas partes mais expostas (setas vermelhas na Figura 23) não são densamente colonizadas pelos organismos incrustantes encontrados em outros afloramentos mais profundos, tais como aqueles fotografados em detalhes nas estações 9 e 14 (Figuras 15 e 16) e mesmo nas partes mais profundas

de seu entorno (seta azul na Figura 23). Isto porque, sendo muito rasas, essas partes ficam sujeitas à erosão por ação de ondas durante as marés altas e ao ambiente subaéreo durante as marés baixas.

6.2.1 DISTRIBUIÇÃO ATUAL DE HABITATS BENTÔNICOS

A partir da análise das imagens submarinas e das imagens de satélite, quatro habitats bentônicos foram identificados, três deles constantemente submersos e um quarto sujeito a exposição subaérea durante as marés mais baixas. São eles: bancos recifais, lama bioturbada, substrato misto e afloramento intermareal.

Como dito antes, os **bancos recifais** praticamente coincidem com os recifes de coral classificados por Cruz, Kikuchi & Leão (2009) e concentram-se na metade sul da área estudada, no topo dos afloramentos rochosos identificados nos perfis sísmicos. Tais afloramentos são antigos topos de morros e interflúvios que formavam ilhas no início do processo de inundação e que deram origem a terraços de abrasão em seu entorno. O processo de colonização dos fundos recifais atualmente visíveis começou quando a taxa de variação do nível do mar desacelerou por volta de 7000 a 8000 anos atrás (Dutra, Kikuchi & Leão, 2006). Nestes habitat, foram identificados organismos sésseis como corais, zoantídeos, esponjas, algas calcárias e macroalgas bentônicas, em consonância com os resultados detalhadamente mostrados em Cruz (2008).

Por sua vez, os **afloramentos intermareais** identificados através das imagens de satélite concentram-se na metade norte, mais rasa, da área estudada. Nesta região, as menores profundidades expõem seus topos ao ambiente subaéreo e à ação de ondas, não permitindo, portanto, o estabelecimento de comunidade semelhante àquela observada nos bancos recifais. Por outro lado, pode-se perceber que as partes mais profundas em suas bordas já apresentam sinais de incrustação de organismos bentônicos (Figura 23). Deste modo, estes são terraços de abrasão marinha atualmente ativos, segundo definição de Suguio (1992). Embora não se tenha feito coleta nestes ambientes, podemos prever que sua comunidade deve ser semelhante àquela encontrada nas poças de maré de ambientes tropicais: recrutas de cnidários, cirripédios, bivalves, peixes juvenis, pequenos crustáceos de vida livre e equinodermas (Nielsen, 2001).

No entorno dessas lajes, tanto dos bancos recifais ao sul como dos afloramentos intermareais ao norte, foram encontrados sedimentos predominantemente lamosos, mas com presença variável de conteúdo mais grosso (areia e/ou cascalho). Em algumas das imagens submarinas, é possível identificar conteúdo biodetrítico nestes sedimentos (Figura 21). De qualquer forma, a componente mais grossa dos sedimentos encontrados nestas regiões parecem ser de origem autóctone, sendo produzidos a partir da erosão dos substratos rígidos próximos. Estes dois tipos de sedimentos foram agrupados num **habitat de transição** entre os substratos rígidos e os substratos puramente lamosos.

Por fim, a área é toda permeada por sedimentos lamosos com sinais de bioturbação por peixes, crustáceos e outros organismos endobentônicos (Figura 19). Esta **lama bioturbada**, segundo Bittencourt *et al.* (1976), é de origem alóctone, da erosão das rochas do entorno da BTS e carregadas para dentro da baía pelos rios que nela deságuam.

A distribuição destes habitats propostos é mostrada na figura 24.

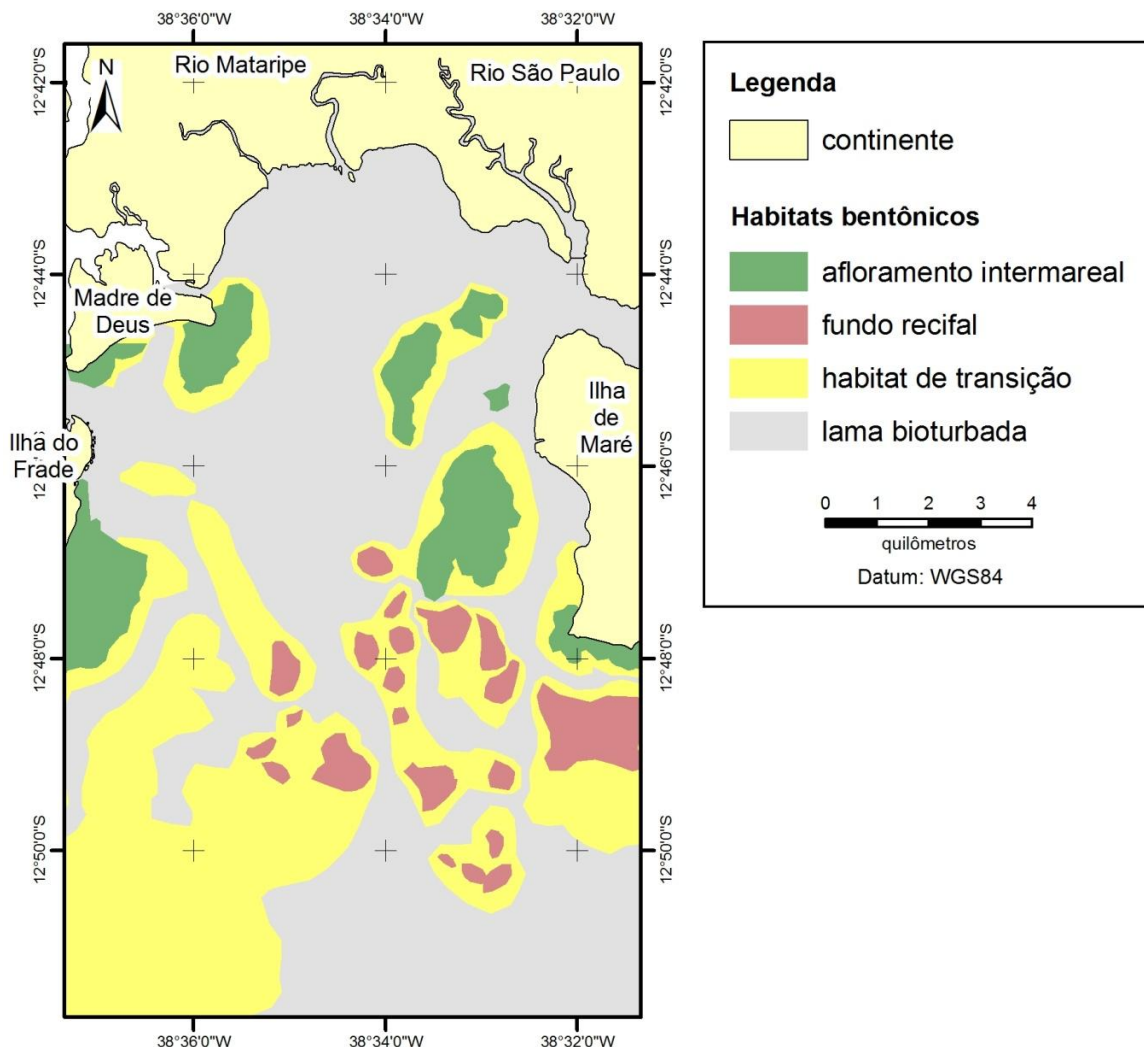


Figura 24: Distribuição atual de habitats bentônicos na área de estudo.

6.3 FEIÇÕES DE SUBSUPERFÍCIE

A penetração da onda sísmica no leito marinho e sua posterior reflexão na interface entre dois horizontes estratigráficos que apresentem contraste acústico permitem a identificação de feições de subsuperfície. Neste estudo, foram identificados até três horizontes acústicos em subsuperfície mais ou menos contínuos em cada perfil sísmico analisado. Em ordem cronológica, são eles: embasamento acústico, horizonte h1 e horizonte h2.

6.3.1 EMBASAMENTO ACÚSTICO

Por definição, o embasamento acústico de um perfil sísmico é o horizonte mais profundo capaz de refletir a onda sísmica e ser captado pelo receptor. Nos perfis aqui estudados, o embasamento acústico coincide com o leito marinho nos

pontos em que ocorrem os fundos recifais descritos anteriormente. Na medida em que se afasta destes afloramentos, o embasamento acústico pode ser observado em subsuperfície quase continuamente em alguns dos perfis analisados (Figura 25). Esta continuidade mostra que, nestes pontos, o embasamento acústico coincide com o substrato rígido sobre o qual se depositaram as camadas sedimentares que hoje preenchem a região. Ou seja, nos locais em que se pode acompanhar o embasamento acústico mergulhando sob os sedimentos a partir de um afloramento rochoso, ele representa o paleo-relevo da área estudada resultante da prolongada exposição subaérea a que a baía esteve submetida durante o Quaternário, quando toda ela esteve emersa. Desta forma, este tipo de feição foi classificado como embasamento rochoso.

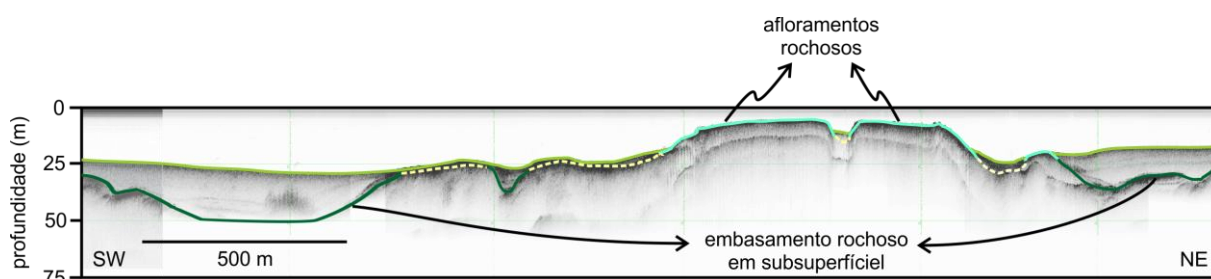


Figura 25: Trecho do perfil 12, mostrando a continuidade entre os afloramentos rochosos identificados no leito marinho e o embasamento acústico em subsuperfície.

Em alguns pontos, este fundo rígido está mascarado pela presença de gás nos sedimentos das camadas superiores (Figura 26), de acordo com o mapeamento feito por Campos & Dominguez (2011), ou pela suposta presença mais significativa de sedimentos grossos no caminho da onda sísmica (Figura 27). Nestes casos, o embasamento rochoso precisou ser presumido para o mapeamento do paleo-relevo da região, formado quando ela esteve exposta pela última vez.

