



**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA AMBIENTAL
UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO**

CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS E NATURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA AMBIENTAL

GISELI MODOLO VIEIRA MACHADO

**SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA QUATERNÁRIA DOS
DEPÓSITOS COSTEIROS DA REGIÃO DE VITÓRIA, ES.**



**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA AMBIENTAL
UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO**

ARACRUZ

2014

GISELI MODOLO VIEIRA MACHADO

**SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA QUATERNÁRIA DOS
DEPÓSITOS COSTEIROS DA REGIÃO DE VITÓRIA, ES.**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Oceanografia, na área de concentração Oceanografia Geológica

Orientador: Dr. Alex Cardoso Bastos

Coorientadora: Dra. Jacqueline Albino

ARACRUZ

2014

SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA QUATERNÁRIA DOS DEPÓSITOS COSTEIROS DA REGIÃO DE VITÓRIA, ES.

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Oceanografia Ambiental.

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Alex Cardoso Bastos - Orientador
Universidade Federal do Espírito Santo/ UFES

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva – Examinador Externo
Universidade Federal Fluminense/ UFF

Prof. Dr. Dieter Muehe – Examinador Externo
Universidade Federal do Espírito Santo/ UFES

Prof. Dr. José Antonio Baptista Neto UFF– Examinador Externo
Universidade Federal Fluminense/ UFF

Prof. Dr. Paulo Dias Ferreira Júnior – Examinador Externo
Universidade de Vila Velha/ UVV

AGRADECIMENTOS

Aos Órgãos Financiadores:

Fundação de Amparo à Pesquisa no Espírito Santo (FAPES), que concedeu a bolsa e o financiamento para a pesquisa.

Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), que concedeu a bolsa de doutorado sanduíche na Austrália.

À minha família:

Meu esposo Fernando, que sempre me apoiou, principalmente no sanduíche na Austrália e que agüentou a barra com o nosso filho para que eu pudesse estudar.

Meu filho maravilha Breno, que me deu uma gestação tranquila para que pudesse realizar os campos e as análises de laboratório, sendo a minha maior fonte de energia e disciplina para conduzir o doutorado e que, mesmo pequeno, se mostrou compreensivo à minha dedicação aos estudos.

Meus pais Marcos e Madalena, que sempre me incentivaram e ofereceram todo apoio desde a Graduação.

Minha sogra Sileda, que viajou para Austrália para ajudar com o Breno e sempre se mostrou disposta.

Minhas irmãs Luciana e Fernanda, que de uma forma ou outra fizeram parte dessa conquista.

Aos professores:

Meu orientador Prof. Dr. Alex Cardoso Bastos, que se mostrou sempre disponível a tirar as minhas dúvidas e centrado para resolver os problemas.

Minha co-orientadora Prof^a. Dr^a. Jacqueline Albino, que me acompanha desde a Graduação e se colocou sempre à disposição.

Prof. José Antônio Baptista Neto, que contribuiu com as análises geoquímicas realizadas no Laboratório de Sedimentologia e Geoquímica da Universidade Federal Fluminense.

Professores membros da banca, que contribuíram e contribuirão com críticas e sugestões pertinentes ao melhoramento da pesquisa.

Aos colegas:

“Labogélicos”, que contribuíram com dicas, ajuda de campo, de laboratório, tratamento e interpretação dos dados e que me apoiaram e deram força.

Meu estagiário e bolsista Arthur Pereira Leal, sempre muito prestativo e disposto, que me acompanhou durante os campos e em todas as análises de laboratório.

Alunas e voluntárias Fernanda Vedoato e Mayara Rosado, que me ajudaram muito no laboratório e todos os colegas e alunos de Graduação que foram praticamente seqüestrados por mim para fatar testemunho no laboratório.

Por fim, a todos que me ajudaram direta e indiretamente, fica registrado aqui o meu agradecimento.

RESUMO

Oscilações do nível relativo do mar no Quaternário revelam mudanças na arquitetura e na composição dos depósitos sedimentares em função de eventos transgressivos / regressivos, energia do ambiente e influência marinha e continental. Assim, a estratigrafia tem contribuição importante na interpretação destes componentes que prognosticam a arquitetura de fácies e reconstroem o período de sedimentação. Evidências geomorfológicas são usadas também para compreender a evolução da planície costeira e indicadores sedimentológicos, biológicos e geoquímicos são usados para reconhecer os paleoambientes deposicionais. A área de estudo compreende os depósitos Quaternários costeiros da região de Vitória, ES caracterizada por uma planície estreita limitada entre depósitos rochosos. A metodologia se dividiu em mapeamento geológico e topográfico, análise estratigráfica e análise morfoscópica e geoquímica. Os mapas geológicos foram realizados por meio de interpretação de fotografias aéreas, cartas topográficas e campo. O mapa topográfico foi gerado a partir da modelagem digital do terreno. A análise estratigráfica foi realizada por meio de coleta de sedimentos de sub-superfície por meio de sondagens e vibratestemunhador. Foram realizadas quatro sondagens de 20 m de perfuração sobre a planície e três testemunhos rasos entre 2 a 5 m de sobre o mangue. Nos sedimentos foram realizadas as seguintes análises: granulometria; queima de matéria orgânica e CaCO_3 , via úmida para teor de lama/areia e classificação das espécies de concha. Nas amostras das sondagens os sedimentos foram avaliados também quanto à composição mineralógica e quanto ao grau de arredondamento, aspecto óptico e microtexturas dos grãos de quartzo por meio de morfoscopias óptica e eletrônica de varredura. Nas amostras dos testemunhos o sedimento orgânico foi analisado quanto à razão C/N. Vinte datações foram realizadas: dezenove por ^{14}C , sendo dezoito em conchas e uma em sedimento orgânico e uma por LOE em grãos de quartzo. Desta forma, esta tese objetiva investigar a resposta dos depósitos sedimentares costeiros decorrentes das oscilações do nível do mar nos últimos 120 mil anos na região. Os resultados contribuíram para a compreensão da evolução estratigráfica, o papel das variações do nível do mar nos registros sedimentares e a importância do controle geomorfológico no preenchimento

da bacia de sedimentação. Não foram encontradas evidências, como terraços arenosos, associados à transgressão máxima de 120 mil anos A.P. A presença de estuário moderno, áreas deprimidas e úmidas na planície e cordão praial junto à praia atual evidenciam momentos de nível de mar mais alto no Holoceno. A presença de conchas marinhas e estuarinas, fragmentos de bioclastos, nódulos carbonáticos, razão C/N abaixo de 21 e grãos de quartzo com maturidade textural de praia são indicadores de influência marinha no ambiente. Seis paleoambientes foram reconhecidos: continental com influência marinha, fluvial, baía, estuarino, praial e canal de maré. Os parâmetros texturais dos grãos de quartzo mostraram o pouco alcance dos grãos costeiros no interior da bacia de sedimentação. As microtexturas por ação mecânica na superfície dos grãos indicaram predomínio de grãos correlacionados ao regime fluvial, transportados sobre curtas distâncias e as microtexturas por ação química são indicadores de ambientes sob influência de águas marinhas e baixa energia. A proposta de modelo evolutivo para a área se resume da seguinte forma: no estágio isotópico 5 o embaçamento de Vitória era uma ampla baía de baixa energia e conexão livre com mar. Por volta de 38.890 ± 180 e >50.540 anos A.P. (estágio isotópico 3) tem-se o registro de um evento transgressivo na região. No estágio isotópico 2, os processos continentais reinam e depósitos fluviais no interior da bacia datados na superfície em 36.307 ± 3.292 anos A.P. registram o período regressivo. No estágio isotópico 1, fácies de baía datadas entre 9.448 ± 38 e 7.154 ± 157 anos cal A.P., voltam a ocupar a baía de Vitória durante a transgressão, que evoluem para fácies estuarinas no interior da baía até o presente. Na parte exposta, um cordão praial é formado em torno de 7.930 ± 150 anos cal A.P e posteriormente afogado. Com a regressão parte do estuário se mantém, algumas áreas interiores são colmatadas e transformadas em depressão de planície úmidas modernas e áreas próximas ao mar respondem à descida do nível do mar com a construção de um cordão iniciado a 3.136 ± 185 e 3.201 ± 175 anos cal. A.P., formando a planície de Camburi.

Palavras-chave: sedimento; estratigrafia; nível do mar

ABSTRACT

Fluctuations in relative sea level during the Quaternary reveal changes in the architecture and composition of sedimentary deposits due to transgressive / regressive events, energy of the environment and, marine/continental influence. Thus, the stratigraphy has important contribution to the interpretation of these components to predict facies architecture and reconstruct the sedimentation period. Geomorphological evidence is also used to understand the coastal plain evolution. Sedimentological, geochemical and biological indicators are used to recognize the depositional paleoenvironments. The study area comprises the Quaternary coastal deposits of region of Vitória, ES. The area is characterized by a narrow coastal plain between rocks. The methodology is divided into geologic and topographic mapping, stratigraphic, morphoscopic and geochemical analysis. Geologic maps were performed by interpretation of aerial photographs, topographic maps and field trips. The stratigraphic analysis was performed by collecting sediment subsurface through deep cores (SPT) and shallow cores (vibracores). Four deep cores with 20 m drilling on the plain and three shallow cores between 2-5 m drilling on mangroves were performed. Sediments were analyzed by: particle size; organic matter and CaCO₃ contents and, shell species classification. Sediments from deep core were also assessed for mineralogical composition and rounding degree, optical appearance and microtextures of quartz grains by optical and scanning electron microscope. Sediments from vibracore were also analyzed for C/N ratio. Twenty datings were performed: 19 by ¹⁴C (18 in shells and 1 in organic sediment) e 1 by LOE (quartz). Thus, this thesis aims to investigate the response of coastal sedimentary deposits resulting from fluctuations in sea level during the last 120,000 years in the region. The results contributed to the understanding of the stratigraphic evolution, the role of sea level variations in sedimentary records and the importance of geomorphological control to fill the sedimentation basin. No evidence was found, as sandy terraces associated with the maximum transgression in 120,000 years B.P. The presence of modern estuary, wetlands and beach barrier near the beach current show times of higher sea level during the Holocene. The presence of marine and estuarine shells, fragments of

bioclasts, carbonate nodules, C/N ratio below 21 and quartz grains with beach maturity are indicators of marine influence on the environment. Six paleoenvironments were recognized: continental with marine influence, fluvial, bay, estuary, beach barrier and tidal channel. The textural parameters of quartz grains showed little scope of coastal grains within the sedimentation basin. The microtextures by mechanical action on the grain surface indicated predominance of grains related to the fluvial system. Microtextures by chemical action are indicators of environments influenced by marine water and low energy. The proposed evolutionary model for the area is summarized as follows: At isotope stage 5 the region of Victoria was a wide bay with low energy and free connection with the sea. Around $38,890 \pm 180$ and $> 50,540$ years B.P. (isotopic stage 3) the records show a transgressive event in the region. At isotope stage 2, fluvial deposits dominate the plain. The surface of this deposit was dated in $36,307 \pm 3292$ years B.P. At isotopic stage 1, bay facies dated between $9,448 \pm 38$ and $7,154 \pm 157$ cal years B.P., return to occupy the Victoria Bay during transgression, which evolve to estuarine facies to the present. The exposed part of a beach barrier is formed around $7,930 \pm 150$ cal years B.P. and subsequently drowned. Estuary remains with the regression. Some interior areas are transformed into wetlands while, areas near the sea respond to the lowering of sea level by building a beach barrier started at $3,136 \pm 185$ and $3,201 \pm 175$ cal years B.P., forming the Camburi plain.

Keywords: sediment; stratigraphy; sea level

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Identificação e localização das sondagens e testemunhos.....	40
Tabela 2. Relação do tamanho do grão em milímetros e em phi (Φ). Classificação de Wentworth (1922).	45
Tabela 3. Amostras de subsuperfície datadas pelos métodos radiocarbono AMS (C^{14}) e LOE.	47
Tabela 4. Aspectos ópticos e grau de arredondamento analisados na morfoscopia dos grãos de quartzo (Adaptado de LIGUS, 1958). 16 tipos de grãos identificados nas análises.	53
Tabela 5. Estágios da evolução paleogeográfica para o trecho do litoral brasileiro entre Macaé (RJ) e Maceió (AL), modificados de Medeanic <i>et al.</i> (2009) e Suguio & Martin (1981)..	91
Tabela 6. Idade ^{14}C convencionais dos materiais coletados e datados por Martin <i>et al.</i> (1996) nos depósitos costeiros na área de estudo.	99
Tabela 7. Radiocarbon (^{14}C) ages without calibration obtained by Martin <i>et al.</i> (1996) along Central ES coast.....	115
Tabela 8. Resultado da análise composicional dos sedimentos realizada através da morfoscopia óptica.	136
Tabela 9. Taxonomia das conchas encontradas nas sondagens.....	143
Tabela 10. Idades carbono das conchas coletadas das sondagens.	144
Tabela 11. Resultado da Etapa 1: tipos de grãos identificados e os grupos com base no grau de arredondamento, aspecto óptico e maturidade..	151
Tabela 12. Contribuição dos eixos na Análise de Componentes Principais para o grau de arredondamento e aspecto óptico dos grãos de quartzo das amostras das sondagens.	158
Tabela 13. Peso das variáveis em cada um dos quatro componentes principais (eixos) extraídos da matriz de correlação das variáveis relacionadas à morfoscopia..	159
Tabela 14. Valores médios e desvio padrão referentes as 10 variáveis utilizadas para as Análises de Agrupamento e de Componentes Principais (PCA) para a identificação dos grupos com base no grau de arredondamento e aspecto óptico.	164
Tabela 15. Taxonomia das conchas encontradas nos testemunhos.	201
Tabela 16. Idades calibradas (^{14}C) das conchas coletadas nos testemunhos.....	202
Tabela 17. Resultado da razão C/N dos testemunhos e classificação dos valores conforme Bader (1955).	Erro! Indicador não definido.

Tabela 18. Descrição sedimentológica e morfooscópica que caracterizam cada paleoambiente deposicional.	232
Tabela 19. Conchas datadas do Pleistoceno. Idades radiocarbono convencional (^{14}C) anos A.P. sem calibração, ambiente de sobrevivência da concha e paleoambiente onde a concha foi coletada.	241
Tabela 20. Idades do Holoceno em anos calibrados (^{14}C) antes de 1950 (A.P.); ambiente de sobrevivência da espécie de concha e paleoambiente onde o indicador foi coletado.	246

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localização da área.	26
Figura 2 Bacias hidrográficas que deságuam na Baía de Vitória.	27
Figura 3. Domínios de lineamentos Neotectônicos no Espírito Santo (Fonte: Bricalli, 2011).	29
Figura 4. Localização dos setores geomorfológicos do litoral do Espírito Santo propostos por Martin <i>et al.</i> (1996), (Fonte: Albino <i>et al.</i> , 2006).	33
Figura 5. Mapa faciológico da Baía do Espírito Santo e plataforma continental interna adjacente (Fonte: Albino <i>et al.</i> , 2001).	34
Figura 6. Mapa de classificação textural dos sedimentos das baía de Vitória segundo a classificação de Folk (1954), (Fonte: Veronez Jr., 2009).	36
Figura 7. Exemplos de pontos de controle para reconhecimento e mapeamento geológico (Fotos: arquivo pessoal).	38
Figura 8. Mapa de localização das sondagens e dos testemunhos rasos coletados na região de Vitória. Fotografia aérea da década de 1970 fornecida pelo IDAF-ES.	39
Figura 9. Fotos dos equipamentos utilizados na sondagem SPT. Em detalhe o amostrador utilizado para coletar sedimento a cada metro de perfuração.	41
Figura 10. Testemunho aberto para descrição visual e fatiamento a cada centímetro para separação das amostras.	42
Figura 11. Vibrotestemunhador utilizado no mangue e testemunho preservado (2m) obtido nesta amostragem (Foto: arquivo pessoal).	43
Figura 12. Ilustração da técnica de coleta do sedimento para datação por LOE (Fotos: arquivo pessoal)	49

Figura 13. Chave utilizada para classificar os grãos quanto ao grau de arredondamento (Fonte: autor desconhecido).....	51
Figura 14. Diagrama esquemático da correlação entre o grau de arredondamento dos grãos de quartzo, distância a qual foram transportados (maturidade) e condições ambientais predominantes. (Fonte: figura adaptada de Kalinska & Nartiss, 2013).....	55
Figura 15. Indicadores e suas respectivas variáveis utilizadas na análise de agrupamento da Etapa 3 da correlação do grau de arredondamento e aspecto óptico dos grãos de quartzo.	57
Figura 16. Preparação dos grãos de quartzo para o MEV (Foto: arquivo pessoal).	59
Figura 17. Mudanças do nível do mar no Pleistoceno Médio-Superior reconstruídas a partir de uma série de fontes. As curvas comparam diferentes aproximações para reconstrução de uma tendência global do nível do mar para os últimos 400-500 mil anos depois de Rohling <i>et al.</i> (2012). Em destaque os estágios isotópicos marinhos de mar mais alto MIS 11, MIS 9 e MIS 7 (Fonte: Murray-Wallace & Woodroffe, 2014).	63
Figura 18. Idades e profundidades de indicadores de nível do mar referentes ao Pleistoceno Superior, inferindo as mudanças do nível do mar ocorridas na Península de Huon (Papua Nova Guiné) e Golfo de Joseph Bonaparte (Noroeste da Austrália). O envelope delinea o alcance das observações realizadas por Lambeck & Chappell (2001), (Fonte: Murray-Wallace & Woodroffe, 2014).	64
Figura 19. Curva de variações dos paleoníveis do mar, desde cerca de 30.000 anos A.P. até hoje, segundo dados obtidos na plataforma continental e na planície costeira do Rio Grande do Sul (Fonte: Corrêa, 1996).	65
Figura 20. Curvas de variação do nível do mar para os últimos 6.000 anos no Hemisfério Sul. Todas as curvas apresentam elevações similares e mostram um declínio gradual do nível do mar após nível de mar alto no Holoceno, modificado de Isla e (1989 <i>apud</i> Angulo <i>et al.</i> , 2006) e Angulo e Lessa (1997). Fonte: Angulo <i>et al.</i> (2006).....	67
Figura 21. Impressionante coincidência entre os modelos regressivos de Port Hacking, na costa SE da Austrália e a região da Laguna de Imituba, Sul do Brasil, ambos os sítios localizados no Hemisfério Sul. A distribuição temporal das espécies marcadoras subtropicais <i>Petalonchus</i> e <i>Idanthyrsus</i> é mostrada dentro do modelo (Fonte: Barker <i>et al.</i> , 2001).	68
Figura 22. A curva de nível relativo do mar de Salvador plotada com idades ¹⁴ C sem correção (A), (Martin <i>et al.</i> , 1979) e idades calibradas (B), (Fonte: Martin, 2003).	70
Figura 23. Envelope do nível do mar e reconstrução do paleonível do mar para a costa brasileira a norte da latitude 28° (linha contínua e quadrados) e a sul de 28° (linha tracejada e círculos), baseada em amostras de vermetídeos (Fonte: Angulo <i>et al.</i> , 2006).....	71
Figura 24. Curva de variação do nível relativo do mar para a região de Guarapari (ES) baseada em amostras de vermetídeos (Fonte: Ribeiro, 2011).	73
Figura 25. Escalas de variação temporal e espacial dos processos atuantes na linha de costa (Fonte: figura adaptada de Cowell & Thom, 1994).	83

Figura 26. Evolução de preenchimento de estuários do tipo barreira e fácies associadas (Fonte: Short & Woodroffe , 2009).	86
Figura 27. Fotografia aérea de cristas de praia (beach ridges) Holocênica (península de Turner, Serra Leoa) exibindo megacúspide de subfóssil de praia associado com paleo atividade de corrente de retorno. O espaço entre os chifres dos cúspides é cerca de 90m. A segunda foto ilustra as cristas na forma de pontais/flechas (<i>spit ridges</i>) progradadas e acumuladas na entrada de um paleoembaimento em Bight de Benin, África. Progradação maciça destas cristas na forma de pontais tem levado a regularização da linha de costa e fechamento do embaimento, seguido por construção de uma crista de praia linear (Fonte: fotos extraídas de Anthony, 2009,).....	90
Figura 28. Modelo geral dos estágios evolutivos de sedimentação costeira e flutuações do nível relativo do mar associadas às modificações paleoclimáticas durante o fim do Terciário e o Quaternário para o trecho entre Macaé (RJ) e Maceió (AL), (Fonte: figura modificada de Suguio <i>et al.</i> , 1985).	93
Figura 29. Mapa geológico da planície costeira do rio Doce (Fonte: Martin <i>et al.</i> , 1996).	96
Figura 30. Mapas geológicos das planícies costeiras do litoral centro sul do ES: região de Tubarão (A), Vitória (B), Barra do Jucu (C) e Setiba (D). Legenda na Figura 29. (Fonte: Martin <i>et al.</i> , 1996).	98
Figura 31. Datações ao radiocarbono obtidas de Martin <i>et al.</i> (1996, 1997) para a costa entre Serra e Guarapari, litoral Sul do estado do Espírito Santo (Fonte: Bastos <i>et al.</i> , 2010).	100
Figure 32. Location map of the study area.	115
Figura 33. Geological map of the Vitoria region. Location of existing radiocarbon dating (¹⁴ C) samples in Martin <i>et al.</i> (1996).	117
Figura 34. Digital elevation model of Victoria region.	118
Figura 35. Detail Mestre Álvaro plain. (A) Aerial Photography of the 1970s. (B) Geologic map with wet depressions, sand deposit and paleochannels illustrations.....	119
Figura 37. Topographic profiles. Profiles A, B and C drawn from the top-bathymetric map of Victoria. Profile D traced from Digital Terrain Elevation map.....	120
Figura 36. Topographic-bathymetric map of Vitória and the Vitória and ES bays with visualization of submerged bedrock line parallel to the beach today. Topographical location of profiles A, B and C.....	120
Figura 38.Detail Camburi plain. (A) Aerial Photography of the 1970's (Source: IDAF). (B) Geologic map with depressed wetland behind sand deposit and some beach ridges.	121
Figura 39. Detail Vila Velha plain. (A) Aerial Photography of the 1970's (Source: IDAF). (B) Geologic map with depressed wetland behind sand deposits and beach ridges. Location topographic Profile D illustrated in Figura 37.	122
Figura 40. Photographs showing the morphological similarity plains prograded of Vila Velha, Brazil (A), (1970's, Source: IDAF) and Bight of Benin, Africa (B) illustrating a kind of plain with beach ridges spits illustrated in Anthony (2009). These features are commonly associated with re-entrant backs like those found.	124

Figura 41. Perfis esquemáticos da distribuição de fácies encontradas nas sondagens localizadas na planície de Vitória.....	130
Figura 42. Composição dos sedimentos da sondagem SP1 realizada através da morfoscopia óptica. Valores percentuais referentes à somatória das frações 0,50, 0,35 e 0,25 mm de cada amostra coletada a cada metro de profundidade.	132
Figura 43. A. Nódulos carbonáticos aparentemente impregnados por Ferro encontrados nas amostras situadas na base dos furos SP1 (amostras 18, 19 e 20), e SP4 (amostra 18), (Foto: arquivo pessoal).	132
Figura 44. Composição dos sedimentos da sondagem SP2 realizada através da morfoscopia óptica. Valores percentuais referentes à somatória das frações 0,50, 0,35 e 0,25 mm de cada amostra coletada a cada metro de profundidade.	133
Figura 45. Composição dos sedimentos da sondagem SP3 realizada através da morfoscopia óptica. Valores percentuais referentes à somatória das frações 0,50, 0,35 e 0,25 mm de cada amostra coletada a cada metro de profundidade.	134
Figura 46. (A) Amostra (SP2-4) composta por 70% de fragmentos de molusco, 18% de foraminíferos (Detalhe B), 10% de quartzo e 1% de equinodermas (Foto: arquivo pessoal).	134
Figura 47. Composição dos sedimentos da sondagem SP4 realizada através da morfoscopia óptica. Valores percentuais referentes à somatória das frações 0,50, 0,35 e 0,25 mm de cada amostra coletada a cada metro de profundidade.	135
Figura 48. Perfis estratigráficos das sondagens realizadas na planície de Vitória para identificação das fácies.	140
Figura 49. Sedimento de cor branca, mostrando ausência de matéria orgânica e ferro, encontrado unicamente na amostra SP2-20 (Foto: arquivo pessoal).	145
Figura 50. Histograma da amostra SP2-20 ilustrando o mal selecionamento do sedimento com uma população arenosa bem definida e uma de lama residual. Gráfico de percentis da composição da fácies produto dos depósitos da Formação Barreiras.....	146
Figura 51. (I) Três principais morfologias de costas rochosas: (a) plataforma Tipo A; (b) plataforma Tipo B; (c) falésia mergulhante. (II) modos de erosão da base das falésias de plataformas Tipo A: (a) modelo antecedente de erosão vertical; (b) modelo antecedente de erosão horizontal. (c) modelo de erosão simultânea (Fonte: figura modificada de Sunamura, 1992).	148
Figura 52. Exemplificação dos tipos de grãos utilizados para os agrupamentos. Todos os grãos apresentam diâmetro de 0,5 mm (1 phi). (Fotos: arquivo pessoal).....	149
Figura 53. Relação dos grãos com maturidades opostas: grãos sem abrasão e grãos com arredondamento (sub-arredondado + arredondado) analisados nas sondagens (SP1, SP2, SP3 e SP4).	153
Figura 54. Relação dos grãos arredondados (sub-arredondado + arredondado) e angulosos (angulosos + sub-angulosos) analisados nas sondagens (SP1, SP2, SP3 e SP4).	154

Figura 55. Relação entre os grãos de quartzo sujos e os grãos imaturos e maduros das sondagens....	155
Figura 56. Relação entre os grãos de quartzo sujos e os percentuais de areia e lama nos sedimentos das sondagens.....	155
Figura 57. Relação entre os grãos de quartzo foscos e os percentuais de areia e lama nos sedimentos das sondagens.....	156
Figura 58. Relação entre os grãos de quartzo com brilho natural e os percentuais de grãos maduros e imaturos nos sedimentos das sondagens.....	156
Figura 59. Relação entre os grãos de quartzo brilhantes e os percentuais de grãos maduros e imaturos nos sedimentos das sondagens.	157
Figura 60. Dendograma representativo do agrupamento das amostras de subsuperfície obtidos a partir do coeficiente de associação distância euclidiana e método de agrupamento de Ward (variância mínima) com base no grau de arredondamento e aspecto óptico dos grãos de quartzo.	158
Figura 61. Representação gráfica das coordenadas das variáveis morfoscópicas e suas correlações com os eixos 1 e 2.....	160
Figura 62. Representação gráfica das coordenadas das variáveis morfoscópicas e suas correlações com os eixos 1 e 3.....	161
Figura 63. Representação gráfica das coordenadas das variáveis morfoscópicas e suas correlações com os eixos 1 e 4.....	161
Figura 64. Espacialização dos grupos com base na integração das variáveis grsu de arredondamento e aspecto óptico realizada pela análise de agrupamento com as amostras das sondagens.....	162
Figura 65. Relação dos grãos com maturidades opostas: grãos sem abrasão e grãos arredondados (sub-arredondado + arredondado) analisados nas sondagens (SP1, SP2, SP3 e SP4), porém plotados de acordo com a distribuição vertical em que as amostras ocupam ao longo do furo.....	167
Figura 66. Exemplos de microtexturas de grãos imaturos (Fotos: arquivo pessoal).....	174
Figura 67. Exemplo de microtexturas de grãos maduros (Fotos: arquivo pessoal).	176
Figura 68. Frequência de microtexturas encontradas nos grãos de quartzo resultantes da ação química. Destaque para os grãos rachados, com v-shaped, sinais de impacto e superfícies frescas.....	177
Figura 69. Microtextura por ação mecânica, (Fotos: arquivo pessoal).....	178
Figura 70. Exemplos de microtexturas encontradas, (Fotos: arquivo pessoal).....	179
Figura 71. Microtextura por ação mecânica (Fotos: arquivo pessoal).....	180
Figura 72. Microtextura por ação mecânica (Fotos: arquivo pessoal).....	181
Figura 73. Microtextura por ação mecânica (Fotos: arquivo pessoal).....	182

Figura 74. Microtextura por ação química (Fotos: arquivo pessoal).	184
Figura 75. Microtextura por ação química (Fotos: arquivo pessoal).	185
Figura 76. Microtextura por ação química (Fotos: arquivo pessoal).	186
Figura 77. Frequência de microtexturas encontradas nos grãos de quartzo resultantes da ação química. Destaque para os grãos intemperizados e os dissolvidos com poços e gravuras de dissolução.....	186
Figura 78. Frequência de microtexturas encontradas nos grãos de quartzo resultantes da ação conjunta mecânica e química. Destaque para os grãos de alto relevo.....	187
Figura 79. Microtextura por ação conjunta mecânica e química (Fotos: arquivo pessoal).	188
Figura 80. Relação entre os grãos dominados por procesos costeiros e continentais nos sedimentos das sondagens.....	196
Figura 81. Perfis esquemáticos da litologia dos testemunhos realizados no manguezal de Vitória.	198
Figura 82. Aspecto visual dos sedimentos dos testemunhos.....	200
Figura 83. Testemunhos abertos para caracterização visual da textura, cor, estruturas e fácies. As conchas ilustradas apresentam idade ^{14}C anos calibrados A.P.	200
Figura 84. Razão C/N dos três testemunhos realizados no estuário de Vitória.	203
Figura 85. Perfis estratigráficos dos testemunhos realizados no manguezal de Vitória para identificação das fácies.	204
Figura 86. Relação dos valores de curtose e diâmetro médio dos grãos das fácies identificadas nos testemunhos.....	208
Figura 87. Perfis dos valores de C/N e fácies litológicas ao longo do testemunho T_A. Os ambientes marinho, terrestre e misto são referentes aos limites estabelecidos para origem da matéria orgânica baseados na razão C/N.	211
Figura 88. Perfis dos valores de C/N e fácies litológicas ao longo do testemunho T_C. Os ambientes marinho, terrestre e misto são referentes aos limites estabelecidos para origem da matéria orgânica baseados na razão C/N.	213
Figura 89. Perfis dos valores de C/N e fácies litológicas ao longo do testemunho T_D. Os ambientes marinho, terrestre e misto são referentes aos limites estabelecidos para origem da matéria orgânica baseados na razão C/N.	214
Figura 90. Interpretação paleoambiental das sondagens realizadas na planície de Vitória. As datações por ^{14}C são de conchas. As idades Pleistocênicas são convencionais (sem calibração) e as Holocênicas estão calibradas. A idade obtida por LOE foi calculada pelo Modelo de Idade Central (MIC).....	217

Figura 91. Interpretação paleoambiental dos testemunhos realizados no manguezal de Vitória. As idades ¹⁴ C estão calibradas A.P. e referem-se às conchas coletadas, exceto a datação mais aintiga que se refere a idade do sedimento orgânico (base do T_C).	218
Figura 92. Histogramas das amostras representativas do paleoambiente fluvial mostrando melhora no seccionamento em direção à costa (do gráfico da esquerda para a direita).....	216
Figura 93. Gráfico de percentis da composição sedimentológica do paleoambiente fluvial. Sedimento de cor acastanhada (marrom) indicando ambientes com condições oxidantes (Fotos: arquivo pessoal). ...	219
Figura 94. Histogramas para exemplificar o seccionamento muito ruim e a bimodalidade das amostras do paleoambiente continental com influência marinha.....	221
Figura 95. Gráfico de percentis da composição sedimentológica do paleoambiente continental com influência marinha.....	222
Figura 96. Gráfico de percentis da composição sedimentológica do paleoambiente baía das sondagens.	224
Figura 97. Gráfico de percentis da composição sedimentológica do paleoambiente estuarino das sondagens.....	227
Figura 98. Gráfico de percentis da composição sedimentológica do paleoambiente praiial da sondagem.	229
Figura 99. Mapa de elevação da região de Vitória com nível do mar atual e localização das sondagens.	233
Figura 100. Simulação do nível relativo do mar 10 m acima do atual na região de Vitória.	234
Figura 101. Simulação do nível relativo do mar 5 m acima do atual na região de Vitória.	236
Figura 102. Modelo evolutivo paleoambiental dos depósitos sedimentares na região de Vitória.....	236
Figura 103. Síntese dos dados do nível do mar obtidos a partir de curvas geradas com dados isotópicos, modelagem glacio-isostática (...). Estimativas do nível do mar para o último ciclo glacial-interglacial (...), (Fonte: Rabineau <i>et al.</i> , 2006)	236

LISTA DE ANEXOS

Anexo 1. Ficha de laboratório	277
Anexo 2. Parâmetros granulométricos das amostras pertencentes às Sondagens.....	278
Anexo 3. Parâmetros granulométricos das amostras pertencentes aos Testemunhos.	281

SUMÁRIO

I. INTRODUÇÃO	20
1.1 Objetivos	23
1.2 Problemática e Hipóteses	23
1.3 Estruturação da Tese	24
II. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA	26
2.1 Localização e contextualização	26
2.2 Aspectos Geológicos e Geomorfológicos	28
2.2.1 Neotectônica	28
2.2.2 Compartimentação	30
2.2.3 Aspectos Sedimentológicos	34
II. ASPECTOS METODOLÓGICOS	37
3.1 Mapeamento Geológico e Topográfico	37
3.2 Análise Estratigráfica	39
3.2.1 Sondagem	40
3.2.2 Testemunhos rasos	42
3.2.3 Análises Laboratoriais	44
3.2.3.1 Análise Granulométrica e Parâmetros Estatísticos	44
3.2.3.2 Análise composicional	46
3.2.3.3 Datação	46
3.2.3.4 Análises geoquímicas	49
3.2.3.5 Análise Paleontológica	50
3.3 Análise morfooscópica	50
3.3.1 Microscopia óptica	50
3.3.2 Correlação do grau de arredondamento e aspecto óptico dos grãos de quartzo	52
3.3.3 Microscopia Eletrônica de Varredura- MEV	58
3.3.3.1 Microtexturas	60
IV. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	62
4.1 Variação Relativa do Nível do Mar	62
4.1.1 Oscilações ou não no Holoceno Médio-Superior	68
4.2 Ambientes Depositionais Costeiros	74
4.2.1 Depósitos arenosos marinhos (terraço arenoso e cristas de praia)	74
4.2.2 Depósitos de terras úmidas (laguna e pântanos)	76
4.2.3 Depósitos de manguezais	76
4.2.4 Depósitos fluviais Holocênicos	77
4.2.5 Depósitos de arenitos de praia	78
4.3 Transgressão e regressão marinha	78
4.4 Modelos evolutivos deposicionais	82
4.4.1 Escala	82
4.4.2 Estuários	84
4.4.3 Lagunas	87
4.4.4 Planícies	88
4.4.5 Evolução paleogeográfica do litoral do Brasil	91
4.4.6 Evolução paleogeográfica do litoral do Espírito Santo	94
4.5 Evidências e indicadores geoambientais de paleoníveis marinho: uma discussão conceitual	101
4.5.1 Estado da Arte	102
4.5.2 Indicadores (proxy)	103
4.5.3 Evidências	104
4.5.4 Multidisciplinaridade	106
4.5.5 Registros de paleoníveis marinhos	107
4.5.6 Proposta de normalização da nomenclatura	109

V. RESULTADOS	112
5.1 Evidências geológicas e geomorfológicas na interpretações das flutuações do nível do mar durante o Quaternário Superior: planícies costeiras de Vitória e Vila Velha	112
5.1.1 Introduction	113
5.1.2 BacKround to the study area	114
5.1.3 Material and methods	115
5.1.4 Results	116
5.1.5 Discussion	123
5.1.6 Conclusions	127
5.2 Estratigrafia do Quaternário da planície costeira de Vitória: interpretação em sondagens.....	129
5.2.1 Litologia	129
5.2.2 Análise composicional	131
5.2.3 Descrição faciológica	139
5.2.4 Análise Paleontológica	142
5.2.5 Discussão	144
5.3 Grão de quartzo como indicador paleoambiental	149
5.3.1 Morfoscopia	149
5.3.2 Análise de Agrupamento (Cluster Analysis) - morfoscopia	157
5.3.3 Discussão	165
5.4 O uso de microtexturas em grãos de quartzo como indicadores de fonte, transporte e processos	173
5.4.1 Discussão	189
5.5 Estratigrafia de alta resolução do Holoceno Médio-Superior: interpretação em testemunhos	197
5.5.1 Litologia	197
5.5.2 Paleontologia	201
5.5.3 Geoquímica	202
5.5.4 Descrição faciológica	203
5.5.5 Discussão	207
5.6 Interpretação paleoambiental: modelo evolutivo da planície Quaternária costeira num litoral controlado por rochas	216
5.6.1 Paleoambientes	216
5.6.2 Controle geomorfológico no desenvolvimento da paisagem paleoambiental.....	233
5.6.3 Evolução paleoambiental	237
5.6.3.1 Pleistoceno.....	238
5.6.3.2 Holoceno	246
VI. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES.....	256
6.1 Considerações sobre os objetivos alcançados.....	256
6.2 Considerações metodológicas.....	261
6.3 Conclusões Finais	262
6.4 Recomendações.....	263
ANEXOS	265
REFERÊNCIAS.....	265

I. INTRODUÇÃO

A compreensão dos processos morfogenéticos e a definição das sequências estratigráficas de depósitos geológicos, a fim de elaborar modelos evolutivos integrados para explicar a origem das planícies costeiras, dependem fundamentalmente dos estudos das oscilações do nível do mar durante o Quaternário (Meireles *et al.*, 2005).

O reconhecimento de evidências geológicas, geomorfológicas, topográficas e sedimentológicas, tais como, sistema de cordão-laguna, planícies costeiras, estuários, plataforma de abrasão, *beachrocks* e falésias mortas (Murray-Wallace & Woodroffe, 2014; Anthony, 2009; Medeanic *et al.*, 2009; Lessa & Masselink, 2006; Meireles *et al.*, 2005; Dominguez *et al.*, 1990; Suguio & Martin, 1981) e a interpretação de indicadores marinhos como, propriedades físicas dos sedimentos, restos mortais biológicos preservados como carbonato de cálcio e matéria orgânica e propriedades geoquímicas e isotópicas de material detrítico e biogênico (Hillaire-Marcel & Vernal, 2007) possibilitam a reconstrução de paleoambientes e de paleoníveis marinhos.

Entretanto, a herança geológica, o aporte sedimentar e as características hidrodinâmicas determinam como os registros sedimentares irão se comportar frente às oscilações marinhas. Segundo Menier *et al.* (2010), modelos evolutivos para os depósitos sedimentares nem sempre são aplicáveis a ambientes aparentemente semelhantes, podendo ser parcialmente variáveis até mesmo numa mesma área de estudo em função de fatores como a herança fisiográfica e geológica e outros fatores como clima de ondas.

Trabalhos desenvolvidos na literatura nacional e internacional se apóiam em evidências na paisagem para propor modelos evolutivos costeiros e em indicadores geoambientais para construir curvas de antigos níveis marinhos. É nesse contexto que diversos estudos vêm propondo curvas de VRNÍM para diversas partes do mundo (Murray-Wallace & Woodroffe, 2014; Lewis *et al.*, 2012; Rabineau *et al.*, 2006; Milne *et al.*, 2005; Baker *et al.*, 2003; Baker *et al.*, 2001).

No entanto, o traçado das curvas pode refletir as particularidades inerentes a área investigada. Segundo Angulo e Souza (2014), a precisão na reconstrução dos paleo-níveis marinhos depende das características intrínsecas do indicador utilizado, das mudanças ambientais que possam ter ocorrido entre a época de formação do indicador e o presente, e as mudanças pós-deposicionais. Já os erros de interpretação decorrem dos modelos conceituais utilizados e da interpretação do significado da idade fornecida pela amostra datada.

No Brasil, apesar das formações dos depósitos sedimentares das principais planícies costeiras do país, incluindo a planície do Rio Doce, já terem sido investigadas, sérios questionamentos quanto às reais VRNM durante o Pleistoceno Superior e Holoceno ainda são pauta de discussão. Estudos sobre a evolução das principais planícies costeiras dos estados de SP, RJ, BA, SE, AL, PE, RS, PR, SC já foram desenvolvidos (Dominguez et al., 1981; Dominguez et al., 1983; Bittencourt et al. 1983; Suguio et al., 1985; Dominguez et al. 1990; Angulo & Lessa, 1997; Suguio et al., 2003; Medeanic et al., 2009). Recentemente, Angulo et al. (2006), Miranda et al. (2009) e Silva et al. (2014) realizaram importantes reavaliações dos trabalhos anteriores e apontaram diferenciações nos modelos evolutivos e oscilações relativas de nível do mar distintas.

Exceto a desembocadura do rio Doce (trabalhos de Dominguez et al., 1981; Dominguez et al., 1983; Suguio & Martin, 1981; Suguio et al., 1982; Martin et al., 1993; 1996), os depósitos Quaternários remanescente do ES ainda não foram submetidos a estudos geológicos sistemáticos. No litoral centro-sul capixaba destaque para os mapeamentos geológicos e datações realizados por Martin et al. (1996); para a interpretação preliminar dos depósitos Holocênicos da baía de Vitória por meio de datações de radiocarbono em conchas e sedimentos orgânicos, sísmicas de alta resolução e biofáceis de foraminíferos realizadas por Bastos et al. (2010) e para os trabalhos de caracterização sedimentar e de padrões de forma de fundo do canal da baía de Vitória realizados por Veronez Jr et al. (2009 a,b).