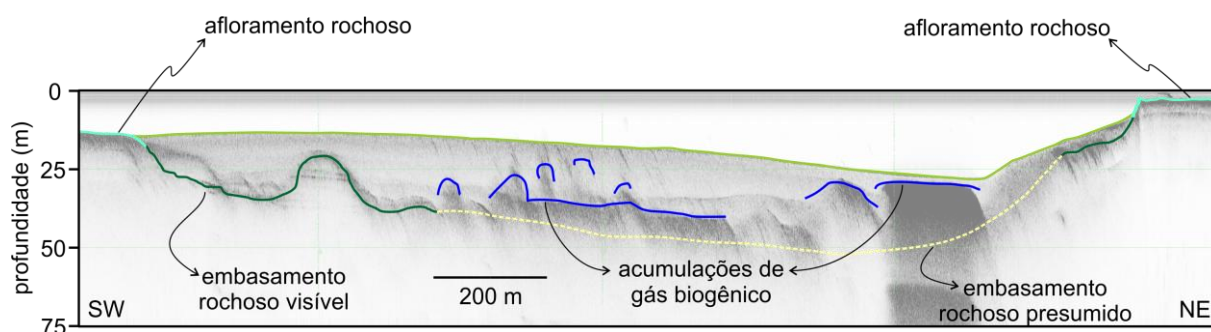


Figura 26: Trecho do perfil 2b mostrando o mascaramento do embasamento rochoso pela presença de gás nos sedimentos sobrepostos.

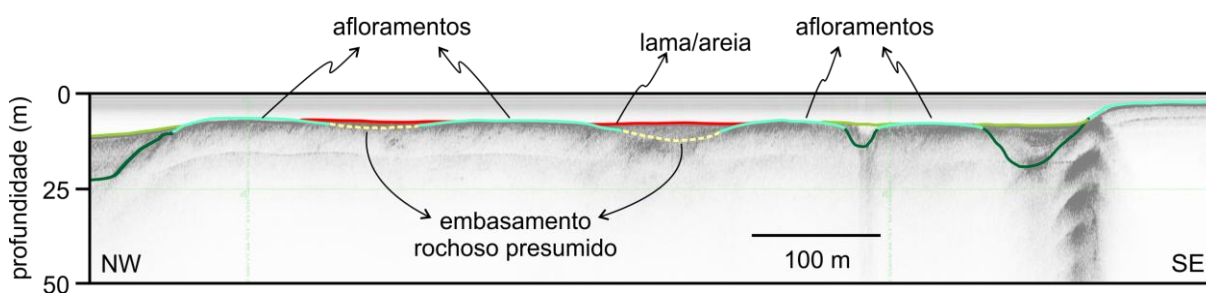


Figura 27: Trecho do perfil 2c mostrando o mascaramento do embasamento rochoso pela presença de sedimentos grossos nas camadas superiores.

As partes mais profundas deste embasamento rochoso foram identificadas entre 45 m e 50 m abaixo do atual nível de redução e, de acordo com a curva de Hanebuth *et al.* (2011), este nível só foi alcançado pela última transgressão marinha no fim do Pleistoceno, por volta de 11 ka AP.

6.3.2 HORIZONTES INTERMEDIÁRIOS

Outras feições facilmente identificadas nos perfis sísmicos são paleovales e altos topográficos atualmente soterrados sob pacotes sedimentares predominantemente lamosos com diferentes espessuras (Figura 28). Estes paleovales foram esculpidos no embasamento rochoso pelos rios que cortavam a região durante os períodos de exposição subaérea no Pleistoceno. Durante o processo de rápida inundação, após o LGM, períodos de redução na taxa de subida do nível do mar permitiram que os altos topográficos, que no início formavam ilhas, começassem a ser erodidos pela ação de ondas. Algumas destas ilhas foram totalmente erodidas e aplainadas e seus topos apresentam-se ligeiramente inclinados (Figura 29). Os sedimentos oriundos deste processo acumularam-se no entorno destas lajes, formando horizontes identificáveis nos registros sísmicos. Outras ilhas foram erodidas apenas parcialmente antes da retomada das altas taxas de subida do nível do mar e formaram feições escalonadas, como aquelas indicadas pelas setas vermelhas na figura 28. De acordo com Kim *et al.* (2013), tais características nos permitem identificar estas lajes soterradas como antigos terraços de abrasão formados em momentos em que a taxa de transgressão marinha deve ter diminuído permitindo uma relativa estabilidade do nível do mar durante alguns séculos.

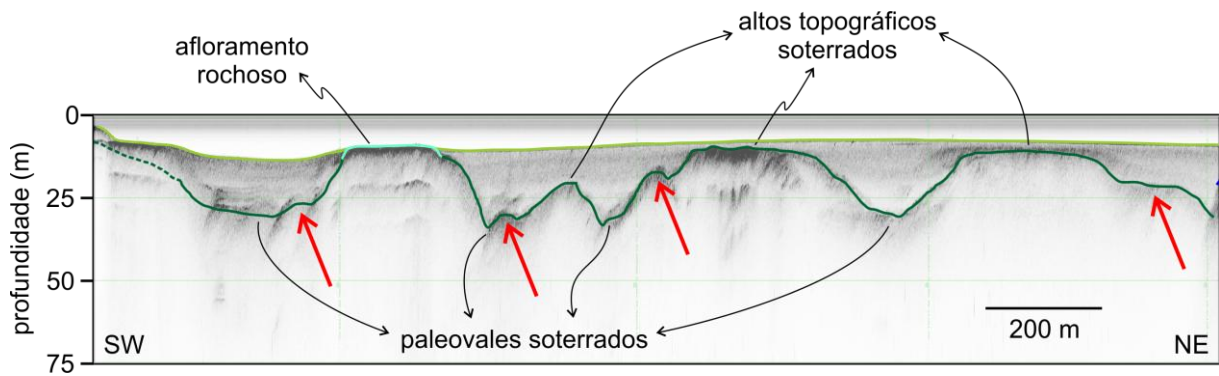


Figura 28: Trecho do perfil 2d mostrando altos topográficos e paleovales atualmente soterrados por sedimentos lamosos. As setas vermelhas mostram feições escalonadas resultantes da erosão parcial de antigas ilhas.

A análise das feições de subsuperfície permitiu identificar um primeiro conjunto de antigos terraços de abrasão a cerca de 30 m abaixo do nível do mar atual (Figura 29(A)). Então, estas lajes devem ter sido formadas quando o nível do mar esteve relativamente estabilizado entre 25 e 30 m abaixo do atual. No entorno, destas feições foi mapeado o horizonte h1, formado pela deposição de sedimentos mais grosseiros oriundos da erosão das lajes e ilhas vizinhas. Segundo a curva de Hanebuth *et al.* (2011), o nível do mar atingiu este patamar no início do Holoceno, há cerca de 10 ka.

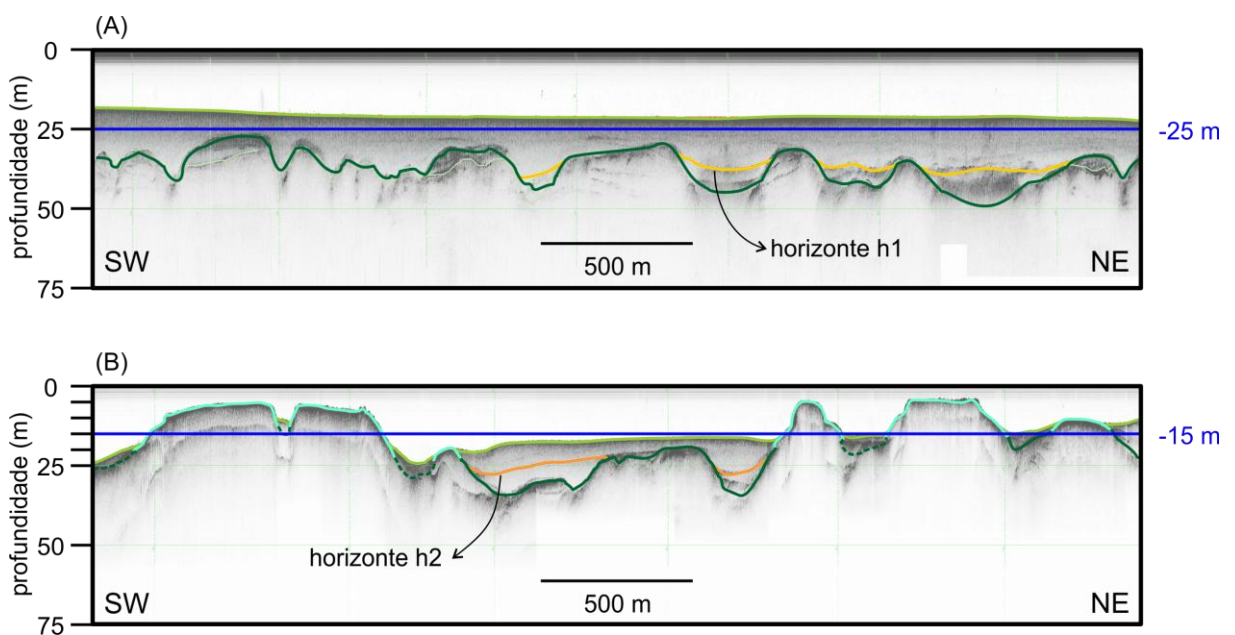


Figura 29: Trechos do perfil 12, mostrando antigos terraços de abrasão, atualmente soterrados, que se formaram quando o nível do mar atingiu cerca de 25-30 metros (A) e 15-20 metros abaixo do atual (B).

Um segundo grupo de antigas lajes aplainadas e já soterradas foi encontrado nos perfis sísmicos a cerca de 20 m abaixo do nível de redução atual (Figura 29(B)). Em seu entorno, foi mapeado o horizonte h2, formado de modo semelhante ao horizonte h1. Estas feições devem ter sido formadas quando o nível do mar esteve entre 15 m e 20 m abaixo do atual, o que ocorreu entre 8 ka e 9 ka AP, de acordo com a curva de Hanebuth *et al.* (2011).

O pacote sedimentar depositado entre estes horizontes identificados também foi computado neste trabalho. A unidade depositada entre o embasamento rochoso e o horizonte h1, foi chamada unidade u1. Por sua vez, a unidade limitada entre os horizontes h1 e h2 foi chamada unidade u2. E, finalmente, a unidade u3 localiza-se entre o horizonte h2 e o atual leito marinho (Figura 30).