Considerando que muitos poucos trabalhos foram desenvolvidos no litoral do estado do Espírito Santo, em especial na planície costeira da região de Vitória, o estado

representa uma lacuna de pesquisas no cenário nacional. Assim, a escolha dessa temática e do recorte espacial é a principal motivação científica da tese, além de outras motivações como: a utilização das características dos sedimentos como indicadores para reconstruções de paleoambientes costeiros e a busca por registros de oscilações marinhas num litoral com pouco aporte sedimentar, pouco espaço de acomodação e planícies costeiras estreitas.

Portanto, trabalhos envolvendo essa temática em escala regional e local são importantes, pois geram subsídios para a compreensão da dinâmica e das fragilidades inerentes aos ambientes costeiros. Considerando que a capacidade de adaptação do homem às condicionantes naturais está diretamente associada ao seu conhecimento da dinâmica do meio, as motivações práticas de pesquisas como essa, percorrem o desconhecimento a respeito das consequências ambientais de uma subida do nível do mar, o reconhecimento das vulnerabilidades naturais dos ambientes costeiros e a prevenção, solução e mitigação dos impactos decorrentes dos usos inadequados e das mudanças dos padrões climáticos e oceanográficos.

Desta forma, essa tese de doutorado tem a finalidade de investigar a resposta dos depósitos sedimentares costeiros decorrentes das oscilações do nível do mar nos últimos 120 mil anos na região de Vitória /ES. Para atingir tal objetivo, a pesquisa propõe avaliar a existência de evidências e indicadores de inserção marinha na área, reconhecer os paleoambientes deposicionais, caracterizar os depósitos estratigráficos da zona emersa, avaliar os parâmetros texturais na interpretação de paleoambientes e proveniência dos sedimentos e propor um modelo evolutivo paleoambiental para a planície costeira.

1.1 Objetivos

Investigar a resposta dos depósitos sedimentares costeiros decorrentes das oscilações do nível do mar nos últimos 120 mil anos na região de Vitória /ES.

Específicos:

- 1- Avaliar a existência de evidências e indicadores de inserção marinha na área de estudo;
- 2- Reconhecer os paleoambientes deposicionais envolvidos na evolução estratigráfica da zona emersa da região de Vitória;
- 3- Avaliar os parâmetros texturais na interpretação de paleoambientes e proveniência dos sedimentos;
- 4- Avaliar a resposta sedimentar frente às variações relativas do nível do mar;
- 5- Propor um modelo evolutivo paleoambiental para uma planície inserida num contexto de costa rochosa com pouco aporte sedimentar.

1.2 Problemática e Hipóteses

A problemática deste trabalho consiste, primeiramente, em atender uma demanda de pesquisa nesta direção, onde a carência de informações pontuais sobre as VRNM e a evolução da planície costeira numa escala espacial local apresenta lacunas e generalizações.

Considerando que o processo evolutivo do litoral da região central do ES nos últimos milênios de anos ainda é muito pouco conhecido, esta pesquisa permitirá compreender melhor a tendência evolutiva dos depósitos Quaternários no preenchimento da bacia de sedimentação e responder algumas questões tais como: Como se formaram as planícies de Vitória? Qual foi a resposta dos processos de sedimentação costeira frente às variações do nível do mar? Quais são as evidências e indicadores que confirmam as oscilações marinhas? Qual foi o papel da geologia e geomorfologia Pré-Quaternária (colinas Pré-Cambrianas e tabuleiros Terciários/Neógeno) no controle da deposição e

distribuição espacial dos depósitos costeiros Quaternários? Onde estão os registros de inserção marinha do estágio isotópico 5 na área de estudo? Existem evidências de oscilações de curta frequência, como sugere Martin (2003)?

Hipóteses: o recorte espacial irregular e reentrante definido pelas rochas Pré-Quaternárias limita o desenvolvimento da planície sugerindo ter havido uma baía mais ampla de conexão mais aberta em condições de nível de mar alto. A sedimentação fluvial/continental é restrita à parte interna da planície em função do baixo aporte sedimentar. O processo de preenchimento do embaiamento de Vitória se deu por sedimentos provenientes do mar que adentraram na bacia de sedimentação e alcançaram os limites interiores por meio das oscilações marinhas Quaternárias. A planície de Vitória foi novamente inundada na transgressão Holocênica e na regressão subsequente formou-se um cordão arenoso na parte externa preservando o estuário no reverso. As oscilações de alta frequência no Holoceno não se aplicam para a região.

1.3 Estruturação da Tese

A tese está estruturada na forma tradicional: *Introdução, Caracterização da Área de Estudo, Aspectos Metodológicos, Revisão Bibliográfica, Resultados e Considerações Finais.*

A apresentação dos resultados segue uma ordem de evolução da pesquisa e estão apresentados de forma independente um dos outros, pois poderão originar artigos. Seis capítulos de resultados foram definidos: 1) *Evidências geológicas e geomorfológicas na interpretação das flutuações do nível do mar durante o Quaternário Superior: planícies costeiras de Vitória e Vila Velha;* 2) *Estratigrafia do Quaternário da planície costeira de Vitória: interpretação em sondagens;* 3) *Grão de quartzo como indicador paleoambiental;* 4) *Uso de microtexturas em grãos de quartzo como indicadores de fonte, transporte e processos;* 5) *Estratigrafia de alta resolução do Holoceno Médio-Superior: interpretação em testemunhos* e 6) *Interpretação paleoambiental: modelo evolutivo da planície Quaternária costeira num litoral controlado por rochas.* Cada

capítulo apresenta uma discussão. O último capítulo reúne os resultados relevantes dos capítulos anteriores numa interpretação conjunta.

O primeiro capítulo de resultados abrange o recorte espacial original da tese (planícies de Vitória e de Vila Velha) e está escrito na forma de artigo e em inglês.

Sugestão de artigos frutos da tese:

Artigo 1 – interpretação de mapas geológicos e topográficos a fim de identificar evidências de paleoníveis marinhos.

Artigo 2 – utilização de grãos de quartzo como indicador de paleoambientes de sedimentação costeira por meio de microfotografia óptica e eletrônica.

Artigo 3 – comparação de registros sedimentares em resposta as variações do nível do mar em escalas de tempo diferentes: Pleistoceno (sondagens) e Holoceno (testemunhos).

Artigo 4 – evolução paleoambiental no preenchimento da bacia de sedimentação de uma costa controlada por rochas e com pouco aporte sedimentar. Este artigo reunirá mapas geológicos, evidências e indicadores de paleoníveis marinhos, análises sedimentológicas das sondagens e análises dos grãos de quartzo.

II. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

2.1 Localização e contextualização

A área de estudo está localizada no *litoral Centro-Sul* do estado do Espírito Santo, pertencente à região sudeste do Brasil. O estudo foca a região de Vitória, a qual envolve as planícies costeiras pertencentes à parte dos municípios da Serra e Vitória, sendo elas: planície de Camburi e planície do Mestre Álvaro (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**).

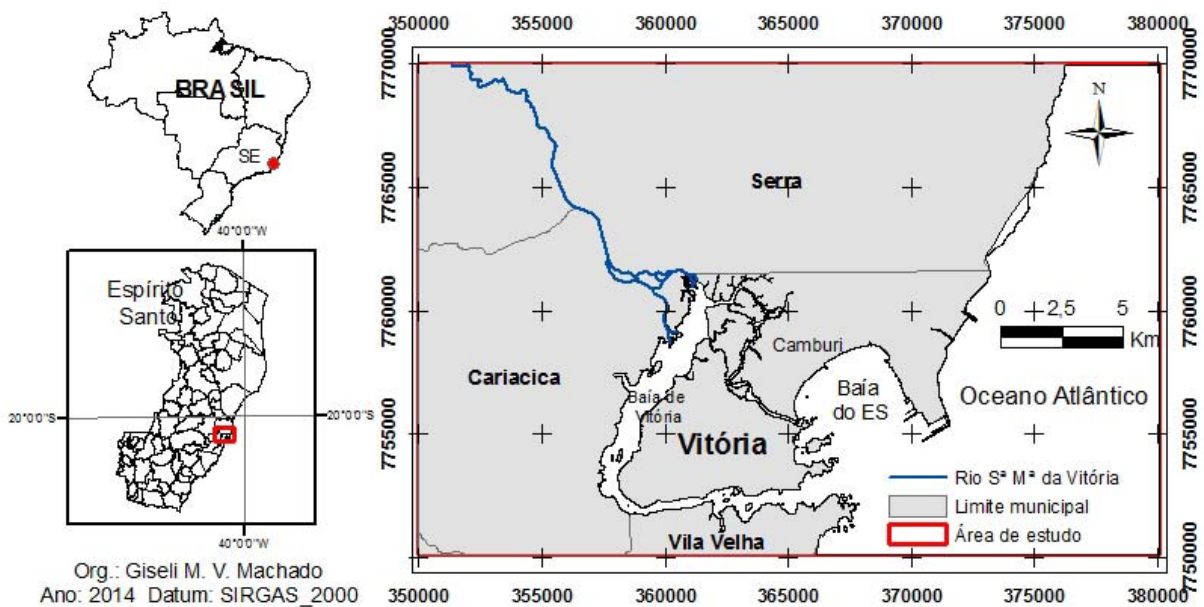


Figura 1. Mapa de localização da área.

A cidade de Vitória é composta por uma parte insular (ilha de Vitória) e uma continental que divide geomorfologicamente o município em duas baías: a Baía do Espírito Santo e Baía de Vitória. A primeira é uma zona de transição entre a antepraia e a plataforma continental interna com forma de enseada de aproximadamente 6 km de extensão localizada na zona submersa adjacente à planície de Camburi (Albino *et al.*, 2001). Essa baía é um corpo de água semi-fechado com grau de exposição sudeste, limitado ao norte por um promontório da Formação Barreira e ao sul por promontórios

crystalinos Pré-cambrianos. A baía de Vitória é composta de um sistema estuarino complexo e extremamente abrigado (Bastos *et al.*, 2010; Veronez Jr *et al.*, 2009 a,b) que circunda a Ilha de Vitória e apresenta dois canais de comunicação como mar: o Canal da Passagem (na porção norte) e o Canal do Porto (na porção sul), (Figura 1).

Baía de Vitória é classificada quanto aos processos hidrodinâmicos como um estuário dominado por maré (Rigo, 2004). A parte noroeste desse sistema estuarino é a mais preservada e apresenta denso manguezal, o que inclui a foz dos rios Santa Maria da Vitória (4 km² de manguezal) e Bubu (3 km²), e a Ilha do Lameirão que abriga a Reserva Biológica Municipal Ilha do Lameirão, com 4,9 km² (PMV, 2012).

Os principais tributários de água doce da baía de Vitória são os Rios Santa Maria da Vitória (Figura 1. Mapa de localização da área.) com 1.500 Km² de bacia hidrográfica, Formate/Marinho com 100 Km², Bubucom 60 Km² e outros rios de pequeno porte, como o Canal da Costa, Rio Aribiri e o Rio Itanguá (também denominado Córrego Piranema), além das galerias e redes dedrenagem pluvial de Vitória, Vila Velha e Cariacica. O Rio Santa Maria da Vitória (RSMV) é o sistema fluvial que contribui com maior volume de água doce para a Baía de Vitória, com vazão média de 15,7 m³/s, sendo que os demais contribuem com menos de 3m/s (Rigo, 2004)

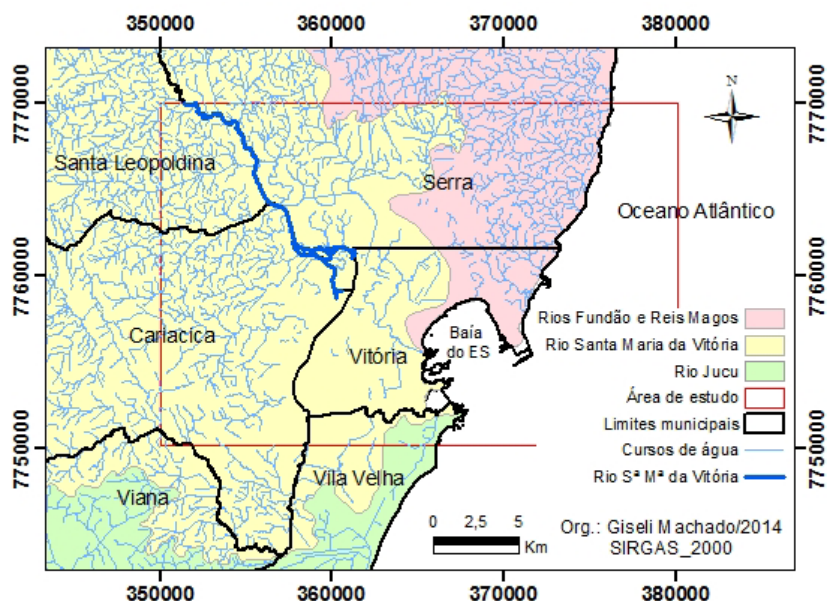


Figura 2 Bacias hidrográficas que deságuam na Baía de Vitória.

2.2 Aspectos Geológicos e Geomorfológicos

2.2.1 Neotectônica

A descontinuidade rochosa na região da Grande Vitória seja ela de idade Pré-cambriana ou Neógena (Terciária) pode está atribuída à Neotectônica (Bricalli, 2011). Conforme a revisão bibliográfica feita pela autora, a Neotectônica se refere a movimentos da crosta relacionados a um intervalo de tempo geológico envolvendo o Neógeno e o Quaternário, com fraturas ou falhamentos e lineamentos capazes de induzir a direção de fluxos hídricos e feições topográficas. Esses “lineamentos representam feições topográficas lineares ou alinhadas, tais como linhas de segmentos de escarpas, alinhamentos de cristas, vales, trechos de rios e lagos, depressões alongadas e ainda feições lineares separando terrenos através da diferença de textura” (extraído de Bricalli, 2011, p. 7).

No ES os padrões de faturamento verificados no compartimento dos Depósitos Cenozóicos (inclui Terciário e Quaternário) apresentam idênticos ao encontrados no compartimento do Embasamento Pré-Cambriano no estado, sugerindo que os padrões de lineamentos nos domínios do embasamento possam refletir a reativação neotectônica, com a mesma orientação (Bricalli, 2011). Na porção norte do ES predominam falhas, fraturas e foliações de orientação NNW-SSE, concentradas ao longo da Faixa Colatina (Valente *et al.*, 2009; Mello *et al.*, 2005; Silvia *et al.*, 1987) – conjunto de lineamentos mais importante do estado que se inicia ao Sul de Vitória passando pela cidade de Colatina e terminando a noroeste na divisa com Minas Gerais. Na porção Sul do estado há uma predominância de estruturas de direção NE-SW, presentes no embasamento Pré-cambriano (Machado Filho *et al.*, 1983), (Figura 3).

Segundo Ribeiro (2010), em seu estudo sobre a influência da tectônica pós-deposicional na distribuição da Formação Barreiras entre os rios Paraíba do Sul (RJ) e Doce (ES), demonstrou que as estruturas com orientações NW-SE limitam diferentes compartimentos topográficos ao longo da costa. Internamente, os compartimentos coincidem com áreas de maior ou menor ocorrência dos depósitos da Formação

Barreiras, e são formados por conjunto de blocos basculados, cuja vergência principalmente para NE ou SW e também para NW ou SE, determinam o sentido de deslocamento dos fluxos dos canais fluviais da região. Segundo a autora, a distribuição irregular da Fm Barreiras na área emersa das bacias de Campos e do ES pode ser atribuída à atuação do evento de transcorrência dextral E-W, de idade Pleistoceno a Holoceno. Mello *et al.* (2005) assume que a fase de transcorrência dextral E-W corresponde ao evento tectônico ocorrido no Pleistoceno Superior-Holoceno Inferior e a fase de extensão NW-SE pode ser correlacionada ao evento extensional Holocênico.

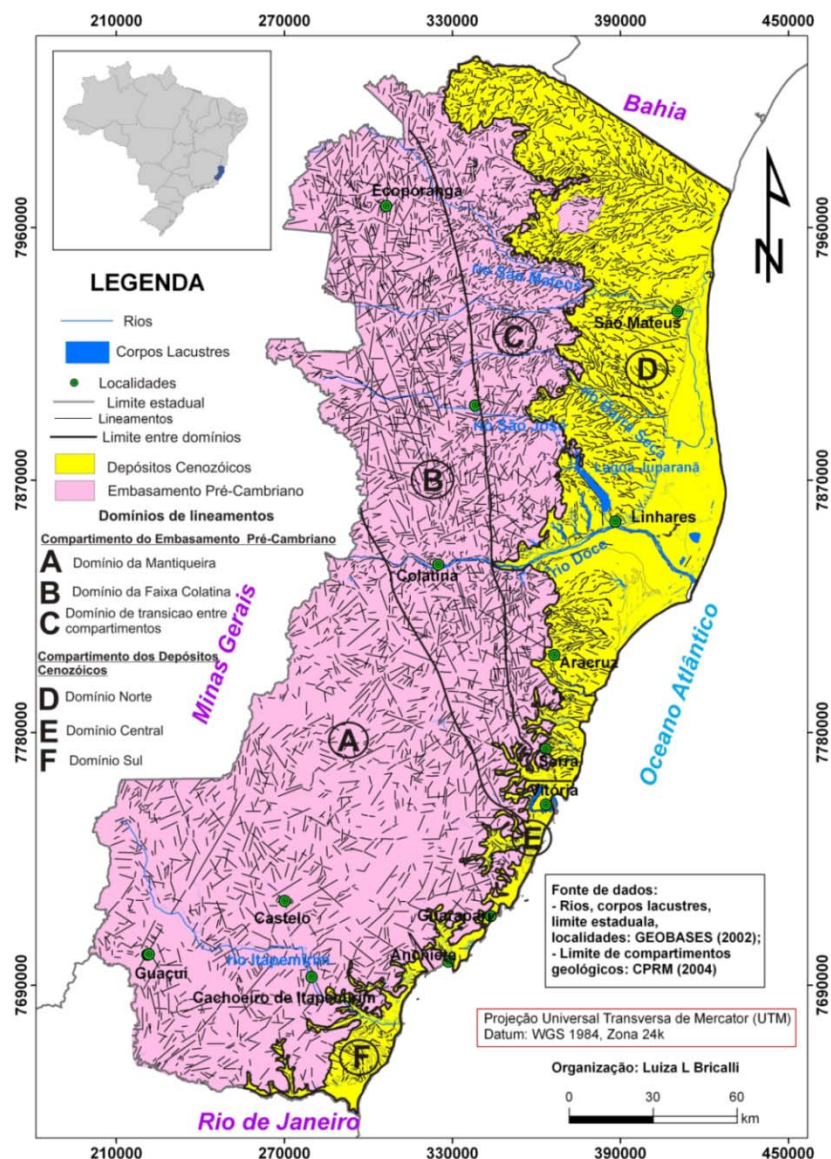


Figura 3. Domínios de lineamentos Neotectônicos no Espírito Santo (Bricalli, 2011).

2.2.2 Compartimentação

De acordo com a compartimentação baseada nos processos tectônicos, geomorfológicos, climáticos e oceanográficos atuantes sobre a costa brasileira, a área estudada faz parte do *litoralleste*, onde o litoral do ES exhibe três unidades geomorfológicas distintas que, do interior para a costa, compreendem as seguintes unidades: a região “montanhosa” constituída por rochas cristalinas Pré-cambrianas; os tabuleiros da Formação Barreiras de idade Terciária (Neógeno) e a planície litorânea de idade Quaternária (Silveira, 1964).

A unidade composta por rochas cristalinas é caracterizada por *Colinas e Maciços Costeiros* que se situam entre os domínios do embasamento Pré-cambriano e dos Sedimentos Cenozóicos e são marcados pela presença de maciços graníticos e colinas baixas de altitudes entre 20 a 300m de aspecto bastante dissecado com densidade de drenagem fina (Gatto *et al.*, 1983). Essas características predominam mais ao sul do estado. Destaque para ilha de Vitória e o Maciço Mestre Álvaro que correspondem a um conjunto morfológico mais elevado, integrado pelas serras e maciços litorâneos.

Tabuleiros Costeiros no ES se desenvolvem sobre os sedimentos da Formação Barreiras, correspondendo a colinas com topos alongados e tabulares, com altitudes entre 30 e 200m (Gatto *et al.*, 1983). Esse compartimento geológico datado do Plioceno foi formado por uma sedimentação dentrítica, areno-argilosa ao longo da zona costeira e plataforma continental (Martin *et al.*, 1997) e se estende ao longo de todo litoral do ES podendo apresentar-se atualmente na forma de falésias vivas, falésias mortas e terraços de abrasão marinha.

Esse compartimento apresenta vales bem encaixados e drenagem dentrítica/subdentrítica a paralela/subparalela. Estudos mais recentes atribuem a gênese da Formação Barreiras no Brasil durante o Mioceno Inferior/Médio resultante de um aumento do nível do mar (Rosseti *et al.*, 2013). Segundo os autores, a unidade superior da Formação Barreiras grava o último episódio transgressivo-regressivo no Mioceno Médio, como indicado pela transição de depósitos de marés para depósitos fluviais. Depois disso, uma queda no nível do mar terminou a sedimentação Miocênica

na costa brasileira, levando ao desenvolvimento de uma discordância e formação de uma camada de solo laterítico no topo da Formação Barreiras. Tamara (1995) fez uma reavaliação desses sedimentos nas proximidades de Vitória (ES) e, com base em uma discordância erosiva, subdivide o Barreiras na área em duas unidades informalmente designadas como Unidade Inferior e Unidade Superior. Na Unidade Inferior, os sedimentos apresentam-se, em grande parte, inconsolidados, mal selecionados, constituídos por camadas tabulares de areias arcozianasestratificadas, além de conglomerados feldspáticos, arenitos conglomeráticos, argilas e siltitos. Esse autor observou ainda que em algumas áreas distintas ocorrem camadas horizontais de areia fina e lentes de argila. Essa unidade assenta-se discordantemente sobre o embasamento e evidencia um sistema fluvial entrelaçado, depositado sob condições semi-áridas. A Unidade Superior é formada por camadas predominantemente areno-argilosas, argilo-arenosas e argilo-sílticas, mostrando ferruginização em diferentes níveis, assim como estratificações incipientes desenvolvidas por fluxos sucessivos. O autor conclui que as características texturais e as estruturas sedimentares indicam que os sedimentos foram depositados por deslocamento de flúidos de alta densidade relacionados a fluxos de areia com escoamento em lençol, sem a implantação definitiva de canais.

Tal descrição das litologias Pré-Quaternária é importante, pois nos fornece uma ideia dos diferentes tipos de rochas atacadas pelo mar em cada uma de suas elevações durante o Quaternário, e que no fim, devem representar, como colocado por Dominguez *et al.* (1990) para a costa de Pernambuco, importantes fontes de sedimentos Quaternários, pois os rios que lá desaguam são de pequeno porte, como também ocorre na região de Vitória.

A *Planície Costeira* no ES está relacionada aos depósitos sedimentares Quaternários com morfologia plana e extensa com altitudes variando entre 0 a 20m, principalmente no norte do ES, onde a presença do rio Doce garante um aporte fluvial significativo com presença de planícies costeiras largas na forma de delta. No entanto, o cenário geomorfológico dos depósitos Quaternários costeiro do ES é limitado em direção ao continente pelos platôs Terciários e o relevo Pré-cambriano (Martin *et al.*, 1996).

Em função dessas características e de algumas particularidades como a distribuição e o contato entre os depósitos da Formação Barreiras, os afloramentos cristalinos e as planícies costeiras, o litoral do estado do Espírito Santo foi subdividido por Martin *et al.* (1996, 1997) em cinco setores com aspectos fisiográficos particulares (Figura 4).

A síntese dos setores é encontrada em Albino *et al.* (2006). O Setor 4, no qual está inserida a área de estudo, compreende o litoral entre a Baía do ES e a foz do rio Itapemirim. Esse Setor é caracterizado pelos afloramentos de rochas cristalinas Pré-Cambrianas em contato com os depósitos Quaternários pouco desenvolvidos e por vezes inexistentes. Esses afloramentos são intercalados pelos afloramentos da Formação Barreiras precedidos de praias, configurando um litoral recortado, com trechos salientes sem condições de deposição de areias e trechos com desenvolvimento das planícies costeiras favorecido pela existência de obstáculos representados pelos promontórios e ilhas próximas, pela divergência das ortogonais das ondas e pelos aportes fluviais localizados (Figura 4).

Num aspecto geral, as planícies Quaternárias no litoral capixaba são pouco desenvolvidas, devido ao pequeno aporte de sedimentos fluviais e a vulnerabilidade abrasiva dos sedimentos marinhos, estando sua evolução geológica associada às flutuações do nível do mar e à disponibilidade de sedimentos fluviais (Albino *et al.*, 2006), com maior desenvolvimento nas adjacências da desembocadura do rio Doce e em também nos vales entalhados dos rios São Mateus, Piraquê-Açu, Reis Magos, Jucu, Itapemirim e Itabapoana. Segundo os autores, nos demais segmentos litorâneos, como é o caso da região de Vitória, as planícies costeiras são muito estreitas ou inexistentes com praias limitadas principalmente pelas rochas cristalinas.

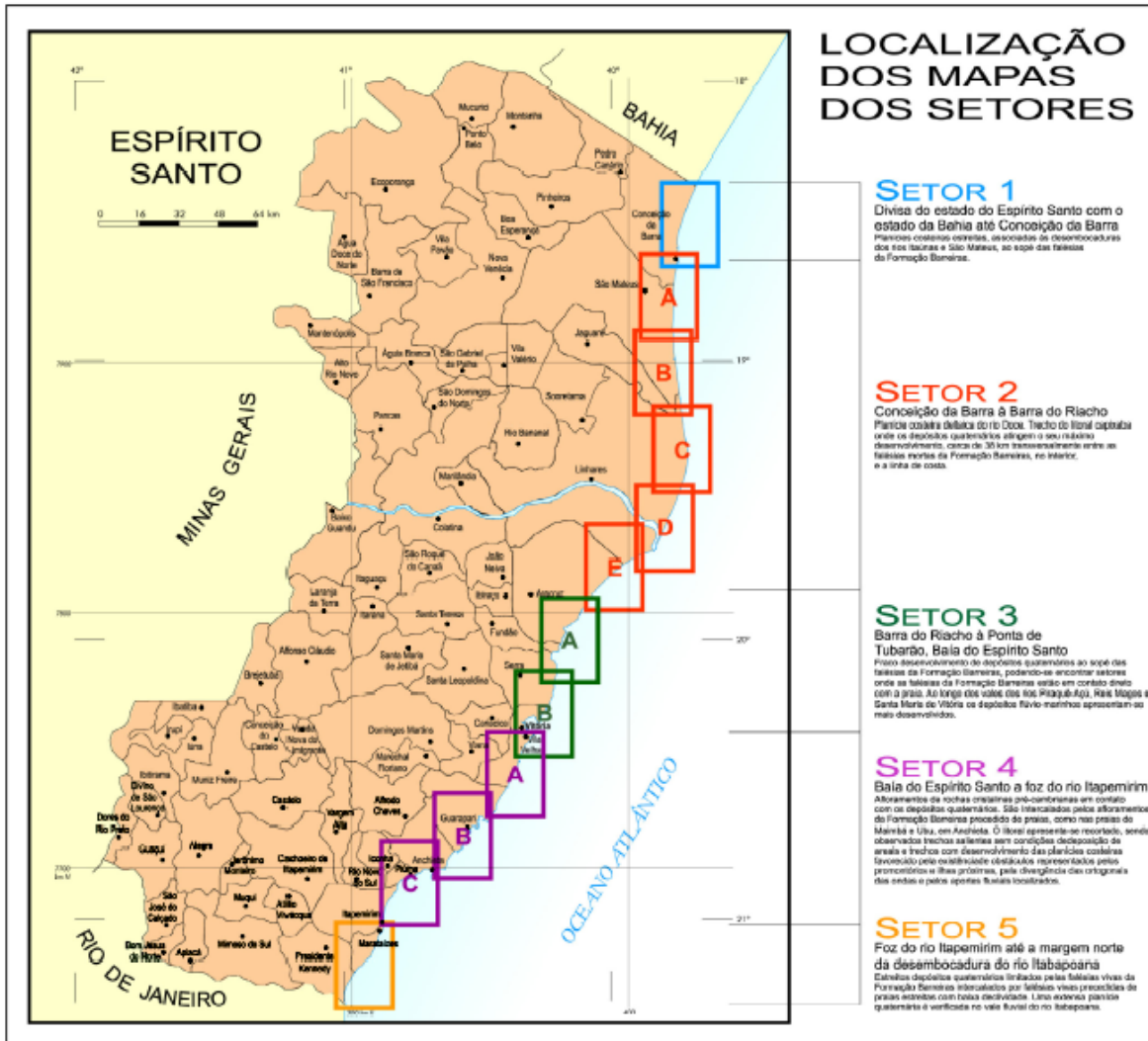


Figura 4. Localização dos setores geomorfológicos do litoral do Espírito Santo propostos por Martin *et al.* (1996), (Albino *et al.*, 2006).

Desta forma, defini-se aqui a região de Vitória como uma costa controlada por rochas conforme definição de Sunamura (1992): costas rochosas são compostas por material consolidado independente da sua dureza/rigidez, incluindo rochas como granitos e basaltos a material coeso como depósitos glaciais, podendo ser compostas de uma ampla variedade de materiais, desde rocha dura (*hard*) a solos macios (*soft*) como argilas. Para estudos de processos e de evolução desses tipos de costas a dureza é sempre importante, sendo a classificação geológica do material de origem menos significativa. Neste contexto, compreende-se como costa rochosa dura o embasamento

crystalino e costa rochosa macia os depósitos da Formação Barreiras presentes na região de Vitória.

2.2.3 Aspectos Sedimentológicos

As fontes mais prováveis dos sedimentos arenosos com destino às regiões litorâneas são provenientes da plataforma continental interna e dos cursos fluviais adjacentes (Muehe, 1998). De modo geral, os sedimentos de praias são predominantemente constituídos da fração areia (Silva, *et al.*, 2004; Muehe, 2001), mas a fração lama “pode cobrir parte da zona submarina defronte à praia, principalmente quando há presença de desembocaduras fluviais” (Muehe, 2001, p.258). São encontrados também, porém em menor proporção, sedimentos bioclásticos no litoral (Albino, 1999).

A composição textural da plataforma continental interna e da Baía do Espírito Santo apresenta três grupos de diferente composição: material litoclástico (tons de azul), material misto (tons de verde) e material bioclástico (tons de vermelho), (Figura 5). Segundo Albino *et al.* (2001), a faciologia dos sedimentos superficiais desta plataforma demonstra ser limitada na contribuição de material terrígeno, sendo a região marinha caracterizada por sedimentos biolitoclásticos grossos a finos.

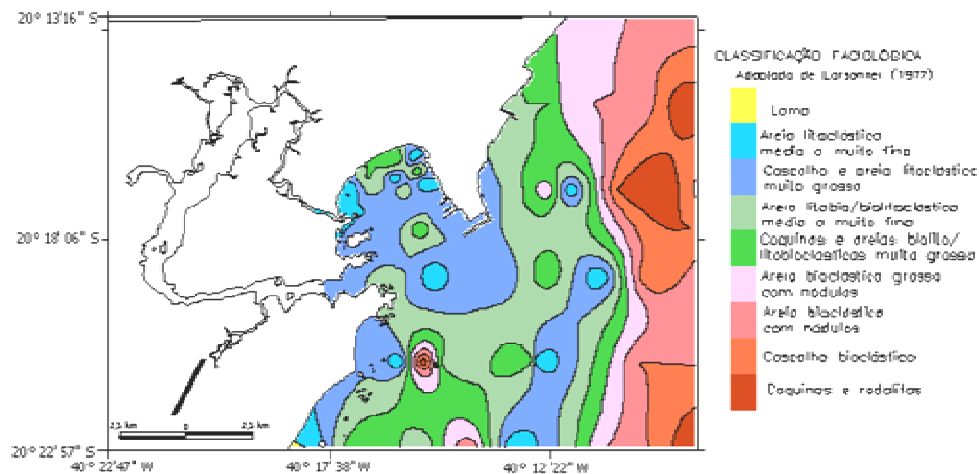


Figura 5. Mapa faciológico da Baía do Espírito Santo e plataforma continental interna adjacente (Fonte: Albino *et al.*, 2001).

Os sedimentos de fundo da Baía do ES compostos predominantemente por areias litoclásticas com baixa concentração de carbonato, principalmente na região central e *offshore*, onde prevalecem os sedimentos de diâmetro maiores (areia cascalhosa) com diminuição do diâmetro em direção à linha de costa, contrastando com os sedimentos da plataforma carbonática atual (Albino *et al.*, 2001). Sedimentos modernos, finos e carbonáticos próximos a linha de praia concentram na região de sombra da Baía do ES (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**) em função da difração das ondas na Ponta de Tubarão. Esses sedimentos recobrem as areias litoclásticas relíquias sugerindo que o carbonato seja produção local e/ou transportado por suspensão a partir do sistema estuarino adjacente que adentra na baía do ES durante o forte fluxo de vazante (Carmo, 2009).

Os sedimentos da Baía de Vitória, no geral, são compostos de areia lamosa e lama, com presença de conchas e carapaças de organismos associadas às frações mais grossas e/ou cascalhosa (Veronez Jr. *et al.*, 2009b). O padrão textural dominante lamoso terrígeno identifica também faixas longitudinais de margas (lamas com >30% de carbonato) sugerindo ser de produção local, e também presença de sedimentos arenosos na desembocadura da baía, na foz do rio St^a M^a da Vitória e ao longo da inflexão morfológica da baía, onde ocorre estreitamento do canal. A presença de faixas areno-lamosas na região próxima à foz do St^a M^a da Vitória tem origem do aporte fluvial, caracterizando um delta de cabeceira em função da gradação do diâmetro dos grãos, onde sedimentos lamosos alcançam maiores distâncias da foz (Bernando, 2009). As outras duas faixas de sedimentos areno-lamosos parecem ser resultado do efeito do estrangulamento da baía que aumenta as correntes e conseqüentemente a capacidade de transporte de sedimentos mais grossos, e a proximidade dos processos marinhos (Veronez Jr. *et al.*, 2009b), (Figura 6).

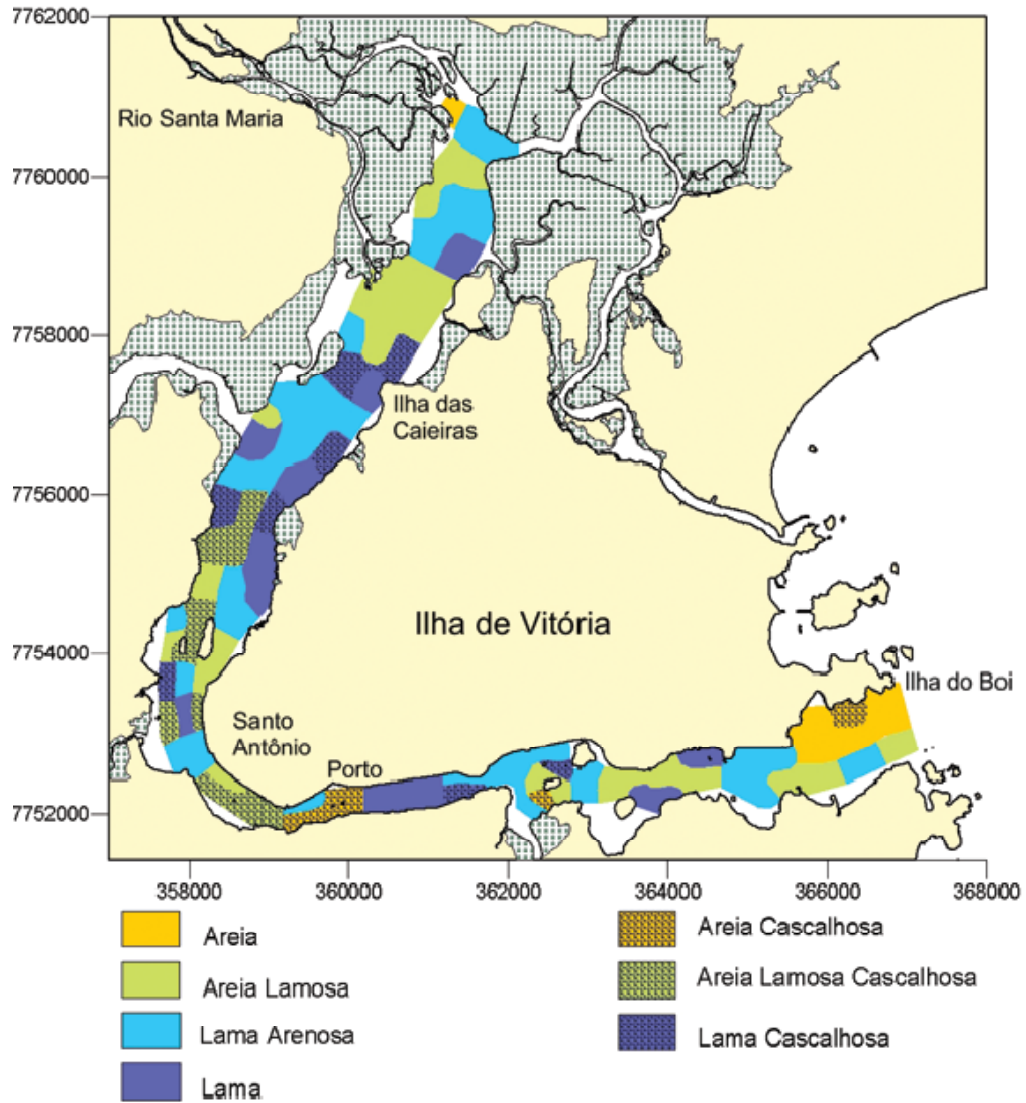


Figura 6. Mapa de classificação textural dos sedimentos da baía de Vitória segundo a classificação de Folk (1954), (Fonte: Veronez Jr., 2009 b).

III. ASPECTOS METODOLÓGICOS

3.1 Mapeamento Geológico e Topográfico

O reconhecimento e interpretação das evidências geológicas e morfológicas de paleoníveis marinhos presentes na região de Vitória foram obtidas por meio de confecção de mapas. Os mapas foram elaborados no Software *Arc Gis 9.3* e o datum utilizado foi SIRGAS_2000_UTM_Zone_24S. Os mapas produzidos foram:

- mapas de elevação digital de terreno (MDE) com escala aproximada de 1: 160.000 e detalhe de 5m de altitude em toda área de estudo com base nos dados disponibilizados CPRM (Serviços Geológicos do Brasil);

- mapa topográfico de Vitória, na escala aproximada de 1: 80.000 elaborado com curvas de nível de um metro fornecidas pelo *GeoBases* (<http://www.geobases.es.gov.br/portal/>) acoplado ao mapa batimétrico das baías de Vitória e do Espírito Santo (ES) com cotas negativas de 1metro fornecidas pelo Laboratório de Oceanografia Geológica (LabOGeo) da UFES;

- mapas geológicos da área confeccionados a partir da interpretação de fotografias aéreas da década de 1970 com escala de 1: 25.000, fornecidas pelo IDAF-ES (Instituto de Defesa Agropecuária e Florestal do ES). Os mapas geológicos foram apresentados nas escalas aproximadas de 1: 160.000 para a toda área de estudo, 1: 35.000 para os detalhamentos das planícies de Camburi e Mestre Álvaro.

O campo para reconhecimento geológico foi etapa essencial para o mapeamento, assim como, definição dos locais de coleta de material para datação e realização das sondagens e testemunhos (Figura 7).

Em campo foram anotadas as coordenadas de 55 pontos de controle com o objetivo de calibrar o mapeamento feito a partir da interpretação das fotografias aéreas e cartas topográficas da Serra e Vitória (Folhas SF-24-V-B-I-1 e SF-24-V-B-I-3/4 na escala de 1:

50.000, fonte IBGE). Os pontos de controle foram caracterizados quanto ao material geológico existente.