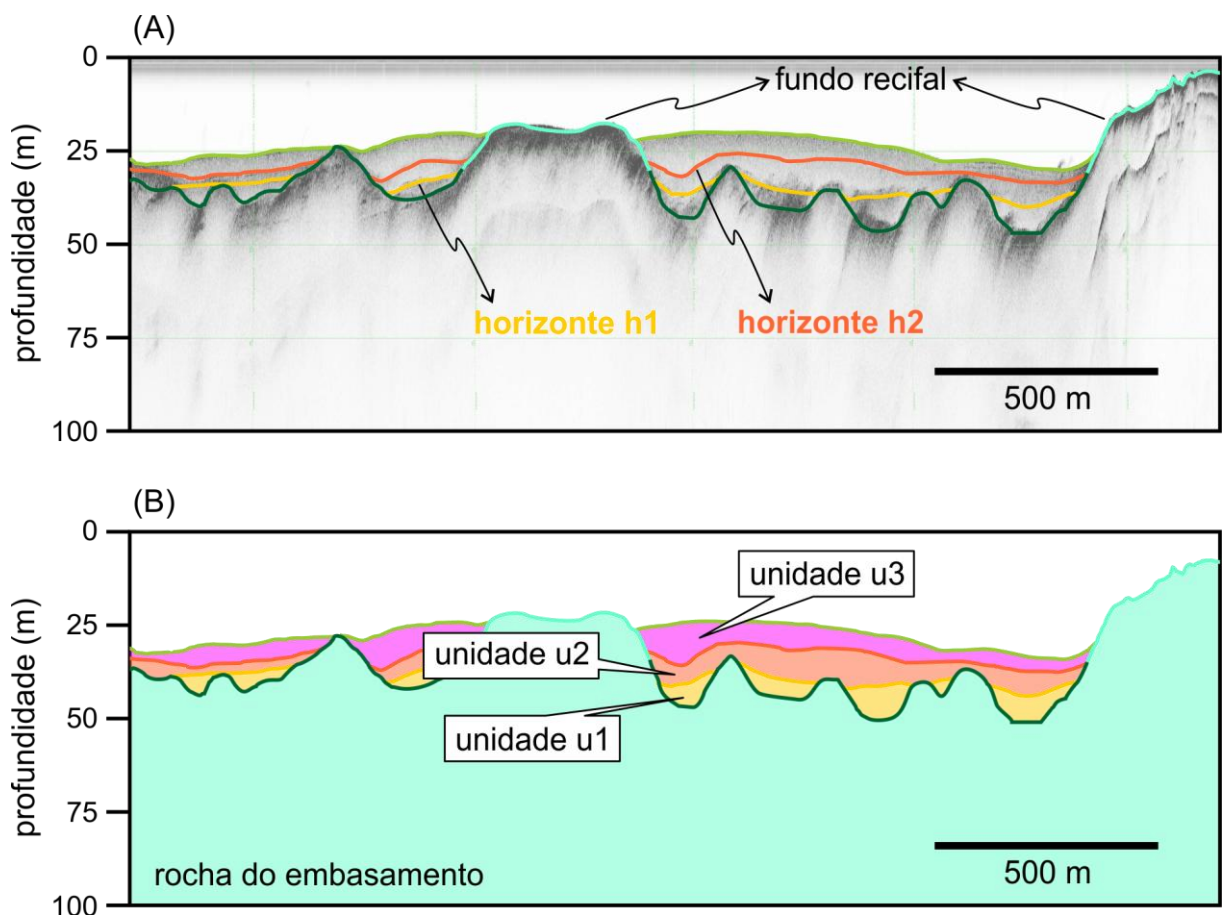


Figura 30: (A) Trecho do perfil 7c mostrando o paleo-relevo soterrado e os horizontes estratigráficos h1 e h2. (B) Interpretação da mesma porção do perfil 7c mostrando as unidades sedimentares u1, u2 e u3 sobrepostas nesta ordem. As unidades identificadas são limitadas, em ordem cronológica, pelo embasamento rochoso, pelos horizontes h1 e h2 e pelo leito marinho.

As unidades u1 e u3 apresentaram espessuras de até cerca de 15 m e a unidade u2, de até 12m. Porém, como a posição dos centros deposicionais variou ao longo do processo de inundação, a espessura máxima do pacote sedimentar que cobre a região se aproxima de 30 metros.

Um terceiro conjunto de terraços de abrasão pode ser identificado aflorando a menos de 10 m abaixo do atual nível do mar ou ligeiramente cobertos por sedimentos recentes (Figura 31). Embora as ondas que atualmente alcançam o interior da BTS não possam erodir feições tão profundas e, portanto, algumas destas lajes devem ter sido formadas em eventos particulares, de modo geral, estes terraços são associados à desaceleração da transgressão marinha ocorrida a partir de 7 ka cal AP seguida da lenta regressão iniciada a partir de 5700 ka cal AP (Martin, Dominguez & Bittencourt, 2003). Devido à proximidade entre estes terraços e a posição atual do leito marinho não foi possível distinguir de forma satisfatória o horizonte formado pelos sedimentos erodidos neste último processo de abrasão, de forma que este pacote sedimentar mais recente está incluído na unidade u3.

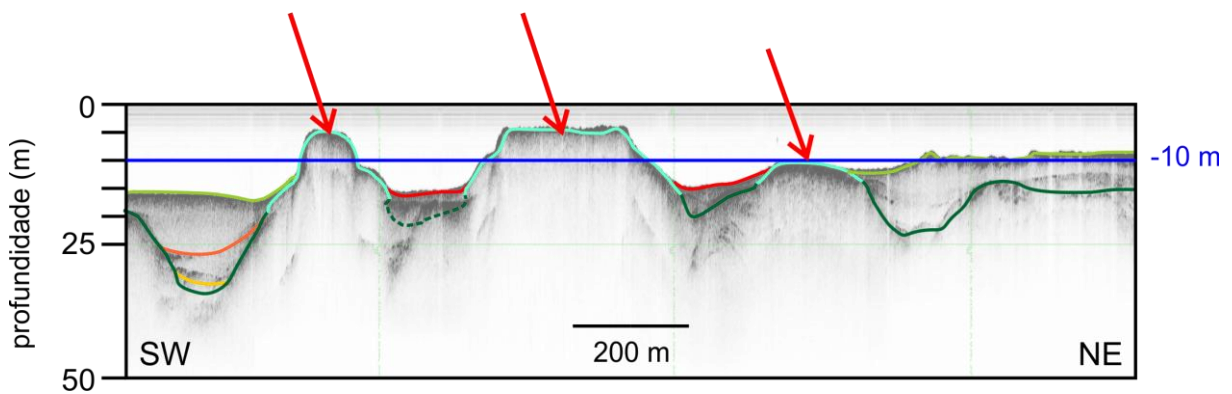


Figura 31: Trecho do perfil 2b mostrando a posição de terraços de abrasão localizados a não mais do que 10 m abaixo do nível do mar atual. Estes terraços estão associados à redução da taxa de variação do nível do mar ocorrida a partir de 8 ka cal AP

6.4 HISTÓRIA DE PREENCHIMENTO

6.4.1 DO PLEISTOCENO AO HOLOCENO

A partir da posição das feições identificadas em subsuperfície, os altos topográficos, o talvegue dos cursos d'água e os horizontes h1 e h2, foram construídos três mapas paleobatimétricos mostrados nas figuras 32, 34 e 37.

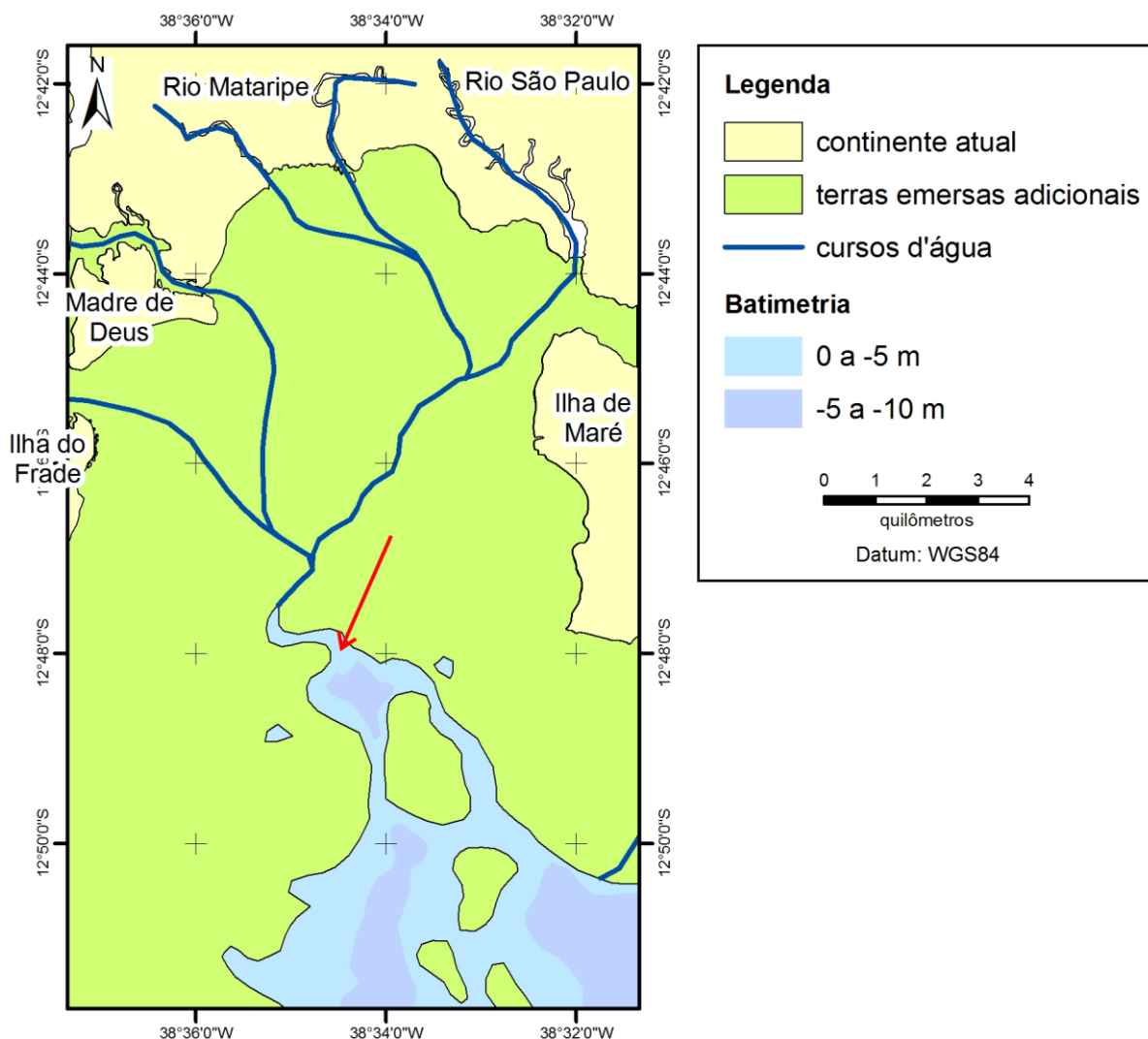


Figura 32: Mapa paleobatimétrico produzido a partir da posição do embasamento rochoso identificado nos perfis sísmicos. As profundidades indicadas referem-se ao nível do mar estimado em -40 m em relação ao atual (~11-12000 anos AP segundo Hanebuth *et al.* (2011)). A seta vermelha aponta para o estuário formado na margem norte da baía.

As posições mais baixas do paleo-relevo identificado pelo embasamento rochoso nos perfis sísmicos foram encontradas a cerca de 50 m abaixo no nível de redução atual. Então, foi quando o nível do mar alcançou a faixa entre -50 m e -40 m que as terras entre as ilhas do Frade e de Maré começaram a ser inundadas.

Considerando a curva de variação do nível do mar de Hanebuth *et al.* (2011), este patamar foi atingido por volta de 11-12 mil anos AP, portanto, na transição entre o Pleistoceno e o Holoceno. Os rios que desaguavam na margem norte da baía formavam ali um estuário, indicado pela seta vermelha na figura 32. Como se verá mais adiante, este estuário aprisionou os sedimentos finos de origem continental formando pacotes de até 12 metros de espessura nesta fase inicial da inundação (Figura 35). Também, a proximidade do estuário e a presença de ilhas logo à sua frente dificultaram o papel das ondas na formação de terraços de abrasão, reduzindo assim a disponibilidade de substratos duros para o estabelecimento de comunidades bentônicas recifais (Figura 33).

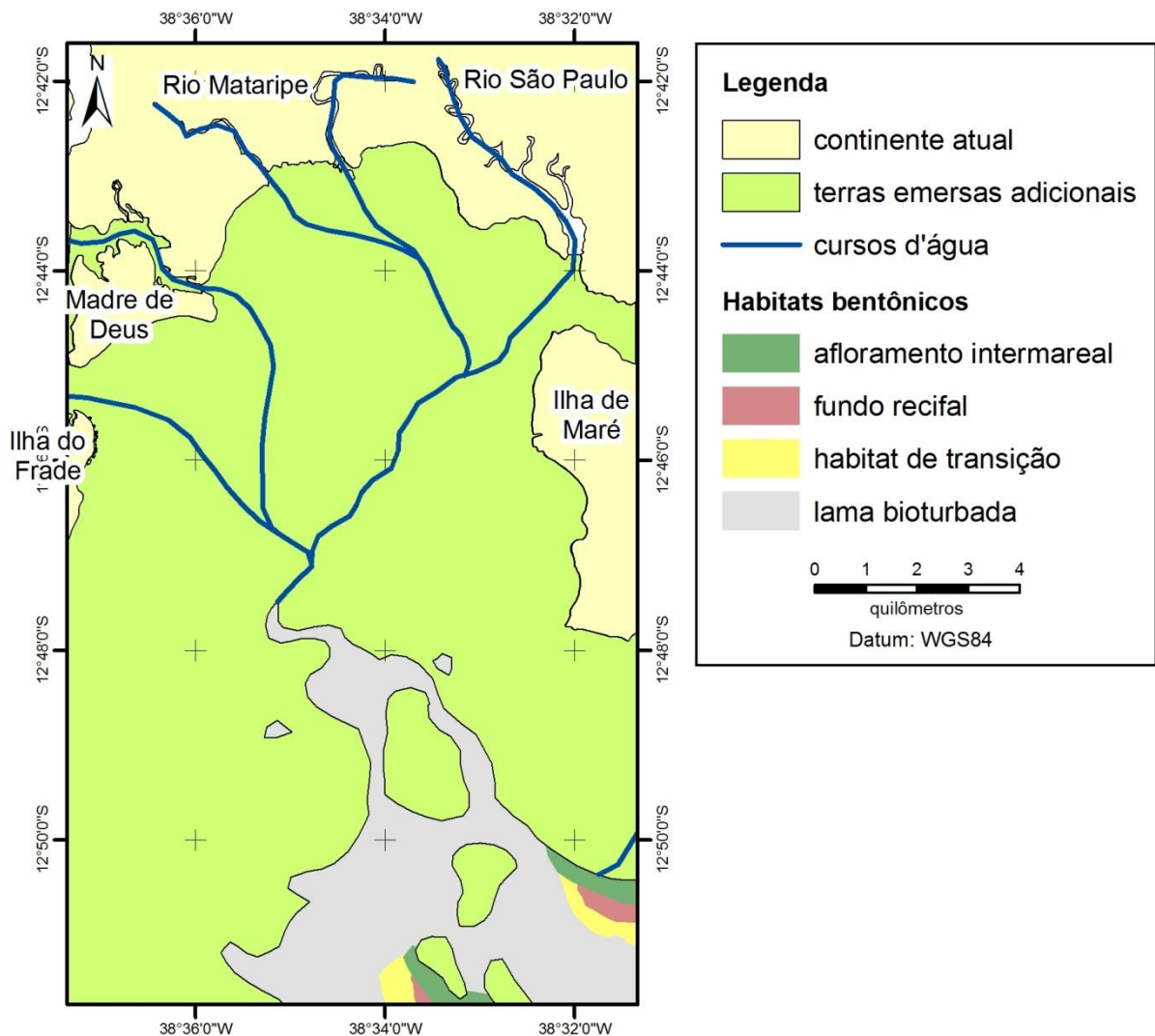


Figura 33: Distribuição de paleohabitats bentônicos no início da inundação da área de estudo (~11-12000 anos AP).

6.4.2 HOLOCENO INFERIOR

Na medida em que seguia o processo de rápida subida do nível do mar, o estuário da margem norte foi sendo empurrado cada vez mais para o norte. Os antigos terraços de abrasão já soterrados e identificados nos perfis sísmicos a cerca de 30 m abaixo do nível do mar atual (Figura 29(A)) apontam para uma provável desaceleração na taxa de transgressão marinha ocorrida por volta de 10 mil anos AP, quando o nível do mar atingiu a faixa aproximada entre -25 m e -30 m em relação ao atual, segundo a curva de Hanebuth *et al.*(2011). O processo de colonização destas lajes ocorreu na sequência de seu processo de formação. Durante aquele momento de relativa estabilização do nível do mar, enquanto a ação de ondas formava o topo dos terraços, suas partes mais profundas começavam a sair do alcance das ondas, permitindo o início do processo de colonização. Também foi neste momento que se depositou o horizonte h1, formado pelos sedimentos autóctones erodidos dos terraços de abrasão. A partir das posições destes terraços e do horizonte h1 em suas vizinhanças, podemos mapear a paleobatimetria do período (Figura 34) e a espessura dos sedimentos que se acumularam desde o início da inundação, a unidade u1 (Figura 35).

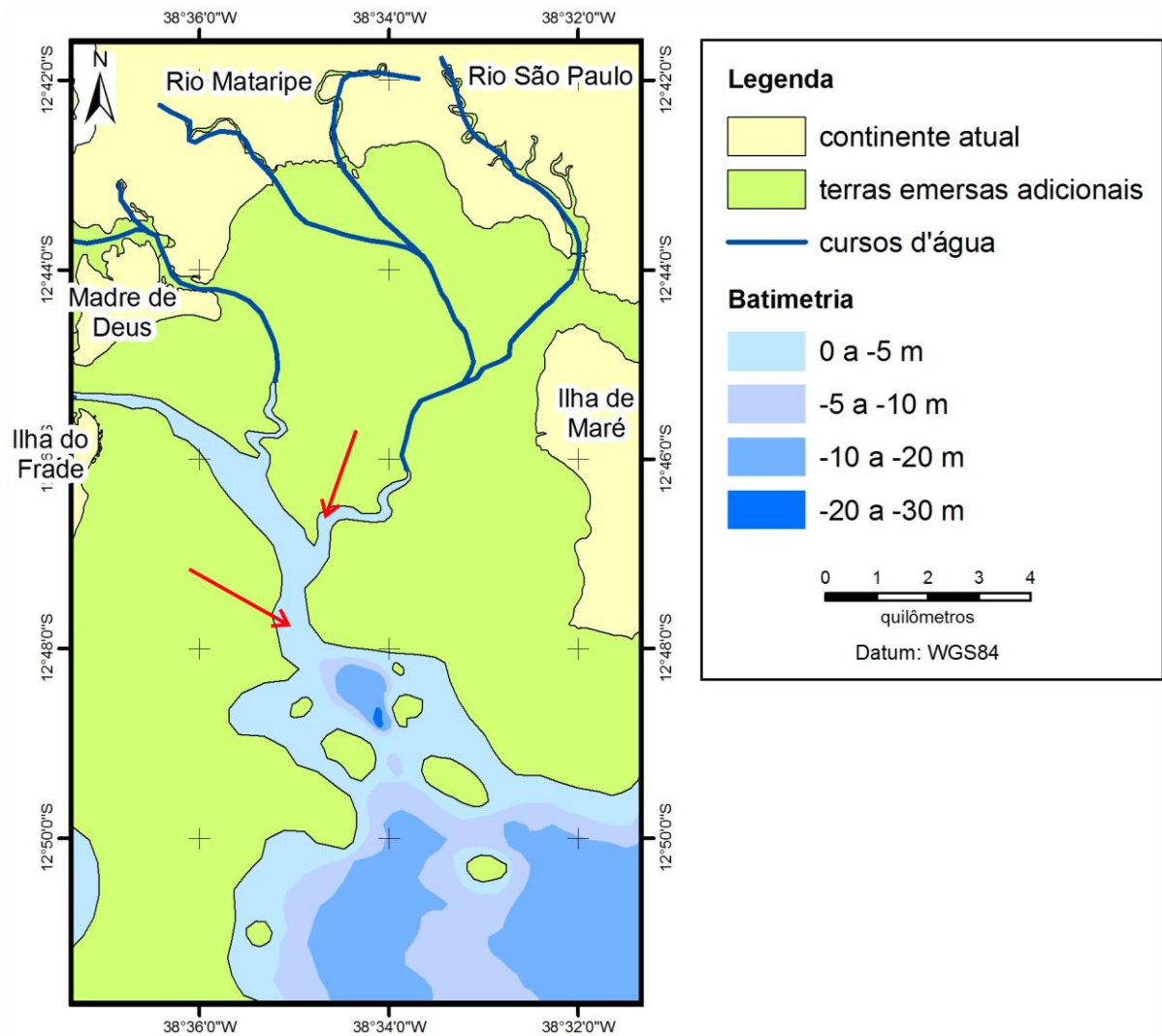


Figura 34: Paleobatimetria estimada da região no momento de relativa estabilização do nível do mar entre -25 m e -30 m em relação ao atual (~10000 anos AP). As profundidades indicadas referem-se a este nível do mar. As setas vermelhas indicam a posição dos estuários da margem norte da baía.