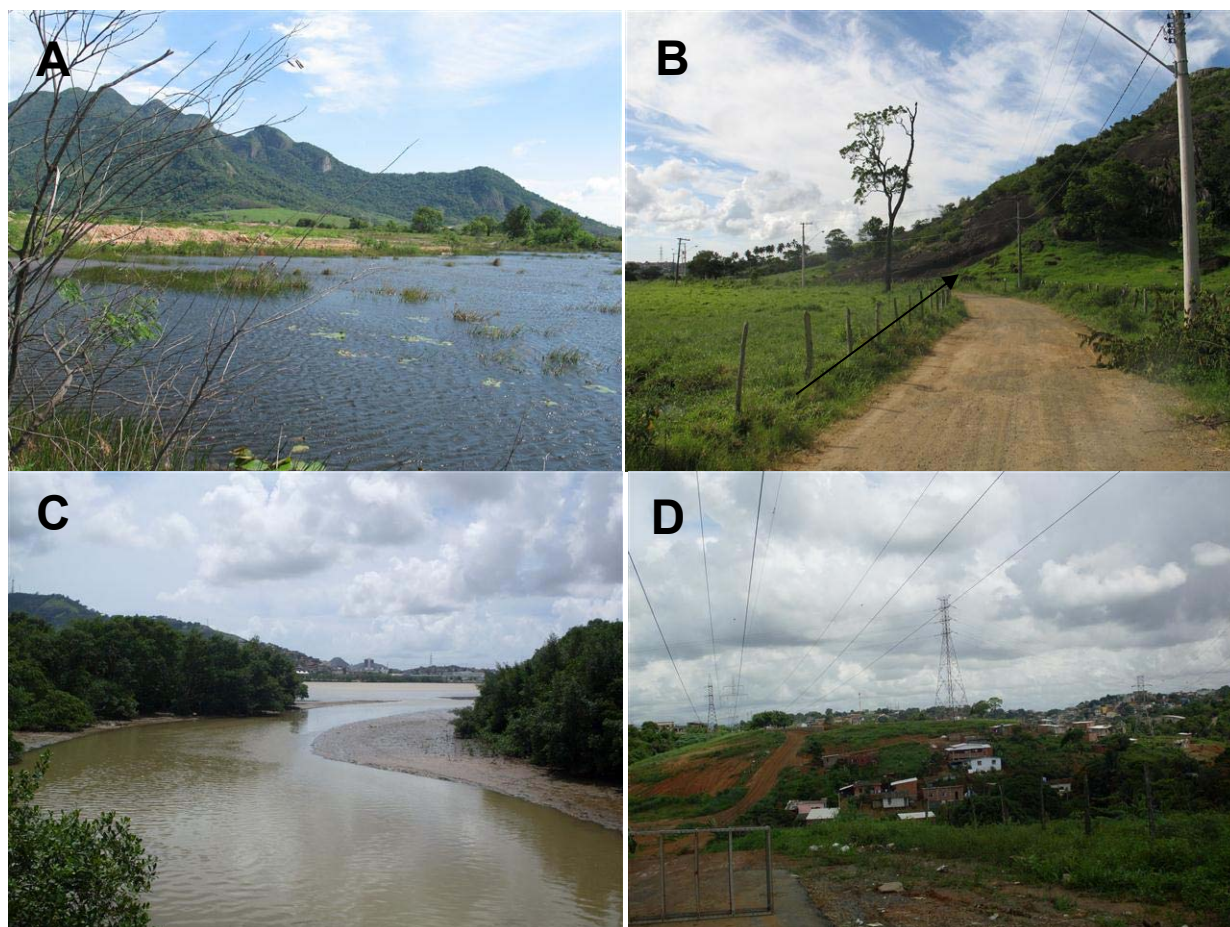


Figura 7. Exemplos de pontos de controle para reconhecimento e mapeamento geológico. A: planície alagada na base do Mt.Mestre Álvaro, Serra (utm: 0362220;7765268). B: limite entre o embasamento cristalino e a planície, Serra (utm: 0364970; 7767922). C: depósito de mangue, um dos canais que alimentam o estuário da baía de Vitória, Cariacica (utm: 357249; 7752944). D. tabuleiros e da Formação Barreiras, zona de transição com o embasamento cristalino, Cariacica (utm: 355239; 7752822), (Fotos: arquivo pessoal).

A confecção do mapa geológico adotou a metodologia utilizada por Oliveira *et al.* (2007, 2011) para elaboração de zoneamento voltado à gestão ambiental a partir de unidades básicas de compartimentação, vinculados à interpretação visual de imagens de satélite dos depósitos Quaternários. Os critérios para o mapeamento de terrenos Quaternários adotados aqui foram adaptados à área de estudo e hierarquizados da

seguinte forma: *domínio geológico*, *subzona morfológica* e *unidades*. Os *domínios geológicos* foram identificados como Pré-Cambriano, Neógeno e Quaternário. O domínio Quaternário foi dividido em depósitos fluvio-marinho e paludal (mangue). A *subzona morfológica* corresponde às *depressões* encontradas na planície caracterizadas por terrenos aparentemente úmidos de cor escura e aos *depósitos de areia* caracterizados por terrenos de cor clara com vegetação de restinga espaçada. As *unidades* representam feições sobre os depósitos Quaternários como a drenagem atual dos rios, *paleocanais* e *cristas de praias*.

3.2 Análise Estratigráfica

Nesta fase foram utilizados métodos diretos de coleta de dados no subsolo da planície costeira de Vitória com base em sondagens profundas e testemunhos rasos, seguidos de análises laboratoriais. Foram realizados quatro sondagens e três testemunhos na planície de Vitória (Figura 8 e **Erro! Fonte de referência não encontrada.**).

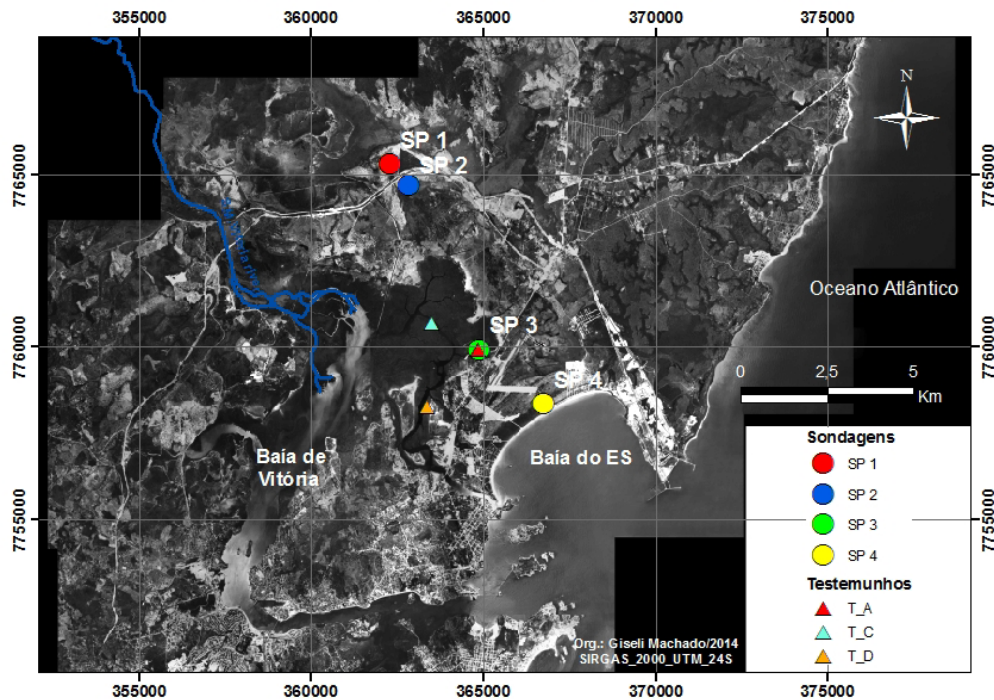


Figura 8. Mapa de localização das sondagens e dos testemunhos rasos coletados na região de Vitória. Fotografia aérea da década de 1970 fornecida pelo IDAF-ES.

Tabela 1. Identificação e localização das sondagens e testemunhos.

Nome	Long (UTM)	Lat (UTM)	Prof. max. (m)	Altitude (m)	Localização
SP 1	362277	7765288	20	2,1-1,3	Sondagem: planície Mestre Álvaro, Serra.
SP 2	362818	7764667	20	1,62	Sondagem: planície Mestre Álvaro, próx. ao Alphaville, Serra
SP 3	364857	7759906	20	0,61	Sondagem: mangue em M ^a Ortiz, próx. ao aeroporto, Vitória
SP 4	366737	7758349	20	4,42	Sondagem: planície de Camburi. Área da Infraero, Vitória
T_A	364855	7759915	2,09	0,61	Testemunho: mangue em M ^a Ortiz, próx. ao aeroporto, Vitória
T_C	363536	7760678	4,95	0	Testemunho: mangue na Ilha do Lameirão, Vitória
T_D	363370	7758257	4,33	0	Testemunho:mangue na Ufes, Vitória

3.2.1 Sondagem

Foram realizadas quatro sondagens (SP1, SP2, SP3 e SP4) de 20 metros de perfuração cada, localizadas sobre as planícies flúvio-marinhas de Vitória. A altimetria de cada furo foi fornecida por um topógrafo de trabalhos anteriormente realizados na região (NR IBGE).

A análise estratigráfica foi obtida por meio de sondagem geotécnica à percussão do tipo “*Standart Penetration Test*” (SPT), segundo normas da ABNT (BR-6484/01) para obtenção das amostras de sedimento. Essa técnica foi realizada com perfuração ao trépano e remoção por circulação de água (lavagem). Para extração de amostras utilizou-se um amostrador padrão (Raymond-Terzaghi) normalizado de 34,9 mm e 50,8mm de diâmetro interno e externo, respectivamente por meio de golpes de um peso de 65 Kg caindo de 75 cm de altura para obter a resistência do solo. No método, anota-se o número de golpes para cravar os 45 cm do amostrador em três conjuntos de golpes para cada 15 cm. Após os 45 cm de penetração por meio de golpes, um registro amostral dentro do amostrador é retirado nos 30 cm finais de cada metro de perfuração (*Figura 9*).

O sistema de amostragem do SPT não é contínuo e a amostra é deformada. A amostra obtida no final de cada metro de perfuração foi extrapolada para todo o metro, devido à própria limitação do método. Porém, isto não compromete os dados, pois a escala espacial e temporal alcançada pela sondagem pede certa generalização. A sondagem SPT tem a vantagem de atravessar solos relativamente compactos ou duro sem profundidades que podem alcançar mais de 50 metros, sendo impenetrável quando encontra rochas e muitas vezes, pedregulho. Outra limitação deste método é que em solos arenosos a amostra pode escorregar do amostrador (“amostra não recuperada”) e/ou a parede do furo pode desmoronar.



Figura 9. Fotos dos equipamentos utilizados na sondagem SPT. Em detalhe o amostrador utilizado para coletar sedimento a cada metro de perfuração.

As sondagens totalizaram 78 amostras de sedimento, das quais foram obtidos teores de areia/lama, de matéria orgânica e de Carbonato de Cálcio (CaCO_3), além dos parâmetros granulométricos alcançados pela granulometria e aspectos ópticos dos grãos alcançados pela morfoscopia. As amostras passaram por uma triagem para separação das conchas preservadas, as quais foram identificadas, sendo 12 datadas por ^{14}C .

3.2.2 Testemunhos rasos

Os testemunhos rasos estão localizados no manguezal de Vitória devido ao solo ser favorável a penetração do equipamento. Foram realizados três testemunhos: TA, TC e TD, (Figura 8 e **Erro! Fonte de referência não encontrada.**), os quais foram armazenados em freezer logo após a coleta. Os testemunhos foram partidos em duas bandas e descritos quanto à espessura, granulometria, estrutura, contato, cor, aparência e presença de conchas. Cada banda foi fatiada a cada centímetro para separação das subamostras para a realização das análises laboratoriais (Figura 10). Uma das bandas foi destinada às análises geoquímicas (razão C/N) e a outra destinada às análises geológicas (granulometria e teores de CaCO_3 , de matéria orgânica e lama/areia. As subamostras separadas para análise geoquímica foram congeladas, queimadas com Ácido Clorídrico para retirada do Carbonato de Cálcio e liofilizadas. Os procedimentos para as análises geológicas foram os mesmos utilizados nas amostras das sondagens. Todas estas análises foram realizadas num intervalo de 10 cm do testemunho, exceto a razão C/N que teve maior detalhamento nos primeiros 50 cm do furo, com espaçamento amostral a cada 5cm.



Figura 10. Testemunho aberto para descrição visual e fatiamento a cada centímetro para separação das amostras

O equipamento utilizado para obtenção dos testemunhos foi um vibrotestemunhador idealizado por Lanesky *et al.* (1979) modificado por Martin *et al.* (1995). Esse

equipamento recupera testemunhos não perturbados ou com mínima perturbação de depósitos sedimentares moles, principalmente de idade Quaternária, adequadamente usados para sedimentos argilo-arenosos e orgânicos, como depósitos de fundo de baía, lacustres ou lagunares. *Vibracores* desse modelo já foram usados em várias planícies costeiras brasileiras e em outros países, principalmente em ambientes paleolagunares próximo a desembocadura de rios (Martin *et al.*, 1995).

O testemunhador consiste em linhas gerais nos seguintes materiais: vibrador usado em construção civil; motor “Montgomery” de 3,4 HP e 3600 RPM; tudo de testemunhagem de alumínio de 6m de comprimento e 7,5 cm de diâmetro interno revestido internamente por uma “camisinha” de polietileno; tripé para manter o tubo na vertical e extrair o tubo cravado no solo com auxílio de uma talha com capacidade de 1 a 1,5 ton. presa no topo do tripé (Figura 11). O diâmetro relativamente grande do testemunho permite recuperar quantidade suficiente de amostra para quase todas as análises laboratoriais frequentemente realizadas em sedimentos. Maiores detalhes podem ser encontrados em Martin *et al.* (1995).



Figura 11. Vibrotestemunhador utilizado no mangue e testemunho preservado (2m) obtido nesta amostragem (Foto: arquivo pessoal).

3.2.3 Análises Laboratoriais

As amostras foram tratadas nos laboratórios de Oceanografia Geológica (*LabOGeo*) e de Sedimentologia da UFES. O detalhamento para a separação em quatro subamostras (granulometria, teores de lama e areia, de matéria orgânica e de CaCO_3) está no Anexo 1. A metodologia de processamento das amostras descrita abaixo vale para os sedimentos das sondagens e dos testemunhos rasos.

3.2.3.1 Análise Granulométrica e Parâmetros Estatísticos

Todo o processo realizado no tratamento estatístico de cada amostra seguiu a escala de tamanho granulométrico de Wentworth (1922), que expressa em ϕ valores correspondentes em milímetros (mm) (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**).

Nas amostras foram realizadas análise granulométrica por peneiramento a seco para as frações de areia e análise a laser para as frações de lama. No peneiramento a seco foram utilizadas apenas as frações areia, sendo essas separadas da lama por via úmida com a peneira de malha 0,062 mm. Após peneiramento, todo material retido em cada peneira foi pesado para posterior análise dos parâmetros estatísticos. Para a granulometria a laser da fração lama foi utilizado o equipamento *Master Size_2000* que exige que a amostra esteja úmida e livre de matéria orgânica. A matéria orgânica foi previamente queimada na chapa a 70°C com Peróxido de Hidrogênio. As peneiras, assim como a programação do granulômetro a laser, obedecem a uma classificação da granulometria do grão de $\frac{1}{2} \phi$.

Além da granulometria, uma sub-amostra de 20 gramas foi separada para obtenção da concentração de areia e lama. Para isso foi realizado via úmida com a peneira de malha 0,062 mm. O material retido na peneira (areia) assim como o que passou por ela (lama) foram secos e pesados separadamente e posteriormente somados (peso da areia + peso da lama = peso total da amostra).

Tabela 2. Relação do tamanho do grão em milímetros e em phi (Φ). Classificação de Wentworth (1922).

Classificação	Diâmetro (Φ)	Diâmetro (mm)
grânulo	-2 a -1	4 a 2
Areia muito grossa	-1 a 0	2 a 1
Areia grossa	0 a 1	1 a 0,50
Areia média	1 a 2	0,5 a 0,25
Areia fina	2 a 3	0,25 a 0,125
Areia muito fina	3 a 4	0,125 a 0,062
Silte muito grosso	4 a 5	0,062 a 0,0313
Silte grosso	5 a 6	0,0313 a 0,01562
Silte médio	6 a 7	0,01562 a 0,00781
Silte muito fino	7 a 8	0,00781 a 0,0039
Argila	8 a 10	0,0039 a 0,00097
Coloidal	10 a 12	0,00097 a 0,00024

A partir dos percentis de cada fração granulométrica aplicaram-se os cálculos dos parâmetros estatísticos da distribuição granulométrica proposta por Folk & Ward (1957) e assim se obteve os valores da mediana (M_d), da média (M_z), do desvio padrão (σ), da assimetria (Sk) e da curtose (K) em fi.

Os parâmetros relacionados ao tamanho de grão têm sido utilizados com sucesso em muitos ambientes sedimentares diferentes para direcionar caminhos de transporte e deposição de sedimentos (Le Roux & Rojas, 2007). No entanto, segundo os autores, as tendências mais comuns são: 1) sedimentos melhor selecionado, mais grosso e com assimetria mais negativa ou 2) melhor selecionado, mais fino e com assimetria mais positiva em direção ao transporte, comumente encontradas em ambientes fluviais e de correntes litorâneas, respectivamente, devem ser usadas com cautela, pois é claro que outros tipos de tendência não podem ser descartadas.

Os parâmetros estatísticos foram processados no programa *Gradistat (Excel)* a partir do percentual retido em cada intervalo de fração de $\frac{1}{2} \Phi$. Para isso foi necessário unir os resultados da granulometria da lama (a laser) e da areia (por peneiramento) para ter uma classificação granulométrica real. O granulômetro a laser fornece os resultados retidos em cada fração em volume, enquanto o peneiramento a seco fornece em

percentual ou peso. Assim, foi necessário converter os dados de volume para percentual para permitir juntar as duas fontes de dados (percentual real da lama + percentual real da areia) em uma única amostra (lama+areia=100%) e a partir daí lançar os percentis de cada fração no programa.

3.2.3.2 Análise composicional

A composição das amostras foi caracterizada pela concentração de matéria orgânica e de CaCO_3 no sedimento. O teor de matéria orgânica é um parâmetro importante para a classificação faciológica, pois altos teores sugerem ambientes estuarinos e lagunares (Lima *et al.* 2013). A concentração de CaCO_3 no sedimento é outro bom indicador na distinção de ambientes de origem marinha ou continental, não significando que sua ausência exclua a possibilidade de depósito sob influência marinha. A escolha desses indicadores se dá pela sua ampla utilização nas pesquisas que envolvem esta temática, além de serem técnicas simples e de baixo custo.

Para a obtenção do teor de matéria orgânica em cada amostra, foi separado uma subamostra de cinco gramas, que foi seca, macerada e seca novamente para eliminar o máximo possível de água. Após, anotou-se o peso da amostra e queimou-a na mufla a uma temperatura de 450°C durante quatro horas. Para a quantificação dos teores de CaCO_3 foi separado uma subamostra de 10 gramas. Esses teores foram obtidos através da dissolução, com ácido clorídrico (HCl) 10%, com sedimentos previamente lavados, secados e pesados, obtendo-se assim a percentagem de bioclastos e não-bioclastos em cada amostra.

3.2.3.3 Datação

Foram realizados dois métodos de datação, um por Carbono 14 e outro por Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE), (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**).

O primeiro foi realizado em 18 conchas encontradas nas sondagens e nos testemunhos e em uma amostra de sedimento orgânico do testemunho, totalizando 19 datações por ^{14}C . As idades radiocarbono AMS (^{14}C) das conchas foram realizadas pelo *Center for Applied Isotope Studies* da Universidade da Geórgia, EUA e o sedimento orgânico pela *Beta Analytic Inc*, EUA. As datas não calibradas foram dadas em anos de radiocarbono antes de 1950 (ano A.P.), utilizando-se a meia-vida de ^{14}C de 5.568 anos. O erro é citado como um desvio-padrão e reflete tanto erros estatísticos e experimentais. As idades holocênicas foram posteriormente calibradas no <http://calib.qub.ac.uk/calib/> versão 7,02, $\Delta R = 12 \pm 60$ e alcance de 2 sigmas (2σ).

A datação por LOE foi realizada pelo *Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência (LEGAL)* do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, SP. A taxa de dose estimada por espectrometria gama seguiu determinações do protocolo SAR em alíquotas multigrãos de quartzo. A preparação das alíquotas de quartzo envolveu: 1-peneiramento a úmido para aquisição da fração 180-250 μm ; 2- ataque com H_2O_2 para eliminação de matéria orgânica, ataque com HCl 10% para eliminação de carbonatos, ataque com HF 38% por 40min para eliminação da camada externa dos grãos de quartzo e redução de feldspatos; 3- separação densimétrica de minerais pesados e leves (LMT = 2,85 g/cm 3) e separação de quartzo (LMT = 2,62 g/cm 3). Dose equivalente da amostra foi calculada pelo modelo de idade central (*Central Age Model*). Foram medidas 48 alíquotas da amostra.

Tabela 3. Amostras de subsuperfície datadas pelos métodos radiocarbono AMS (C^{14}) e LOE.

Sondagem	Prof. (m)	UTM	Material	Método	Testemunho	Prof. (m)	UTM	Material	Método
SP 2	5,45	362818 7764667	concha	C^{14}	TA2 55	0,55	364855 7759915	concha	C^{14}
SP 2	6,45	362818 7764667	concha	C^{14}	TA2 67	0,67	364855 7759915	concha	C^{14}
SP 2	7,45	362818 7764667	concha	C^{14}	TC2 28	0,28	363536 7760678	concha	C^{14}
SP 2	14,5	362818 7764667	concha	C^{14}	TC1 304	3,04	363536 7760678	concha	C^{14}
SP 3	1,45	364857 7759906	concha	C^{14}	TD1 58	0,58	363370 7758257	concha	C^{14}

SP 3	12,5	364857 7759906	concha	C ¹⁴	TD1 120	1,2	363370 7758257	concha	C ¹⁴
SP 3	16,6	364857 7759906	concha	C ¹⁴	TD1 370	3,7	363370 7758257	concha	C ¹⁴
SP 4	8,45	366737 7758349	concha	C ¹⁴					
SP 4	8,45	366737 7758349	concha	C ¹⁴					
SP 4	11,4 5	366737 7758349	concha	C ¹⁴					
SP 4	14,4 5	366737 7758349	concha	C ¹⁴					
SP 4	20,4 5	366737 7758349	concha	C ¹⁴					

Planície	Prof. (m)	UTM	Material	Método
Tubo PVC	0,45	362493 7765803	quartzo	LOE

A amostra de sedimento de subsuperfície para datação por LOE foi coletada num depósito arenoso na planície do Mestre Álvaro, próximo ao local onde também foi realizada a sondagem SP1. Segundo Thomas (2009), a datação por LOE é uma técnica bem estabelecida que acredita no princípio de que durante o transporte do sedimento, a luminescência geológica será apagada pela luz solar a um nível residual e uma vez que o sedimento é enterrado, o sinal de luminescência torna a crescer por causa da radioatividade do ambiente ao redor. Assim o método LOE fornece o tempo de soterramento do sedimento. Esse método de datação foi escolhido para esse depósito, pela provável idade Pleistocênica, não sendo adequada, portanto, uma datação por Carbono 14.

Para a coleta do sedimento para datação por LOE foi utilizado um tubo de PVC de cor marrom escura, com diâmetro de 5 cm e comprimento 40 cm, revestido com fila isolante preta. O tubo foi inserido na horizontal numa parede aberta por uma trincheira de 57 cm de profundidade cavada na planície. O posicionamento do tubo na parede seguiu os preceitos teóricos básicos da datação por LOE, não sendo aconselhável menos de 30 cm da superfície. Neste caso, o tudo foi cravado a 45 cm da superfície. Durante de retirada do tubo da parede a trincheira foi coberta por uma lona preta para isolar a luz solar. Após a retirada do tubo da parede, o mesmo foi bem vedado para que a amostra acondicionada no interior não tivesse contato com luz (Figura 12).



Figura 12. Ilustração da técnica de coleta do sedimento para datação por LOE. A: abertura da trincheira. B: tubo revestido. C: inserção do tubo na parede da trincheira. D: lona preta para cobrir o furo na retirada do tubo. (utm: 362493 7765803). Fotos: arquivo pessoal.

3.2.3.4 Análises geoquímicas

Análise da razão Carbono/Nitrogênio (C/N) é usada para indicar origem da matéria orgânica em sedimentos orgânicos, sendo, portanto, um indicador muito bom para reconstrução paleoambiental dos depósitos costeiros (Drago *et al.*, 2004; Carvalho *et al.*, 2006; Uéara *et al.*, 2007; Pereira *et al.*, 2007; Perez-Arlucea *et al.*, 2007; Lahijani *et al.*, 2007; Medeanic *et al.*, 2009).

A escolha desse indicador se dá pela capacidade de distinguir a origem do carbono, tendo uma boa aplicação para reconstrução de mudanças de nível do mar e

paleoclima, apesar de ser uma técnica relativamente nova (Lamb *et al.*, 2006). Segundo Pereira *et al.* (2007), esse indicador apresenta boa correlação entre os teores de matéria orgânica e CaCO₃.

A razão C/N foi obtida nos sedimentos dos testemunhos coletados no manguezal nos intervalos de 5 cm até os primeiros 50 cm e de 10 cm até a base do furo. As amostras foram encaminhadas para o Laboratório de Sedimentologia e Geoquímica do Departamento de Geologia – LAGEMAR, Instituto de Geociências da Universidade Federal Fluminense.

3.2.3.5 Análise Paleontológica

Segundo Murray-Wallace & Woodroffe (2014), análises detalhadas de moluscos e foraminíferos são essenciais para refinar as interpretações de paleoníveis marinhos e paleoambientais. No entanto, a análise paleontológica deste trabalho consistiu apenas na identificação e classificação das conchas encontradas nas sondagens e nos testemunhos.

As conchas preservadas total ou parcialmente foram classificadas quanto à classe, família, espécie e ambiente pelo Laboratório de Malacologia/CCHN da UFES e as informações quanto o habitat (substrato e profundidade), ocorrência e frequência no Brasil foram obtidas no site de Conquiliologistas do Brasil (<http://www.conchasbrasil.org.br/>).

3.3 Análise morfoscópica

3.3.1 Microscopia óptica

Para morfoscopia dos grãos foi adotado o método proposto pelo *Laboratoire de l'Institut de Géographie de l'Université de Strasbourg* (LIGUS, 1958) que sugere contar 25 grãos e depois multiplicar por 4 em todas as frações. Para obter maior representatividade estatística foram contados 100 grãos, porém, apenas das frações 1Φ (0,500 mm), 1,5 Φ

(0,350 mm) e 2 Φ (0,250 mm) de cada amostrade subsuperfície das sondagens, totalizando 23.400 grãos, os quais foram analisados o grau de arredondamento e aspecto óptico dos grãos de quartzo e a composição.

Os aspectos ópticos considerados foram: **brilho natural** (*natural glow*): grão geralmente sem trabalhamento, fratura da cristalização, se assemelhando a um vidro quebrado ou um diamante, no caso do quartzo; **fosco** (*frosted*): sem brilho, esbranquiçado, grão "esfregado" por outros grãos; **brilhante** (*shiny*): grão geralmente trabalhado; **sujo** (*dirty*): grão com incrustações de ferro, carbonato... Quanto ao grau de arredondamento, os grãos distinguiram-se em cinco graus: angularo, sub-angularo, sub-arredondado e arredondado e bem arredondado (Figura 13).

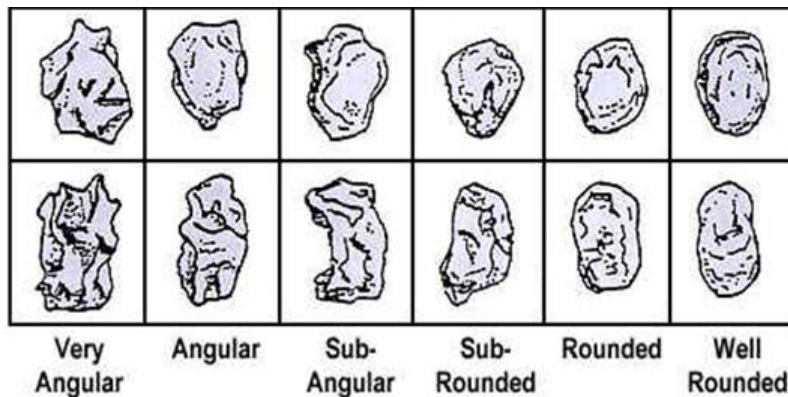


Figura 13. Chave utilizada para classificar os grãos quanto ao grau de arredondamento (Figura: autor desconhecido)

A composição do material foi separada em sedimento litoclástico e bioclástico. Os primeiros foram agrupados em quartzo, feldspato, minerais pesados e outros, além dos grãos de quartzo incrustados/envoltos por carbonato. Os segundos foram reunidos em grandes grupos pela frequência de aparecimento: moluscos, foraminíferos, equinodermas, algas e outros, além dos nódulos carbonáticos.

3.3.2 *Correlação do grau de arredondamento e aspecto óptico dos grãos de quartzo*

A metodologia adotada para correlacionar o grau de arredondamento e os aspectos ópticos dos grãos de quartzo como indicadores de maturidade do grão, diferenciadores de subambientes e fontes prováveis dos grãos, foi baseada em Kalinska & Nartiss (2013). Estes autores adotaram a proposição de Cailleux (1942), depois modificada por Mycielska-Dowgiallo e Woronko (1998) com base na classificação de classes de formas de Krumbein (1941) apud Kalinska & Nartiss (2013) e Mycielska-Dowgiallo & Woronko (2004).

O estudo compreende três etapas que foram adaptadas a partir da metodologia original:

Etapa 1: análise do grau de arredondamento e aspecto óptico para agrupamento dos grãos;

Etapa 2: coeficientes de correlação entre a) grãos com maturidade oposta; b) grãos com arredondamento x grãos com angularidade; c) grãos sujos x grau de maturidade e teores de lama/areia; d) grãos foscos x teores de lama/areia; e) grãos com brilho natural x grau de maturidade; f) grãos brilhantes x grau de maturidade.

Etapa 3: análise cluster como esclarecedor com base no arredondamento e aspecto óptico dos grãos de quartzo, teores de lama e Carbonato de Cálcio do sedimento, altitude e distância da costa atual que cada amostra foi coletada.

Após adaptações às características dos grãos encontrados na área de estudo, dezesseis tipos de grãos de quartzo foram identificados (Etapa 1), (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**).

Tabela 4. Aspectos ópticos e grau de arredondamento analisados na morfoscopia dos grãos de quartzo (Adaptado de LIGUS, 1958). 16 tipos de grãos identificados nas análises.

ASPECTO	Angular (A)	Sub-anguloso (SA)	Sub-arredondado (SR)	Arredondado (R)
Brilho Natural (BN)	ABN	SABN	SRBN	RBN
Fosco (F)	AF	SAF	SRF	RF
Brilhante (B)	AB	SAB	SRB	RB
Sujo (S)	AS	SAS	SRS	RS

ABN- anguloso brilho natural, AF- anguloso fosco, AB- anguloso brilhante, AS- anguloso sujo, SABN- sub-anguloso brilho natural, SAF- sub-anguloso fosco, SAB- sub-anguloso brilhante, SAS- sub-anguloso sujo, SRBN- sub-arredondado brilho natural, SRF- sub-arredondado fosco, SRB- sub-arredondado brilhante, SRS- sub-arredondado sujo, RBN- arredondado brilho natural, RF- arredondado fosco, RB- arredondado brilhante, RS- arredondado sujo.

Os grãos investigados foram reagrupados em três grupos (Etapa 1) de acordo com a maturidade do grão:

- I- **Grãos sem abrasão** (Non-abraded): são grãos de quartzo angulosos frescos (*“fresh”*) com arestas sem transformação secundária e grãos angulosos com superfície fosca por desagregação química no local. Fazem parte deste grupo grãos sem ou com muito pouco efeito de transporte, chamado de intemperizado no local (*“in situ” weathered*). Nesse grupo se enquadram também os grãos angulosos com brilho natural.

ABN + AF + AS

- I- **Grãos com angularidade** (*Angular/Sub-angular*): são todos os grãos com pouco ou nenhum efeito de abrasão e grau de arredondamento, inclui os grãos angulosos e sub-angulosos.

ABN + AF + AB + AS + SABN + SAF + SAB + SAS

- I- **Grãos com arredondamento** (*Sub-rounded/rounded*): são todos os grãos com grau de arredondamento mais elevado, inclui os grãos sub-arredondados e os arredondados, exceto os grãos com brilho natural.

SRF + SRB + SRS + RF + RB + RS

Com base no aspecto óptico, os grãos de quartzo foram analisados separadamente em quatro grupos (sujos, foscos, brilhantes e brilho natural) dentro da distribuição espacial e correlações com teores de areia e lama e de grãos maduros e imaturos (Ainda Etapa 1). A maturidade dos grãos foi classificada quanto ao grau de arredondamento, sendo maduros os grãos do grupo III e imaturos os grãos dos grupos I e II :

S- Sujo (*Dirty*): são todos os grãos que independente do grau de arredondamento apresentam aspecto sujo por impregnação de Ferro.

AS + SAS + SRS + RS

F- Fosco (*frosted*): são todos os grãos que apresentaram aspecto fosco, independente do grau de arredondamento e do mecanismo (físico ou químico).

AF + SAF + SRF + RF

Bn- Brilho Natural (*Natural glow*): são todos os grãos que apresentam brilho natural, podendo ser angulosos ou sub-angulosos.

ABN + SABN

Bt- Brilhante (*Shiny*): são todos os grãos que independente do grau de arredondamento apresentam aspecto brilhante de trabalhamento.

AB + SAB + SRB + RB

O grau de maturidade do grão de quartzo está diretamente relacionado ao grau de arredondamento que é resultado das condições ambientais do meio e da distância relativa à qual o grão foi transportado em relação à área fonte. A correlação entre os grupos de grãos (Etapa 2) foi estabelecida de acordo com o grau de arredondamento. Desta forma, grãos que foram submetidos a um “curto/ menos intenso” transporte são imaturos e, portanto, estão associados ao primeiro ciclo de transporte e/ou conexos à área fonte. Os grãos que foram submetidos a um “longo/intenso” transporte são maduros e, portanto, podem estar associados a um segundo ciclo de transporte (Figura 14).

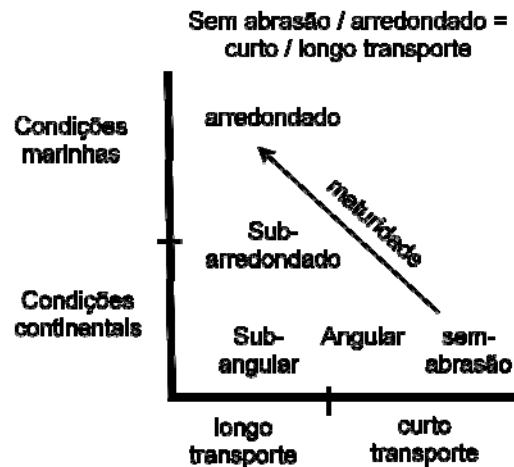


Figura 14. Diagrama esquemático da correlação entre o grau de arredondamento dos grãos de quartzo, distância a qual foram transportados (maturidade) e condições ambientais predominantes. (Figura adaptada de Kalinska & Nartiss, 2013).

Os grãos imaturos e maduros foram então definidos da seguinte forma: grãos **imaturos** são compostos por grãos de quartzo sem abrasão, angulosos e sub-angulosos, com arestas sem ou com pouco efeito de transporte, indicando pouca maturidade de transporte; **grãos maduros** são compostos por grãos sub-arredondados e arredondados, refletindo moderado a elevado grau de maturidade.

A correlação estabelecida para o grau de arredondamento foi dividida em duas subcorrelações (Etapa 2):

Grãos com maturidade oposta (grupo I x grupo III): estabelece uma correlação entre os grãos sem nenhum grau de arredondamento, denominados por Kalinska & Nartiss (2013) de “*fresh*” e “*in situ*”, denominados, aqui de grãos *sem abrasão*, e os grãos com arredondamento, incluindo os sub-arredondados e arredondados, na tentativa de identificar alguma disparidade entre ambos e reconhecer o alcance das fontes continentais na contribuição dos depósitos sedimentares estratigráficos.

Grãos com arredondamento e com angularidade (grupo III x grupo II): estabelece uma correlação entre os grãos arredondados/sub-arredondados e angulosos/sub-angulosos para efeito de comparação, distribuição espacial e identificação de maturidade nos grãos.

Outras correlações também foram estabelecidas entre o aspecto óptico do grão e os teores de areia e lama no sedimento e os teores de grãos maduros e imaturos a fim de verificar alguma relação com a energia do ambiente de deposição e o grau de maturidade do grão, respectivamente (Ainda Etapa 2).

Sujo x teores de areia/lama: busca estabelecer uma correlação entre a energia do ambiente de sedimentação, a porosidade do sedimento e a impregnação de sujeira no grão.

Sujo x grãos maduros e imaturos: busca estabelecer uma correlação entre o grau de maturidade do grão e a impregnação de sujeira no mesmo.

Fosco x teores de areia/lama: estabelece uma correlação entre os grãos foscos e as condições energéticas do ambiente de deposição, podendo distinguir mecanismo físico ou químico na determinação do aspecto fosco do grão.

Brilho natural x grãos maduros e imaturos: busca estabelecer uma correlação entre os grãos com superfície mais fresca, com menos efeito de transporte e abrasão e o grau de maturidade do grão.

Brilhante x grãos maduros e imaturos: busca estabelecer uma correlação entre os grãos mais polidos e trabalhados mecanicamente e o grau de maturidade do grão.

Na Etapa 3 foram utilizadas 10 variáveis como esclarecedor para análise *Cluster* (Figura 15). O indicador *arredondamento* do grão inclui grãos angulosos, sub-angulosos, sub-arredondados e arredondados. O indicador *aspecto óptico* do grão considera apenas os grãos sujos e foscos. Os indicadores *composicionais* do sedimento incluem os percentis de lama e Carbonato de Cálcio. O indicador *posicionamento* da amostra inclui a altitude e a distância da costa em que cada amostra foi coletada.

As variáveis relacionadas ao *grau de arredondamento* e *aspecto óptico* do grão de quartzo buscam a identificação da maturidade do grão e as condições de transporte e deposição. A variável *teor de lama* é importante para definir a energia do ambiente de

deposição. A variável *teor de carbonato* no sedimento é apropriada para indicar a influência marinha nos paleoambientes. As variáveis relacionadas ao *posicionamento da amostra* buscam estabelecer alguma correlação estratigráfica entre as amostras

Indicador	Variáveis
Arredondamento	Angular, sub-angular, sub-arredondado e arredondado
Aspecto óptico	Sujo e fosco
Composição	lama/areia e Carbonato de Cálcio
Posicionamento	Altitude e distância do mar

Figura 15. Indicadores e suas respectivas variáveis utilizadas na análise de agrupamento da Etapa 3 da correlação do grau de arredondamento e aspecto óptico dos grãos de quartzo.

A análise de agrupamento (*cluster analysis*) é uma técnica útil na identificação de grupos homogêneos baseada no grau de similaridades entre um número x de observações individuais. A ideia central desta análise de dados é o conceito de distância, onde os agrupamentos devem ser compostos de pontos separados por pequenas distâncias, relativas às distâncias entre os grupos (Hair *et al.*, 2005). A medida de distância usada na análise de agrupamentos foi distância euclidiana. O método hierárquico utilizado foi a variância mínima, também conhecido como método de Ward, baseado na similaridade para juntar agrupamentos através do cálculo da soma de quadrados entre os dois agrupamentos feita sobre todas as variáveis. Isto significa que quanto mais próximo de zero for a distância euclidiana, mais similares são os objetos comparados. Segundo Landim (2000), o coeficiente distância é o que tem mostrado melhor eficiência em estudos geológicos.

A identificação dos grupos foi realizada através do procedimento hierárquico, caracterizado pelo estabelecimento de uma hierarquia em forma de árvore, denominada dendograma (Hair *et al.*, 2005). A quantidade de grupos que resultará da análise é definida pelo ponto onde ocorre uma alteração evidente na distância entre os “grupos”, ou seja, um salto. Assim, definiu-se como nível de corte, após diversas

tentativas, o melhor ajuste espacial dos grupos, associados também às interpretações sedimentológicas e paleambientais preliminares.

A análise de agrupamento foi realizada no Software MVSP (*MultiVariable Statical Package for Window*) (Kovach, 2007).

3.3.3 Microscopia Eletrônica de Varredura- MEV

Microtexturas de superfície em grãos de quartzo fornecem uma visão sobre a história sedimentar dos sedimentos clásticos. Não apenas informações sobre o ambiente de deposição, mas em alguns casos, ciclos sedimentares sucessivos podem ser reconhecidos (Vos *et al.*, 2013). Segundo os autores, o estudo de microtexturas deve ser considerado com mais frequência para estudos de sedimentos clásticos. O principal foco permanece em grãos de quartzo, já que é um mineral onipresente em quase todos os ambientes e conseqüentemente, a superfície dos grãos fornecer um legado de ciclos sedimentares sucessivos. No entanto, ressaltam os autores, isto pode levar a reconstruções complexas da história sedimentar de grãos de depósitos multiciclo, uma característica comum dos sedimentos clásticos.

Detalhes da metodologia para o uso do MEV e exemplos de microtexturas estão reunidas em Vos *et al.* (2013) e Mahaney (2002). Segundo os autores, a preparação das amostras e a escolha dos grãos para serem analisados no MEV devem ser previamente estudadas por microscopia binocular ou mesmo por MEV.

Segundo Mycielska-Dowgiallo & Woronko, (2004), o uso do microscópio de luz para classificação do grão de quartzo quanto ao grau de arredondamento e aspecto óptico juntamente com uma revisão de literatura permite usar o MEV apenas esporadicamente para comprovação de observações em microscópio de luz.

Dependendo da homogeneidade da amostra, 10 a 25 grão é um número adequado para este tipo de estudo. É recomendado selecionar grãos com diâmetros similares. Grãos entre 100 μm e 2mm são os melhores candidatos para evolução de

microtexturas (Vos et.al, 2013). Foram analisados entre 10 a 15 grãos de quartzo da fração de 0,350 mm de amostras representativas dos paleoambientes previamente interpretados das sondagens: continental, estuário, fluvio-lagunar, baía aberta e praia/cordão arenoso, totalizando 23 amostras e 320 grãos analisados. As amostras analisadas no MEV foram: SP1- 2, 4, 11, 14, 16 e 18; SP2- 1, 2, 13, 17 e 20; SP3- 1, 4, 6, 12 e 20; SP4- 1, 7, 9, 11, 13, 15 e 18.

Antes de iniciar a caracterização no MEV a amostra deve estar limpa e completamente seca. Os grãos selecionados foram colados sobre uma fita adesiva sobre um toco de alumínio com diâmetros cilíndricos variáveis de 0,4", 0,5", 1" e 1,25". Após isso, os tocos de alumínio com os grãos foram revestidos por uma fina camada de ouro de cerca de 250 nível do mar incapaz de interferir nas dimensões das feições da superfície do grão (Figura 16). O revestimento, seja de carbono ou ouro, reduz a penetração do feixe de luz, gerando imagem com formas mais afiadas e minimiza a carga elétrica na superfície do grão, além de evitar que qualquer pó no grão desprenda e voe no vácuo gerado dentro do microscópio. O revestimento de ouro apresenta melhor condutividade e é mais adequado para a amostras com superfície irregulares, porém não é adequado para análise composicional, que neste caso deve ser usado o revestimento de carbono.



Figura 16. Preparação dos grãos de quartzo para o MEV. A: grãos colados sobre a fita adesiva (preta) sobre tocos de alumínio posteriormente revestidos por uma fina camada de ouro. B: caixa para acomodar as amostras para análise de microtexturas. (Foto: arquivo pessoal).

3.3.3.1 Microtexturas

Microtexturas dos grãos de quartzo podem ser causadas por ação mecânica, química e/ou combinação de ambos (Vos *et al.*, 2013). Distinção entre antigos ambientes deposicionais associados com o vento, água, gelo e intemperismo/diagênese pode ser estabelecida através da topografia da superfície dos grãos (Mahaney, 2002). Segundo os autores, grãos eólicos, fluviais, de escorregamentos, glaciais, tectônicos e intemperizados apresentam microtexturas características de cada processo envolvido.

São exemplos de **microtextura por ação mecânica**: contorno do grão (*grain outline*), fraturas conchoidais (*Conchoidal fractures*), cumes sinuosos (*meandering ridges*), superfícies planas de clivagem (*flat cleavage surfaces*), rachaduras de percussão em forma de “v” (*V-shaped percussion cracks*), sulcos curvos ou retos e arranhões (*Straight or curved grooves and scratches*), placas/prato arrebitado (*Upturned plates*), fadiga de abrasão (*Abrasion fatigue*), estrias paralelas (*parallel striations*), superfície fresca (*fresh surface*), grãos rachados (*cracked grains*), características de abrasão (*abrasion features*).

São exemplos de **microtexturas por ação química**: poços de gravura com água/cauterizados orientados (*Oriented etch pits occur on*), poço por solução (*Solution pits*), fendas por solução (*Solution crevasses*), escalada (*Scaling*), gróbulo, flores e película de sílica (*Silica globule, flowers and pellicle*), crescimento cristalino (*Crystalline overgrowths*).

São exemplos de **microtexturas por ação conjunta mecânica e química**: baixo, médio e alto relevo (*low, médium and high relief*), depressões alongadas (*Elongated depressions occur*), marcas de vibração (*Chattermarks*), partículas aderentes (*Adhering particles*), fendas arqueadas, circulares e poligonais (*Arcuate, circular and polygonal cracks*).

Segundo Vos *et al.* (2013), o diagnóstico para a microtextura de ambientes subaquáticos são rachaduras de percussão na forma de “v”, enquanto que grãos eólicos de quartzo são principalmente marcados pela fadiga, abrasão, bordas

protuberantes, placas viradas e marcas de percussão em crescente. Grãos glaciais caracterizam-se por linhas angulares, grande variedade de fraturas conchoidais, sulcos e estrias profundos entrincheirados. *Crescimento* cristalino é indicador típico de diagenese soterramento. Algumas microtexturas podem ser sobrepostas por outras microtexturas. Esse é certamente o caso de sedimentos multiciclo, para a qual é importante para encontrar a transversal relação entre texturas sobreposta em desvendar a história sedimentar.

Neste trabalho foi realizada uma análise qualitativa das microtextura presentes nos grãos de quartzo dos sedimentos das sondagens a fim de confirmar o grau de maturidade do grão e suas microtexturas associadas, reconhecer feições que possam indicar proximidade/distância da área fonte, energia do ambiente, mecanismo de transporte e ação química nos grãos.

IV. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

4.1 Variação Relativa do Nível do Mar

O termo *variação relativa do nível do mar* (VRNM) é usado quando uma subida ou descida do nível do mar é identificada, mas sem deixar claro se é a terra ou mar, ou ambos, que mudaram. Por isso toda mudança do nível do mar observada na superfície da Terra deve ser considerada relativa (Murray-Wallace & Woodroffe, 2014). Atrelado a isso estão envolvidas as variáveis relacionadas à eustasia, ao tectonismo, à isostasia e ao cliam (Suguio *et al.*, 1985).

As mudanças climáticas no Quaternário estão associadas às alternâncias de períodos glaciais e interglaciais da Terra, com ciclos de cerca de 100 mil anos (Suguio & Suzuki, 2003). Essas mudanças são de fato uma das principais causas das variações globais do nível do mar, as quais podem alcançar amplitudes de várias centenas de metros (Muehe, 2001). No entanto, outras variações podem ser percebidas em escalas espaciais e temporais muito menores, estando associadas também a outros fatores, como mudanças do clima de ondas, mudanças do geóide e subsidência.

O período Quaternário segue o período Terciário (agora renomeado de Neógeno e Paleógeno) e representa apenas 0,06% da história da Terra (Murray-Wallace & Woodroffe, 2014). Dentro da escala de tempo do Quaternário, duas épocas são reconhecidas: Pleistoceno e Holoceno. O Pleistoceno Inferior representa (*Early Pleistocene*) cerca de 70% deste tempo, o Médio (*Middle Pleistocene*) 25%, o Superior (*Late Pleistocene*) 4,5% e apenas 0,5% corresponde ao Holoceno. Segundo os autores, filosoficamente não deveria haver diferença nas interpretações de sucessões sedimentares Pleistocênicas e Holocênicas, no entanto, é necessário considerar o significado genético da arquitetura de fácies e estruturas sedimentares individuais dentro dos depósitos e avaliação do material datado como indicador de paleonível do mar.

O limite do Pleistoceno Inferior-Médio não é formalmente descrito, mas ronda por volta de 780 mil anos. Registros de testemunhos em gelo tem caracterizado o clima e definido a estratigrafia do Pleistoceno Médio por meio de diferenciação de Estágio Isotópico Marinho (*Marine Isotopic Stage – MIS*). Conforme um conjunto de autores reunidos em Murray-Wallace & Woodroffe (2014), ocorreram 7 ciclos glaciais durante o Pleistoceno Médio: 1° ciclo (*MIS 19*) iniciado há 790 mil anos; 2° ciclo (*MIS 17*) entre 720 a 628 mil anos A.P.; 3° ciclo (*MIS 15*) entre 628 e 530 mil anos A.P.; 4° ciclo (*MIS 13*) entre 530 a 425 mil anos A.P.; 5° ciclo (*MIS 11*) entre 425,6 a 335,6 mil anos A.P.; 6° ciclo (*MIS 9*) entre 335,6 a 245,6 mil anos A.P.; e 7° ciclo (*MIS 7*) entre 245,6 a 132 mil anos A.P. Os estágios isotópicos reconhecidos como fases interglaciais, ou seja, nível do mar mais alto, foram nomeados pelos números ímpares (*MIS 19, 17, 15, 13, 11, 9, 7*). Os níveis mais baixos do mar neste período correspondem aos estágios isotópicos pares. Os últimos cinco estágios isotópicos de mar baixo são *MIS 12* (~440 mil anos A.P.), *MIS 10, 8, 6 e 2* (Figura 17).

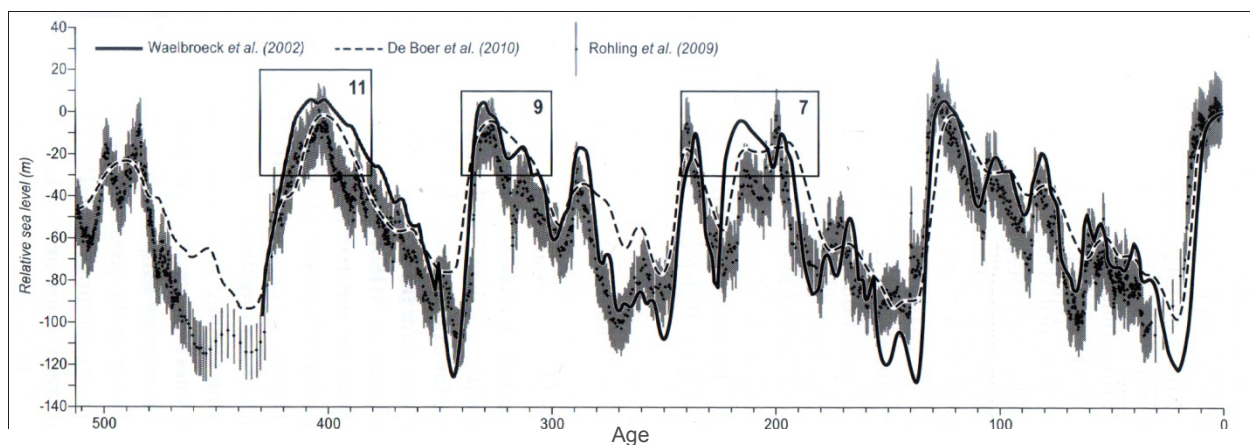


Figura 17. Mudanças do nível do mar no Pleistoceno Médio-Superior reconstruídas a partir de uma série de fontes. As curvas comparam diferentes aproximações para reconstrução de uma tendência global do nível do mar para os últimos 400-500 mil anos depois de Rohling *et al.* (2012). Em destaque os estágios isotópicos marinhos de mar mais alto *MIS 11*, *MIS 9* e *MIS 7*. (Figura extraída de Murray-Wallace & Woodroffe, 2014).

Durante os Estágios Isotópicos *MIS 11* e *9* ocorreram níveis mais altos do mar durante o Pleistoceno Médio (Figura). O Último Máximo Interglacial no Pleistoceno corresponde ao *MIS 5* ocorrido por volta de 128-116 mil anos A.P. (Pleistoceno

Superior). Esse estágio marca uma das expressões geomorfológicas mais duráveis e significantes das mudanças eustáticas registradas na geologia recente (Murray-Wallace & Woodroffe, 2014).

Durante o Estágio Isopótico 3 (MIS 3- 64 a 32 mil anos A.P.) o nível do mar esteve no mínimo cerca de 50 m abaixo do presente (Lambeck & Chappell, 2001 *apud* Murray-Wallace & Woodroffe, 2014), (Figura 18). No entanto, vários estudos com datações por radiocarbono indicam controversamente que o nível do mar atingiu altura próxima ou abaixo do nível atual (Silva *et al.*, 2014; Mahiques *et al.*, 2010). Evidências palinológicas e glaciológicas sugerem que neste período (30 mil anos A.P.) o clima era mais frio que o atual com volumes maiores de gelo e, portanto, o nível do mar era mais baixo do que as idades sugeridas pelas datações radiométricas (Murray-Wallace & Woodroffe, 2014).

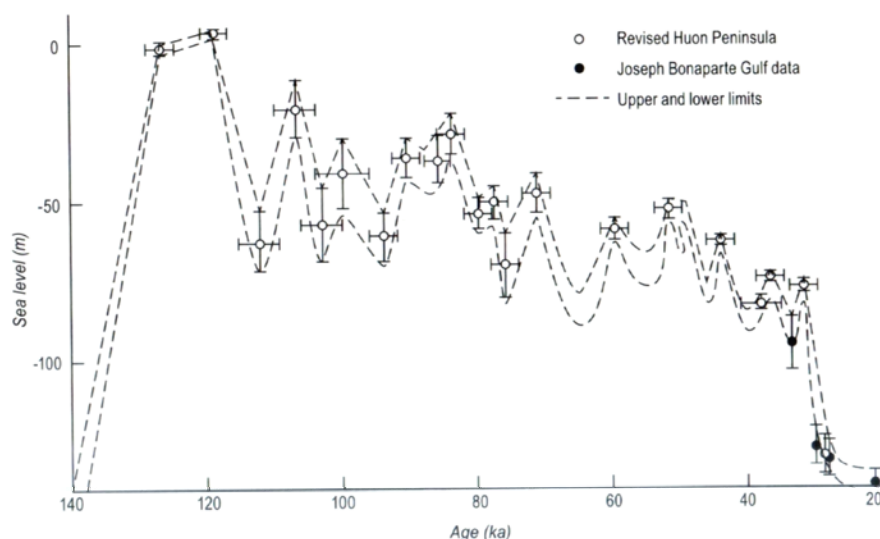


Figura 18. Idades e profundidades de indicadores de nível do mar referentes ao Pleistoceno Superior, inferindo as mudanças do nível do mar ocorridas na Península de Huon (Papua Nova Guiné) e Golfo de Joseph Bonaparte (Nordeste da Austrália). O envelope delinea o alcance das observações realizadas por Lambeck & Chappell, 2001. (Figura extraída de Murray-Wallace & Woodroffe, 2014).

Apesar da curva apresentada na Figura 18 se referir para áreas bem distantes do Brasil, o importante é mostrar a tendência geral de comportamento do nível do mar durante o Pleistoceno Superior, com oscilações de subida e descida do nível do mar

ocorrida depois de 50 mil anos. Estudos realizados no litoral norte Brasil (Miranda *et al.*, 2009) envolvendo Pleistoceno Superior e Holoceno revelam a ocorrência de vários episódios de transgressão e regressão neste intervalo de tempo, como indicado pela natureza cíclica dos depósitos.

A reconstrução desses episódios sugere um aumento no nível relativo do mar no litoral norte do Brasil que começou entre 35.567 (± 649) e 39.079 (± 1.114) ^{14}C yr BP e uma transgressão global que ocorreu até 29.340 (± 340) ^{14}C yr BP. Depois o nível relativo do mar baixou cerca de 110-120 metros abaixo do atual. Após esse tempo, um aumento no nível relativo do mar preencheu os vale com depósitos estuarinos, substituídos posteriormente por laguna e no final do Holoceno o litoral progradou. Tal reconstrução corrobora de maneira geral com a curva apresentada por Corrêa (1996) para o litoral do Rio Grande do Sul (Figura 19). No entanto, é válido salientar, segundo as curvas apresentadas, que o nível do mar não ultrapassou o atual neste período, alcançando no máximo pouco menos de 20 m abaixo do atual.

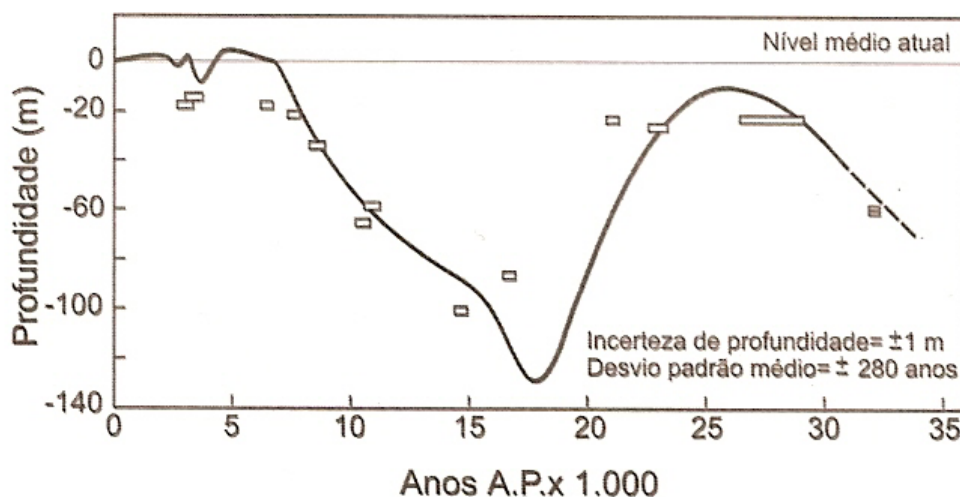


Figura 19. Curva de variações dos paleoníveis do mar, desde cerca de 30.000 anos A.P. até hoje, segundo dados obtidos na plataforma continental e na planície costeira do Rio Grande do Sul (Fonte: Corrêa, 1996).

O Último Máximo Glacial corresponde ao Estágio Isopótico 2 (*MIS 2*). A deglaciação seguinte a esta glaciação foi caracterizada por um rápido aumento do nível do mar por um breve período alcançando taxas aproximadamente 20 vezes mais rápidas do que

as taxas de queda do nível do mar durante o desenvolvimento da camada de gelo (Fairbanks, 1989; Peltier & Fairbanks, 2006 *apud* Murray-Wallace & Woodroffe, 2014). Segundo a literatura internacional, o nível do mar durante o pico do Último Máximo Glacial (22-20 mil anos A.P.) era aproximadamente 130-120 m mais baixo que o atual.

Esse último grande período glacial terminou há aproximadamente 18.000 A.P. O lento recuo das geleiras no final do período glacial foi acompanhado do aquecimento de todo o planeta dando fim ao Pleistoceno e início de uma fase Interglacial (Holoceno) que dura até hoje. O Holoceno refere-se aos últimos 11.500 anos A.P. (^{14}C anos), (Murray-Wallace & Woodroffe (2014). Por volta de 8.000 e 7.000 A.P. houve o retorno das chuvas, agora mais torrenciais que umedeceu e tornou mais fresco os climas continentais (Neto & Nery, 2005).

Os limites temporais para o Holoceno Médio são entre 7.000 e 5.000 anos A.P. e para o Holoceno Superior entre 5.000 anos A.P. e o presente (Gyllencreutz *et al.*, 2010). As curvas do nível do mar no Holoceno Médio-Superior (Mid to Late) no Hemisfério Sul são caracterizadas invariavelmente por uma queda ou tendência flutuante (Pirazzoli, 1991 *apud* Lessa & Masselink 2006) com nível do mar cerca de 1 a 5 metros acima do nível atual provavelmente ocorrido no final da transgressão marinha pós-glacial (Isla, 1989 *apud* Lessa & Masselink 2006), (Figura 20).

O modelo de NRM no Holoceno proposto por Milne *et al.* (2005) para a América do Sul aponta que houve um rápido aumento de 7-8 mm/ano no Holoceno Inferior com uma redução desta taxa marcada a cerca de 7 mil anos cal A.P., atingindo cerca de 4 m entre Pernambuco e Rio de Janeiro, e 2,5m em Santa Catarina, com queda subsequente de NRM intensificada a partir de 5.000 anos atrás.

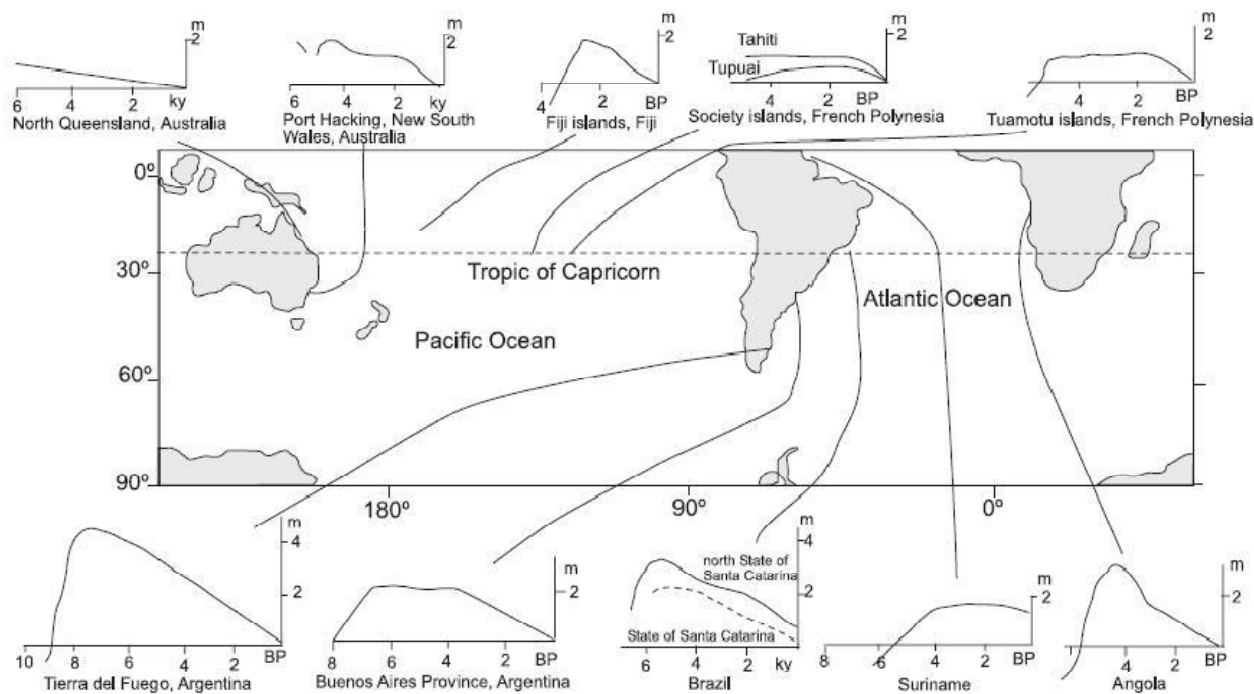


Figura 20. Curvas de variação do nível do mar para os últimos 6000 anos no Hemisfério Sul. Todas as curvas apresentam elevações similares e mostram um declínio gradual do nível do mar após nível de mar alto no Holoceno, modificado de Isla e (1989 apud Angulo *et al.*, 2006) e Ângulo e Lessa (1997).
 Figura extraída de Angulo *et al.* (2006). As curvas da Austrália e Brasil foram traçadas com idades calibradas, as outras curvas com idade 14C A.P.

Comparações com outras curvas situadas no Hemisfério Sul são inevitáveis. As semelhanças entre as costas leste da Austrália e do Brasil, caracterizadas por apresentar relativa estabilidade tectônica, pouca influência isostática, clima tropical e subtropical e presença de planícies costeiras com sistemas de ilhas barreiras, estuários e deltas, ambas apresentaram comportamentos similares das oscilações do nível do mar no final do Holoceno (Baker *et al.*, 2001; Baker & Haworth, 2000), (Figura 21).

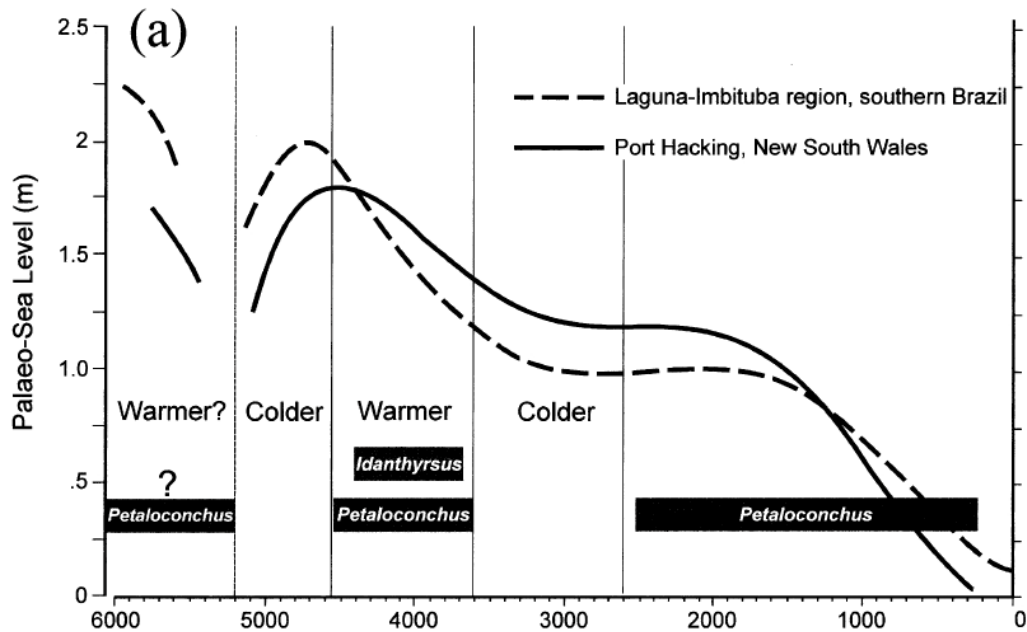


Figura 21. Impressionante coincidência entre os modelos regressivos de Port Hacking, na costa SE da Austrália e a região da Laguna de Imbituba, Sul do Brasil, ambos sítios localizados no Hemisfério Sul. A distribuição temporal das espécies marcadoras subtropicais *Petalococonchus* e *Idanthyrus* é mostrada dentro do modelo (Figura: Barker *et al.*, 2001).

Opiniões divergentes e incógnitas a respeito das reais VRNM na costa australiana após a última glaciação também é pauta de discussão entre os pesquisadores, assim como no Brasil, onde questões levantadas por Lewis *et al.* (2012) como: quando o nível do mar alcançou o nível atual na transgressão pós-glacial e qual foi a duração e o alcance desta transgressão motivam as investigações e comparações com outras áreas no mundo, inclusive o Brasil, como os trabalhos desenvolvidos por Baker & Haworth (2000) e Baker *et al.* (2001).

4.1.1 Oscilações ou não no Holoceno Médio-Superior

Incerteza sobre o comportamento do nível do mar; limitações, exageros e contradições das respostas dos modelos de circulação global, regional e local para as mudanças climáticas e marinhas; (Farias, 2005; Marengo & Soares, 2003); limitações na determinação das curvas eustáticas; interpretações divergentes ou errôneas baseadas

muitas vezes em téC/Nicas mal empregadas (Lessa & Angulo, 1998) motivam o avanço das pesquisas, uma vez que a tendência e as consequências das futuras oscilações marinhas ainda são praticamente desconhecidas, independentemente da escala temporal e da amplitude da subida do nível do mar (Muehe & Neves, 2007; Suguio & Suzuki, 2003).

Martin *et al.* (1998) ao discutirem a existências de duas oscilações secundárias do nível do mar no Holoceno na costa brasileira, criticam a curva de VRNM proposta por Anglo & Lessa (1997) baseada em vermitídeos como o único indicador, ao mesmo tempo que sugerem e alertam sobre as limitações na utilização de evidências geológicas como paleo-desembocaduras, terraços arenosos separados por antigas lagunas, altitude e morfologia descontínuas das cristas de praias; e de indicadores como, conchas de sambaquis para confecção de curvas de VRNM.

Dominguez *et al.* (1990) criaram uma curva de VRNM para a costa de Pernambuco e concluíram que as datações realizadas em corais, algas calcárias e conchas de moluscos inclusas em bancos de arenito em sedimentos lagunares não deram informações precisas quanto ao posicionamento do nível do mar pretérito, fornecendo apenas uma altura mínima para o mesmo quando comparadas com a curva de Salvador (Figura 22), provavelmente devido às limitações intrínsecas à avaliação do posicionamento destes tipos de indicadores. Já as datações em vermitídeos, forneceram posicionamento do nível do mar pretérito mais preciso (+_ 0,5m), sugerindo uma tendência de abaixamento do nível do mar no Holoceno, porém com posicionamentos bastante díspares em relação à curva de Salvador. No entanto, os autores atribuem a um provável rejuvenescimento na idade do vermitídeo pelo fato dos tubos estarem preenchidos por material carbonático provavelmente mais recente.

Martin (2003) em uma reavaliação e reconstrução de curvas de VRNM para diversos setores do litoral brasileiro utilizou o máximo de indicadores diferentes de antigas posições do nível do mar para minimizar eventuais erros sistemáticos ligados à própria natureza dos indicadores. Foram utilizados indicadores sedimentares (estrutura, altitudes e sentido dos depósitos sedimentares), indicadores biológicos (vermitídeos, incrustações de gastrópodes, ostras, corais e algas calcárias), indicadores

arqueológicos (sambaquis) e indicadores isotópicos (isótopo de Carbono – ^{13}C), os quais aprimoraram a curva de Salvador (Figura 22).

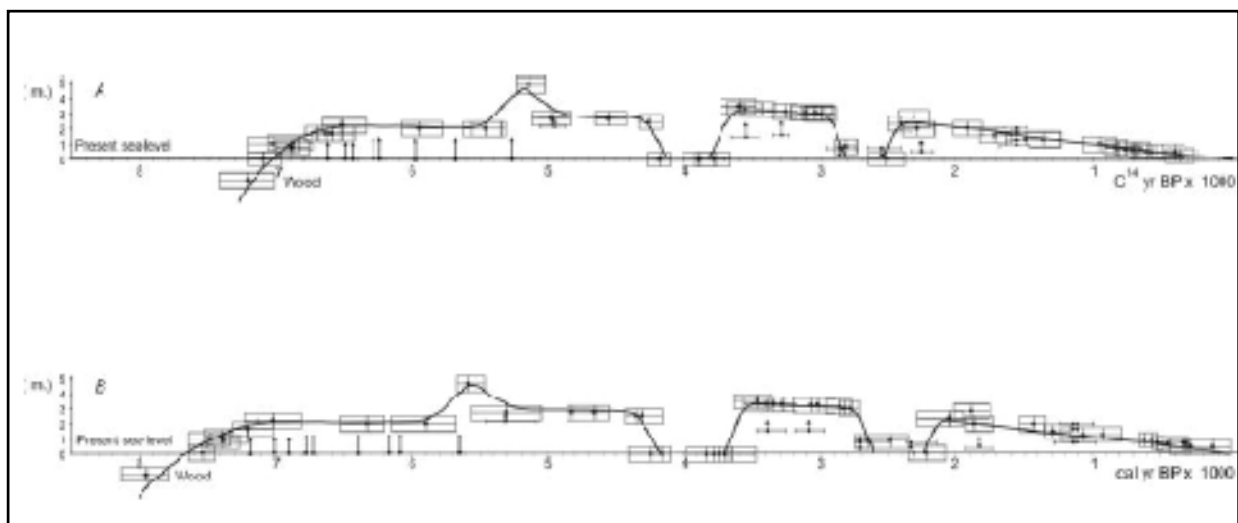


Figura 22. A curva de nível relativo do mar de Salvador plotada com idades ^{14}C sem correção (A), (Martin et al, 1979) e idades calibradas (B), (Martin, 2003).

A reconstrução das mudanças relativas do nível do mar durante os últimos 7.000 anos mostra que a costa central do Brasil esteve submergida até aproximadamente 5.100 anos A.P., no entanto, a emergência após essa data foi interrompida por duas importantes flutuações com amplitude de aproximadamente 2-3 m e duração de 200-300 anos, sendo oscilações de curta duração muito importantes no desenvolvimento das porções mais recentes das planícies costeiras brasileiras (Martin & Suguio 1992; Martin *et al.*, 1996, 1997, 1998 e Martin, 2003). Essa curva mostra duas oscilações de alta frequência: uma a 4300-3500 cal yrs AP e outra a 2700-2100 cal yrs AP. (emergência), corroborando com os resultados encontrados por Pereira *et al.* (2007) num estuário localizado no estado do Rio de Janeiro, sugerindo a ocorrência de um evento transgressivo e um regressivo bem definidos no Holoceno, incluindo dois momentos transgressivos menores.

Segundo Martin (2003), a curva de VRNM de Salvador pode ser usada como referência para a posição central da linha de costa brasileira. Reconstruções paleogeográficas feitas em várias regiões da costa brasileira, não somente em planícies costeiras

localizadas nas desembocaduras dos rios importantes, mas também em planícies costeiras sem conexão com um rio, tem confirmado notavelmente a existência destas oscilações secundárias (Dominguez *et al.*, 1981; Martin *et al.*, 1998).

Outra interpretação apresentada por Angulo & Lessa (1997) e Lessa & Angulo (1998) com base nos dados de vermetídeos avaliados na literatura da costa brasileira, apontam um declínio suave do nível do mar desde o final do Máximo Transgressivo Holocênico, não suportando a existência de oscilações secundárias. Idades correspondentes a esse período caracterizam-se pela elevação do nível do mar até 5.000-5.800 cal AP, quando atinge o máximo, e pela descida até o presente (Angulo *et al.*, 2006), (Figura 23).

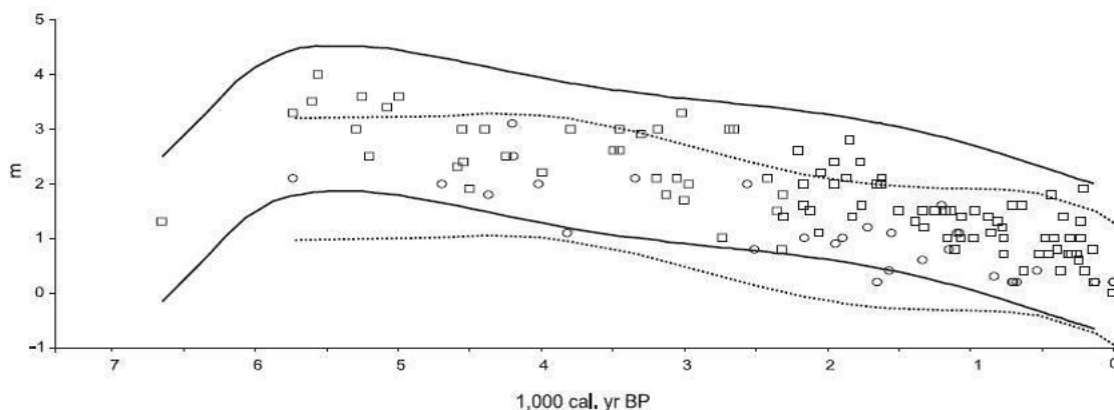


Figura 23. Envelope do nível do mar e reconstrução do paleonível do mar para a costa brasileira a norte da latitude 28° (linha contínua e quadrados) e a sul de 28° (linha tracejada e círculos), baseada em amostras de vermetídeos (Figura: Angulo *et al.*, 2006).

Angulo & Lessa (1997), Lessa & Angulo (1998) e Angulo *et al.* (2006) ao revisarem criticamente as flutuações do nível do mar no Holoceno Médio Superior na costa leste do Brasil (últimos ± 3.500 anos), questionam algumas interpretações obtidas a partir de indicadores de paleoníveis marinhos, expondo as limitações inerentes a cada um, tais como: depósitos de sambaqui compostos por conchas predominantemente *A. brasiliiana*; conchas enterradas em *beachrocks*; amostras de vermetídeos; areias ricas em matéria orgânica e em conchas; fragmentos de madeira coletados de depósitos sedimentares e elevação dos terraços. Segundo Angulo *et al.* (2006), uma parte significativa dos dados (cerca de 70%) usada como indicadores para investigar pontos

cruciais da história do nível do mar brasileiro no Holoceno são problemáticos, pois não são conclusivos ou têm interpretações erradas, levando a vários resultados duvidosos e ou errôneos do paleonível do mar. Neste ponto, os autores acreditam que uma boa aproximação de uma história geral do nível do mar pode ser melhor alcançada com o uso de vermetídeos, o qual fornece a estimativa mais confiável da idade e elevação do nível do mar anterior.

Trabalhos em andamento estão sendo desenvolvidos em Guarapari, litoralsul do ES, pelo grupo de pesquisa da Universidade de São Paulo (Ribeiro, 2011). O nivelamento e as datações de incrustações de vermetídeos obtidos para Guarapari (Erro! Fonte de referência não encontrada.) são compatíveis com o envelope Holocênico determinado por Angulo *et al.* (2006), com nível máximo do mar em torno de 4 m atingido em cerca de 5.700 anos cal A.P., com queda subsequente até o nível atual. Esta tendência, assim como já havia sido levantado por Angulo *et al.* (2006), é a mesma observada na Austrália e na África do Sul.

A curva de variação do NRM obtida para Guarapari é apresentada na Figura 24 foi comparada com a curva obtida por Angulo *et al.* (2006) a partir da compilação dos resultados de datação de vermetídeos disponíveis na literatura em localidades da costa brasileira a norte da latitude 28° (Ribeiro, 2011). Outro ponto levantado por Angulo *et al.* (2006) foi a provável permanência prolongada do NRM entre 2 e 3 m até cerca de 2.000 anos AP, indicando que a taxa de queda do nível do mar foi desigual ao longo deste últimos 5.000 anos (mais baixa antes e mais alta depois de 2.000 anos AP).

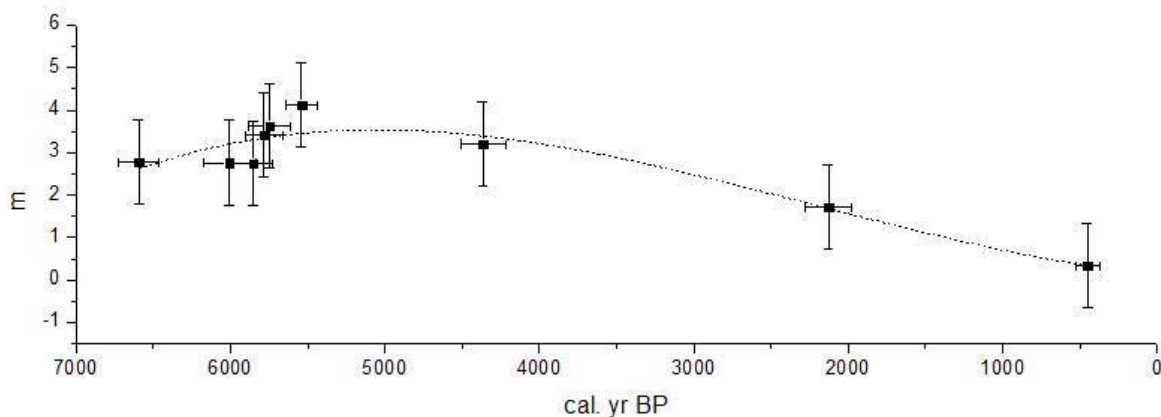


Figura 24. Curva de variação do NRM para a região de Guarapari (ES) baseada em amostras de vermetídeos (Figura: Ribeiro, 2011).

Assim, Angulo & Lessa (1997), Lessa & Angulo (1998) e Angulo *et al.* (2006) ao questionarem a existência destas flutuações no Holoceno, argumentam que oscilações desta amplitude deveriam nos fornecer ciclos transgressivos e regressivos significantes e mais facilmente identificáveis ao longo da costa brasileira e que não seria possível uma elevação de mar alto no Holoceno significativamente diferente ao longo da costa brasileira entre Pernambuco (8° S) e Paraná (26° S), porque a margem de erro dos indicadores de paleonível marinho é maior do que as diferentes elevações sugeridas por Suguio *et al.* (1985) e (Angulo *et al.*, 2006).

Exemplo de comportamento semelhante do nível do mar no Holoceno Superior também foi observado por Angulo & Souza (2011) ao reconstruírem as VRNM no arquipélago de Fernando de Noronha por meio de nivelamentos topográficos, descrição de afloramentos e lâminas delgadas e datações. Os autores concluíram que durante o máximo da última transgressão o mar pode ter alcançado 2,4 m acima do atual com queda subsequente até hoje. Deste modo, a VRNM em Fernando de Noronha parece ter sido semelhante à ocorrida na costa leste brasileira, talvez com amplitude menor.

4.2 Ambientes Depositionais Costeiros

Os depósitos Quaternários no ES estão representados por sedimentos marinhos e continentais, sendo esses facilmente identificáveis na porção norte o estado associados à foz do rio Doce (Martin *et al.*, 1996; 1997), são eles: depósitos arenosos marinhos Pleistocênicos e Holocênicos; depósitos lagunares; depósitos de manguezais; arenitos de praia; crostas calcárias de algas, corais e vermitídeos; depósitos aluviais e coluviais; depósitos eólicos e depósitos de turfa (Martin *et al.*, 1996; 1997). Esses depósitos foram agrupados e serão apresentados abaixo da seguinte forma: *depósitos arenosos marinhos Pleistocênico e Holocênico* (terraço arenoso e cristas de praia); *depósitos de terras úmidas* (laguna e pântanos); *depósitos de manguezais*; *depósitos fluviais Holocênicos* e *depósitos de arenitos de praia*.

4.2.1 Depósitos arenosos marinhos (terraço arenoso e cristas de praia)

De acordo com Martin *et al.* (1997), os depósitos Quaternários marinhos ocorrem associados a terraços arenosos Pleistocênicos e Holocênicos, marcados por alinhamentos de cristas de praia, denominadas em conjunto de planícies arenosas, caracterizadas por apresentarem superfícies relativamente planas, baixas, localizadas junto ao mar e cuja formação resultou da deposição de sedimentos marinhos e fluviais, podendo ser chamadas neste caso de planície fluvio-marinha (Muehe, 2001).

Os *depósitos marinhos Pleistocênicos* são formados na parte final da Penúltima Transgressão, datada em 123.000 anos A.P. durante a regressão que a sucedeu (Dominguez *et al.*, 1981; Suguio & Martin, 1981; Suguio *et al.*, 1982; Martin *et al.*, 1997). Os depósitos são compostos por areias brancas na superfície e acastanhados (de cor escura) em profundidade, devido à forte impregnação por ácidos húmicos (matéria orgânica). Os terraços Pleistocênicos estão situados a altitudes entre 8 -10 m acima do nível do mar, principalmente nas porções internas da planície Quaternária, normalmente em contato direto com antigas falésias. A presença de tubos de fósseis de *Callianassa* (artrópode marinho que vive na parte inferior da zona inter-maré)

garante a origem marinha deste depósito como observado por Martin *et al.* (1997) na planície do rio Doce. No ES os terraços arenosos Pleistocênicos expõem-se, principalmente, na porção norte. No trecho que se estende da entrada da baía de Vitória à desembocadura do rio Itapemirim, os estes depósitos arenosos são bastante desenvolvidos no interior das porções côncavas do litoral.