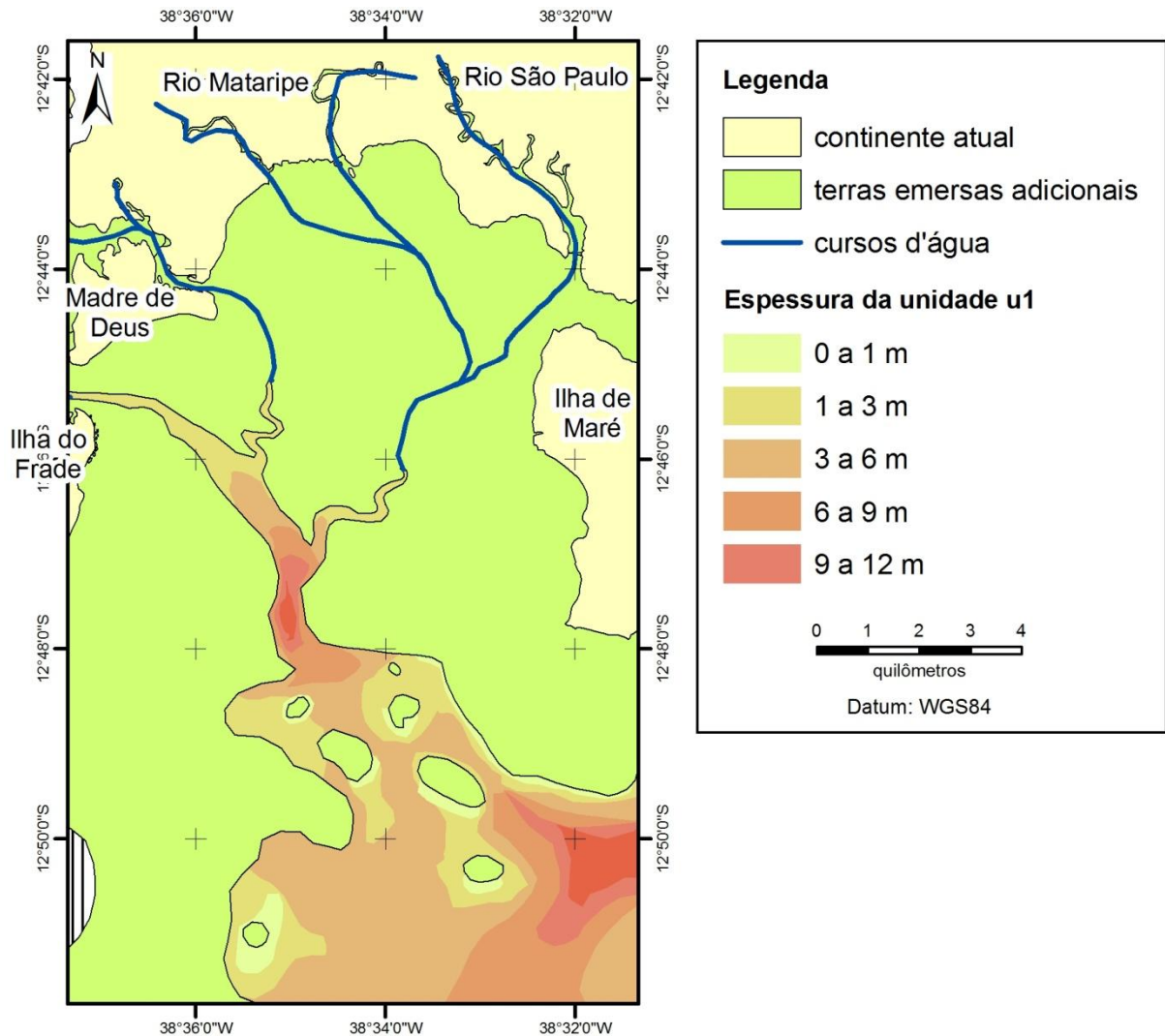


Figura 35: Mapa de isópacas da unidade u1, depositada entre o embasamento rochoso e o horizonte h1 durante o início do Holoceno (~10000 anos AP).

Os pontos de maior acumulação de sedimentos da unidade u1 localizam-se (i) no estuário que se formou na margem norte da região, onde os rios São Paulo e Mataripe se encontravam com a baía e (ii) na porção sudeste da região, onde, possivelmente, o rio que cortou o atual canal de Aratu desaguava na baía. Os sedimentos acumulados nestas regiões devem ter sido trazidos por estes rios e se depositaram quando suas águas perderam capacidade de transporte ao chegar à baía.

Finalmente, assumindo processos de abrasão e colonização como já descritos e considerando as características batimétricas e da deposição dos sedimentos até este momento, pode-se estimar a distribuição de habitats bentônicos para o Holoceno inferior (Figura 36).

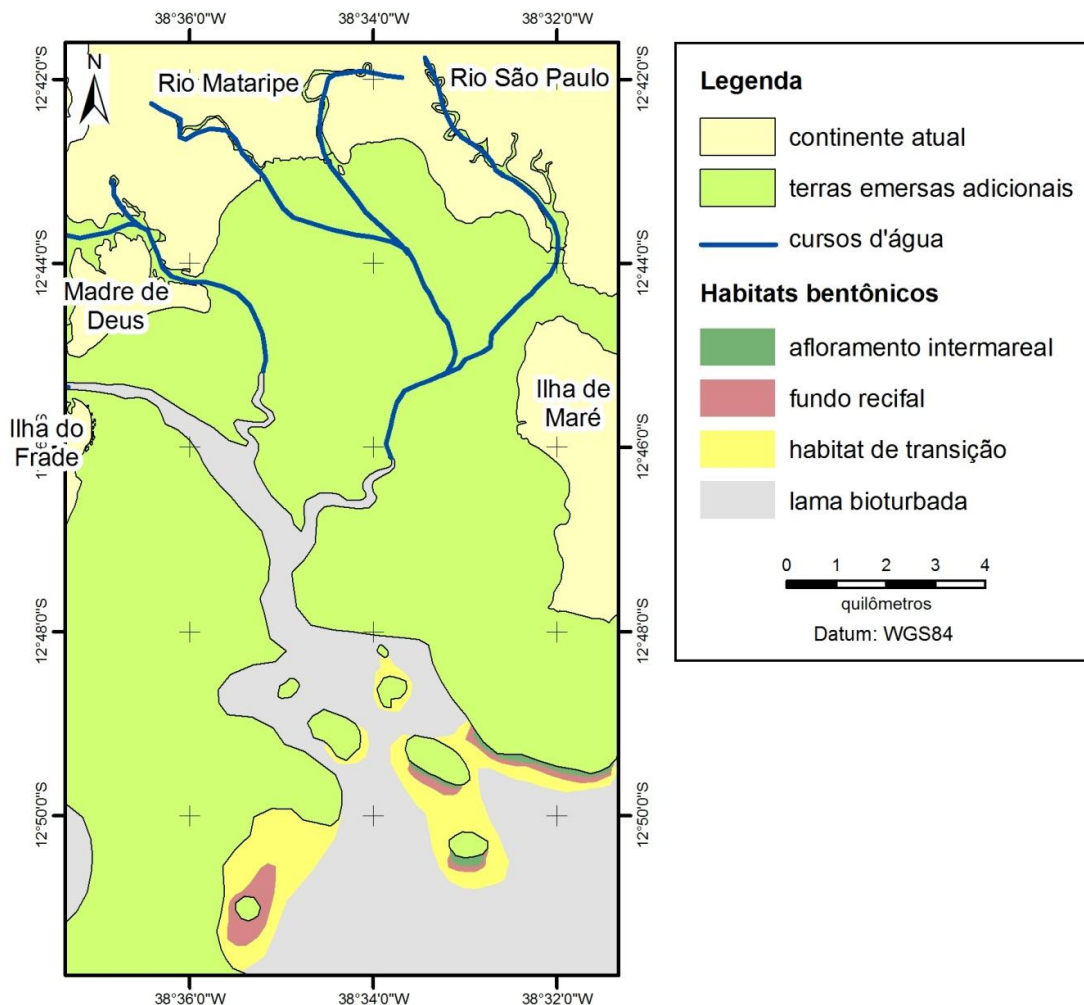


Figura 36: Mapa de paleohabitats proposto para o Holoceno inferior (~10 ka AP, segundo a curva de Hanebuth *et al.* (2011)), quando o nível do mar atingiu a faixa entre 25 m e 30 m abaixo do atual.

Neste início do processo de inundação, a costa sul das terras emersas que existiam na região deve ter estado sujeita à ação de ondas, formando em seu entorno terraços de abrasão, em cujas margens começaram a se estabelecer comunidades bioncrustantes semelhantes àsquelas encontradas sobre os afloramentos atuais.

6.4.3 DO HOLOCENO INFERIOR AO HOLOCENO MÉDIO

Seguindo o processo de transgressão marinha sobre a região estudada, encontram-se feições como aquela mostrada na figura 29(B): terraços de abrasão marinha formados quando o nível do mar atingiu a faixa entre -15 e -20 m em

relação ao atual. Em seu entorno, a análise dos perfis sísmicos permite identificar o horizonte h2, descrito na seção 5.3.2. O mapeamento desta feição possibilitou a construção de um mapa paleobatimétrico para o período (Figura 37).

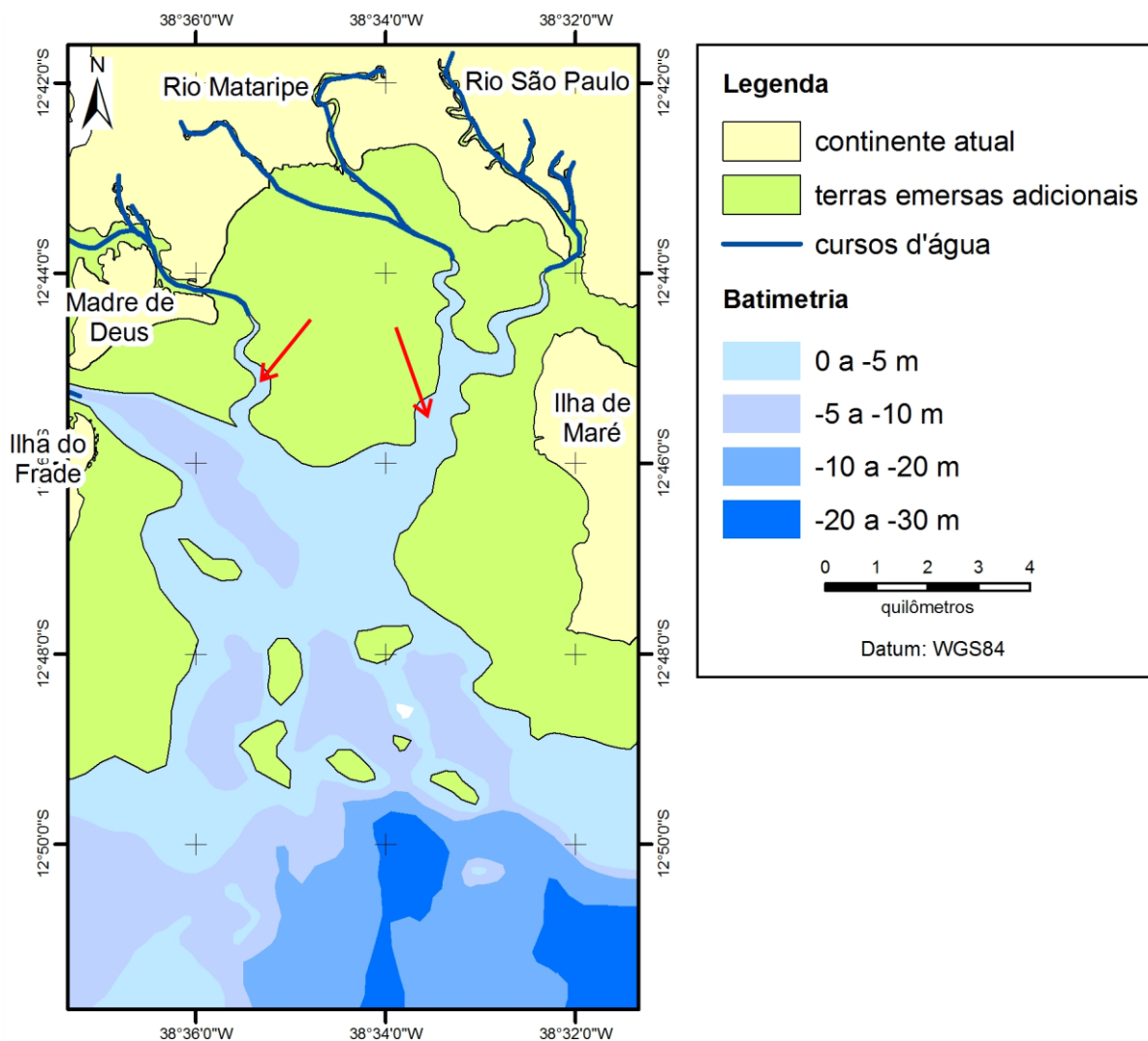


Figura 37: Mapa paleobatimétrico para o período de transição entre o Holoceno inferior e o Holoceno médio (~8500 anos AP, segundo a curva de Hanebuth *et al.* (2011)), quando o nível do mar atingiu cerca de 15-20 m abaixo do atual. As profundidades indicadas referem-se ao nível do mar localizado na cota de -15 m em relação ao atual. As setas vermelhas indicam a posição dos estuários da margem norte da baía.