Os *terraços marinhos Holocênicos* são externamente situados em relação aos terraços Pleistocênicos, frequentemente separados por zonas baixas e pantanosas. Apresentam altitudes mais baixas (alguns centímetros a 4 m acima do nível do mar atual), sendo bastantes expressivos próximos às desembocaduras fluviais; podem conter grandes quantidades de conchas, não sendo impregnados por ácidos húmicos; exibem alinhamentos de cristas praias mais contínuos e pouco espaçados; foram formados no último grande ciclo transgressivo-regressivo iniciado no final do Pleistoceno; e são constituídos fundamentalmente pelas areias da faixa praias atual e do campo eólico adjacente. Os depósitos arenosos Holocênicos podem apresentar extensões que variam de algumas dezenas de metros até vários quilômetros, sendo pouco desenvolvido nas porções convexas ou retilíneas, e bastante largos próximos a desembocaduras fluviais mais importantes como as associadas ao rio Doce (Martin *et al.*, 1997).

Segundo Martin *et al.* (1997), alguns argumentos permitem distinguir muito bem as duas gerações de depósitos arenosos descritos acima:

- a) Posição relativa dos depósitos em relação à linha de praia atual (depósitos mais internos (Pleistocênicos) e mais externos (holocênicos);
- b) Idades ao radiocarbono superiores a 30.000 anos A.P. para os depósitos internos e inferiores a 5.100 anos A.P. para os externos;
- c) Areias de cor mais escura (comumente coloridas com ácidos húmicos), mais coesas e sem conchas caracterizam os depósitos internos, enquanto que as areias de cor mais clara, de baixa coesão e com conchas são mais frequentes nos depósitos externos;

- d) Em fotografias aéreas, os alinhamentos de cristas praias são mais interrompidos e distantes entre si nos depósitos internos, sendo mais contínuos e juntos nos externos.
- e) Os sedimentos argilosos que aparecem na base dos depósitos internos são pré-adensados, enquanto que os dos externos são em geral moles.

4.2.2 Depósitos de terras úmidas (laguna e pântanos)

As terras úmidas são depósitos argilo-orgânicos presentes em áreas transicionais entre os sistemas terrestres e aquáticos, que são inundadas ou saturadas por água superficial ou subterrânea (Rossetti, 2008). Esses depósitos ocupam geralmente os vales entalhados na Formação Barreiras, planícies de inundação e áreas baixas localizadas entre os depósitos arenosos Holocênicos e Pleistocênicos, como pântanos, lagoas, diques naturais e canais fluviais (Machado Filho *et al.*, 1983, Silvia *et al.*, 1987). Segundo os autores, estes depósitos são representados também por areias quartzosas finas e grossas, mal a moderadamente selecionadas, em parte conglomeráticas, micáceas, com minerais pesados e siltes argilosos, areias sílticas e arenosas, com matéria orgânica, turfa e vasas orgânicas (Machado Filho *et al.*, 1983, Silvia *et al.*, 1987), podendo freqüentemente conter grande quantidade de conchas de moluscos de ambientes lagunares (Martin *et al.*, 1997).

4.2.3 Depósitos de manguezais

Os depósitos de mangue ocorrem ao longo de estuários, canais de maré e trechos costeiros protegidos da ação direta das ondas; derivam principalmente do influxo fluvial, da plataforma continental, da erosão da margem e fundo do estuário, e de atividades biológicas (Rossetti, 2008). Esses depósitos “são formados predominantemente por sedimentos argilo-siltosos ricos em matéria orgânica e apresentam uma vegetação típica” (p.222). As altas concentrações de matéria orgânica associadas à presença de frações finas nos sedimentos resultam em baixas

concentrações de oxigênio, ou mesmo em anoxia logo abaixo da camada superficial. Nestes ambientes é comum a formação de sulfeto de ferro (FeS) e de gás sulfídrico (H₂S) que conferem o odor característico e a coloração escura aos sedimentos. Os depósitos de mangue são caracterizados por sedimentos em geral pelíticos, localmente arenosos e quase sempre ricos em matéria orgânica, podendo conter fragmentos de madeira e conchas de moluscos (Martin *et al.*, 1997).

Pântanos e mangues no ES têm maior representatividade na região de Linhares e Conceição da Barra, sendo constituídos por sedimentos de planície deltaica que inclui áreas de inundações, pântanos, lagoas, diques naturais e canais fluviais. “Nas regiões de Vitória e Anchieta, os depósitos de manguezais são bem desenvolvidos, indicando fases de maior extensão das paleolagunas” (Martin *et al.*, 1997, p. 23).

4.2.4 Depósitos fluviais Holocênicos

Os depósitos aluvionares holocênicos são de origem fluvial/continental predominantemente arenosos, apresentam contribuições menores de silte, argila e cascalho e estão bem evidenciados nos rios Doce e São Mateus, mas também ao longo de vários rios distribuídos por todo estado (Machado Filho *et al.*, 1983; Silvia *et al.*, 1987). Os grãos de areia de origem fluvial apresentam de modo geral, grau de arredondamento menos elevado (anguloso a sub-arredondado), pois acusam a sua imaturidade textural, traduzindo o estágio de diferenciação que o mesmo apresenta em confronto com seu material de proveniência (Mendes, 1984).

Quando os depósitos fluviais estão misturados com os de antigas lagunas e mangues que foram depositados desde o início da última transgressão são denominados de depósitos fluvio-lagunares holocênicos. Esses estão representados essencialmente por areias e siltes argilosos ricos em matéria orgânica (Machado Filho *et al.*, 1983, Silvia *et al.*, 1987). No ES os depósitos fluvio-lagunares estão distribuídos, principalmente, nas calhas dos rios Itaúnas, São Mateus e Doce, além de afluentes nas proximidades de suas desembocaduras.

4.2.5 Depósitos de arenitos de praia

Depósitos de arenitos de praia consistem unicamente por areias de praia, seixos ou cascalhos de praia incontestavelmente cimentados em uma praia de posição de mar aberto (Kelletat, 2006). Os arenitos de praia (*beachrock*) são feições geomorfológicas proeminentes ao longo de muitas costas tropicais e subtropicais aquecidas cimentadas por precipitação de Carbonato de Cálcio (Thomas, 2009). Segundo os autores citados, o processo de cimentação na maioria das vezes é dado em locais de interface, onde a água doce (*freshwater*) do continente encontra e se mistura com a água salgada do mar. O melhor ambiente para a formação *beachrock* é provavelmente representado por uma tendência regressiva do nível do mar sendo, portanto, indicadores do nível do mar apenas no sentido de que dão um testemunho de um ambiente de supramaré anterior e seu deslocamento desde o ponto de sua cimentação (Kelletat, 2006).

Os *beachrocks* estão dispostos paralelos ou subparalelos à linha de costa e podem aflorar por debaixo de cristas de praias, como observado na planície costeira do rio Doce (Martin *et al.*, 1997). Segundo os autores, outros afloramentos foram reconhecidos na zona de intemaré ao sul da foz do rio Jucu e ao Norte de Meaípe.

4.3 Transgressão e regressão marinha

A sedimentação é geralmente controlada por processos alógenos, os quais determinam a distribuição dos elementos deposicionais dentro de um sistema deposicional. São eles: clima, tectônica e mudanças do nível do mar e suas relações como fluxo de energia ambiental, suprimento de sedimento, acomodação e tendências deposicionais (Cartuneau, 2006). Segundo o autor, estes elementos são diretamente relevantes para estratigrafia, uma vez que controlam a arquitetura de preenchimento das bacias em escalas maiores.

Segundo Nichols (2009), a tectônica (soerguimento/subsidência), eustática (subida/descida do nível do mar) e sedimentação são os três fatores responsáveis pela inconstância da posição da linha de costa, onde questões sobre como e onde os fatores ocorrem, quais são suas taxas e como eles se interagem são fundamentais para a sedimentologia e estratigrafia. Ao mesmo tempo em que uma formação definida pelas suas características litológicas, provavelmente de estratos depositados em um ambiente sedimentar particular, apresentam correlações no quadro cronoestratigráfico.

A quantidade de espaço de acomodação que está disponível para os sedimentos preencherem é mensurada pela distância entre o nível de base e a superfície deposicional (Jervy, 1988 *apud* Cateneau, 2006). Sedimentos em trânsito são depositados e preservados quando atingem locais situados abaixo deste nível e o volume compreendido entre ele a superfície deposicional. A acomodação é reduzida pela adição de sedimento para preencher o espaço ou por mecanismo tectônico ou eustático que abaixam o nível relativo do mar (Nichols, 2009). Desta forma, uma elevação relativa do nível do mar causa aumento do espaço de acomodação e transgressão marinha (Assine & Perinotto, 2001). No entanto, a magnitude do preenchimento do espaço de acomodação é dependente também do suprimento sedimentar.

Suprimento sedimentar refere-se à quantidade (ou fluxo) e tipo (tamanho do grão) de sedimento que é fornecido da área fonte para áreas deposicionais, sendo uma variável dependente também da VRNM por eustasia, da tectônica e das condições climáticas na área fonte. Clima úmido aumenta a quantidade de suprimento sedimentar devido ao aumento da eficiência do intemperismo e erosão (Cateneau, 2006).

No preenchimento sedimentar de sistemas siliciclásticos costeiros as superfícies deposicionais são inclinadas para o oceano. A relação entre a taxa de suprimento sedimentar e a taxa de VRNM controla a arquitetura do preenchimento do espaço de acomodação, ou seja, se o empilhamento dos estratos se dá de forma *agradacional*, *progradacional* ou *retrogradacional* (Assine & Perinotto, 2001).

A *agradção* ocorre quando os sucessivos conjuntos de fácies empilham-se verticalmente e não há migração de fácies para o continente nem para a bacia deposicional. Isto ocorre quando o suprimento de sedimentos e a geração de espaço de acomodação estão em equilíbrio (Nichols, 2009). A *progradação* é definida como uma construção de uma linha costeira em direção ao mar pela deposição de sedimentos de origem fluvial ou pelo acúmulo de material de praia movido pela deriva litorânea (Bates e Jackson, 1987 *apud* Catuneau 2006). A progradação é caracterizada por prismas costeiros que se superpõem do continente para o oceano, promovendo regressão marinha (Assine & Perinotto, 2001). A *retrogradação* é definida como o movimento para trás (terrestre) ou retirada de uma costa pela erosão das ondas, provocando deslocamento de fáceis em direção ao continente. Isto se dá quando a taxa de suprimento sedimentar é baixa e a taxa de elevação do nível do mar é alta, ocasionando a transgressão marinha (Catuneau, 2006).

A *transgressão* é definida como a migração da linha de costa em direção a terra. A migração desencadeia mudanças de fácies correspondente na mesma direção, assim como o aprofundamento da água do mar na vizinhança da linha de costa, resultando em padrões de empilhamento retrogradacional, por exemplo, fácies marinhas mudando em direção as fácies não marinhas adjacentes (Catuneau 2006). Segundo o autor, dentro do lado não marinho, na base, a transgressão é comumente indicada pelo aparecimento de influências de maré em sucessões fluviais, como por exemplo, leitos de ostras e salobros para fósseis de traços marinhos. A linha de costa irá se mover para um lugar que costuma ser terra e os depósitos de planícies costeiras serão sobrepostos por depósitos de praia (Nichols, 2009).

A *regressão* é definida como a migração da linha de costa em direção ao mar. A migração desencadeia uma mudança de fáceis correspondente na mesma direção, assim como, a redução da lâmina d'água do mar na vizinhança da linha de costa, resultando em padrões de empilhamento progradacional, como por exemplo, mudanças de fáceis não-marinhas em direção as fácies marinhas (Catuneau, 2006). O padrão de sucessão vertical da regressão parece ser oposto ao da transgressão: como

o mar se torna mais raso, tanto devido à queda relativa do nível do mar (regressão forçada) ou por adição de mais sedimento (regressão)..

A regressão normal é uma regressão marinha deposicional onde não há erosão do prisma costeiro, pois ocorre quando o nível do mar permanece constante ou com nível do mar em lenta elevação, desde que a taxa de suprimento sedimentar seja suficientemente alta para suplantar o aumento do espaço de acomodação gerado pela elevação do nível do mar. A regressão forçada ocorre quando há queda acentuada do nível relativo do mar, exposição e erosão do prisma costeiro e de parte da plataforma, transporte sedimentar bacia adentro e deposição por progradação a partir da nova linha de costa, definida pela posição mais baixa atingida pelo nível do mar (Nichols 2009, Catuneau, 2006; Assine & Perinotto, 2001).

Segundo Cattaneo & Steel (2003), a dinâmica de deslocamento do litoral, a arquitetura resultante e a espessura dos depósitos transgressivos são fortemente dependentes, dentre outros fatores, da herança fisiográfica (gradiente da plataforma e rugosidade). Durante a transgressão, a plataforma de baixo gradiente topográfico, submetida a igual aumento do NRM, as mudanças da linha de costa ocorrem mais rápidas, além de uma área transgredida muito mais ampla, pois os sedimentos são mais amplamente dispersos, resultando em depósitos pouco espessos.

Quanto à rugosidade herdada, vales incisos que não são completamente preenchidos por sedimentos fluviais tornar-se-ão estuários na transgressão e poderão tornar-se locais de acumulação de depósitos transgressivos grossos devido ao retrabalhamento dos canais de maré de alta energia. Em um sistema barreira-laguna ocorre o recuo da antepraia ou da barreira, dispersando o sedimento erodido tanto em direção ao ambiente lagunar ou estuarino por meio de *overwash* ou depósitos de delta de maré de enchente, quanto em direção à antepraia e áreas *offshore*, onde os sedimentos são dispersados por refluxo de maré e tempestades (Cattaneo & Steel, 2003).

Em larga escala, os depósitos transgressivos tendem a se tornar mais finos para o topo, refletindo a tendência ascendente de aprofundamento geral. É provável também, que durante uma transgressão os terrígenos tornam-se mais raros e os

componentes autigênicos mais presentes. A presença abundante de leitos de conchas (*transgressive lags*) concentrado no topo da superfície transgressiva na plataforma interna para exterior por erosão da antepraia também é comum nos depósitos transgressivos (Cattaneo & Steel, 2003).

4.4 Modelos evolutivos deposicionais

Um importante ponto a ser considerado quando inferir sobre paleonível marinho ou tendência do nível do mar a partir de depósitos sedimentares, é saber se estes depósitos são de natureza regressiva ou transgressiva (Lessa & Angulo, 1998). Uma costa transgressiva não exhibe as mesmas feições morfológicas que uma costa regressiva, pois a sedimentação costeira funciona com regras diferentes às VRNM, cujas mudanças apresentam duplo efeito: controlam o suprimento de areia e determinam a forma geral da deposição (Martin *et al.*, 1993).

Neste capítulo serão discutidas as respostas dos depósitos costeiros frente às VRNM, incluindo a escala temporo-espacial de análise e alguns aspectos conceituais para a explicação de modelos deposicionais por preenchimentos oriundos, segundo Cattaneo e Steel (2003), da ação marinha, estuarina/lagunar e/ou fluvial capazes de definir a ordem e a variabilidade das fácies sedimentares.

4.4.1 Escala

O traçado do litoral apresenta formas variadas que são definidas por uma dinâmica que envolve ajustes mútuos e constantes da topografia e das condicionantes oceanográficas, fluviais e climáticas. Esses ajustes podem ser representados pelo transporte de sedimentos que imprime no litoral o ganho ou a perda de material variável em volume e extensão conforme o período de tempo considerado (Cowell & Thom, 1994). Segundo os autores, as alterações morfológicas da costa podem ser observadas em diferentes extensões espaciais e em diferentes durações de tempo,

podendo variar, respectivamente, do centímetro a centenas de quilômetros, e do segundo há milhares de anos, ou seja, o ajuste entre a topografia e os processos promove mudanças na forma da costa em escalas nas quais os processos morfodinâmicos específicos operam num alcance espacial e temporal também específico. Desta forma, escalas de maiores períodos estão sucessivamente associadas ao aumento do grau de variação espacial (Figura 25).

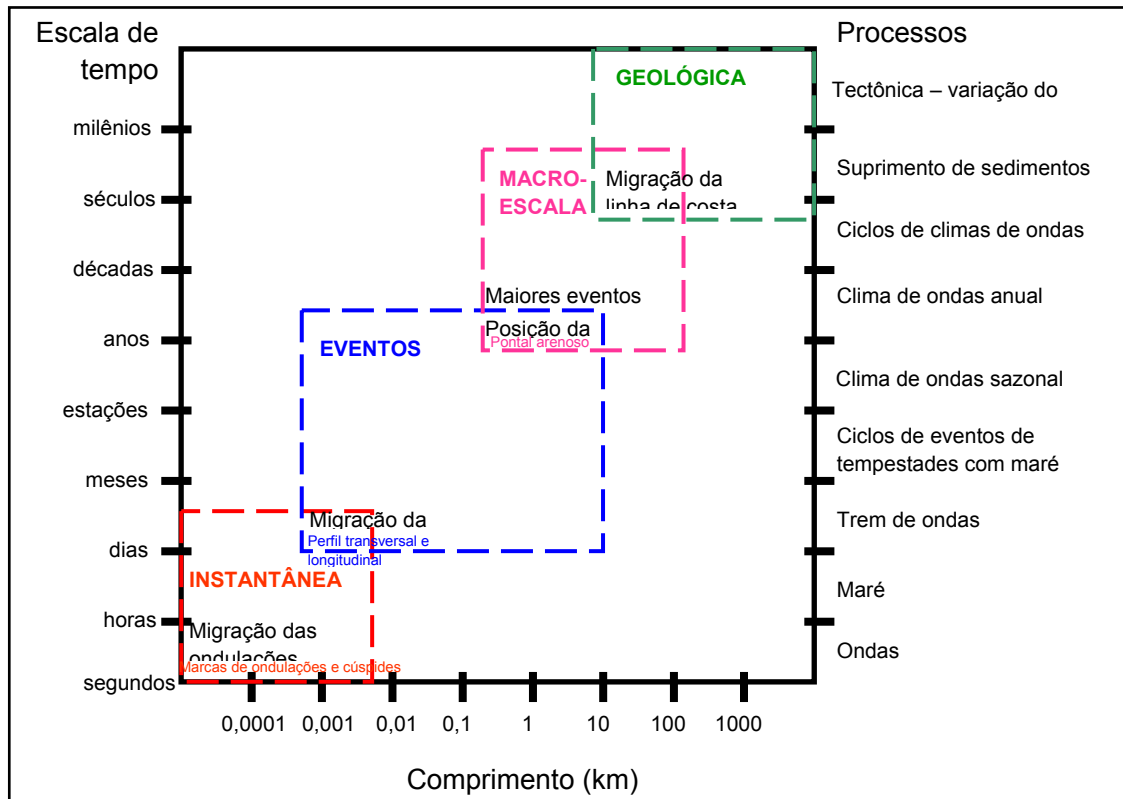


Figura 25. Escalas de variação temporal e espacial dos processos atuantes na linha de costa (Figura: adaptada de Cowell & Thom, 1994).

A descrição e os processos discutidos nos modelos de ambientes transgressivos e regressivos que serão apresentados neste capítulo e analisados na área de estudo estão relacionados à escala *geológica*, a qual envolve processos como as VRNM com possíveis interferências de processos ocorridos também em *macro-escala*, tais como, mudanças no clima de ondas.

Segundo Cowell & Thom (1994), na *escala geológica* as mudanças são muito lentas, como migração da linha de costa, podendo ocorrer numa escala global e durante milênios. Nesta escala, as condições extremas tornam-se insignificantes e as VRNM, tectônica e suprimento sedimentar passam a ser um dos principais processos no traçado do litoral e criação dos ambientes de deposição. Na *macro-escala, escala de planejamento, de engenharia* ou *histórica* envolve um composto evolutivo sobre muitas flutuações de condições extremas com importantes ciclos de transporte de sedimentos e ciclos de padrões de flutuações hidrodinâmicas, ocorridos na escala de tempo que varia de décadas a séculos, como por exemplo, mudança na posição da praia e de um pontal arenoso.

4.4.2 Estuários

Os rios são reconhecidos como o principal agente de erosão e transporte de sedimentos de áreas elevadas até bacias lacustres e marinhas. As relações entre as flutuações eustáticas e a sedimentação fluvial estão no deslocamento do perfil de equilíbrio decorrente na horizontal e/ou na vertical criando espaço de acomodação subaéreo (Ribeiro, 2001).

Quando a queda relativa nível do mar é grande e rápida, os rios são rejuvenescidos e aprofundam seus talwegues em função do novo perfil de equilíbrio, dando origem a vales incisos. Os vales incisos Quaternários foram gerados durante o último período glacial, quando o nível do mar esteve mais de 100 metros abaixo do nível atual, expondo praticamente toda a plataforma continental (Assine & Perinotto, 2001).

O preenchimento dos estuários em vales incisos pode se dá de forma contínua, o que resulta numa sucessão simples ou pode ser pontuado por eventos de mudanças do nível do mar, resultado em sucessões complexas (Rossetti, 2008). No primeiro caso, o preenchimento é marcado por uma superfície de descontinuidade na base, a qual pode ser recoberta por depósitos fluviais (correspondentes à fase de incisão do vale e preenchimento inicial durante períodos de rebaixamento relativo do nível do mar), com

a subida do nível do mar formam-se depósitos com características transgressivas sobrepostos por estratos prográdantes formados anteriormente. Estuários com preenchimento complexo são mais comuns na natureza e são gerados quando o nível do mar abaixa antes do estuário ser totalmente preenchido. Sob estas condições, parte dos depósitos estuarinos transgressivos e, eventualmente prográdantes anteriormente formados, são erodidos. À medida que o nível do mar volta a subir, novamente ocorre a translação de fácies estuarinas transgressivas. Segundo o autor, este processo pode ser repetir várias vezes ao longo da evolução de sistemas estuarinos o que leva uma sucessão complexa, gerando uma ou várias superfícies de inundação e/o ravinamento que subdivide a sucessão estuarina em intervalos estratigráficos distintos.

Sistema estuarino de vales inciso em bacias com baixas taxas de subsidência produzem unidades estratigráficas delagadas formadas por flutuações do nível do mar de baixa amplitude/alta freqüência, cuja preservação é favorecida durante os estágios de transgressão e início de mar alto, onde depósitos de mar baixo são restritos ou, até mesmo, inexistentes devido ao seu retrabalhamento durante as fases transgressivas. Desta forma, os depósitos de mar alto, se depositados, têm a tendência de serem erodidos durante a fase de mar baixo subsequente.

Três modelos principais de preenchimento de estuários, restritos a embaiamentos controlados por costa rochosa, durante o Holoceno formam inicialmente reconhecidos por Roy *et al.* (1980) na costa sudeste da Austrália: estuário tipo mar aberto (*open bay*), estuário barreira (*barrier estuary*) e vale de rio afogado (*drowned river valley*).

O estuário do tipo *mar aberto* é uma enseada dominada por ondas e ventos, onde os processos estuarinos e fluviais têm influências desprezíveis, sendo caracterizado por ambientes deposicionais marinhos. O embaiamento do tipo *estuário barreira* é também uma enseada, porém protegida pela barreira de areia litorânea, com presença delagoas ou estuários apreendidos no interior do vale afogado. Esses estuários são tipicamente de fundo plano, caracterizados por ambientes deposicionais estuarinos e fluviais. O estuário do tipo *vale de rio afogado* é caracterizado por uma elevada descarga sedimentar do rio, resultando em uma população de areia mista, no entanto, o

preenchimento do vale não atinge o estágio onde as areias fluviais alcançam o mar. Em seus braços tributários onde a sedimentação fluvial é lenta, bacias de lama profundas existem por trás do delta de maré. Processos fluviais e de maré dominam as áreas mais internas. Este embaiamento é caracterizado por três ambientes deposicionais: delta de maré, bacia de lama, o canal do estuário (Chapman *et al*, 1982).

Conforme a descrição dos tipos de estuários apresentada a cima, a configuração espacial e ambiental do embaiamento da região de Vitória se assemelha ao modelo de embaiamento do tipo estuário barreira em estágio de evolução (Figura 26).

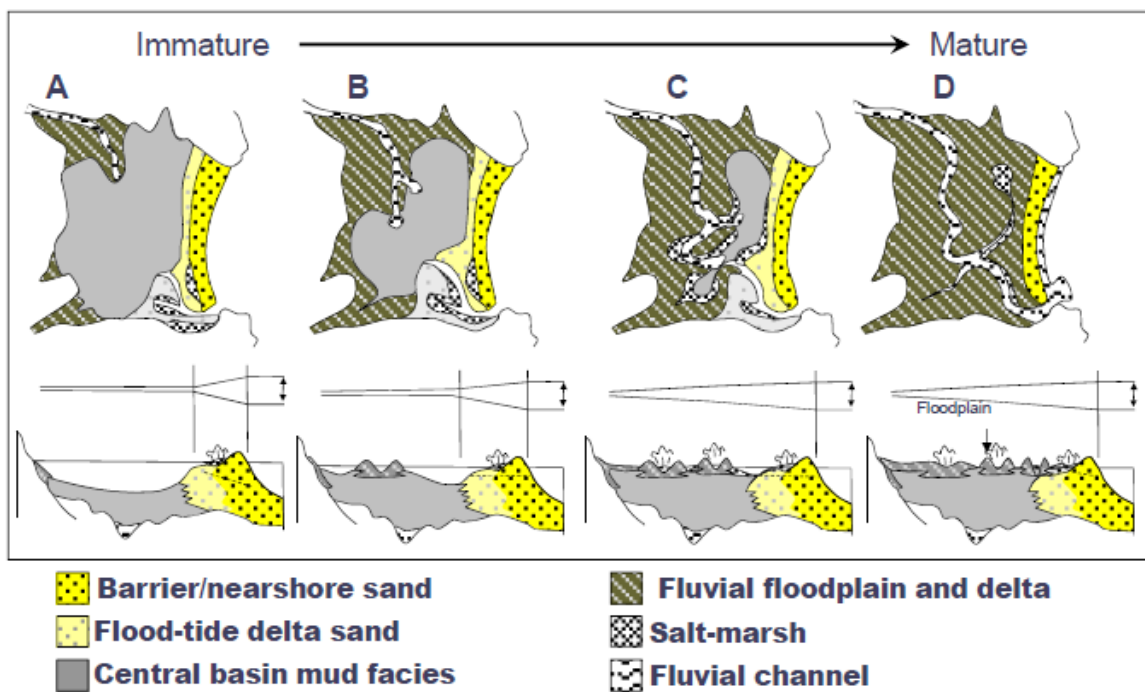


Figura 26. Evolução de preenchimento de estuários do tipo barreira e fácies associadas (Figura: original de Roy, 1980, posteriormente modificada por Roy et al., 2001. Versão atual: fonte desconhecida).

De um modo geral, o abaixamento relativo do nível do mar em litorais afogados, como em estuários, o entulhamento dessas baías ocorre tanto por sedimentos da plataforma continental interna quanto da drenagem fluvial. Neste sentido, pode-se dizer que um estuário está associado à presença de um espaço de acomodação à retaguarda e o completo preenchimento deste espaço indica o desaparecimento do estuário e quando

isto ocorre, sedimentos fluviais passam a ser disponibilizados em grande volume para antepraia (Lessa, 2005).

A manutenção do espaço de acomodação em costas transgressivas ocorre quando a taxa de elevação relativa do nível do mar excede a taxa de sedimentação e os períodos de submergência são comumente caracterizados por fases erosivas que introduziram visivelmente mudanças na geometria dos depósitos (Martin & Suguio, 1992), registrados por meio de superfícies de ravinamento por ondas e/ou maré (Menier *et al.* 2010; Cattaneo & Steel, 2003).

Do ponto de vista sedimentológico e estratigráfico, os **estuários** representam feições importantes formadas durante a transgressão de vales incisos (Rossetti, 2008). No passado, os estuários ocorreram sob condições transgressivas, ao intercalarem-se entre depósitos fluviais (abaixo) e marinhos (acima) num contexto de vales incisos. Segundo Martin *et al.* (1997, p.23), “durante os últimos 7.000 anos, os manguezais chegaram a ocupar maiores áreas tendo diminuído nos últimos milhares de anos”.

À medida que o estuário evolui, seu caráter transgressivo é minimizado e quando as taxas de elevação do nível do mar diminuem, os estuários perdem suas características transgressivas, havendo translação das fáceis em direção à baía (Rossetti, 2008). Segundo Dalrymple (1992), tal modificação do sistema é mais comumente registrada na transição da fase de transgressão para a de mar alto. Assim, pode-se dizer que os estuários são feições efêmeras que tendem a ser preenchidas e, eventualmente desaparecerem quando as taxas de elevação do nível do mar diminuem (Lessa, 2005).

4.4.3 Lagunas

Segundo o Dicionário Geológico-Geomorfológico (Guerra e Guerra, 1997), a laguna é uma depressão contendo água salobra ou salgada, localizada na borda litorânea, onde a separação entre as águas da laguna e do mar pode-se fazer por um obstáculo mais ou menos efetivo, mas não é rara a existência de canais, pondo em comunicação as duas águas. Segundo Suguio (2003), as lagunas são corpos raso de água, situados em

planícies costeiras, separados do mar aberto por bancos arenosos ou ilhas-barreira e a salinidade das águas variam de quase doce a hipersalina.

As lagoas se desenvolvem em zonas baixas, separando terraços arenosos Pleistocênicos e Holocênicos ou nos cursos inferiores de grandes vales não preenchidos por sedimentos fluviais. Nestes ambientes ocorrem sedimentos sílticos e/ou areno-argilosos ricos em matéria orgânica, podendo frequentemente conter grande quantidade de conchas de moluscos de ambientes lagunares (Martin *et al.*, 1997).

4.4.4 Planícies

Segundo Guerra & Guerra (1997), as planícies costeiras originam-se através da formação de restingas paralelas que, quando incorporadas ao continente, recebem o nome de planície de restinga. A designação geral de restinga refere-se aos depósitos arenosos emersos da zona costeira, tais como esporões, pontais, tómbolos, barras e cristas de praia (Lamego, 1940, 1945). Segundo os autores, as restingas são faixas ou línguas de areia depositadas paralelamente ao litoral, graças ao dinamismo destrutivo e construtivo das águas oceânicas. Do ponto de vista geomorfológico, o litoral de restinga possui aspectos típicos como faixas paralelas de depósitos sucessivos de areia, lagoas resultante do represamento de antigas baías, pequeninas lagoas formadas antes as diferentes flechas de areia, dunas e barras obliterando a foz de alguns rios (Guerra & Guerra, 1997).

No contexto de planícies costeiras existem as denominadas planícies de cristas de praia. Estas resultam da progradação da linha de costa em direção ao oceano associadas às sequências transgressivas e regressivas (Muehe, 2001), onde cada crista de praia representa um depósito individualizado, associado a uma linha de praia ativa, o que permite uma reconstituição da evolução da planície costeira (Dominguez *et al.*, 1992). Segundo Dominguez *et al.* (1983), a disponibilidade de sedimentos é um fator essencial para o desenvolvimento dessas planícies, especialmente favorecidas

pelas condições de mar regressivo, cujos alinhamentos e orientação das cristas indicam a direção da incidência das ondas.

Em períodos de regressão marinha favorece o trânsito das areias da antepraia para a zona da praia (Brunn, 1954) e conseqüentemente progradação dos terraços arenosos cobertos por cristas de praia cujas orientações são determinadas por correntes longitudinais (Martin *et al.*, 1997; Martin & Suguio, 1992; Meireles *et al.*, 2005; Dominguez *et al.*, 1983).

Segundo Cattaneo & Steel (2003), as areias transgressivas são comumente mais maduras em textura e mineralogia e são comumente depósitos mais finos (espessura) do que as areias regressivas, devido ao rápido trânsito que a linha de costa faz sobre as planícies costeiras, podendo apresentar grande variabilidade sob diferentes condições de transgressão, geologia e bacia sedimentar.

Planícies de praia (*beach ridges*) progradaçãoais são depósitos planos ou de cristas comumente poucos metros acima do nível do mar. Planícies de praia totalmente planas são relativamente raras, elas mostram frequentemente rugas muito suaves a pronunciadas com cristas separadas por áreas pantanosas moldadas na praia superior e na pós-praia por processos eólicos formando dunas (Anthony, 2009). Segundo o autor, as cristas de praia são formadas exclusivamente por processos de onda e são o tipo de forma mais comumente descritos para costas regressivas, onde as barras são construídas para cima *in situ* por processos de espraiamento (*swash*). Estas são formadas de depósitos de antepraia geralmente constituídas de areias marinhas maduras, enquanto sedimentos recentes oriundos da deriva litorânea tendem substancialmente diluir os sedimentos aposentados.

Cristas de praia Holocênicas, com as identificadas no litoral do Brasil, compreendem áreas pantanosas exibindo mega-cúspides bem definidos. De acordo com Anthony (2009), estes mega-cúspides são típicos de praias intermediárias com influência de correntes de retorno (Figura 27). Cristas capeadas por cascalho indicam deposição sob condições dominante de praia refletiva e baixo suprimento sedimentar, enquanto,

dunas sobrepostas indicam deposição sob condições dissipativas (Orford *et al.*, 2003 *apud* Anthony, 2009).

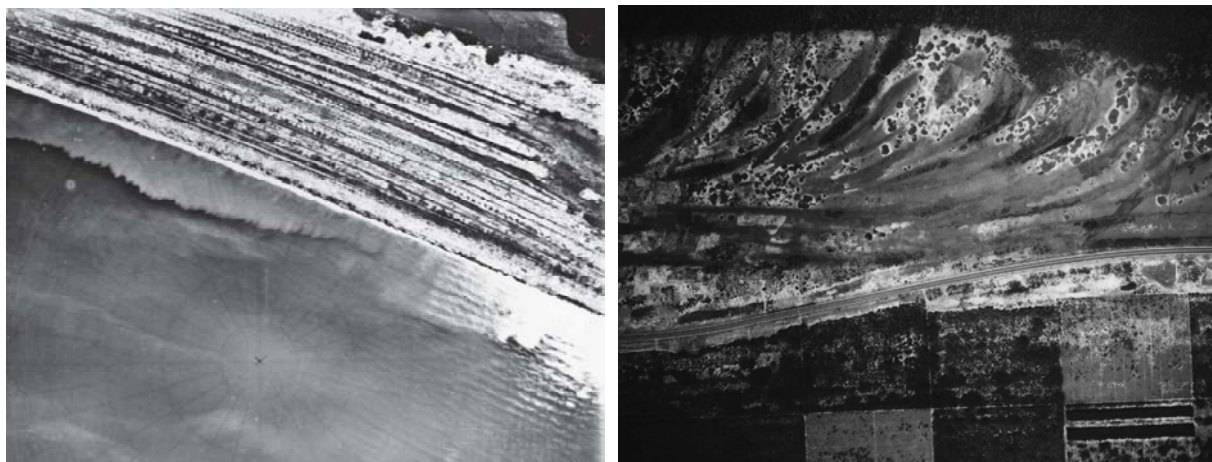


Figura 27. Fotografia aérea de cristas de praia (beach ridges) Holocênica (península de Turner, Serra Leoa) exibindo megacúspide de subfóssil de praia associado com paleo atividade de corrente de retorno.

O espaço entre os chifres dos cúspides é cerca de 90m. A segunda foto ilustra as cristas na forma de pontais/flechas (*spit ridges*) progradadas e acumuladas na entrada de um paleoembaiamento em Bight de Benin, África. Progradação maciça destas cristas na forma de pontais tem levado a regularização da linha de costa e fechamento do embaiamento, seguido por construção de uma crista de praia linear

(Fotos extraídas de Anthony, 2009,).

Cristas suaves ou ausência de cristas podem estar associadas com baixas taxas de entrega de areia para a face da praia (Anthony, 2009). Segundo o autor, isto não implica que o contexto total de suprimento sedimentar seja escasso. Isto simplesmente significa que a taxa de entrega de sedimento para a face praial talvez não seja suficientemente alta capaz de construir e soldar barras próximas da costa à praia. Esse tipo de progradação de cristas de praia é encontrado na costa de Bight de Benin no Oeste da África com taxa média anual da deriva litorânea de cerca de 1×10^6 a $1,5 \times 10^6$ $m^3 \text{ ano}^{-1}$. A deriva longitudinal de areia na zona de surfe é transportada por espraiamento sobre a face da praia. Barras longitudinais formando coerentes corpos somente ocorrem na vizinhança de canais de maré. No passado, tais canais ou reentrâncias em Bight de Benin favoreceram considerável refração das ondas que resultou na acumulação de sucessivas de cristas na forma de pontais/flechas (*spit ridges*) (Figura 27).

Exemplos deste tipo de planície de *spit ridge* são comumente associados com costas re-entrantes. Pontais/flechas e seus padrões morfológicos podem constituir um arquivo útil de meso escala (décadas a séculos) de mudanças de energia de onda e nos padrões de transporte de areia (trabalhos reunidos em Anthony, 2009).

4.4.5 Evolução paleogeográfica do litoral do Brasil

De acordo com o modelo evolutivo proposto por Suguio *et al.* (1985) para o litoral leste do Brasil a sucessão de eventos Quaternários seguiu a seguinte sequência (Erro! Fonte de referência não encontrada. e Figura 28): no Plioceno (Final do Terciário), ocorreu a sedimentação da Formação Barreiras enquanto o nível do mar era mais baixo; períodos anteriores a 123 mil anos ocorreu o máximo da Transgressão Antiga seguida de uma fase regressiva; há 120 mil anos ocorreu a Penúltima Transgressão marinha (Transgressão Cananéia); por volta de 18 mil anos se deu o Máximo Regressivo Pleistocênico e em torno de 7 mil anos a linha de costa presenciou a Última Transgressão marinha (Transgressão de Santos).

Tabela 5. Estágios da evolução paleogeográfica para o trecho do litoral brasileiro entre Macaé (RJ) e Maceió (AL), modificados de Medeanic *et al.* (2009) e Suguio & Martin (1981), depósitos desse tipo no interior das planícies costeiras são feições comuns atribuídas à transgressão máxima. Os estágios estão ilustrados na Figura 28.

Estágio evolutivo	Nível relativo do mar (NRM) e/ou linha de costa	Sedimentação/Erosão	Idade
Estádio 1 (A)	NRM mais baixo que o atual (100 a 200m abaixo)	Sedimentação correspondente à Formação Barreiras: formação de faixas de leques aluviais e depósitos fluviais e costeiros que cobriram a plataforma continental por completo.	Plioceno, final do Terciário
Estádio 2 (B)	Transgressão Antiga: NRM mais alto que o atual (\pm 13 m acima)	Erosão da porção externa da Formação Barreiras, com provável esculpimento de falésias	Anterior há 123 mil anos A.P.
Estádio 3 (C)	Fase regressiva subsequente à máxima inundação do Estádio 2	Sedimentação de depósitos continentais de leques aluviais no sopé das escarpas esculpidas da Formação Barreiras	

Estádio 4 (D)	Máximo da Penúltima Transgressão (T.Cananéia). NRM mais alto que o atual (8 ±2m)	Erosão total ou parcial dos depósitos continentais do estágio anterior, com formação de nova linha de falésias na Fm. Barreira. Alagamento de vales incisos, gerando estuários e lagunas.	Transgressão de 120 mil anos A.P.
Estádio 5 (E)	Regressão subsequente ao Estádio 4. NRM ±140 m abaixo do atual	Construção progradacional dos terraços marinhos pleistocênicos. Dissecção do relevo até a plataforma continental, com formação de vales incisos.	Máximo regressivo há 18 mil anos
Estádio 6 (F)	Última Transgressão (T. de Santos). NRM ±5 m acima do atual	Invasão do mar sobre o relevo dissecado. Desenvolvimento de ilhas-barreiras, com sistemas lagunares à retaguarda, ou de estuários.	Holoceno entre 6 e 7 mil anos A.P.
Estádio 7 (G e H)	VNRM mais alto que o atual e declinante	Construção de terraços marinhos holocênicos ancorados em terraços anteriores, falésias, ou em embasamento cristalino. Transformação gradual das lagunas em lagos de águas doce e finalmente em pântanos, favoráveis a formação de turfeiras. Colmatação das lagunas e formação de delta intralagunares. Formação da planície de cristas de praia Holocênicas e preenchimento de depressões	

Estudo mais recentes (Silva *et al.*, 2014; Mahiques *et al.*, 2010; Miranda *et al.*, 2009) mostram VRNM entre o último Máximo Transgressivo e o último Máximo Regressivo Pleistocênicos na costa brasileira.

O modelo evolutivo da planície costeira de Maricá/RJ inclui episódios de sedimentação e erosão em três sequências deposicionais. 1) Sequência Pleistocênica I: deposição de lama em uma grande laguna ou embaiamento ocorrida durante a transgressão por volta de 120.000 anos A.P. Durante a regressão posterior, forma-se a primeira barreira arenosa. 2) Sequência Pleistocênica II: a primeira barreira Pleistocênica é erodida devido a queda do nível do mar, deixando apenas um remanescente. Por volta de 47.000 anos A.P. o nível do mar sobe e se forma novamente uma laguna com depósitos de lama no reverso de uma segunda barreira Pleistocênica que retrogradou. Mais tarde o nível do mar desce e favorece a progradação desta barreira. Com a contínua queda do nível do mar, a área foi submetida a erosão, a partir de pelo menos 35.000 a 9.000 anos A.P. 3) *Sequência Holocênica*: a sedimentação Holocênica iniciou com a formação de um *beachrock* datado de 8.560 anos cal A.P., que representa uma antiga barreira, posicionada a cerca de 100 m da praia atual. Essa barreira é transgressiva e provavelmente esteve associada a uma paleolaguna por volta de 6.000 anos A.P. O nível do mar continuou a subir com máximo a cerca de 5.000 anos A.P.

promovendo retrogradação e preenchimento da laguna por areia. Um episódio de queda do nível do mar permitiu a progradação da barreira. Atualmente, a barreira Holocênica tem retrogradado com mais uma subida do nível do mar (Silva *et al.*, 2014).

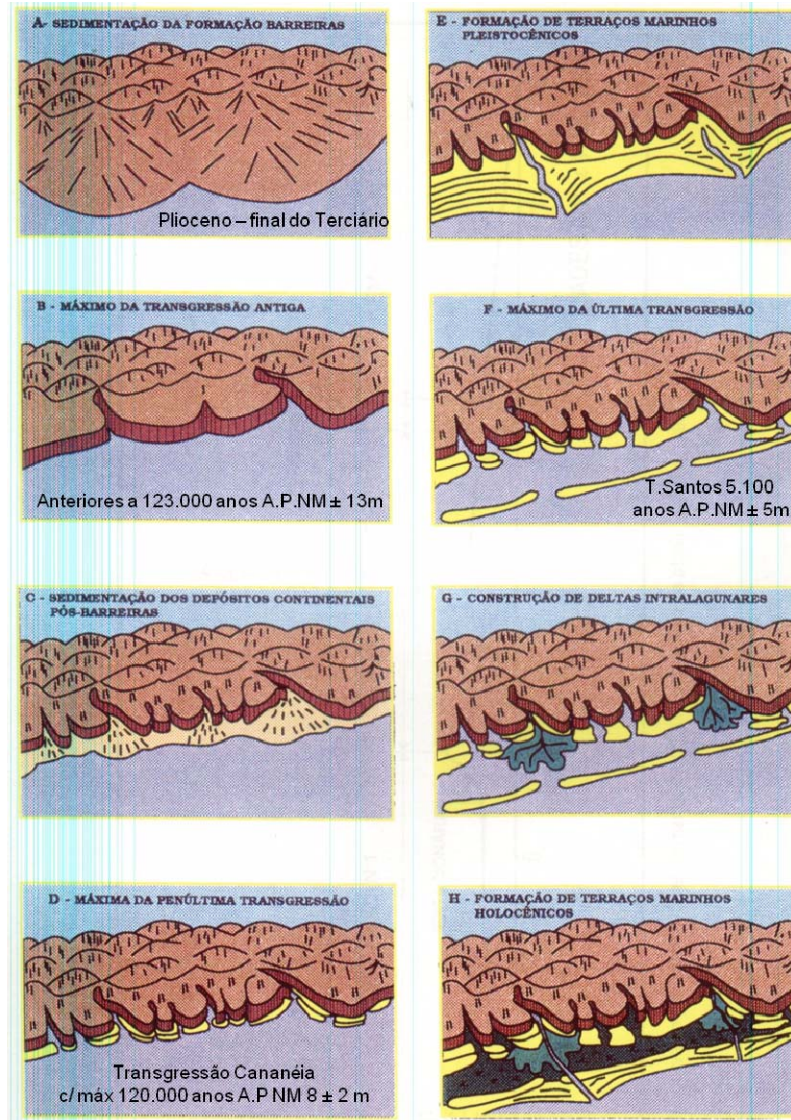


Figura 28. Modelo geral dos estágios evolutivos de sedimentação costeira e flutuações do NRM associadas às modificações paleoclimáticas durante o fim do Terciário e o Quaternário para o trecho entre Macaé (RJ) e Maceió (AL). (A): sedimentação associada à Fm Barreiras; (B.): Transgressão Antiga esculpindo linhas de falésia; (C): sedimentação na base da Fm Barreiras com novos depósitos continentais; (D): Penúltima Transgressão com retrabalhamento dos depósitos da fase anterior e afogamento dos cursos fluviais transformados em estuários e lagunas; (E): nível do mar regressivo e formação da planície Pleistocênica ; (F): Última Transgressão e formação de ilhas-barreiras; (G):

colmatação das lagunas e formação de delta intralagunares; (H): formação da planície de cristas de praia no Holoceno e preenchimento de depressões (Figura modificada de Suguio *et al.*, 1985).

A evolução paleogeográfica entre o Pleistoceno Superior e os depósitos do Holoceno da Ilha de Marajó, AM, proposta por Miranda *et al.* (2009), revela que a sedimentação ocorreu principalmente em condições estuarinas, onde o estuário não evoluiu continuamente, mas foi interrompido por vários episódios de transgressão e regressão (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**). As idades radiocarbono variando de 3.950 (± 40) 14C yr B.P a 50.795 (± 5.090) 14C yr B.P. sugerem deposição durante o Pleistoceno para o Holoceno Inferior/Médio. Segundo os autores, após a regressão houve uma transgressão significativa entre 35.507 (± 645) e 39.079 (± 1.114) 14C yr B.P caracterizada por depósitos predominantemente lamacentos com carbono orgânico derivado, principalmente de fitoplâncton marinho, favorecendo configurações marinhas-rasa na bacia estuarina. Apesar da influência de fatores eustáticos, os autores atribuem à tectônica regional um papel importante para criar um novo espaço onde estes sedimentos do Pleistoceno e Holoceno Tardio puderam acumular.

4.4.6 Evolução paleogeográfica do litoral do Espírito Santo

Apesar das diferenças no clima, no regime fluvial e nos processos costeiros, os modelos sedimentares que caracterizam a evolução geológica dos complexos deltáicos Quaternários no Brasil têm sido quase o mesmo e as diferenças se devem pelas variações observadas na configuração das porções subaéreas, no volume e na área de depósito dos sedimentos deltáicos (Suguio & Martin, 1981). Segundo os autores, áreas como a planície do rio Doce, consideradas como deltas altamente destrutivos dominados por ondas e de idade Holocênica, foram afetadas por uma fase dominada por ondas durante o Pleistoceno, sucedida por uma fase altamente construtiva no estágio intralagunal no Holoceno, seguida por uma sedimentação deltáica dominada por ondas que continua até hoje.

Exceto a desembocadura do rio Doce, os depósitos Quaternários remanescente do ES nunca foram submetidos a estudos geológicos sistemáticos (Martin *et al.*, 1996). Mapas

detalhados da planície costeira do rio Doce com base em datações ^{14}C (Dominguez *et al.*, 1981; Suguio & Martin, 1981; Suguio *et al.*, 1982; Martin *et al.*, 1997), (Figura 29), mostram que a planície foi desenvolvida de contra aos depósitos da Formação Barreira, onde os depósitos seguintes são distinguidos em: planície marinha Pleistocênica associada a subsequente regressão de uma transgressão máxima datada em 123.000 anos A.P.; e depósitos Holocênicos associados à regressão subsequente de uma transgressão máxima datada em 5.600 cal. yr. A.P. Este último episódio transgressivo indica que a linha de costa estava em submersão até cerca de 5.100 cal. yrs. A.P., seguido por um episódio de emersão intercalado por submersões de pequena duração (Suguio *et al.*, 1982; Martin *et al.*, 1996, 1998).

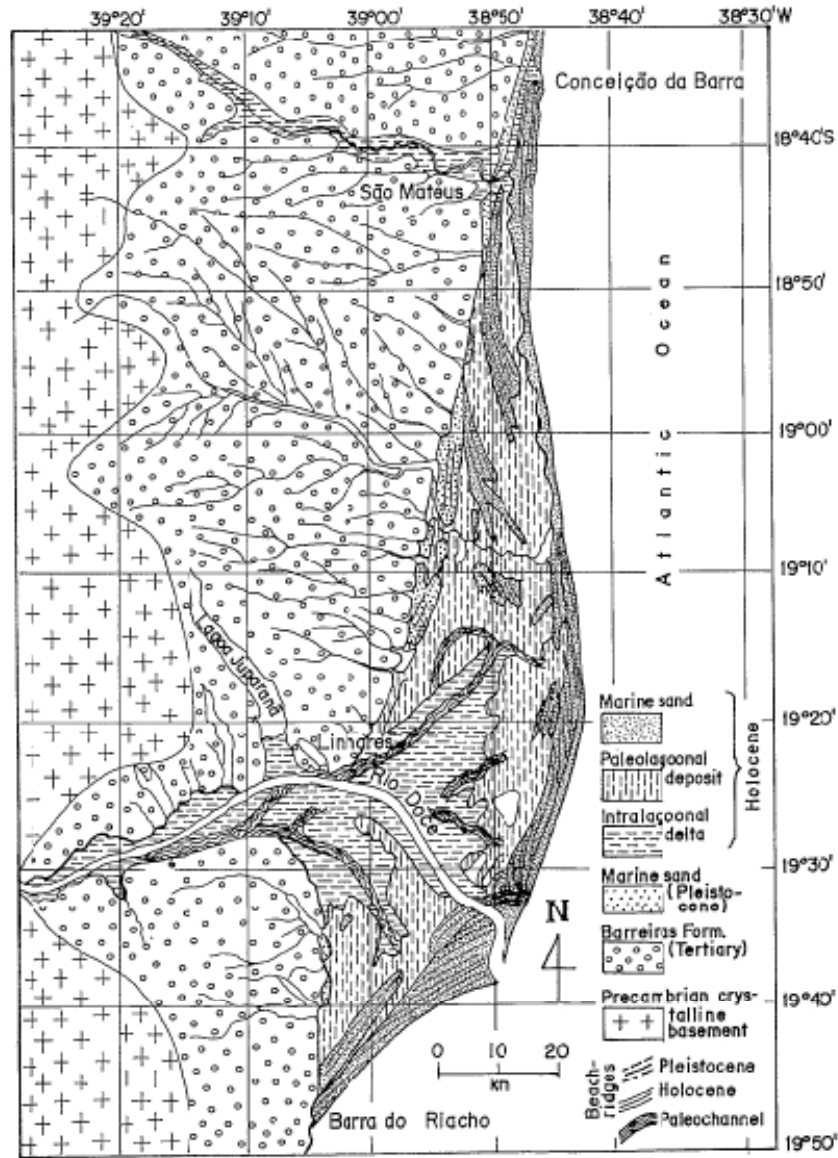


Figura 29. Mapa geológico da planície costeira do rio Doce (Figura: Martin *et al.*, 1996).

Segundo Suguio *et al.* (1982, 1985) e Martin *et al.* (1987), dois níveis do mar Quaternários mais altos que o atual estão presentes nos registros deposicionais no ES. O primeiro, a 8 ± 2 m acima do presente, é representado por terraços arenosos atribuídos ao Interglacial de aproximadamente 120 mil anos atrás. O segundo, de até 4 ± 1 m e aproximadamente 5.100 anos A.P. registrado no estado não somente por terraços arenosos, mas também por depósitos lagunares e bioconstruções de algas, corais e vermitídeos.

Como descrito acima, a grande maioria das datações existentes no litoral do ES foram obtidas na planície do rio Doce. No entanto, Martin *et al.* (1996, 1997) apresentaram alguns dados de radiocarbono ao longo da costa Centros-Sul do estado (Erro! Fonte de referência não encontrada.) e alguns mapas preliminares de depósitos Quaternários (Figura 30. Esses mapas seguem o modelo de evolução estabelecido para outros setores da costa brasileira e foram baseados também em algumas evidências de antigos nível do mar encontrados no litoral capixaba, como depósitos sedimentares (camadas de lama orgânica, depósitos fluviais), *beachrocks* e incrustações de algas calcárias associadas com alguns indicadores como conchas, vermitídeos, fragmentos de madeira, crosta de ostras, algas calcárias e corais foram datados.

As datações disponíveis (sem calibração) em Martin *et al.* (1996, 1997), (Erro! Fonte de referência não encontrada.) revelam uma transgressão máxima superior a 3,5 m acima do nível relativo do mar que ocorreu em torno de 5.410 anos A.P. no litoral capixaba. Segundo Martin *et al.* (1993) e Angulo & Lessa (1997), isto está razoavelmente de acordo com as curvas de VRNM propostas para a costa leste do Brasil.

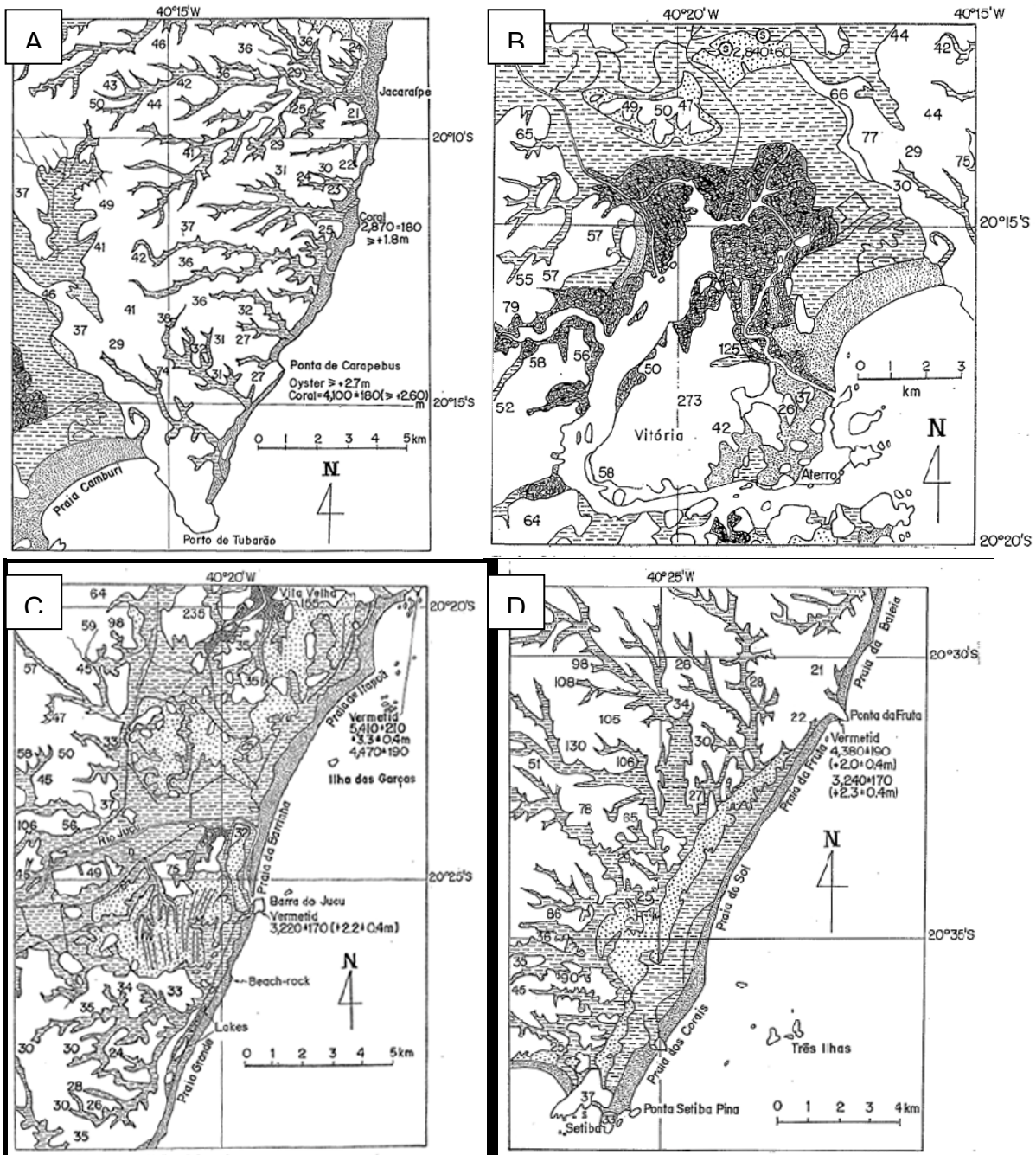


Figura 30. Mapas geológicos das planícies costeiras do litoral centro sul do ES: região de Tubarão (A), Vitória (B), Barra do Jucu (C) e Setiba (D). Legenda na Figura 11. (Martin *et al.*, 1996).

Tabela 6. Idade ^{14}C convencionais dos materiais coletados e datados por Martin et al (1996) nos depósitos costeiros na área de estudo.

Localização	Coord X	Coord Y	Material	Idade ^{14}C	NM (m)
ES.42	20°12,2' S	40°22'W	concha	7.080 ± 280	NM aumentando
ES.47	20°02,2'	40°09,7'	vemitídeo	5.690 ± 220	(+) 1,5 ± 0,5
ES.44	20°19,6'	40°16,1'	vemitídeo	5.410 ± 210	(+) 3,3 ± 0,5
ES.10	20°52,1'	40°48'	concha	5.400 ± 210	> 0,0
ES.01	21°14'	41°00'	concha	5.220 ± 220	> 0,0
ES.17	20°38,2'	40°16,1'	vemitídeo	5.080 ± 200	(+) 3,0 ± 0,5
ES.07	20°44,4'	40°16,1'	vemitídeo	4.880 ± 210	(+) 3,4 ± 0,5
ES.43	20°19,6'	40°16,1'	vemitídeo	4.410 ± 190	≥ (+) 1,4
ES.18	20°31,1'	40°21,2'	vemitídeo	4.380 ± 190	≥ (+) 2,0
ES.03	20°56,8'	40°49,3'	madeira	4.140 ± 200	≥ 0,0
ES.11	20°50,6'	40°46,6'	crosta de ostra	4.130 ± 190	NM descendo
ES.38	20°14,2'	40°12,9'	coral	4.150 ± 180	≥ (+) 2,6
ES.16	20°39,4'	40°28,5'	vemitídeo	4.050 ± 180	(+) 2,2 ± 0,5
ES.12	20°50,2'	40°46,7'	concha	3.880 ± 190	> 0,0
ES.09	20°50,8'	40°46,9'	concha	3.870 ± 180	> 0,0
ES.14	20°44,1'	40°39,7'	concha	3.560 ± 140	> 0,0
ES.20	20°26,7'	40°19,8'	alga calcária	3.440 ± 190	≥ (+) 0,3
ES.19	20°31,3'	40°21,2'	vemitídeo	3.240 ± 170	≥ (+) 2,3
ES.22	20°25,6'	40°19,2'	vemitídeo	3.220 ± 170	(+) 2,0
ES.05	20°54,3'	40°46,6'	crosta de ostra	3.030 ± 170	≥ (+) 1,5
ES.39	20°12,3'	40°19,2'	concha	2.930 ± 200	> 0,0
ES.34	20°11,5'	40°11,4'	coral	2.870 ± 180	≥ (+) 1,3
ES.45	20°06,4'	40°10,3'	coral	2.660 ± 170	≥ (+) 1,7
ES.06	20°54,3'	40°46,6'	crosta de ostra	2.380 ± 170	≥ (+) 1,0
ES.35	20°11,5'	40°11,4'	alga calcária	2.380 ± 170	≥ (+) 1,3
ES.36	20°11,5'	40°11,4'	concha	2.020 ± 170	(+) 1,2 ± 0,5
ES.04	20°56,9'	40°48,8'	madeira	1.410 ± 150	> 0,0

Bastos *et al.* (2010) ao analisarem somente as datações obtidas de Martin *et al.* (1996, 1997) para o costa entre Serra e Guarapari (ES) plotaram as mesmas em um gráfico e encontraram uma tendência de queda do NRM no Holoceno Médio Superior, não sendo possível reconhecer nenhuma tendência de oscilação marinha (Figura 31).

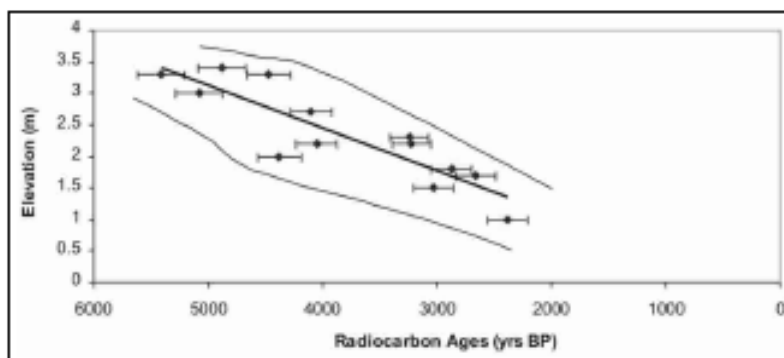


Figura 31. Datações ao radiocarbono obtidas de Martin *et al.* (1996, 1997) para a costa entre Serra e Guarapari, litoral Sul do estado do Espírito Santo (Figura: Bastos *et al.*, 2010).

Apesar de algumas datações correspondentes ao último período de nível do mar alto ao longo do estado do ES, Martin *et al.* (1996) afirmam que ainda é impossível delinear uma curva de NRM para os últimos 7.000 anos para o litoral do ES, mas em uma primeira aproximação, é possível assumir que as VRNM no estado neste período foram bem similares as que foram registradas para o litoral da Bahia (curva de Salvador). No entanto, os autores confirmam que o NRM foi certamente mais alto que o atual durante o Holoceno, com algumas oscilações depois de 5.100 anos A.P., confrontando com as conclusões de Angulo *et al.* (2006) para o litoral leste brasileiro, que sugerem queda do nível do mar após o último transgressão até o nível atual.

4.5 Evidências e indicadores geoambientais de paleoníveis marinho: uma discussão conceitual

O conhecimento de ambientes passados com base aos registros medidos *in situ* está restrito aos últimos dois séculos. No entanto, duas fontes de dados estão disponíveis, permitindo estender o registro do clima, por exemplo, para períodos pré-instrumentais: registros históricos e registros naturais (*proxy*), sendo o primeiro concentrado principalmente no Hemisfério Norte, devido ao maior desenvolvimento das pesquisas, e o segundo, dependente de novas investigações (Dominguez e Bittencourt, 1994)

Pesquisadores buscam compreender e reconstruir climas, ambientes e níveis marinhos passados por meio de assinaturas biológicas, químicas e físicas gravadas, por exemplo, nos depósitos sedimentares, onde uma variedade de *proxies* tem sido usada e avaliada quanto aos seus significados.

Em algumas partes do mundo, é clara a evidência de um nível do mar mais alto que o atual, como por exemplo, níveis de corais expostos (Collins *et al.*, 2006) e *beachrocks*. (Thomas, 2009; Kelletat, 2006). Assim, os depósitos funcionam como indicadores do comportamento da linha de costa frente às VRNM e aporte sedimentar. Da mesma forma que evidências de nível do mar derivadas de restos de plantas de mangue, organismos incrustados (ostras, tubos de vermes, cracas) e assembleia de foraminíferos, são usados com o mesmo propósito (Lewis *et al*, 2012).

Percebe-se que os termos indicadores e evidências são indispensáveis na investigação e explicação dos paleoambientes, mas que frequentemente têm sido usados de forma aleatória, podendo gerar dificuldade de compreensão, comparação e padronização dos modelos evolutivos costeiros apresentados. Desta forma, este artigo se propõe a discutir os conceitos e aplicações dos termos indicadores e evidências, no que tange às pesquisas voltadas à compreensão de paleoambientes, paleoclimas e paleoníveis marinhos, além de propor uma uniformização da nomenclatura.

4.5.1 Estado da Arte

Grande parte dos estudos relacionados às reconstruções paleoambientais empregam os termos evidências e ou indicadores até mesmo nos títulos dos artigos, pois atraem a atenção do leitor e da comunidade científica. Abaixo segue uma breve revisão de trabalhos atuais, em sua maioria, os quais colocam tais termos como manchete. Nota-se que alguns autores não fazem distinção entre os termos empregados.

Barbosa (2010) utiliza os foraminíferos bentônicos como indicadores bioestratigráficos no Quaternário Superior da bacia de Campos. Lamb et al. (2006) analisam e defendem a utilização de indicadores (*proxy*) como $\delta^{13}\text{C}$ e razão C/N na matéria orgânica para reconstrução de paleoníveis relativos do mar. Meireles et al. (2005) atribuem em seu título a integração dos indicadores geoambientais como terraços marinhos, plataforma de abrasão paleomangue, dentre outros, na interpretação das flutuações do NRM e de mudanças climáticas no litoral Cearense. Ferreira Jr et al. (2011), ao revisarem sobre o ambiente e processos de formação dos arenitos de praia, referem-se a este depósito como indicador de variações do NM. Kelletat (2006) avalia as premissas e limitações de se usar beachrocks como indicadores de NM. Nota-se que beachrocks são denominados como indicador.

Já o termo evidência é mais utilizado, pois remete a algo mais abrangente e por isto acaba envolvendo diferentes ferramentas de pesquisa, como por exemplo, Pereira *et al.* (2007) que interpretam as evidências das mudanças do nível do mar no manguezal na Baía de Sepetiba (RJ) através de análises isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ na matéria orgânica, sedimentológicas (tamanho do grão), palinológicas (polém), malacológica e datação radiocarbono; Medeanic *et al.* (2009) que além destas evidências utilizam também a micropaleontologia com foraminíferos e diatomáceas na reconstrução paleoambiental da planície costeira do RS; Goodman *et al.* (2008) que incluem multiproxy, dentre os quais diferenciam dos anteriores pela análise isotópica do $\delta^{18}\text{O}$ na busca de evidências da transgressão marinha holocênica e da progradação da linha de costa no desenvolvimento de barreira na Turquia; John & Pizzuto (1995) baseiam-se nas evidências estratigráficas de num vale fluvial nos EUA na reconstrução da subida do

nível do mar nos últimos 2.000 anos por meio de testemunhos e datação ^{14}C de turfa e fragmentos de madeira; Sifeddine *et al.* (2003), utilizam evidências a partir de análises de sedimento e pólen no reconhecimento de registros paleo-climáticos de 21 mil anos atrás no norte do Brasil; Lessa e Masselink (2006) reconhecem evidências de nível de mar alto no Holoceno a partir de registros sedimentares (*cores*) de um sistema barreira e paleoestuário na costa da Austrália. Todos os trabalhos empregaram o termo “evidência” para se referirem aos registros paleoambientais.

4.5.2 Indicadores (*proxy*)

A fonte de dados pretéritos confinados aos registros históricos são bastante limitados em termos temporais e espaciais, desta forma, as reconstruções de paleoclimas e de paleoníveis marinhos recorrem-se aos indicadores naturais, que dão origem aos dados do tipo *proxy* (Dominguez & Bittencourt, 1994).

Proxy é uma propriedade mensurável de um registro ambiental/geológico de um dado parâmetro (químico, físico ou biológico) de um ambiente ou clima passado, que pode fornecer as incertezas do parâmetro reconstruído (Hillaire-Marcel & Vernal, 2007). Conforme os autores, um *proxy* pode ser analisado de acordo com seus traços: (a) propriedades físicas dos sedimentos (tamanho do grão, mineralogia, densidade e propriedades magnéticas); b) restos mortais biológicos preservados como carbonato de cálcio, matéria orgânica, biomarcadores orgânicos; (c) propriedades geoquímicas e isotópicas de material detrítico e biogênico. São exemplos de *proxies*: tamanho do sedimento, assembléias de fóssil, anéis orgânicos em vegetais, minerais biogênicos ou químicos, foraminíferos, fitoplanctons, isótopos estáveis de Carbono e de Oxigênio, grãos de pólen, matéria orgânica, conchas, incrustações de organismos marinhos como cracas, ostras e vermitídeos entre outros (Lewis *et al.*, 2012; Hillaire-Marcel & Vernal, 2007; Pereira *et al.*, 2007; Bezerra *et al.*, 2003; Dominguez & Bittencourt, 1994).

Segundo Meissner (2007), o *proxy* apresenta um registro de caráter local podendo mostrar assinaturas de eventos locais que não são aplicados aos modelos globais,

além de poder refletir fenômenos sazonais, os quais podem ser mal interpretados como representando eventos médios anuais. Estas críticas ao uso de proxies refletem à própria limitação inerente a eles quando tentamos documentar a história passada do oceano, onde a incerteza, com relação à precisão das reconstruções do indicador natural, geralmente aumenta com a idade, sendo neste caso, mais apropriado a utilização de vários proxies a fim de minimizar a incerteza, porém, isto pode tornar a pesquisa impossível (Hillaire-Marcel & Vernal, 2007; Martin et al., 1998).

Segundo Angulo *et al.* (2002), os indicadores de paleoníveis marinhos podem ser classificados em simples e compostos. Nos indicadores simples, os dados espaco-temporais são obtidos a partir de uma única evidência, por exemplo, a datação de uma única concha fixa num costão rochoso, tubos de vermitídeos ou agrupamento de conchas com predominância de *Anomalocardia brasiliiana*. Os indicadores compostos correspondem à combinação de dois ou mais registros, por exemplo, a datação de uma concha ou fragmento de madeira, que fornece a idade associado às estruturas sedimentares e a altura dos terraços marinhos ou estuarinos, que fornecem o paleonível.

Segundo (Murray-Wallace & Woodroffe, 2014) os indicadores de nível do mar podem ser classificados em fixos e relativos. Os primeiros podem ser biológicos, geológicos ou geomorfológicos formados dentro de uma elevação bem definida em relação a um datum de maré, como por exemplo, cracas, mangue e corais. Os segundos, também chamados de indicadores direcionais, se formam em um alcance de elevação acima ou abaixo da zona inível do mar e, portanto são menos confiáveis, como por exemplo, várias espécies de moluscos marinhos.

4.5.3 Evidências

As evidências de paleoníveis marinhos estão registradas na zona costeira, principalmente devido às VRNM ocorridas no Quaternário, como por exemplo, sistema de cordão-laguna, planícies costeiras, estuários, terraços marinhos, linhas de corais

emersos, plataforma de abrasão, eolianitos, falésias mortas e terraços arenosos (Murray-Wallace & Woodroffe, 2014; Anthony, 2009; Medeanic *et al.*, 2009; Lessa e Masselink, 2006; Meireles *et al.*, 2005; Dominguez *et al.*, 1990; Suguio e Martin, 1981). Estas evidências podem ser denominadas geológicas, geomorfológicas, topográficas, sedimentológicas e arqueológicas de acordo com a denominação dada pelo autor para indicar mudanças do nível relativo do mar (NRM).

Evidências geomorfológicas incluem distintos acidentes geográficos (*landforms*) e processos deposicionais e de erosão que refletem de alguma maneira, um datum de maré (Murray-Wallace & Woodroffe, 2014). Segundo os autores, depósitos sedimentares com litologias bem definidas ou contendo estruturas sedimentares são outros tipos de evidências neste caso, geológicas.

As evidências paleoambientais remetem, em grande parte, ao registro visível no ambiente não condizente com as condicionantes climáticas, oceano-gráficas e/ou ambientais atuais. Em síntese, as principais evidências de níveis marinhos diferentes do atual no Quaternário apontados por Dominguez *et al.* (1990), Meireles *et al.* (2005), no litorais dos estados de PE e CE, respectivamente são *Evidências de nível do mar mais alto que o atual*, como terraços marinhos Pleistocênicos e Holocênicos, beachrocks emersos, superfícies de abrasão em recifes de corais, perfurações de ouriços do mar acima da zona ecológica atual, alinhamento de cristas de antigas praias sobre terraços marinhos, alinhamentos consecutivos de dois cordões arenosos e paralelos, beachrocks no interior dos canais estuarinos sobre o embasamento cristalino, níveis de conchas em camadas de sedimentos lacustres e lagunares, antigos arrecifes de corais na costa, lagunas, deltas de maré e falésias mortas; e *Evidências de nível do mar mais baixo que o atual* como, antigos depósitos de mangue aflorando no estirâncio da praia atual, dunas móveis que posteriormente foram transformadas em eolianitos, beachrocks submersos na antepraia e terraços marinhos.

4.5.4 Multidisciplinaridade

Além das evidências de paleoníveis marinhos, o uso de indicadores é necessário para construir curvas de VRNM (Pereira *et al.*, 2007; Angulo *et al.*, 2006, 2002, 1997; Meireles *et al.*, 2005; Martin, 2003, Martin *et al.* 1996). A ausência, dificuldade ou limitação do uso de *proxies* pode restringir as reconstruções paleoambientais, recorrendo-se apenas aos registros naturais evidentes (evidências geoambientais) no ambiente atual, ou vice-versa. No entanto, Dominguez & Bittencourt (1994), sugerem ser exequível a utilização de *proxies* para estudos do sistema Quaternário costeiro. Segundo Lamb *et al.* (2006), onde os microfósseis são pobremente preservados ou ausentes, análises de $\delta^{13}\text{C}$ e razão C/N oferecem um método alternativo que pode ser aplicado em qualquer sedimento que contenha algum material orgânico.

Segundo Pereira *et al.* (2007), as mudanças no NRM alteram os padrões de sedimentação e a distribuição dos organismos que vivem em ambientes costeiros, em especial os estuarinos. Por esse motivo, Drago *et al.* (2004) e Lahijani *et al.* (2007) defendem também que as análises sedimentológicas, biológicas e geoquímicas dos depósitos sedimentares são fundamentais na interpretação da evolução desses ambientes, que segundo Hatushika *et al.* (2007), Medeanic *et al.* (2009) e Suguio & Martin (1981), são evidências frequentemente utilizadas na compreensão da evolução geológica dos ambientes costeiros.

Para tal fim são utilizados indicadores biológicos como, incrustações de organismos marinhos, depósitos de conchas e ocorrência de certos organismos, como por exemplo, certas assembléias de foraminíferos (Uéara *et al.*, 2007; Dominguez *et al.*, 1990; Medeanic *et al.*, 2009, Drago *et al.*, 2004, Pereira *et al.*, 2007); indicadores geoquímicos, como alteração isotópica do Carbono ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) para indicar origem da matéria orgânica e do Oxigênio ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) presente em conchas e em fragmentos de madeira para indicar paleo temperaturas; teores de Carbonato de Cálcio no sedimento, razões C/N (origem da matéria orgânica) e C/S (potencial de oxidação) (Pereira *et al.*, 2007; Perez-Arlucea *et al.*, 2007; Lahijani *et al.*, 2007; Medeanic *et al.*, 2009;; Uéara *et al.*, 2007; Drago *et al.*, 2004; Meireles *et al.*, 2005; dentre outros autores); e indicadores

associados aos aspectos morfológicos e geomorfológicos da região costeira, como alinhamento de cordões arenosos (Meireles & Raventos, 2002; Meireles *et al.*, 2005; Martin *et al.*, 1998; Dominguez *et al.*, 1983).

4.5.5 Registros de paleoníveis marinhos

De acordo com Revello & Hillaire-Marcel, (2007) e Lahijani *et al.* (2007), a composição isotópica de Oxigênio e Carbono de foraminífero e de conchas, respectivamente, tem sido um das técnicas mais efetivas para reconstrução das condições do oceano e do clima passado, assim como, a mineralogia das cochas e mudanças da assembléia de moluscos. Segundo Angulo *et al.* (2006), os indicadores de antigos níveis marinhos mais confiáveis são algas calcárias, corais, ostras e em especial, os vermitídeos, acreditando que este fornece a estimativa mais confiável da idade e elevação do nível do mar anterior, enquanto, os indicadores menos confiáveis são fragmentos de madeira e conchas de moluscos (normalmente *A.brasiliana*) em sedimentos de paleoestuários e detritos de planta e de conchas em sedimentos de barreira arenosa.

Angulo & Lessa (1997), Lessa & Angulo (1998) e Angulo *et al.* (2006) ao revisarem criticamente as flutuações do nível do mar no Holoceno Médio e Tardio na costa leste do Brasil, questionam algumas interpretações obtidas a partir de indicadores de paleoníveis marinhos, expondo as limitações inerentes a cada um, tais como: depósitos de sambaqui (*shell-midden*) compostos predominantemente por conchas *A. brasiliana*; conchas enterradas em *beachrocks*; amostras de vermitídeos; areias ricas em matéria orgânica e em conchas; fragmentos de madeira coletados de depósitos sedimentares e elevação dos terraços.

Evidências geológicas (Suguio & Martin, 1981) ou sedimentares (Hatushika *et al.*, 2007, Medeanic *et al.*, 2009) como os depósitos sedimentares também são utilizados na reconstrução de paleoambientes associados com as VRNM tais como, depósitos estuarinos, lagunares ou lacustres atribuídos a deltas intralagunar dominados por processos fluviais; depósitos de cristas de praia arenosa regressiva e depósitos de

areia formando terraços atribuídos a transgressão máxima (Suguio e Martin, 1981). Como registro, depósitos transgressivos são comumente caracterizados por sedimentos lamosos, siltosos e de areia fina, tornando-se mais finos em direção ao topo, refletindo uma tendência de aprofundamento da coluna d'água, enquanto que os regressivos apresentam uma tendência para sedimentos mais grossos com predominância de areias em direção ao topo (Cattaneo & Steel, 2003). Portanto, a sequência deposicional indica também flutuações marinhas, alterações de paleoambientais e até mesmo paleoclimáticas.

Os terraços arenosos, quando depositados sobre antigos depósitos de mangue, é um dos principais pontos de referência para se constatar as flutuações do NRM durante o Holoceno (Meireles *et al.*, 2005) assim como, o aspecto morfológico destes depósitos que devem ser usados para a interpretação (Meireles & Raventos, 2002; Meireles *et al.*, 2005; Martin *et al.*, 1998; Dominguez *et al.*, 1983).

Conjuntos de cristas de praia em planícies costeiras, por exemplo, podem ser claramente usados para identificar sucessivas posições da linha de costa e suas mudanças. Muitos trabalhos focam no uso destas cristas como indicadores de mudanças do nível do mar (trabalhos reunidos Anthony, 2009). No entanto, o autor alerta que mesmo que a construção dessas cristas seja reconhecida comumente com a queda do nível do mar, seu uso como *proxy* de variações do nível do mar deve ser usado com cautela, sugerindo nem sempre ser necessário envolver as oscilações do nível do mar para explicar a progradação periódica das cristas de praia.

O posicionamento topográfico, em especial das elevações dos terraços, é outro exemplo de indicador de paleoníveis marinhos, que segundo Angulo & Lessa (1997), são indicadores relacionados aos limites das elevações do espraiamento das ondas durante as tempestades, portanto, dependem do espectro de ondas, do tamanho do grão da praia e sua declividade, da batimetria da antepraia e do regime de maré. Assim sendo, Angulo *et al.* (2006) consideraram que as interpretações de paleoníveis marinhos baseadas nas elevações dos terraços construídos por ondas são superestimados, considerando que a margem de erro é significativamente subestimada.

No entanto, o posicionamento topográfico é um indicador indispensável integrado a todos os outros indicadores.

A presença de arenito de praia é uma evidência de uma fase diferente de elevação do NM. Quando emersos, evidenciam o NM mais alto que o atual e quando submersos evidenciam um nível mais baixo (Muehe & Ignarra, 1984). Porém, ressalta Kelletat (2006), os beachrocks são indicadores do NM apenas no sentido de que dão um testemunho de um ambiente de supramaré anterior. Segundo o autor, a amplitude da maré define também a amplitude da espessura dos depósitos de arenitos de praia, ou seja, ambientes de micromaré produzem beachrocks pouco espessos e de macromaré produzem beachrocks mais espessos. Desta forma, beachrocks em costas submetidas à micromaré são bons indicadores de paleoníveis marinhos, pois apresentam maior precisão como indicadores de níveis marinhos que os submetidos ao regime de macromaré (Thomas, 2009; Kelletat, 2006).

Outro exemplo de indicador bem discutido e empregado como traçador das oscilações marinhas é o vermitídeo. Segundo Angulo & Suguio (1995), o significado pleno dos terraços Holocênicos, mesmo após datação de fragmentos de madeira em sedimentos ricos em matéria orgânica e evidências geológicas e geomorfológicas, foi obtido de registros de vermitídeos que vivem incrustados em rochas costeiras e podem ser usados com precisão de 0,1-1m para reconstruir paleoníveis do mar.

4.5.6 Proposta de normalização da nomenclatura

A falta de consenso a cerca da definição do que são evidências e o que são indicadores geoambientais, muitas vezes tratados como sinônimo na literatura reflete em parte a dificuldade de comparar as informações disponíveis, os modelos evolutivos deposicionais e as interpretações dadas a cada indicador/evidência. Por esses motivos, são propostos aqui os termos registro e/ou assinatura para se referir aos termos indicadores e evidência sem distinção, uma vez que as palavras *registro* e *assinatura* remetem dentre outros significados, respectivamente, conjunto organizado de um ou

mais dados e marca ou sinal que permite identificar a autoria de algo (Dicionário Aurélio).

Segundo os dicionários da língua portuguesa, o verbo “indicar” significa tornar patente, demonstrar, revelar, denotar, e a palavra “indicador” (zool.) está relacionada ao gênero espécie ou (econ.) ao dado estatístico relativo a uma situação da economia. Já o verbo “evidenciar” pode ser explicado como tornar evidente; mostrar com clareza; comprovar, e a palavra “evidência” expressa qualidade do que é evidente; certeza manifesta; caráter de objeto de conhecimento que não comporta nenhuma dúvida quanto à sua verdade ou falsidade.