Novamente, observa-se a migração dos estuários ainda mais para o norte. Neste caso, verifica-se o início da separação destes estuários, caminhando para suas geometrias atuais, em que os rios São Paulo e Mataripe, assim como o riacho localizado a oeste deles, drenam pequenas bacias independentes.

A partir da posição do horizonte h2, é possível mapear a espessura do pacote sedimentar que se depositou entre os horizontes h1 e h2, a unidade u2 (Figura 38). Nesta figura, três pontos de acumulação mais significativa podem ser observados: (i) o primeiro deles localiza-se no antigo estuário formado pelos rios São Paulo e Mataripe, na margem norte da região, (ii) outro na porção central no entorno das ilhas que ali existiam e (iii) novamente na porção sudeste da área estudada.

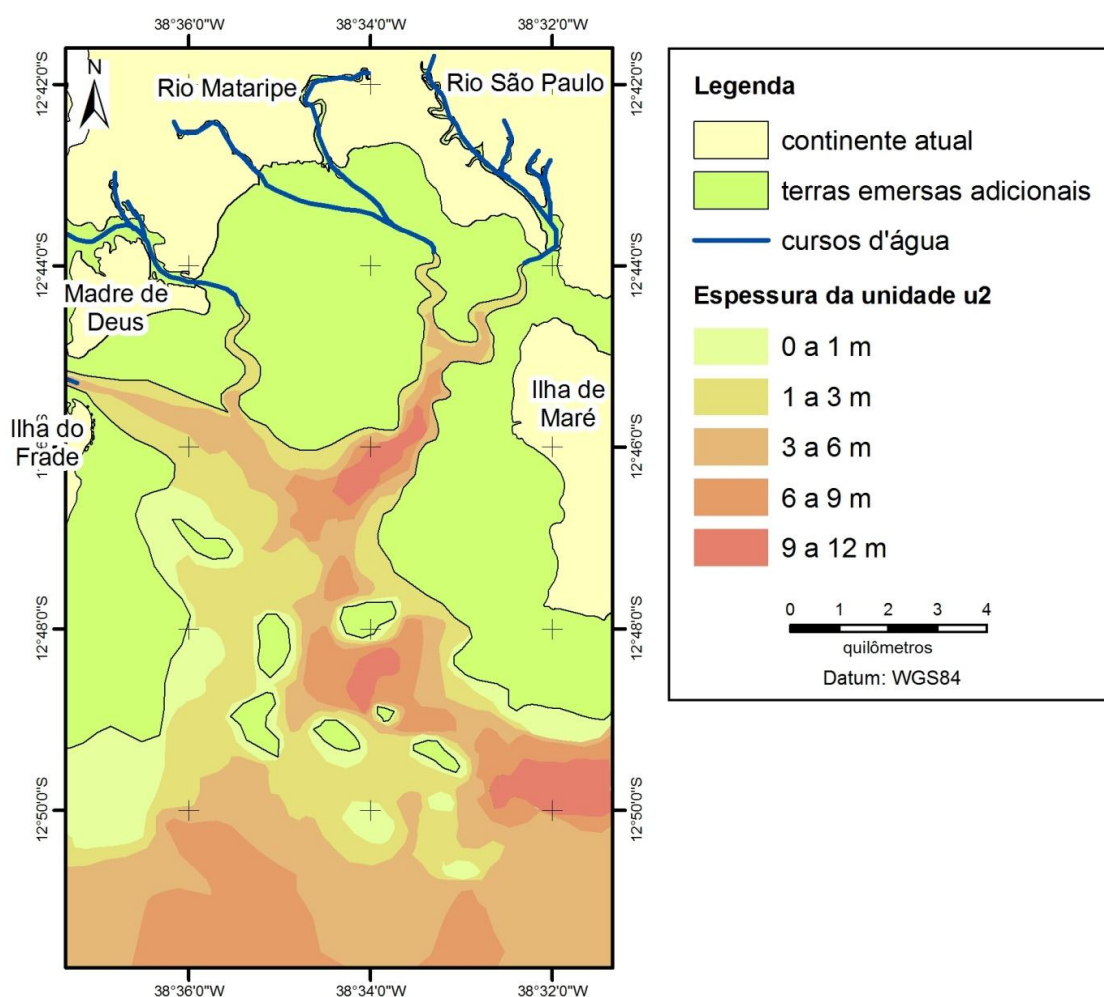


Figura 38: Mapa de isópacas para a unidade u2, depositada entre os horizontes h1 e h2 há aproximadamente 8500 anos AP (segundo a curva de Hanebuth *et al.* (2011)).

Nesta segunda etapa da inundação, grandes pacotes de sedimentos continuaram a se acumular próximo a desembocadura do rio que cortou o canal de Aratu, na região sudeste da área de estudo. Entretanto, o depocentro das acumulações sedimentares associadas aos rios São Paulo e Mataripe, anteriormente localizado na porção central da região estudada (ver Figura 35),

migrou para nordeste em consonância com o que ocorreu com o próprio estuário formado por estes rios. Por sua vez, os sedimentos que se acumularam entre as ilhas podem ter origem autóctone, a partir da erosão das próprias ilhas, ou alóctone, transportados pelos rios das margens norte e noroeste da região. Neste segundo caso, as ilhas da região central da área de estudo teriam formado uma barreira para o fluxo daqueles rios e levado ao aprisionamento dos sedimentos. Mais investigação acerca da natureza destes sedimentos é necessária para se determinar sua origem.

Mais uma vez, a partir da integração das observações batimétricas e dos pontos de deposição preferencial dos sedimentos, pode-se propor uma distribuição de habitats bentônicos sobre o leito marinho quando a unidade u2 acabava de ser depositada.

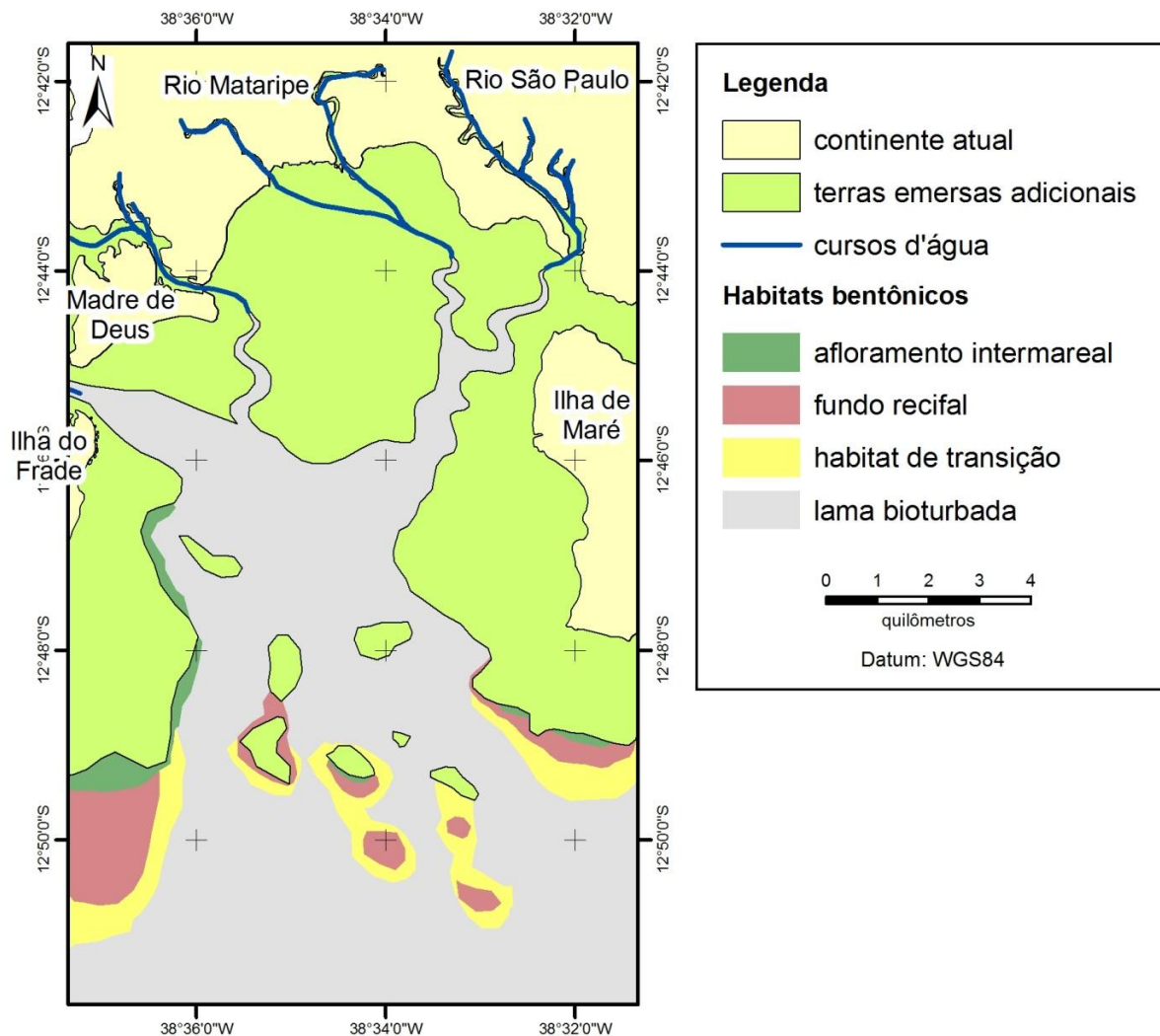


Figura 39: Mapa de distribuição de paleohabitats sobre o relevo caracterizado pela discordância d2, possivelmente na transição do Holoceno inferior para o médio (~8500 anos AP).

Analisando este mapa, observa-se que foi neste momento que a inundação chegou à porção sul da antiga Ilha do Frade. Neste processo, uma grande laje deve ter se formado, ficando disponível para o estabelecimento de comunidade incrustante em suas partes mais profundas. As ilhas que bordejavam o canal, que se estende de sul para norte e posteriormente para noroeste, começaram a ser erodidas e submersas. Isto pode ter dado condição para o início estabelecimento das comunidades recifais atualmente mapeadas a sudoeste da Ilha de Maré (Cruz *et al.*, 2009; Dutra & Haworth, 2008).