Portanto, é recomendado aqui usar o termo evidência (em inglês, *evidence*), principalmente de paleoníveis marinhos, para se referir aos registros, seja morfológico, sedimentológico, geológico ou biológico visíveis no ambiente atual que remetem de forma evidente e clara níveis marinhos diferentes do atual como, por exemplo, cristas de praia e *beachrock*. Já o termo indicador (em inglês, *indicator* ou *proxy*) se adequa mais ao conceito de *proxy*, com utilização de traços, nem sempre visíveis como as evidências, mas que apresentam um grau de precisão muito maior no que se refere aos dados temporais, ambientais e altimétricos de paleoníveis marinhos, como por exemplo, análises isotópicas, vermitídeos e foraminíferos, sendo portanto, adequados para se traçar curvas de nível do mar.

Dentro desta concepção os indicadores mais utilizados na literatura brasileira para auxiliar na interpretação da evolução dos depósitos Quaternários costeiros e traçar curvas de VRNM, principalmente durante o Holoceno, são conchas, vermitídeos, foraminíferos, pólen, isótopos de Carbono e de Oxigênio, fragmentos de madeira e corais, normalmente associados a alguma evidência. As evidências de paleoníveis marinhos mais utilizadas são: planícies costeiras com presença de antigas cristas de praia, presença de lagunas, *beachrocks* e falésias mortas.

Quanto às análises mais empregadas para auxiliar na interpretação são elas: análise granulométrica, datação (^{14}C), análises geoquímicas (teores de CaCO_3 e de matéria

orgânica no sedimento) e posicionamento topográfico, quando possível, em todos os registros utilizados.

Enfim, é preciso avançar nas investigações de *multiproxy* associado com uma razoável distribuição geográfica destes indicadores naturais (Lahijani *et al.*, 2007), com por exemplo, o trabalhos desenvolvidos por Drago *et al.* (2004) e Martin *et al.* (1998) Medeanic *et al.* 2009, que através de estudos multidisciplinares conseguiram compreender a evolução paleoambiental de sistemas estuarinos e de planícies costeiras, respectivamente, defendendo o uso de múltiplas e de vários indicadores para obter informações mais precisas dos paleoníveis marinhos e minimizar os erros inerentes a cada um. Ou seja, a escolha do indicador e o conhecimento a cerca de suas limitações, além dos processos envolvidos na preservação das evidências são extremamente importantes na interpretação do paleoambientes e principalmente na confecção de curvas de VRNM.

V. RESULTADOS

5.1 Evidências geológicas e geomorfológicas na interpretações das flutuações do nível do mar durante o Quaternário Superior: planícies costeiras de Vitória e Vila Velha

Geological and geomorphological evidences in the interpretation of sea level fluctuations during the Late Quaternary: Vitória and Vila Velha Coastal Plains, southeastern Brazil

Abstract

Geomorphological, sedimentological and geological evidences can be used to understand the evolution of coastal plain indicating regressive and transgressive processes. Herein, aerial photographs are combined with digital terrain modeling and fieldwork mapping to investigate morphological and geological evidences of relative sea level changes during the Late Quaternary along the central coast of *Espirito Santo* state (*Vitória* and *Vila Velha* coastal plains, SE of Brazil). Results have allowed the interpretation of continental and marine paleoenvionível do marents in the region. The distribution and geometry of the coastal plains are controlled by Pre-Quaternay rocks. Sand deposits, wetlands, beach/spit ridges and a modern estuary are the evidences revealing that the coast has experienced a maximum transgression, followed by a regressive phase in the Late Holocene. Maximum transgression is characterized by a larger bay environível do marent associated with a transgressive barrier. The coastal regression phase is then characterized by a prograding barrier showing beach and spit ridges. This interpretation is in accordance with regional relative sea-level curves for the eastern Brazilian coast.

Keywords: paleo sea-level evidences; transgression; regression; Holocene; eastern Brazilian coast.

5.1.1 Introduction

The multidisciplinary study of Quaternary coastal deposits makes possible the reconstruction of paleoenvironmental do marents and the understanding of relative sea level changes (RSLC) (Drago *et al.*, 2004; Lahijani *et al.*, 2007; Medeanic *et al.*, 2009). Historical data records are quite limited in terms of time and space and the reconstruction of paleoclimates and marine paleolevels are related to geochemical and biostratigraphic proxies (Dominguez & Bittencourt, 1994; Drago *et al.*, 2004; Lahijani *et al.*, 2007; Pereira *et al.*, 2007). However, geomorphological, geological, topographical and sedimentological evidences can also be used as indication of RSLC during the Quaternary, forming a different type of proxy. These evidences are related to the occurrence of barrier and lagoon systems, coastal plains, estuaries, emerged coral reefs and beach rocks, marine terraces, eolianites and recessed cliffs (Suguio & Martin, 1981; Dominguez *et al.*, 1990; Meireles *et al.*, 2005; Lessa & Masselink, 2006; Medeanic *et al.*, 2009).

Sedimentary deposits have often been used to understand the geological evolution of coastal areas. Regressive and/or transgressive processes can be interpreted by combining morphological (Suguio & Martin, 1981; Dominguez *et al.*, 1983; Martin *et al.*, 1998; Meireles & Raventos, 2002; Meireles *et al.*, 2005), surface sedimentary facies distribution (Cattaneo & Steel, 2003); stratigraphic and radiocarbon dates (Menier *et al.* 2010); and biological and geochemical analysis (Baker & Haworth, 2000; Drago

et al., 2004; Collins *et al.*, 2006; Lahijani *et al.* 2007)

Morphological evidences of RSLC can be described in terms of higher and lower levels in relation to modern sea level. Higher sea level evidences are Pleistocene and Holocene marine terraces, emerged beachrock, abrasion surface on coral reefs, sea urchins drilling above the current ecological zone, alignment do marent of old beach ridges on marine terraces, consecutive alignment do marents of two sand ridges and parallel, beachrocks within the estuarine channels on the crystalline basement, levels of shells in layers of lake and lagoon sediments, ancient coral reefs on the coast, tidal deltas and inactive cliffs. Lower sea level evidences are ancient mangrove deposits outcropping in the intertidal zone of current beach, mobile dunes that were later transformed into eolianites, submerged beachrocks in shoreface and marine terraces (Dominguez *et al.*, 1990; Meireles *et al.*, 2005)

A number of Brazilian coastal plains have been studied and have had their formation discussed (Dominguez *et al.*, 1990; Bittencourt *et al.*, 1983; Angulo & Lessa, 1997; Tomazelli *et al.*, 2000; Medeanic *et al.* 2,009; Meireles *et al.* 2005; Meireles & Raventos, 2002). The vast majority of these investigations focused on the evolution of coastal barrier. The Espirito Santo coast is characterized by the occurrence of a large delta plain, the *Doce* river plain, located on the northern part of the coastline (Dominguez *et al.*, 1981, 1983; Martin *et al.*, 1,993; Suguio and Martin, 1981; Suguio *et al.*, 1985). The

central and southern coast is characterized by narrow beaches limited by soft cliffs associated to tablelands formed by the deposits from the Neogene Barreiras Formation (Martin *et al.*, 1996). One of the few exceptions is the occurrence of a coastal plain located along the central coast, forming the modern bays of *Vitória* and *Espirito Santo*. This area is geomorphologically characterized by a coastal irregularity/reentrancy, low sediment input (no major river discharge), and filled by Quaternary deposits limited by crystalline rocks and tablelands (Albino *et al.*, 2006).

This paper aims to investigate the geomorphological, geological and topographical evidences of RSLC along the central coast of *Espirito Santo* (ES) in order to have a first interpretation on the Late Quaternary evolution of the area.

5.1.2 Backround to the study area

The geomorphological setting of coastal Quaternary deposits in the ES is limited toward the mainland by two distinct geomorphological units: the Tertiary tablelands (Neogene – *Barreiras Formation*) and Pre-Cambrian granite/gnaiss hills of the Paraíba do Sul Complex (Martin *et al.*, 1996). The Quaternary coastal plains are underdeveloped and restricted, mainly because of the extensive occurrence of

the tablelands and rocks outcrops, except in the Doce River coastal plain where the plain is development due the high fluvial input and the tablelands are in a low topographic position.

Along the central ES coast, the *Vitoria* coastal plain area is another exception for the general trend of limited deposits. The coast forms an embayment controlled by basement rocks and the *Barreiras* Formation tablelands, creating a coastal plain with two associated bays: *Vitoria* bay and *Espirito Santo* bay.

The *Espirito Santo* bay is located adjacent to *Camburi* plain. It is a semi-sheltered bay exposed to storm waves from south-southeastern. *Vitória* bay is a complex estuarine system that surrounds the island of *Vitória* and has two communication channels with the sea (Veronez Jr *et al.*, 2009 a,b; Bastos *et al.*, 2010) (**Figure 32**).

Quaternary evolution studies along the ES coastal area are concentrated in the *Doce* river coastal plain, where the vast majority of existing radiometric dating was obtained. However, Martin *et al.* (1996, 1997) presented sparse radiocarbon data along the South Central coast of ES indicating a maximum transgression exceeding 3.5 m above modern SL, occurring around 5410 years BP. **Tabela 7** shows a list of radiocarbon dating (^{14}C) carried out by Martin *et al.* (1996) along the central ES coast. Location is presented in **Figura 33**.

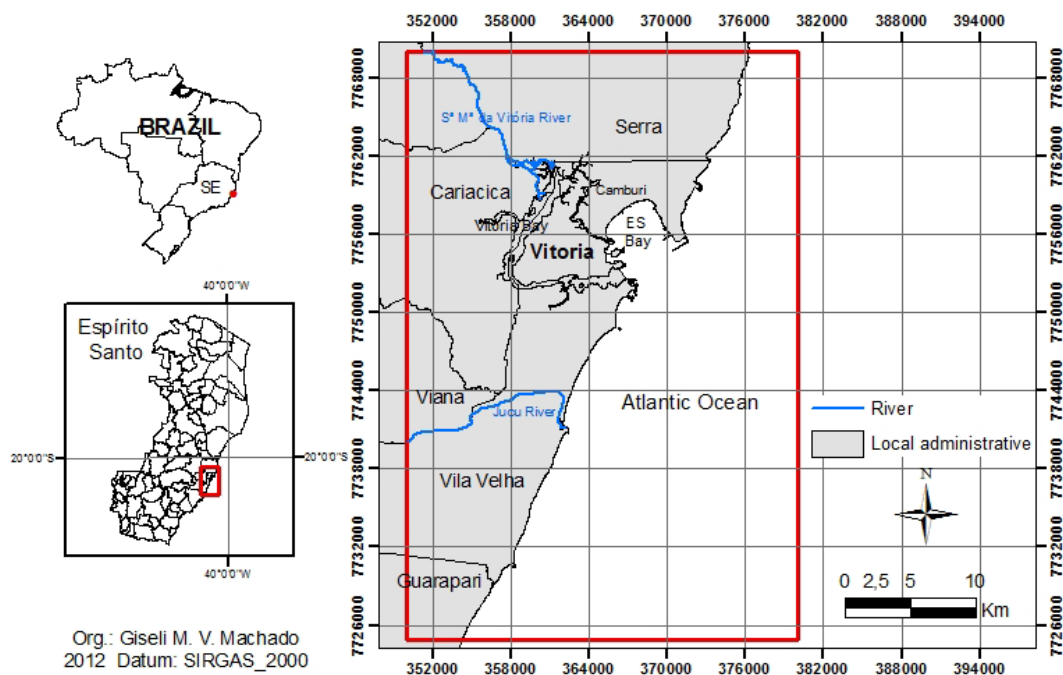


Figure 32. Location map of the study area.

Tabela 7. Radiocarbon (^{14}C) ages without calibration obtained by Martin *et al.* (1996) along Central ES coast.

N.	Materials	^{14}C Ages	Lab. N.	Sea Level
0	Shell	7,080 \pm 280	Bah 1727	rising SL
2	vermitid	5,410 \pm 210	Bah 1585	+3,3 \pm 0,5m
7	vermitid	4,410 \pm 190	Bah 1585	\geq 1,4 m
11	coral	4,150 \pm 180	Bah 1588	\geq 2,6 m
18	vermitid	3,220 \pm 170	Bah 1583	+2 m
20	shell	2,930 \pm 200	Bah 1722	>0 m
21	coral	2,870 \pm 180	Bah 1587	\geq 1,3 m
24	coralline algae	2,380 \pm 170	Bah 1729	\geq 1,3 m
25	shell	2,020 \pm 170	Bah 1721	+1,2 \pm 0,5 m

5.1.3 Material and methods

In order to investigate morphological and geological evidences of RSLC along the Vitória coastal Plain, topographic and geological maps were

used: a) map of digital elevation model with accuracy of 5 m altitude throughout the study area; b) topographic map of Vitória city with 1m contour lines, integrated with the bathymetric map of the Vitória and ES Bays; c) geological map of the area made from the interpretation of aerial photographs of the 1970s (provided by IDAF-ES) and field observations; d) topographic profiles extracted from digital elevation model maps. The maps were prepared in the Software ARC GIS 9.3. and the altimetric dataset was provided by *Geobases databank* (available in <http://www.geobases.es.gov.br/portal/>)

Radiometric dating (Martin *et al.*, 1996), sedimentologic data (Veronez Jr. *et al.*, 2009b; Carmo, 2009) and stratigraphic data (Bastos *et al.*, 2010)

already published were also used in this study.

The methodology for mapping geologic units has been adapted from Oliveira *et al.* (2007, 2011) to the study area and ranked as follows: *geological domain*, *morphological subzone* and *units*. The *geological domain* was identified as Pre-cambrian rock, Neogene *Barreiras Formation* and Quaternary deposit. The Quaternary geological domain was divided into fluvial-marine and paludal (mangrove) deposits. The *morphological subzone* corresponds to depressions (wetland) found in the plain characterized by moist dark lands, and to the sand deposits characterized by the presence of white sands easily visible in the aerial photographs. The *units* represent some features on the Quaternary deposits such as the current drainage of rivers, fluvial paleochannels and coastal beach ridges, also visible in the aerial photographs.

5.1.4 Results

Comparing two maps (**Figura 33** and **Figura 34**), it is observed that terrain morphology is associated to the distinct geological units. The area with lowest elevation (up to 10 m) is the coastal plain, corresponding to Quaternary sedimentary deposits, whereas areas located between 10

and 60 m are coastal tablelands (*Barreiras Formation*). Mountains and hills associated with elevations higher than 60 m are Pre-Cambrian rocks, forming the crystalline basement, but they are found under that altitude. Note that the coastal plain fits in the defined Pre-Quaternary relief. Sedimentation within this area has been subject to river sediment input and relative sea-level changes. River sediment input are related to the two main river basins in the area: *Santa Maria da Vitória*, to the north; and *Jucu*, to the south.

Deposits of the *Barreiras Formation* predominate in the area forming coastal tablelands, which have flat tops with local incised valleys or rounded tops of steeper gradients. Along the coast, they form soft cliffs with narrow beaches associated. The Pre-Cambrian domain is located mainly in areas toward the land and in the island of *Vitória*. The Quaternary deposits are observed in the lower area, embedded by rocky domain. Tidal flats (mangrove) occur along the margin of the modern estuary (*Vitória* bay) (**Figura 33**).

The coastal plain was subdivided into two compartments: *Vitória* plain (*Mestre Álvaro* and *Camburi*) and *Vila Velha* plain. The compartments were grouped based on the spatial distribution, degree of exposure and morphological/ sedimentological features identified.

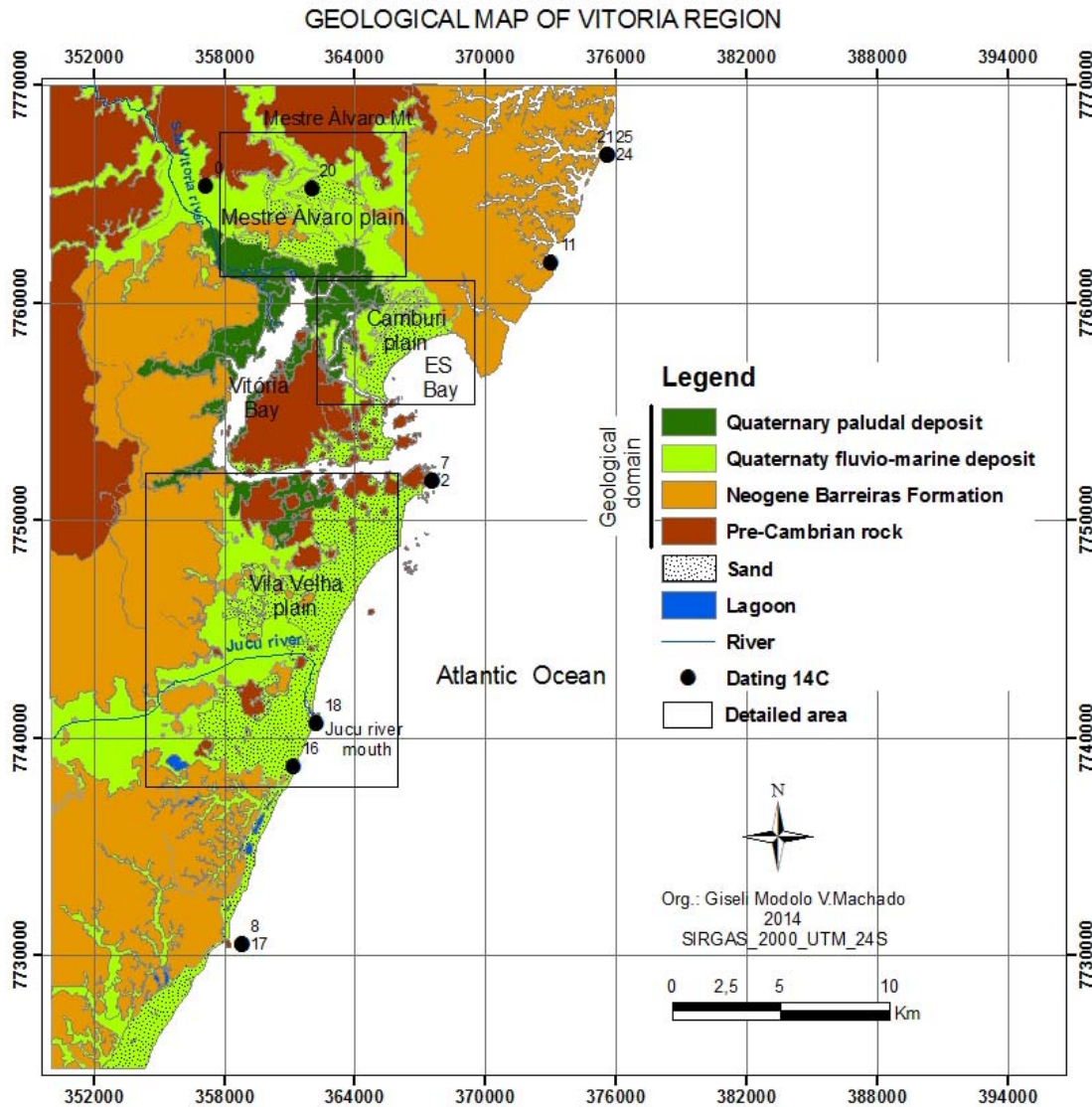


Figura 33. Geological map of the Vitória region. Location of existing radiocarbon dating (^{14}C) samples (Martin *et al.*, 1996).

Vitória plain: Mestre Álvaro plain

The *Mestre Álvaro* plain corresponds to the most interior part of the coastal plain, being limited by Pre-Cambrian rocks, tablelands and by the mangrove to the south (Figura 35). This compartment is characterized by a wide plain, composed of white sand deposits and sandy-muddy wetlands.

These sand deposits may extend up to the base of the Pre-Quaternary units. Part of these sand deposit was dated by OSL around 36.307 ± 3.292 years B.P. The wetlands are slightly depressed areas that are flooded during the rainy season and but rarely by tides. A number of potential paleochannels were observed,

indicating either the presence of tidal channels or a small fluvial system.

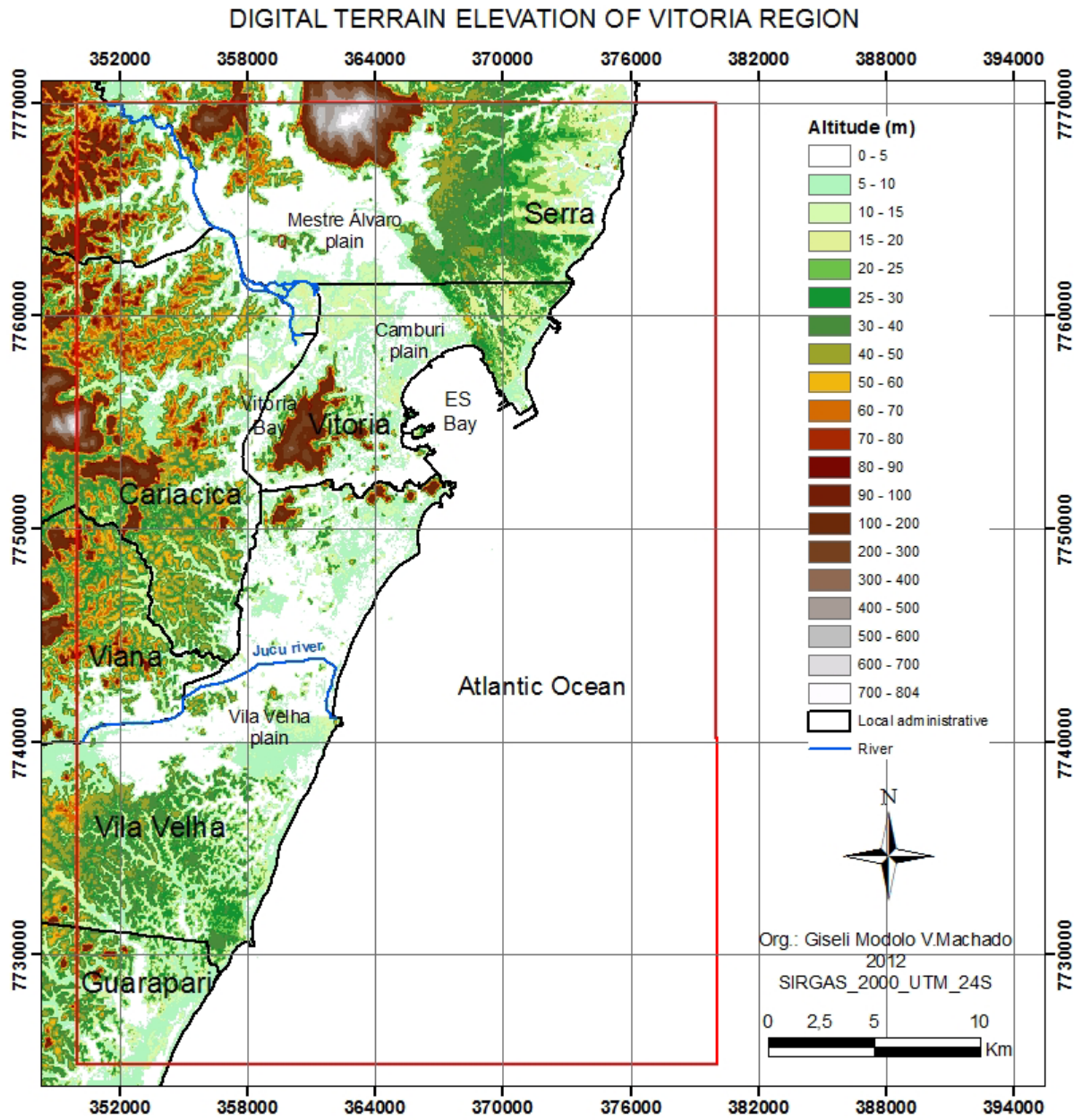


Figura 34. Digital elevation model of Vitória region.

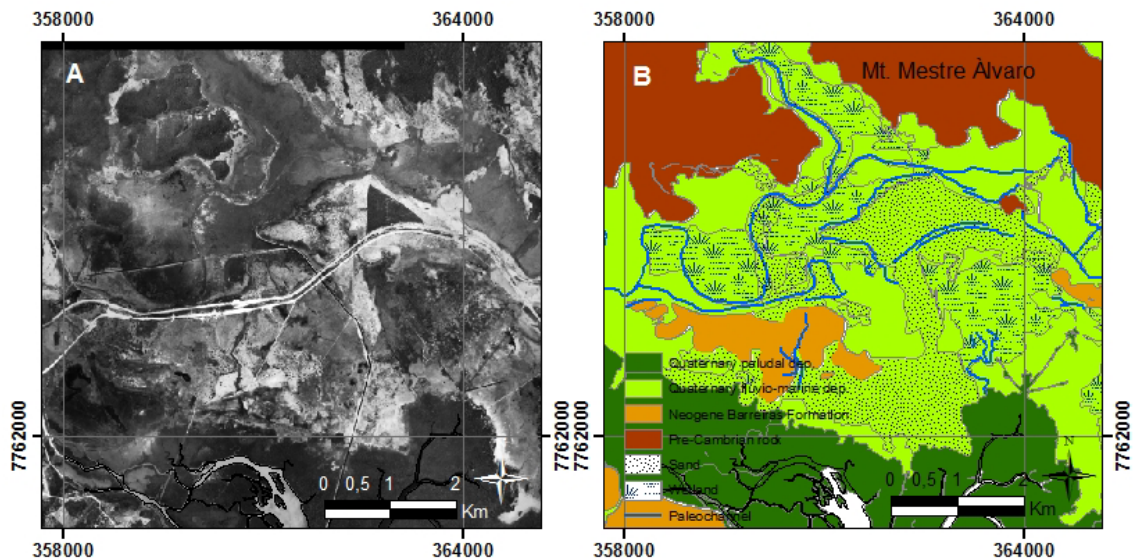


Figura 35. Detail Mestre Álvaro plain. (A) Aerial Photography of the 1970s. (B) Geologic map with wet depressions, sand deposit and paleochannels illustrations.

Vitória plain: *Camburi* plain

The *Camburi* plain is contiguous to *Mestre Álvaro* plains, being part of a typical coastal embayment controlled by Neogene tablelands to the north and Pre-Cambrian rocks to the south (Figura 33). The topographic profile (Figura 36 and Figura 37A) shows the steep cliff formed by the coastal tableland, limiting the development of the plain to the NE. To the west, the plain ends in contact with the mangrove (lower altitudes in the profile).

Figura 37 B and C show two topographic profiles perpendicular to the coastline. These profiles show typical coastal sand barrier

morphology with decreasing topographic elevations from the sand barrier towards the inner parts of the plain, where it is limited by the mangrove. Highest heights are between 4.2 and 6 m at the barrier crest, declining towards the inner parts of the coastal plain, which is characterized by lowland areas with topographic heights of no more than 2 and 3 m above sea level (Figura 36 and Figura 37). Sandy deposits are interpreted in the *Camburi* plain as an original coastal sand barrier characterized by narrow and aligned crests similar to beach ridges. The wetlands are the back-side of the barrier or an area that was constantly flooded (Figura 38).

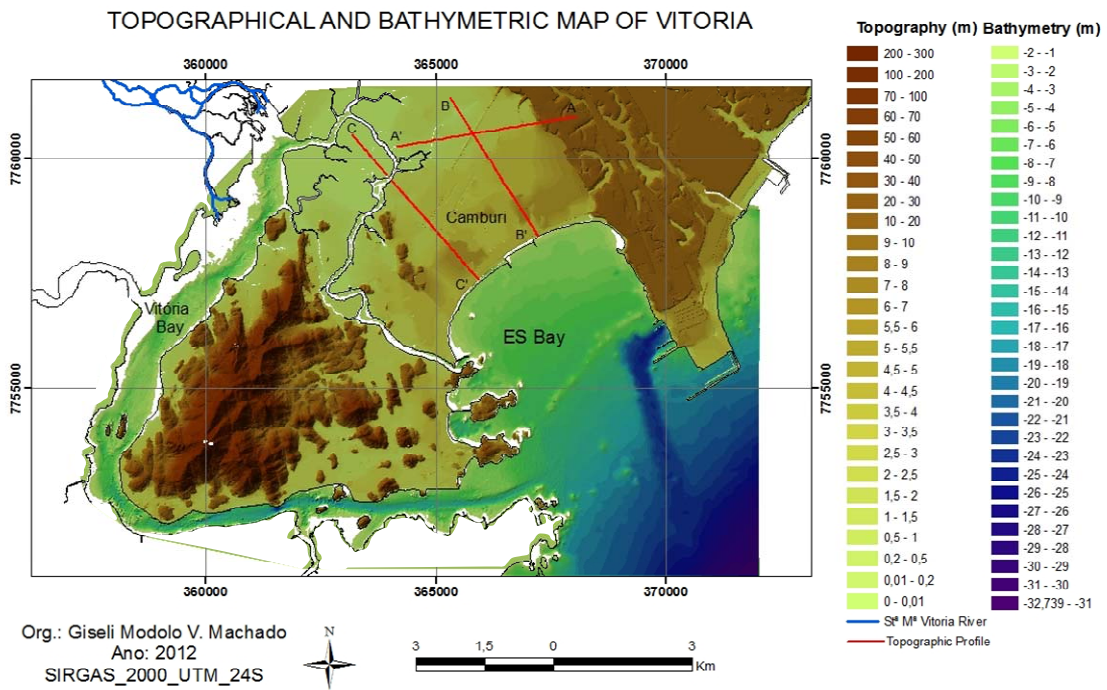


Figura 36. Topographic-bathymetric map of Vitória and the Vitória and ES Bays with visualization of submerged bedrock line parallel to the beach today. Topographical location of profiles A, B and C.

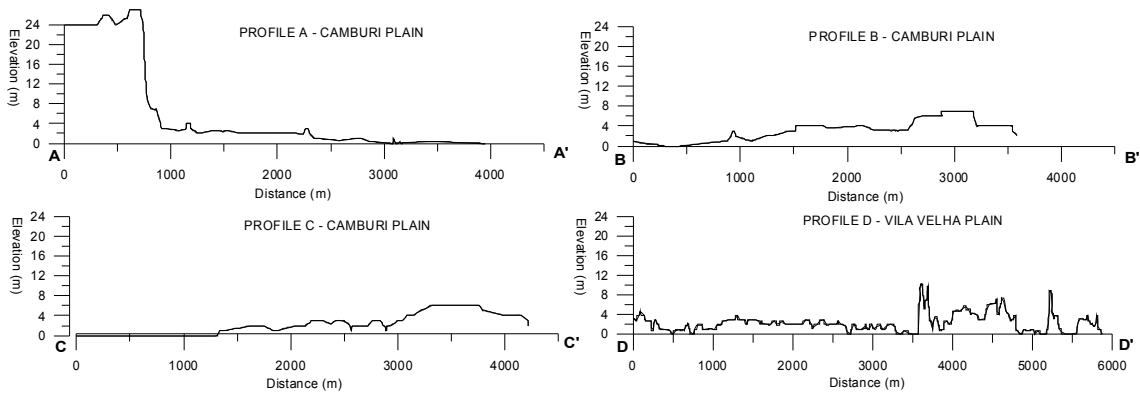


Figura 37. Topographic profiles. Profiles A, B and C drawn from the top-bathymetric map of Vitória. Profile D traced from Digital Terrain Elevation map. Profile AA 'shows the step declivity between the tableland and plain. Profiles BB ', CC' and DD 'show trim quotas near the beach line towards the mainland.

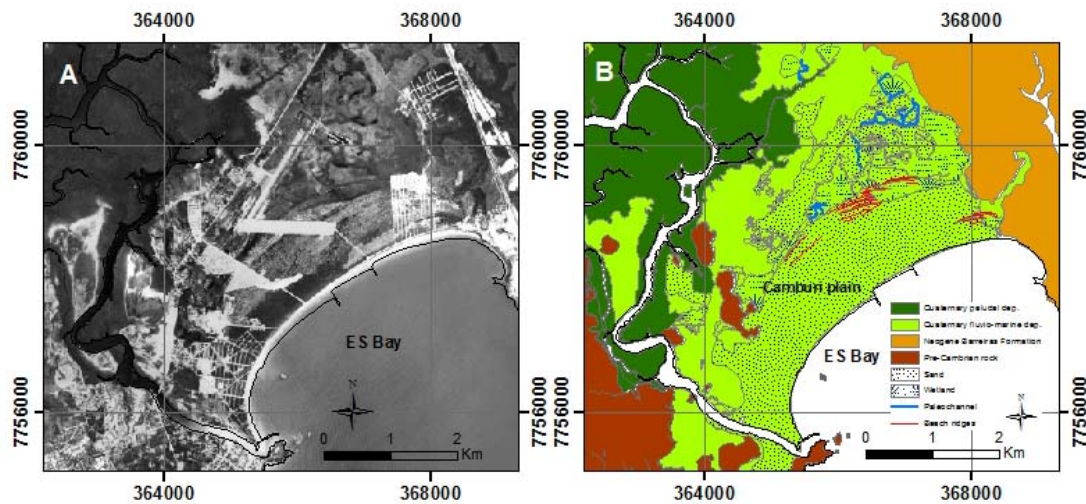


Figura 38. Detail Camburi plain. (A) Aerial Photography of the 1970's (Source: IDAF). (B) Geologic map with depressed wetland behind sand deposit and some beach ridges.

Camburi plain is limited by *ES* and *Vitória* bays and the current sedimentary distribution of these bays reflects the morphology and local hydrodynamics. The *ES* bay morphology is marked by the presence of narrow rock ridge, almost parallel to the coastline. The ridge is about 4 to 5 m high and the water depth at its top is around 5 to 6 m (Figura 37). This ridge seems to limit the onshore/offshore transport. A sample of this submerged ridge was collected and was identified as beachrock.

Sediment distribution in the *ES* bay is characterized, in general, by lithoclastic medium sands and towards the coast, finer sediments are observed and carbonate content increases (Carmo, 2009). The geomorphological contour of *Vitória* bay is controlled by Pre-Cambrian rock massifs defining a typical river drowned valley estuary, with a rather complex bathymetry (Veronez Jr. *et al.*, 2009b; Bastos *et al.*, 2010).

Towards the head of the estuary, extensive tidal flats and mangroves occur. Superficial sediments are mainly muddy sands and terrigenous muds, with the presence of shells. Sandy sediments occur at the bay mouth and in constricted areas where tidal currents are scouring the bed, exposing relict sediments (Veronez Jr. *et al.*, 2009b; Bastos *et al.*, 2010). At the head of the bay, a bayhead delta is likely to be forming, as a medium to coarse sand deposit is observed (Bastos *et al.*, 2010).

Vila Velha plain

The *Vila Velha* plain is more exposed to marine processes and lies along a rectilinear coastline. The main drainage basin for the plain is the *Jucu* river watershed. Comparing the morphology of the *Vila Velha* with the *Vitória* coastal plains, it is observed that *Vila Velha* is elongated and

parallel to the coast, whilst *Vitória* is elongated but in perpendicular axis to the coast. It reflects entirely the Pre-Quaternary geology control.

Sandy deposits along *Vila Velha* plain occur parallel to the coastline and could also be described as a coastal sand barrier. Figura 37D shows a topographic profile perpendicular to the coast pointing out to a decrease in topographic elevations towards the inner parts of the plain. Lowland associated deposits are observed behind the sand barrier (Figura 39). Topography very similar is also found in the *Vitória* plain.

South from the *Jucu* river (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**), a

typical beach ridge plain is observed. This plain is characterized by crests and swales that tend to be parallel to current coastline. A major difference observed at this part of *Vila Velha* plain is that wetland areas may be also associated to the *Jucu* river floodplain, instead of being just a lowland-associated backbarrier deposit. Towards the inner parts of the coastal plain, undistinguished fluvial-marine deposits occur up to the base of the Pre-Quaternary units. Small hills of the *Barreiras Formations* are also observed along the plain (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**), which gives irregular topographic characteristics to it.

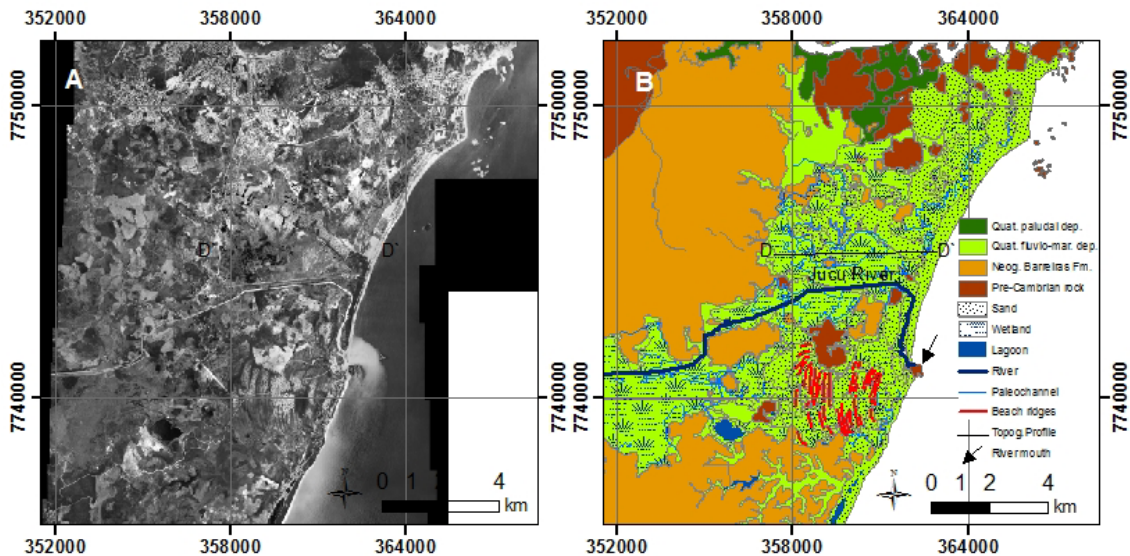


Figura 39. Detail Vila Velha plain. (A) Aerial Photography of the 1970's (Source: IDAF). (B) Geologic map with depressed wetland behind sand deposits and beach ridges. Location topographic Profile D illustrated in Figura 38.

5.1.5 Discussion

Evidence of marine paleolevels

Evidences of sea-level changes during the Late Quaternary can be pointed out based on the spatial distribution of the observed coastal Quaternary deposits. Sandy coastal plains with coastal-detached beach ridges and associated swales (wetlands), estuaries and mangroves, relic sediments in the *Vitória* and *ES* bays and fluvio-marine sand deposits at the base of Pre-Quaternary rocks are all evidences of coastal transgression and regression.

Sand deposits are discontinuously present throughout the study area with elevations around 2 m. Locally, these deposits appear at the base of the Pre-Quaternary units and in the inner parts of the coastal plain (mainly at *Mestre Álvaro* plain). According to Suguio & Martin (1981) and Medeanic *et al.* (2009), these kind of sand terrace-forming deposits would be attributed to the maximum transgression, and when deposited on top of mangroves are one of the major landmarks indicating fluctuations in the relative SL during the Holocene (Meireles *et al.*, 2005). However, the absence of beach ridges or other well defined morphological feature in *Mestre Álvaro* plain resembles scenarios of small bays with no sediment rework by waves or tides, where monotonous deposits can occur (Anthony, 2009). Or still, would suggest other source of sediment like continental

ones, differently of the hypothesis that was presented by Marttin *et al.* (1996) who describe as marine sand Pleistocenic at *Mestre Álvaro* plain.

The sand deposits close to the beach in *Vila Velha* and *Camburi* are dipping landward demonstrating altimetric elevation along the beach. The reverse of the coastal barrier is then characterized by slightly depressed areas forming the modern wetlands. These deposits are being interpreted as coastal sand barriers. According to Angulo & Lessa (1997) and Angulo *et al.* (2006), the topographic positioning of these deposits is an example of marine paleolevels indicator. Still, regarding the morphology of sand barrier deposits, evidence such as ridge alignment do marent indicates regressive deposit and beach paleolines when the SL was higher than the current one (Anthony, 2009; Tanaka *et al.*, 2009; Hesp *et al.*, 2005; Meireles *et al.*, 2005; Meireles & Raventos, 2002, Martin *et al.*, 1998; Dominguez *et al.*, 1983, 1990).

The beach ridges morphology in the south *Vila Velha* plain would also be associated with the same formation process, but in a low sand supply environment and under tidal influence. Anthony (2009) has described similar characteristics in the Benin Bight, West Africa (Figura 40 **Erro! Fonte de referência não encontrada.**). The beach ridge plain morphology was described by Carter (1986) as a progradational model of beach barriers

associated with low rates of sediment supply to the beach face. It does not mean shortage of sediment supply, but that the input rate to the beach face is not enough to build and weld bars near the beach. According to the author, as a result, longitudinal bars are formed only in the vicinity of tidal channels or irregular sheltered coastal embayments.

Wetlands are good evidence of marine transgression (Angulo & Lessa, 1997). They are commonly associated with sand barriers with lagoons at the reverse or, as stated by Cattaneo & Steel (2003), associated with at least a lower marshy area with signs of overwash deposit or flood deltas.