6.4.4 A SEDIMENTAÇÃO RECENTE

A desaceleração da taxa de subida do nível do mar observada a partir de 7 ka cal AP seguida de uma lenta descida iniciada há 5,7 ka cal AP levou à intensificação dos processos de sedimentação lamosa em toda a BTS. A última unidade sedimentar identificada nos perfis sísmicos, a unidade u3, foi depositada neste período. O resultado da integração em ambiente SIG das posições do leito marinho e do horizonte h2, que limitam esta unidade, são mostrados na figura 40.

O principal centro de deposição de sedimentos nesta última fase do preenchimento da porção nordeste da BTS deslocou-se para a região sudoeste da área de estudo, ao sul da ilha do Frade (Figura 40). Estes sedimentos devem ser aqueles provenientes do rio Paraguaçu (Bittencourt *et al.*, 1976) que atravessam a porção noroeste da BTS alcançando a área de estudo pelo sul da ilha do Frade. Esta migração pode decorrer da redução do espaço de acomodação na porção noroeste da BTS em consequência da descida do nível do mar e da elevação da camada sedimentar observada naquele compartimento da baía. Os demais pontos de maior concentração de sedimentos da unidade u3, no centro da área de estudo e ao sul da ilha de Maré, permaneceram em suas posições aproximadas em relação à deposição da unidade anterior.

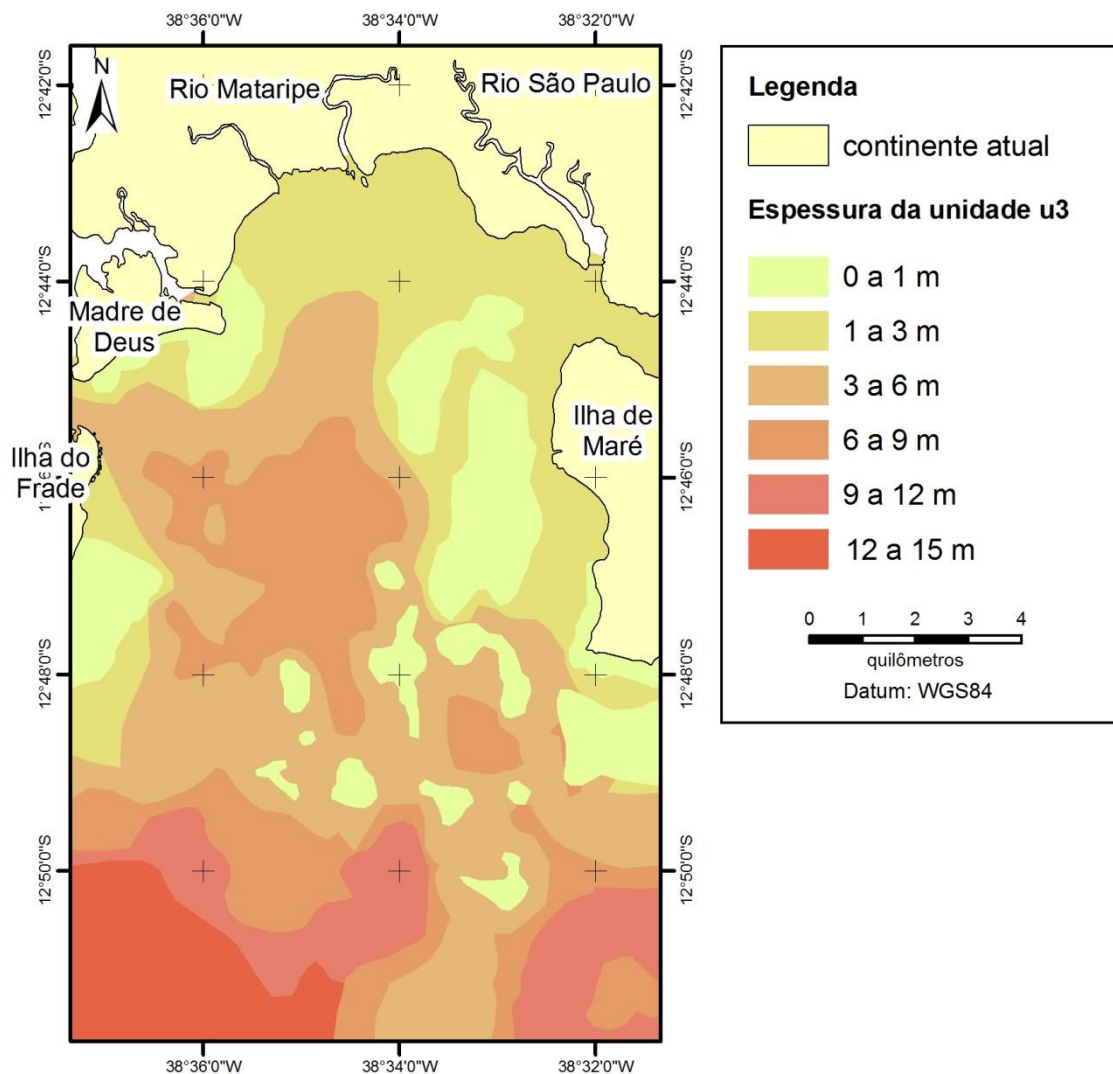


Figura 40: Mapa de isópacas da unidade u3, depositada nos últimos 7-8000 anos.

A maior espessura encontrada para esta unidade foi de aproximadamente 15 m. Então, se as datações estimadas neste trabalho estiverem corretas, obtém-se uma taxa aproximada média de sedimentação de 2 mm por ano. Este valor difere significativamente do valor médio encontrado por Argollo (2001), aproximadamente 7 mm por ano. Porém, esta diferença pode ser decorrente de dois fatores: (i) os testemunhos utilizados por Argollo (2001) foram coletados a noroeste da ilha do Frade e a leste e nordeste da ilha de Maré, portanto, fora da área aqui estudada; e (ii) aqueles testemunhos tinha até 1 metro de comprimento, o que representa cerca de 150 anos de deposição na taxa estimada pelo autor.

7. CONCLUSÕES

O presente trabalho permitiu avaliar a evolução da batimetria, da espessura dos pacotes sedimentares e da distribuição de habitats bentônicos da porção nordeste da BTS.

O que se pode concluir é que, durante o rápido processo de inundação da região, pelo menos dois curtos períodos de desaceleração da taxa de subida do nível do mar com duração aproximada provável de alguns séculos permitiram a formação de terraços de abrasão no entorno de ilhas formadas a partir de antigas elevações topográficas do relevo exposto durante o último máximo glacial. Na medida em que se tornavam mais profundas, estas lajes passaram a representar substratos duros, ao mesmo tempo fundos o suficiente para escapar da erosão pela ação de ondas e rasos o bastante para o estabelecimento de comunidades bentônicas recifais. Estes episódios de desaceleração deixaram como testemunho os horizontes h1 e h2, identificados nos registros sísmicos.

O atual período de relativa estabilidade no nível do mar, que já dura cerca de 7000 anos, coincide com o afastamento das fontes de sedimentos finos para a região, os pequenos rios da margem norte e o longínquo rio Paraguaçu cuja desembocadura se localiza a quase 20 km a oeste da área estudada. Estas condições permitiram o maior desenvolvimento das comunidades recifais atuais em comparação com aquelas estimadas para os momentos pretéritos.

Este trabalho propõe uma hipótese para a história do preenchimento sedimentar da região nordeste da BTS e aponta as primeiras evidências que podem confirmá-la. Porém, os próximos passos a serem seguidos devem ser no sentido de cobrir toda a baía e de estabelecer uma datação mais precisa dos eventos aqui descritos. Desta forma, é imprescindível a coleta de testemunhos que permita a identificação do conteúdo sedimentar das feições de subsuperfície e a datação dos eventos que as construíram.

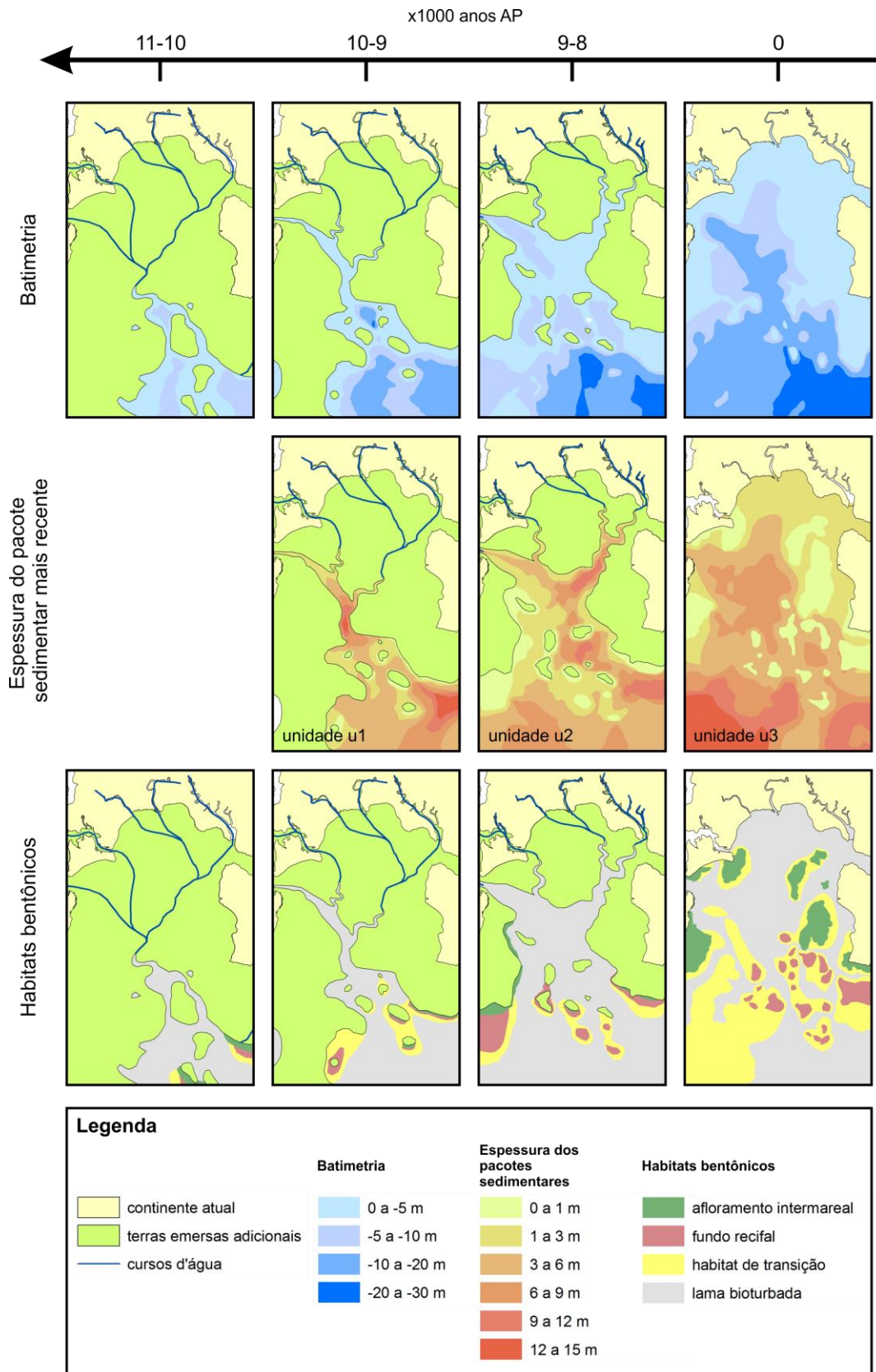


Figura 41: Evolução da batimetria, das espessuras dos pacotes sedimentares e da distribuição de habitats bentônicos na porção nordeste da BTS desde a transição Pleistoceno-Holoceno até o presente.

8. REFERÊNCIAS

- ARGOLLO, R.M. **Cronologias de sedimentação recente e de deposição de metais pesados na baía de Todos os Santos usando Pb²¹⁰ e Cs¹³⁷**. 2001. 104 f. Tese (Doutorado em Geofísica) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia., Salvador, 2001.
- BAKER, E.K. & HARRIS, P. **Habitat mapping and marine management**. In: Peter Harris & Elaine K. Baker (Eds). *Seafloor geomorphology as benthic habitat: GeoHAB atlas of seafloor geomorphic features and benthic habitats*. London: Elsevier, 2012, p. 23-38.
- BITTENCOURT, A.C.S.P., FERREIRA, Y.A. & DI NAPOLI, E. **Alguns aspectos na sedimentação da baía de Todos os Santos, Bahia**. *Revista Brasileira de Geologia*, v. 6, nº4, p. 246-263, 1976.
- BRADLEY, W.C. **Submarine abrasion and wave-cut platforms**. *Bulletin of the Geological Society of America*, [S.l.], v. 69, nº8 p. 967-74, 1958.
- CAMPOS, R.H.S. & DOMINGUEZ, J.M.L. **Shallow gas accumulations in the sediments of Todos os Santos Bay (Bahia, Brazil): origin and distribution**. In: 12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Rio de Janeiro, 2011.
- CIRANO, M. & LESSA, G.C. **Oceanographic characteristics of baía de Todos os Santos, Brazil**. *Revista Brasileira de Geofísica*, v.25, nº4, p.363-87, 2007.
- CRUZ, I.C.S. **Recifes de corais da baía de Todos os Santos, caracterização, avaliação e identificação de áreas prioritárias para conservação**. 2008. 102 f. Dissertação (Mestrado em Ecologia e Biomonitoramento) – Instituto de Biologia, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2008.
- CRUZ, I.C.S.; KIKUCHI, R.K.P. de & LEÃO, Z.M.A.N. **Caracterização dos Recifes de Corais da Área de Preservação Ambiental da baía de Todos os Santos para Fins de Manejo, Bahia, Brasil**. *Revista da Gestão Costeira Integrada*, Itajaí, v. 9, nº 3, pp.3-23, 2009.
- DALRYMPLE, R.W.; ZAITLIN, B.B. & BOYD, R. **A conceptual model of estuarine sedimentation**. *Journal of Sedimentary Petrology*, [S.l.], v. 62, p. 1130-46, 1992.

- DEUTSCH, C.V. & JOURNAL, A.G. **GSLIB Geostatistical Software Library and User's Guide**. New York: Oxford University Press, 1998. 369p.
- DOMINGUEZ, J.M.L. & BITTENCOURT, A.C.S.P. **Geologia**. In: Vanessa Hatje e Jailson Bittencourt de Andrade (Orgs). *baía de Todos os Santos: aspectos oceanográficos*. Salvador: Edufba, 2009. p. 29-66.
- osé Maria Landim Dominguez (UFBA), Alina Sá Nunes (UFBA-UNIME), Renata Cardia Rebouças (UFBA), Rian Pereira da Silva (UFBA), Antonio Fernando Menezes Freire (CENPES-PETROBRAS) & Carolina de Almeida Poggio (UFBA)
- DOMINGUEZ, J.M.L., NUNES, A.S., REBOUÇAS, R.C., SILVA, R.P da, FREIRE, A.F.M. & POGGIO, C.A. **Plataforma continental**. In: Johildo Salomão Figueirêdo Barbosa (coord). *Geologia da Bahia: pesquisa e atualização*. Salvador: CBPM, 2012. p. 427-96.
- DUTRA, L.X.C., KIKUCHI, R.K.P. & LEÃO, Z.M.A.N. **Todos os Santos Bay Coral Reefs, Eastern Brazil, Revisited after 40 Years**. *Journal of Coastal Research*, v.39, p.633-638, 2006.
- DUTRA, L.X.C. & HAWORTH, R.J. **Human Disturbance, Natural Resilience and Management Futures: The Coral Reefs of Todos os Santos Bay, Bahia, Brazil**. *Journal of Sustainable Development*, v.1, p. 13-30, 2008.
- FELGUEIRAS, C.A. **Inferências e Estimativas de Incertezas Utilizando Técnicas de Krigeagem Não Linear**. Disponível em: http://www.dpi.inpe.br/~carlos/trab_cientific/gisbr99.pdf. Acesso em: 10 de novembro de 2013.
- GASPERINI, L. & STANGHELLINI, G. **SEISPRHO: An interactive computer program for processing and interpretation of high-resolution seismic reflection profiles**. *Computers & Geosciences*, v. 35, nº7, pp. 1497-1507, 2009.
- HANEBUTH, T. J. J., VORIS, H.K., YOKOYAMA, Y., SAITO, Y. & OKUNO, J. **Formation and fate of sedimentary depocentres on southeast Asia's Sunda Shelf over the past sea-level cycle and biogeographic implications**. *Earth Science Reviews*, Amsterdam, v. 104, nº1-3, p. 92-110, 2011.
- HARRIS, P. **Biogeography, benthic ecology, and habitat classification schemes**. In: Peter Harris & Elaine K. Baker (Eds). *Seafloor geomorphology as benthic*

habitat: GeoHAB atlas of seafloor geomorphic features and benthic habitats.
London: Elsevier, 2012, p. 61-90.

- HATJE, V., BÍCEGO, M.C., CARVALHO, G.C. de & ANDRADE, J.B. de. **Contaminação química.** In: Vanessa Hatje e Jailson Bittencourt de Andrade (Orgs). *Baía de Todos os Santos: aspectos oceanográficos.* Salvador: Edufba, 2009. p. 247-97.
- IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2013. **Estimativas Populacionais para os municípios brasileiros em 01/07/2013.** Disponível em:
ftp://ftp.ibge.gov.br/Estimativas_de_Populacao/Estimativas_2013/estimativa_2013_dou.pdf. Acesso em: 08 de outubro de 2013.
- KIM, G.B., YOON, S.H., SOHN, Y.K. & KWON, Y.K. **Wave-planation surfaces in the mid-western East Sea (Sea of Japan): indicators of subsidence history and paleogeographic evolution of back-arc basin.** *Marine Geology*, [S.l.],v.344, p. 65-81, 2013.
- LEÃO, Z.M.A.N. **The coral reefs of Southern Bahia.** In: Bia Hetzel e Clóvis Barreira e Castro. *Corals of Southern Bahia.* Rio de Janeiro: Nova Fronteira, 1994. p.151-9.
- LESSA, G.C., BITTENCOURT, A.C.S.P., BRICHTA, A. & DOMINGUEZ, J.M.L. **A reevaluation of the late quaternary sedimentation in Todos os Santos Bay (BA).** In: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.72, p573-90, 2000.
- LESSA, G.C., DOMINGUEZ, J.M.L., BITTENCOURT, A.C.S.P. & BRICHTA, A. **The Tides and Tidal Circulation of Todos os Santos Bay, Northeast Brazil: a general characterization.** In: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.73, p. 245-61, 2001.
- LESSA, G.C. & DIAS, K.. **Distribuição espacial das litofácies de fundo da baía de Todos os Santos.** *Quaternary and Environmental Geosciences*, v.1, nº2, p. 84-97, 2009.
- MAGNAVITA, L.P., SILVA, R.R. & SANCHES, C.P. **Guia de campo da Bacia do Recôncavo, NE do Brasil.** *Boletim de Geociências da Petrobras*, v.13, p.301-34, 2005.
- MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L. & BITTENCOURT, A.C.S.P. **Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from**

- multiple fossil and geometric indicators.** *Journal of Coastal Research*, v. 19, nº 1, p. 101-24, 2003.
- MEDEIROS, R.A. & PONTE, F.C. **Roteiro Geológico da Bacia do Recôncavo, Bahia.** Salvador: PETROBRÁS/SEPES/DIVEN/Setor de Ensino na Bahia, 1981. 63 p.
- MEYSMAN, F.J.R., MIDDELBURG, J.J. & HEIP, C.H.R. **Bioturbation: a fresh look at Darwin's last idea.** *Trends in Ecology and Evolution*, [S.l.], v. 21, nº12, p.688-95, 2006.
- MILLER, K.G., KOMINZ, M.A., BROWNING, J.V. WRIGHT, J.D., MOUNTAIN, G.S., KATZ, M.E., SUGARMAN, P.J., CRAMER, B.S., CHRISTIE-BLICK, N. & PEKAR, S.F. **The Phanerozoic record of global sea-level change.** *Science*, [S.l.], v. 310, p. 1293-98, 2005.
- NIELSEN, K.J. **Bottom-up and top-down forces in tide pools: test of a food chain model in an intertidal community.** *Ecological Monographs*, [S.l.], v.71, p.187-217, 2001.
- PRESS, F., SIEVER, R., GROTZINGER, J. & JORDAN, T.H.. **Para entender a Terra.** 4ª edição. Porto alegre: Bookman, 2006. 656 p.
- SOARES, L.S.H., SALLES, A.C.R., LOPEZ, J.P., MUTO, E.Y. & GIANNINI, R. **Produção pesqueira.** In: Vanessa Hatje e Jailson Bittencourt de Andrade (Orgs). Baía de Todos os Santos: aspectos oceanográficos. Salvador: Edufba, 2009. p. 161-206.
- SUGUIO, K. **Dicionário de Geologia Marinha (com termos correspondentes em inglês, espanhol e francês.** 1ª edição. São Paulo: T.A. Queiroz, 1992.
- SUNAMURA, T. **A laboratory study of wave-cut platform formation.** *The Journal of Geology*, v.83, nº3, p.389-97, 1975.
- TRENHAILE, A.S. **Modeling the development of wave-cut shore platforms.** *Marine Geology*, [S.l.], v.166, nº 1-4, p.163-78, 2000.
- TASSINARI, C.C.G. & DIAS NETO, C.M. **Tectônica global.** In: Wilson Teixeira, Thomas Rich Fairchild, Maria Cristina Motta de Toledo e Fabio Taioli (Orgs). *Decifrando a Terra.* São Paulo: Companhia Editorial Nacional, 2009. p.78-107.
- VILAS BOAS, G.S. & BITTENCOURT, A.C.S.P. **Química e mineralogia da fração argilosa dos sedimentos do fundo da baía de Todos os Santos.** *Revista Brasileira de Geologia*, v.9, nº3, p.159-68, 1979.