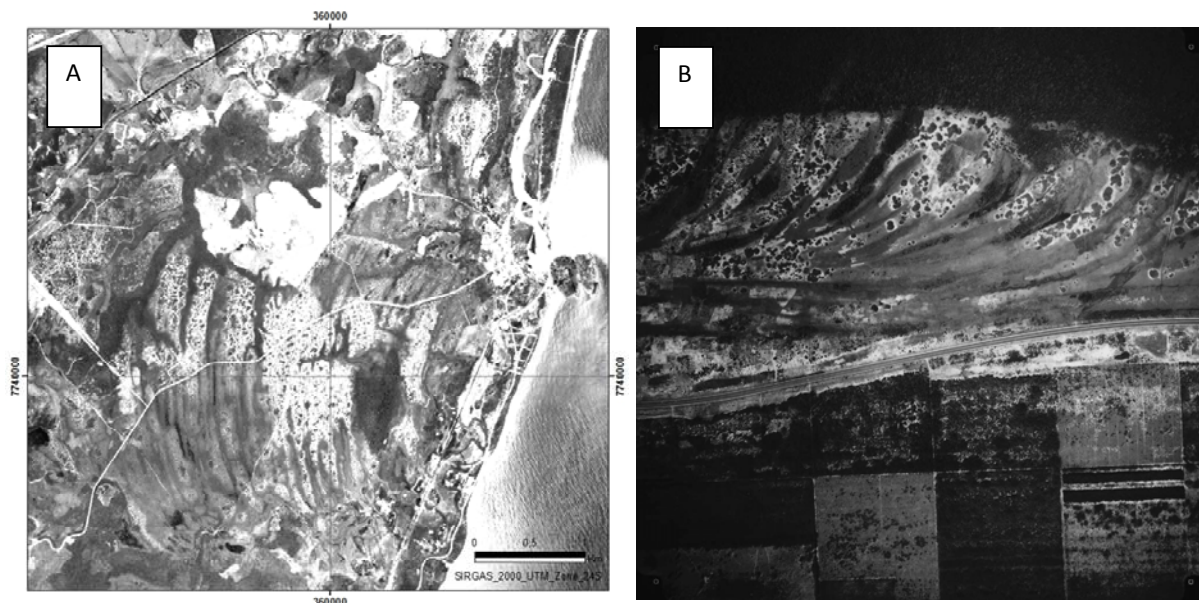


Figura 40. Photographs showing the morphological similarity plains prograded of Vila Velha, Brazil (A), (1970's, Source: IDAF) and Bight of Benin, Africa (B) illustrating a kind of plain with beach ridges spits illustrated in Anthony (2009). These features are commonly associated with re-entrant backs like those found.

According to Lessa & Masselink (2006), the presence of these depressed areas may be associated with a remnant of an ancient estuary towards the continent, showing higher sea levels in the past. The wetlands mapped behind coastal sand barriers in *Cambuir e Vila Velha* plains seem to be a lowland-backbarrier associated deposit and the others wetlands deposits like *Mestre Álvaro*

plain and *Jucu* river could be associated to floodplain.

Estuaries are another evidence of marine transgression (Lessa, 2005). *Vitória* bay is a typical drowned river valley controlled by rocks, except at the head of the bay, where mangroves are well developed. Considering the morphology of the surrounding area, it is

possible that this estuary was broader and may have a wider bay at maximum transgression (5,410 years BP, when SL was about 3.5 m above modern SL, according Martin *et al.*, 1996).

The lithoclastic medium to coarse sands observed along the *ES* bay may indicate low sand input to the bay (Carmo, 2009). These sediments are not entirely in equilibrium with prevailing hydrodynamic conditions along the bay, suggesting that these sands are relic/palimpsestic sediments, deposited during lowstand conditions. These sediments were reworked and drowned during the post-glacial marine transgression.

The development of Vitória plain is very much limited by the presence of tablelands and hills. In *Camburi* plain, for example, the northeast limit of the plain is well defined by a steep cliff following a NW-SE orientation, which is similar to neotectonic lineaments for the area (Bricalli, 2011). In *Vila Velha* plain, despite the significant presence of tablelands and a couple of inactive cliff close to the beach, the lack of a cliff line well defined on the reverse of the *Vila Velha* plain and the presence of tableland isolated rounded hills suggest little wave energy when the RSL was higher, probably due to the existing paleoembayment in this section anchored by the headlands to the north and tablelands to the south.

Interpretation of transgressive and regressive coasts from morphological evidence

The evidences at study area suggest a coastal transgression followed by regression with low sand supply, characterized by environment do marents inundated due to the current presence of wetlands and depressed on the reverse of sand deposits and paleochannels within the plains. According to the evolution model proposed by Cattaneo & Steel (2003), coasts with low sand supply and incised valley system, usually became wide estuaries during a transgressive phase. A subsequent coastal regression may fill the estuary and lead to coastal progradation. This situation seems to have occurred in the region.

Vitória plain is a sheltered area associated to a main incised river valley that is characterized by a modern estuarine system (*Vitória* bay). The presence of a coastal sand barrier with wetland on its reverse is an evidence of coastal transgression followed by regression event indicated by a few and incipient beach/spit ridges on the barrier. The depressed areas border the modern mangrove/tidal flats areas suggesting that the modern estuary was wider than it is today.

The sandy deposits at *Mestre Álvaro* plain should be related to regressive fluvial/continental deposits due the non-

alignível do marent of deposit truncated by fluvial paleochannel. The wetlands are related to the wider of *Vitória* bay estuary, forming tidal channels. No evidence of marine sands were observed in this study.

The Holocene evolution of the *Vila Velha* plain should have been little different than *Vitória* plain because there was no major incised valley system and the plain is located in a more exposed coastline. Moreover, there are a few detached headlands and hills along the plain or the coastline, which should have given a quite irregular characteristic for the area. *Vila Velha* plain has no modern estuary and it is characterized by an extensive *Jucu* river-associated floodplain and by the presence of small lagoons at the rear of the coastal sand barrier.

It is important to note that at the northeastern part of the *Vila Velha* plain, the wetlands are parallel to the coastal barrier close to the beach, even the *Jucu* river runs parallel to the coast. This can be interpreted as evidence of an initial transgressive barrier, very similar to what was described by Lessa & Masselink (2006) on the west coast of Australia. The authors described similar geomorphological evidences for a barrier system with infilled-associated estuary. Observing the aerial photograph (**Figura 39**), it shows that the barrier is wider northward, indicating the direction of sediment transport towards north. According to Dominguez *et al.*

(1983), this transport pattern prevailed during the Holocene on the northern coast of the *ES*. Thus, this is being interpreted as a regressive geomorphological indicator, as longshore sediment transport is leading to barrier progradation.

The occurrence of a beach ridge/swale plain to the south of *Jucu* river is an example of progradation model associated with regressive with sediments coming from the beach formed exclusively by waves (Anthony 2009). Similar morphology of a beach ridge plain was observed on the west coast of the U.S. and SE Australia by Cowell *et al.* (2003) and according to the authors, ridge architecture indicates their formation process. This could mean that the morphology of the beach ridges plain at *Vila Velha* plain resembles the model of plain progradation through continuously construction of berms and smooth ridges over time, usually by waves and longshore currents in a embayment coastal (

). This deposit might be Pleistocene age and created under different hydrodynamic conditions from the current one.

Holocene sea level curve

Some interpretations had been presented here based on geological

map and morphological features, so questions arise: Does the geomorphological and sedimentological interpretation presented herein fit the existing Holocene sea-level curves for the eastern Brazilian coast? As described before, Holocene sea-level curves for the eastern Brazilian coast show that around 5,410 cal years BP the sea level has reached a maximum transgression, which varies in heights, from 2 to 5m. According to Angulo *et al.* (2006), during the last 5,000 years, a gentle drop in sea-level is observed until modern days. This proposed relative sea-level curve is valid for the entire eastern Brazilian coast (there is no sea-level curve for the Espírito Santo coast).

Along *Vitória* e *Vila Velha* plains, the maximum post-glacial transgression phase is well represented by back-barrier wetlands and beach ridge spit south of the *Jucu* river. As sea-level starts to drop, the mangrove areas decreased in size, as well as the estuary. Longshore currents started to build up spit ridges, leading to coastal progradation. Alongshore currents started to build up spit ridges, leading to coastal progradation. Along *Vila Velha*, the maximum transgression should have created a very irregular coastal bay with coastal sand barrier attached to headlands.

Evidences for a lowstand phase or sea-levels younger than 7,000 years were not clearly observed. These are suggested only for datings presented by

Martin *et al.* (1996), besides the occurrence of submerged beachrock in the *ES* bay, but this has to be further investigated.

Finally, the interpretations presented herein were not conclusive in terms of higher frequency sea-level changes during the past 5,000 years. Martin (2003) claims that two high frequency episodes of sea-level fall and rise occurred during the regression phase, but if so, no morphological record was observed during this investigation.

5.1.6 Conclusions

Coastal geomorphology and sedimentology were used to investigate evidences of sea-level changes during the Late Quaternary along the central south coast of *Espírito Santo* State, SE Brazil, characterized by narrow or nonexistent coastal plains limited by the Pre-Cambrian rocks and Neogene tablelands.

Coastal sand barriers, wetlands, sand deposits, beach/spit ridges plain and a modern estuary are the evidences found along *Vitória* and *Vila Velha* coastal plains. These evidences reveal that the coast has experienced a transgression, followed by a regressive phase during the Holocene. This interpretation is in accordance with regional relative sea-level curves for the eastern Brazilian coast.

The system has evolved a low river sand supply environment. The hypothesis of low river inflow contribution to the region of *Vitória* and *Vila Velha*, during the Holocene, suggests greater importance of other sources to infill the area, such as erosion of Pre-Quaternary deposits and, especially, rework of marine sediments by waves and longshore currents.

Thus, this investigation has shown that a previous analysis geological maps, topographic map and aerial photographs can be used as a first approach to investigate and understand coastal evolution. Based on this first interpretation, coring, drill locations and geophysical surveys can be planned. For a more precise coastal evolution model for the area, further analysis are necessary, such as geochemical and biological evidences, core sampling and datings. Existing data in the study area are still insufficient to confirm, for example, the real sea level oscillations in the Holocene in the region. Therefore, the geomorphological, geological, topographical and sedimentological evidence presented in this article form the preliminary stage of understanding the evolution of coastal Quaternary deposits of a coastal limited strongly by rocks.

Acknowledgements

This study is funded by Fundação de Amparo à Pesquisa do Espírito Santo (FAPES). First author also have a PhD scholarship from FAPES. We would like to thank the *Instituto de Defesa*

Agropecuária e Florestal do ES (IDAF-ES) for providing the historical aerial photographs and the *Geobases* for topographic data.

5.2 Estratigrafia do Quaternário da planície costeira de Vitória: interpretação em sondagens

Os resultados e as interpretações estratigráficas se referem às sondagens (SP1, SP2, SP3 e SP4) realizadas na planície de Vitória e focam o Pleistoceno Superior.

5.2.1 Litologia

Os sedimentos coletados nas sondagens são predominantemente lama arenosa e areia lamosa muito mal selecionadas, associados a representativos teores de matéria orgânica (6 a 38%) e variáveis teores de Carbonato de Cálcio (0 a 65%). O outro grupo de sedimento bem diferenciado presente nas sondagens é composto por areia muito grossa a média, melhor selecionada, praticamente sem matéria orgânica e Carbonato de Cálcio, exceto este último, quando na presença de fragmentos de conchas.

Foram agrupadas quatro unidades litológicas, conforme os grupos texturais apresentados no modelo estatístico *Gradistat*. Para melhor visualização e caracterização da litologia foram plotados na figura abaixo os valores do diâmetro médio em phi, os percentis de areia, matéria orgânica e CaCO_3 de cada amostra. Na mesma figura está ilustrada também a presença de conchas encontradas nas amostras, posteriormente classificadas e algumas delas datadas (Figura 41).

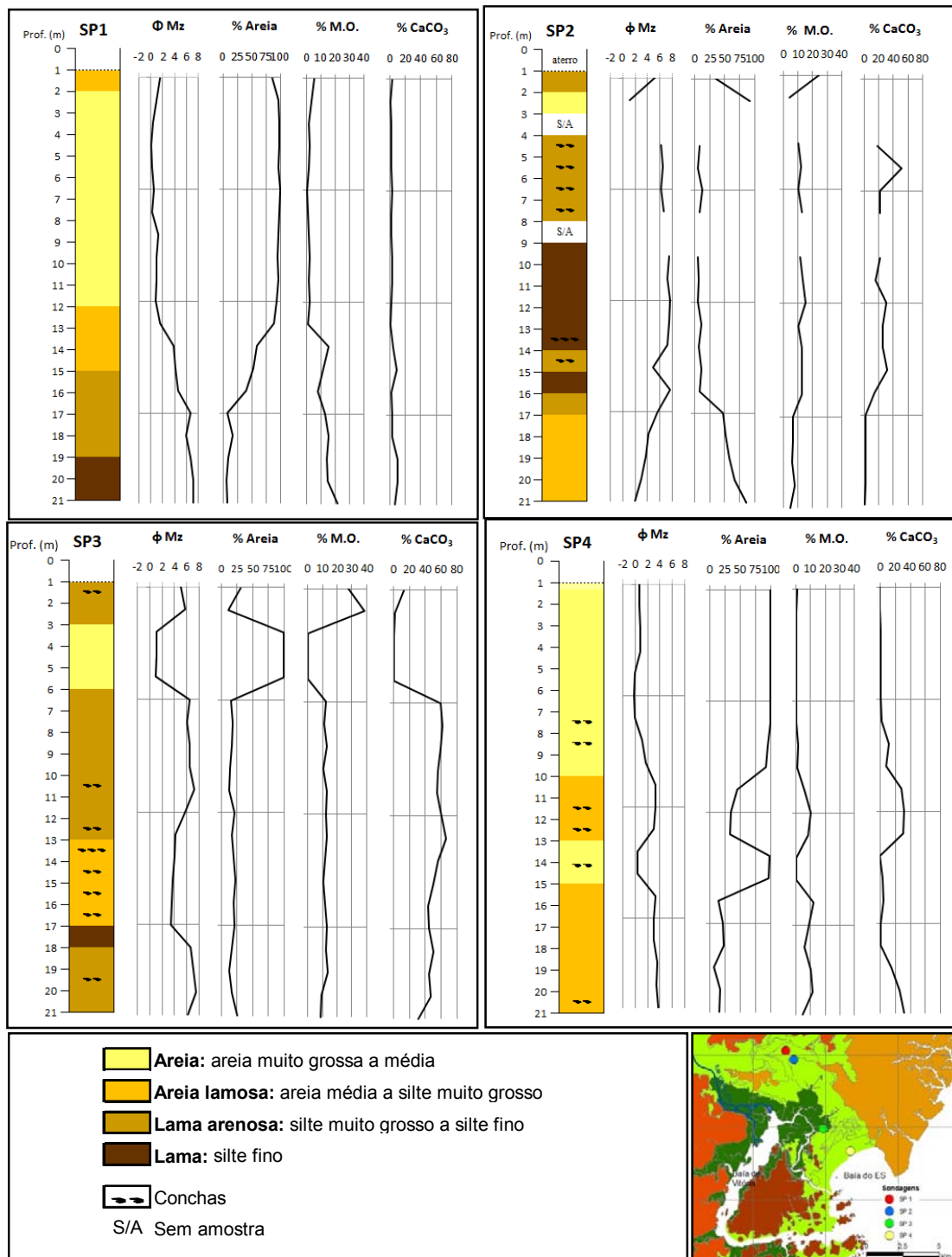


Figura 41. Perfis esquemáticos da distribuição de fácies encontradas nas sondagens localizadas na planície de Vitória.

O grupo textural areia apresenta em média 97% de areia e 3% de lama. Este grupo é caracterizado por areia grossa a média (Mz: -0,02 a 1,5 phi, média de 0,6 phi),

apresentando média de 1% de matéria orgânica (entre 0 e 4%) e 2% de Carbonato de Cálcio (entre 0 e 12%).

A areia lamosa apresenta em média 40% de areia e 60% de lama. Este grupo é composto pelas frações de areia média a silte muito grosso (Mz: 1,5 a 4,2, média de 3,2 phi), apresentando média de 9% de matéria orgânica (entre 5 e 15%) e 18% de Carbonato de Cálcio (entre 3 e 56%).

O grupo lama arenosa apresenta em média 17% de areia e 83% de lama. Este grupo é composto pelas frações de silte muito grosso a silte fino (Mz: 4,1 a 7,3, média de 5,9 phi), apresentando média de 14% de matéria orgânica (entre 7 e 39%) e 38% de Carbonato de Cálcio (entre 0 e 65%).

O grupo extural lama apresenta em média 8% de areia e 92% de lama. Este grupo é composto pela fração silte fino (Mz: 6,5 a 7,6, média de 7,2 phi), apresentando média de 14% de matéria orgânica (entre 10 e 21%) e 22% de Carbonato de Cálcio (entre 6 e 49%).

5.2.2 Análise composicional

Por meio da análise morfoscópica para quantificação da composição das amostras foram identificados materiais litoclásticos e bioclástico. A descrição da composição das amostras está apresentada base para o topo de cada furo conforme sua profundidade (metros) de coleta e os valores percentuais estão arredondados para evitar casas decimais (ver valores reais na **Erro! Fonte de referência não encontrada.**).

Furo SP1: amostras entre 20 e 18 m de profundidade são compostas principalmente por quartzo (entre 52 e 76%) e secundariamente, por nódulos carbonáticos (entre 21 e 48%) e alguns bioclastos (< 7%). Esses nódulos (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**) de composição desconhecida foram definidos como material carbonático, pois reagiram ao HCl. Entre as amostras 17 e 1 a composição é 100% de material litoclástico, com 89 a 100% de quartzo e poucos, porém representativos, grãos de feldspato (<8%), minerais pesados (< 8%), como magnetita, além de outros minerais (<3%), como a grafita, por exemplo. (Figura 42 e Figura 43).

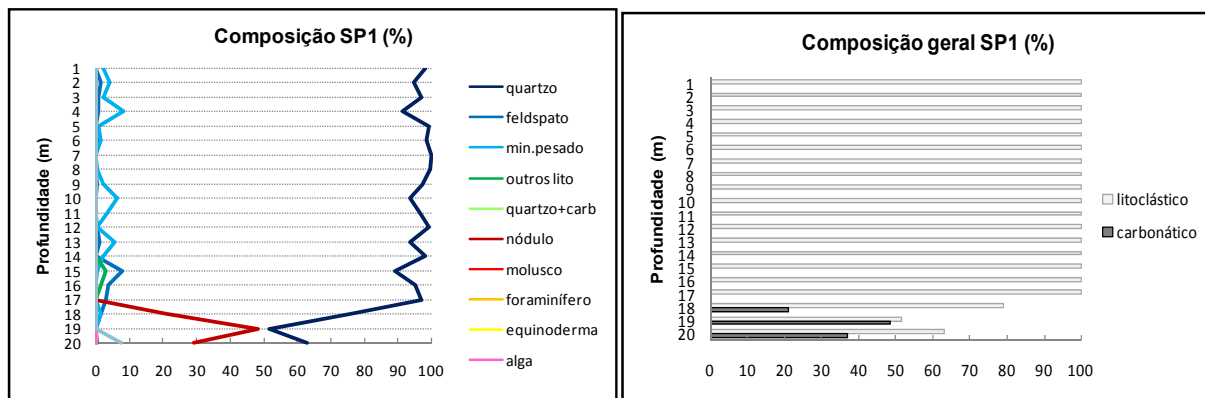


Figura 42. Composição dos sedimentos da sondagem SP1 realizada através da morfoscopia óptica. Valores percentuais referentes à somatória das frações 0,50, 0,35 e 0,25 mm de cada amostra coletada a cada metro de profundidade.

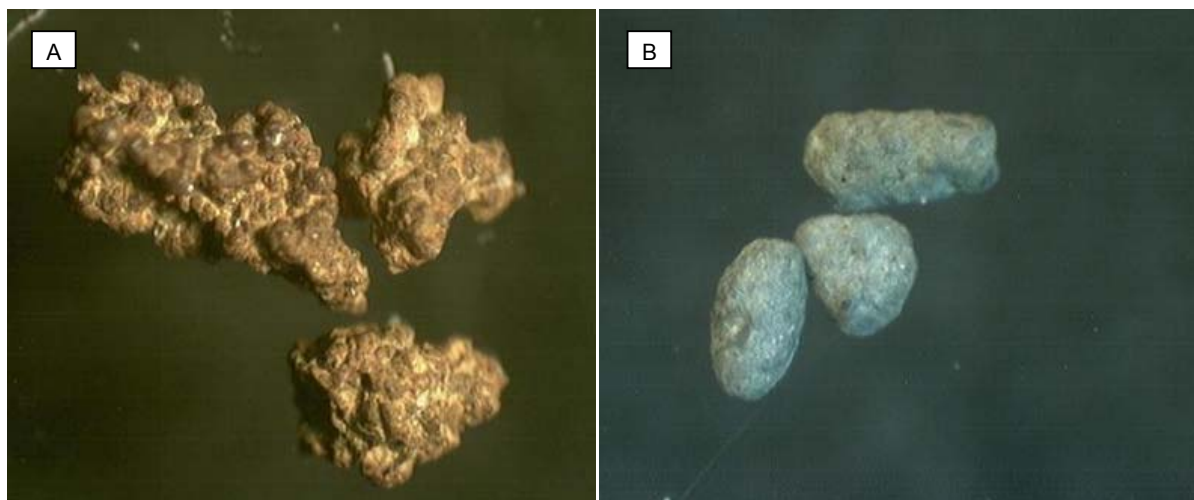


Figura 43. A. Nódulos carbonáticos aparentemente impregnados por Ferro encontrados nas amostras situadas na base dos furos SP1 (amostras 18, 19 e 20), e SP4 (amostra 18). Durante a queima com HCl foraminíferos foram reconhecidos no interior. Estes nódulos chegam a compor entre 28 a 44% da amostra.

B. Nódulos carbonáticos de cor cinza esverdeado e composição desconhecida encontrados no SP2 (amostras de 9 a 14) representando cerca de 1 a 20% da composição da amostra (Foto: arquivo pessoal).

Furo SP2: na amostra 20 não há qualquer indicador de ambiente marinho na composição do sedimento e os teores de sedimento terrígeno são significativos em relação ao restante do furo como, outros minerais (11%), feldspato (6%) e quartzo (84%). As amostras 19 e 18 não apresentaram bioclastos, mas são compostas por 17 a 24% de grãos de quartzo incrustados por carbonato, além de quartzo (74 a 83%) e de minerais pesados (<1%). As amostras 17 e 16 são compostas quase exclusivamente por grãos de quartzo, 98 e 100%,

respectivamente. Entre as amostras 15 e 13 nota-se maior mistura de material litoclástico (entre 61 a 66%) e bioclástico (34 a 39%), sendo o primeiro composto principalmente por quartzo (60 a 66%) e o segundo moluscos (26 a 30%). Entre as amostras 12 e 4 o material carbonático é predominante, compondo entre 80 a 97% do sedimento, principalmente moluscos (56 a 75%), foraminíferos (4 a 21%) e nódulos carbonáticos (< 19%), além de equinodermas (<1%). Fazem parte da composição destas amostras, o quartzo (3 a 15%) e alguns minerais pesados (< 2%), além de outros minerais (0 a 7%). As amostras situadas no topo do SP2, 2 e 1, são compostas principalmente por material litoclástico, quase exclusivamente por quartzo, 97 e 83%, respectivamente. Nódulos carbonáticos (14%) também fazem parte da composição da amostra 1. Nota-se no SP2 uma mistura maior de material litoclástico e bioclástico. (Figura 44).

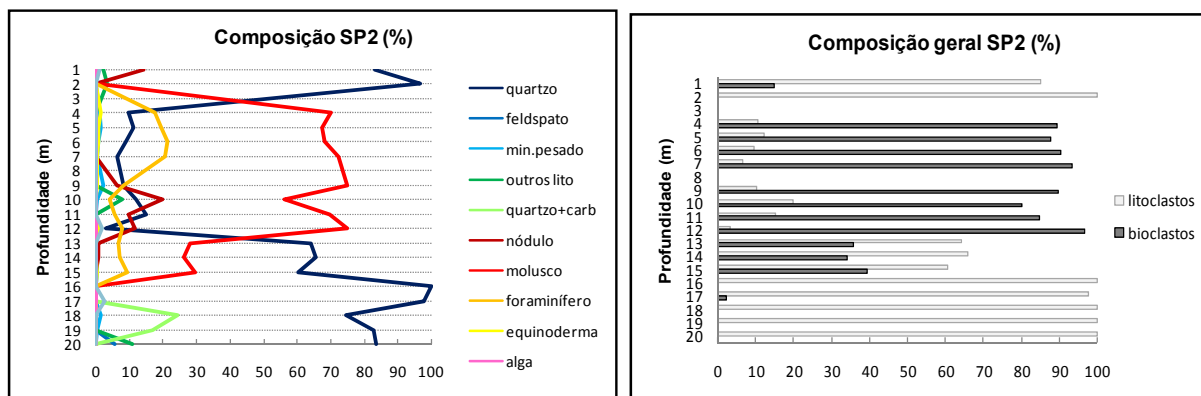


Figura 44. Composição dos sedimentos da sondagem SP2 realizada através da morfoscopia óptica. Valores percentuais referentes à somatória das frações 0,50, 0,35 e 0,25 mm de cada amostra coletada a cada metro de profundidade.

Furo SP3: da base (amostra 20) até 6 m de profundidade (amostra 6) os sedimentos apresentam, de modo geral, maior concentração de bioclastos que litoclastos. A composição destas amostras divide-se entre quartzo (18 a 87%), moluscos (7 a 80%) e foraminíferos (1 a 18%). Da amostra 5 até o topo do furo a composição é apenas de quartzo (97 a 100%), exceto a amostra 1 que apresenta cerca de 3% de nódulos carbonáticos. Nota-se no furo SP3 uma redução da concentração de material litoclástico em comparação aos furos SP1 e SP2 (Figura 45, Figura 46).

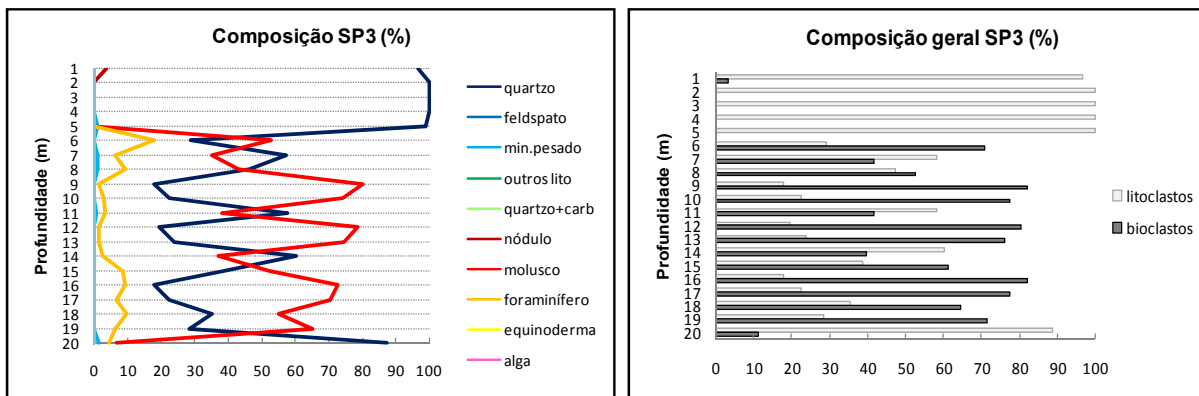


Figura 45. Composição dos sedimentos da sondagem SP3 realizada através da morfoscopia óptica. Valores percentuais referentes à somatória das frações 0,50, 0,35 e 0,25 mm de cada amostra coletada a cada metro de profundidade.

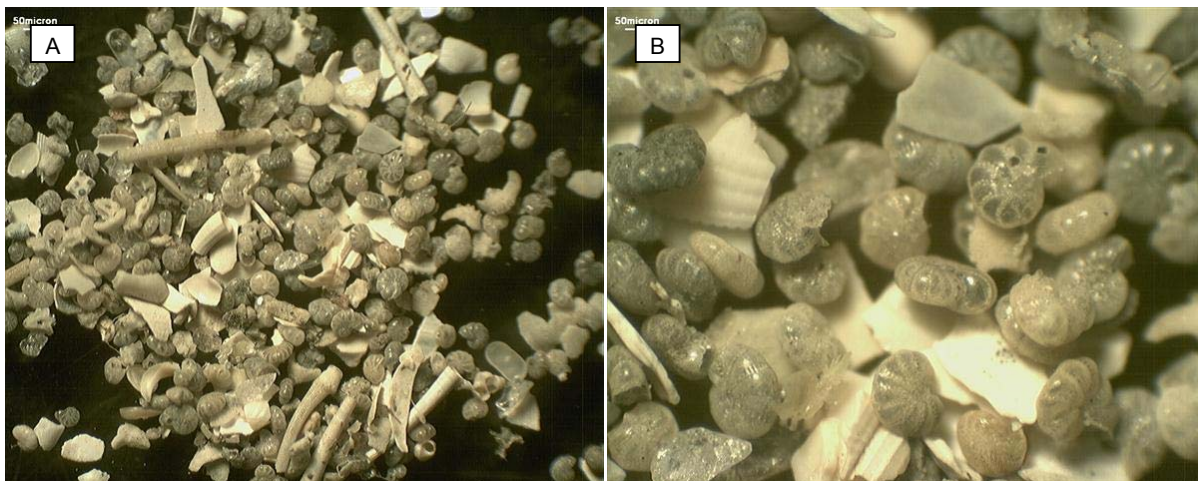


Figura 46. (A) Amostra (SP2-4) composta por 70% de fragmentos de molusco, 18% de foraminíferos (Detalhe B), 10% de quartzo e 1% de equinodermas (Foto: arquivo pessoal).

Furo SP4: as amostras 20 e 19 são compostas por cerca de 90% de bioclastos, sendo 85% de moluscos, 3 a 5% de foraminíferos. O restante da composição destas amostras é cerca de 10% de quartzo. A amostra 18 apresenta percentual menor de bioclastos (37%) e maior de litoclastos (63%) e fazem parte de sua composição o quartzo (52%), outros litoclastos (10%), nódulos carbonáticos (33%), moluscos (2%) e foraminíferos (2%). Entre as amostras 17 e 1 os grãos de quartzo voltam a reinar (84 a 99%). Fazem parte também deste intervalo de amostras alguns feldspatos ($\leq 1\%$), outros litoclastos ($\leq 1\%$), moluscos ($\leq 13\%$), foraminíferos ($\leq 2\%$), algas ($\leq 4\%$), outros bioclastos ($\leq 3\%$). As algas são praticamente exclusivas das amostras arenosas (amostras 1 a 9). (Figura 47).

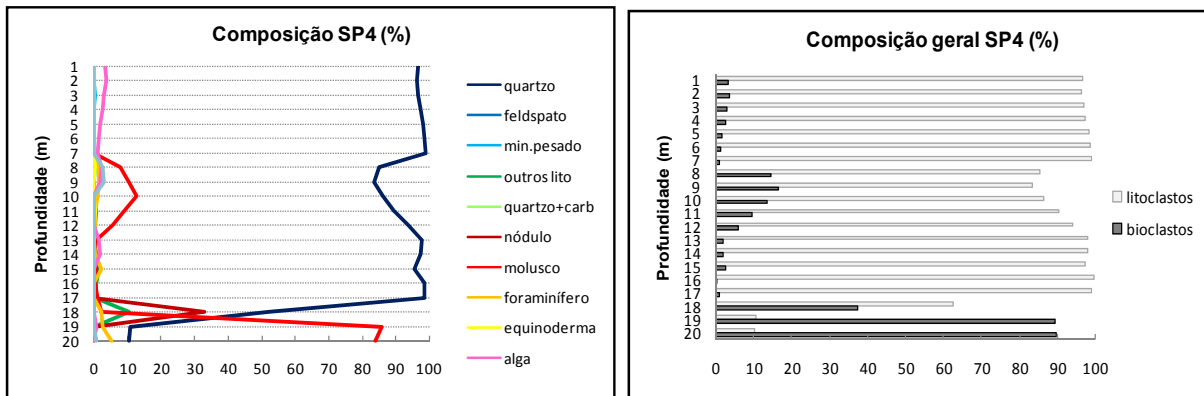


Figura 47. Composição dos sedimentos da sondagem SP4 realizada através da morfoscopia óptica. Valores percentuais referentes à somatória das frações 0,50, 0,35 e 0,25 mm de cada amostra coletada a cada metro de profundidade.

Tabela 8. Resultado da análise composicional dos sedimentos realizada através da morfoscopia óptica.

Amostra	litoclasto (%)					carbonato (%)						material (%)	
	quartzo	feldspato	min. pesado	outros litoclastos	quartzo+ carbonato	nódulo	molusco	foraminífero	equinoderma	alga	outros bioclasto	litoclastico	carbonático
SP1- 1	98,0	0	2,0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0
SP1- 2	94,7	1,3	4,0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0
SP1- 3	97,0	0,7	2,3	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0
SP1- 4	91,3	0,7	8,0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0
SP1- 5	99,3	0	0,7	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0
SP1- 6	98,3	0,3	1,3	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0
SP1- 7	100,0	0,0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0
SP1- 8	99,7	0	0,3	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0
SP1- 9	97,3	0,3	2,3	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0
SP1- 10	93,7	0	6,3	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0
SP1- 11	96,7	0	3,3	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0
SP1- 12	99,3	0,3	0,3	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0
SP1- 13	93,7	1,0	5,3	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0
SP1- 14	98,0	0	2,0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0
SP1- 15	89,2	7,8	0,3	2,7	0	0	0	0	0	0	0	100	0
SP1- 16	95,0	3,7	0	1,3	0	0	0	0	0	0	0	100	0
SP1- 17	97,0	3,0	0	0,0	0	0	0	0	0	0	0	100	0
SP1- 18	75,9	1,5	1,5	0	0	21,2	0	0	0	0	0	79	21
SP1- 19	51,6	0	0	0	0	48,4	0	0	0	0	0	52	48
SP1- 20	62,8	0,3	0	0	0	29,4	0	0	0	0	7,4	63	37
SP2- 1	82,9	0	0	2,0	0	14,2	0	0	0	0	0,9	85	15
SP2-2	96,7	0	0	3,3	0	0	0	0	0	0	0	100	0
SP2-4	9,7	0	1	0	0	0	70,3	17,7	1,3	0	0	11	89
SP2-5	11,0	0	1,3	0	0	0	67,7	19,3	0,7	0	0	12	88
SP2-6	9,0	0	0,7	0	0	0	68,3	21,3	0,7	0	0	10	90
SP2-7	6,3	0	0,3	0	0	0	72,3	20,7	0,3	0	0	7	93
SP2-9	8,1	0	2,2	0	0	6,3	75,0	8,1	0,4	0	0	10	90
SP2-10	12,0	0	0,3	7,7	0	19,7	56,3	4,0	0	0	0	20	80
SP2-11	15,1	0	0	0	0	9,6	69,9	5,5	0	0	0	15	85
SP2-12	2,9	0	0,4	0	0	11,4	75,1	7,7	0,7	0	1,8	3	97
SP2-13	64,0	0	0,3	0	0	0,7	28,3	6,7	0	0	0	64	36
SP2-14	65,7	0	0,3	0	0	0,7	26,3	7,0	0	0	0	66	34
SP2-15	60,3	0	0,3	0	0	0	29,7	9,3	0,3	0	0	61	39

Amostra	litoclasto (%)					carbonato (%)						material (%)	
	quartzo	feldspato	min. pesado	outros litoclastos	quartzo+ carbonato	nódulo	molusco	foraminífero	equinoderma	alga	outros bioclasto	litoclástico	carbonático
SP2-16	100,0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0
SP2-17	97,7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2,3	98	2
SP2-18	74,3	0	1,3	0	24,3	0	0	0	0	0	0	100	0
SP2-19	82,7	0	0,3	0	16,9	0	0	0	0	0	0	100	0
SP2-20	83,7	5,7	0	10,7	0	0,0	0	0	0	0	0,0	100	0
SP3-1	96,6	0	0	0	0	3,4	0	0	0	0	0	97	3
SP3-2	100,0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0
SP3-3	100,0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0
SP3-4	100,0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0
SP3-5	99,0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0
SP3-6	29,0	0	0	0	0	0	53,0	18,0	0	0	0	29	71
SP3-7	57,3	0	1	0	0	0	35,3	6,3	0	0	0	58	42
SP3-8	46,3	0	1	0	0	0	43,3	9,3	0	0	0	47	53
SP3-9	18,0	0	0	0	0	0	80,3	1,7	0	0	0	18	82
SP3-10	22,7	0	0	0	0	0	74,3	3,0	0	0	0	23	77
SP3-11	57,7	0	0,7	0	0	0	38,3	3,3	0	0	0	58	42
SP3-12	19,7	0	0	0	0	0	79,0	1,3	0	0	0	20	80
SP3-13	24,0	0	0	0	0	0	74,7	1,3	0	0	0	24	76
SP3-14	60,3	0	0	0	0	0	37,0	2,7	0	0	0	60	40
SP3-15	38,7	0	0	0	0	0	52,7	8,7	0	0	0	39	61
SP3-16	18,0	0	0	0	0	0	72,7	9,3	0	0	0	18	82
SP3-17	22,7	0	0	0	0	0	70,7	6,7	0	0	0	23	77
SP3-18	35,3	0	0	0	0	0	55,0	9,7	0	0	0	35	65
SP3-19	28,3	0	0	0	0	0	65,3	6,3	0	0	0	28	72
SP3-20	87,3	0,0	1,3	0	0	0,0	6,7	4,7	0	0	0,0	89	11
SP4- 1	96,7	0	0	0	0	0	0	0	0	3,3	0	97	3
SP4-2	96,3	0	0	0	0	0	0	0	0	3,7	0	96	4
SP4-3	96,7	0	0,3	0	0	0	0	0	0	3,0	0	97	3
SP4-4	97,3	0	0	0	0	0	0	0	0	2,7	0	97	3
SP4-5	98,3	0	0	0	0	0	0	0	0	1,7	0	98	2
SP4-6	98,7	0	0	0	0	0	0	0	0	1,3	0	99	1
SP4-7	99,0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	99	1
SP4-8	85,2	0	0,3	0	0	0	7,7	1,3	0,3	2,3	2,7	86	14
SP4-9	83,6	0	0	0	0	0	10,4	1,3	0	1,7	3,0	84	16
SP4-10	86,3	0	0	0	0	0	12,7	1,0	0	0	0	86	14
SP4-11	89,7	0	0,7	0	0	0	9,0	0,3	0,3	0	0	90	10

Amostra	litoclasto (%)					carbonato (%)						material (%)	
	quartzo	feldspato	min. pesado	outros litoclastos	quartzo+ carbonato	nódulo	molusco	foraminífero	equinoderma	alga	outros bioclasto	litoclástico	carbonático
SP4-12	93,7	0	0,3	0	0	0	5,7	0,3	0	0	0	94	6
SP4-13	98,0	0	0	0	0	0	0,7	0	0	1,3	0	98	2
SP4-14	97,3	0	0,7	0	0	0	0	0,3	0	1,7	0	98	2
SP4-15	95,7	0	0,3	1,3	0	0	0,7	2,0	0	0	0	97	3
SP4-16	98,7	0	0,3	0,7	0	0	0,3	0	0	0	0	100	0
SP4-17	98,7	0	0	0,3	0	0	1,0	0	0	0	0	99	1
SP4-18	52,2	0	0	10,5	0	33,0	2,2	2,2	0	0	0	63	37
SP4-195	10,7	0	0	0	0	0	86,0	2,7	0	0,7	0	11	89
SP4-20	10,3	0	0	0	0	0	84,0	5,0	0	0	0,7	10	90

5.2.3 Descrição faciológica

As fácies foram definidas conforme o aspecto, a aparência e as características da unidade sedimentar que frequentemente refletem as condições de sua origem diferenciando-se das unidades adjacentes ou unidades associadas, ou seja, uma combinação particular da litologia, dos atributos estruturais e texturais que definem feições diferentes das de outros corpos rochosos, segundo a definição encontrada em Catuneau (2006). Desta forma, as fácies apresentadas aqui englobam além da litologia e a composição (matéria orgânica e Carbonato de Cálcio), os parâmetros estatísticos granulométricos do sedimento (Mz, seleção, assimetria e curtose), a composição mineralógica e o aspecto visual da amostra (cor e consistência).

Foram reconhecidas quatro fácies: areia cascalhosa amarela, areia cascalhosa marrom, areia lamosa/lama arenosa de cores variadas e lama arenosa/lama cinza. Os valores percentuais apresentados para caracterizar as fácies são valores médios (Figura 48).

Fácies areia cascalhosa de cor amarela: esta fácies apresenta uma distribuição vertical expressiva no SP4 que se estende do topo até a amostra 9 e no intervalo entre as amostras 13 e 14 do mesmo furo. O topo desta fácies está a cerca de cinco metros acima do nível médio do mar atual. Esta fácies é caracterizada por areia cascalhosa de cor amarelada, resistência média a dura, seleção moderada a ruim ($\sigma = 1$), diâmetro médio entre areia muito grossa a grossa (Mz: -0,2 a 1,5 phi), assimetria predominantemente simétrica ($Sk = -0,2$ a 0) e curtose mesocúrtica e platicúrtica ($K = 0,7$ a 1,1).

Os teores de matéria orgânica são desprezíveis a ausentes e de CaCO_3 são baixos, exceto quando na presença de conchas, podendo alcançar 12%. Bioclastos como moluscos foraminíferos, equinodermas, algas e outros são pouco expressivos, mas estão presentes nesta fácies, com representatividade em conjunto inferior a 5% da composição que é composta predominantemente por grãos de quartzo (95%). Conchas da Família Bivalvia e Gastropoda foram datadas em 3.136 ± 185 anos cal. A.P. (*Tivela mactroides*) e 3.201 ± 175 anos cal. A.P. (*Olivella minuta*), ambas localizadas a 8 metros de profundidade do furo (cota aproximada de -3m) e um fragmento de concha não identificado localizado a 14 m de profundidade do furo (cota aproximada de -10m) também foi datado e obteve-se idade de 7.930 ± 150 anos cal. A.P.

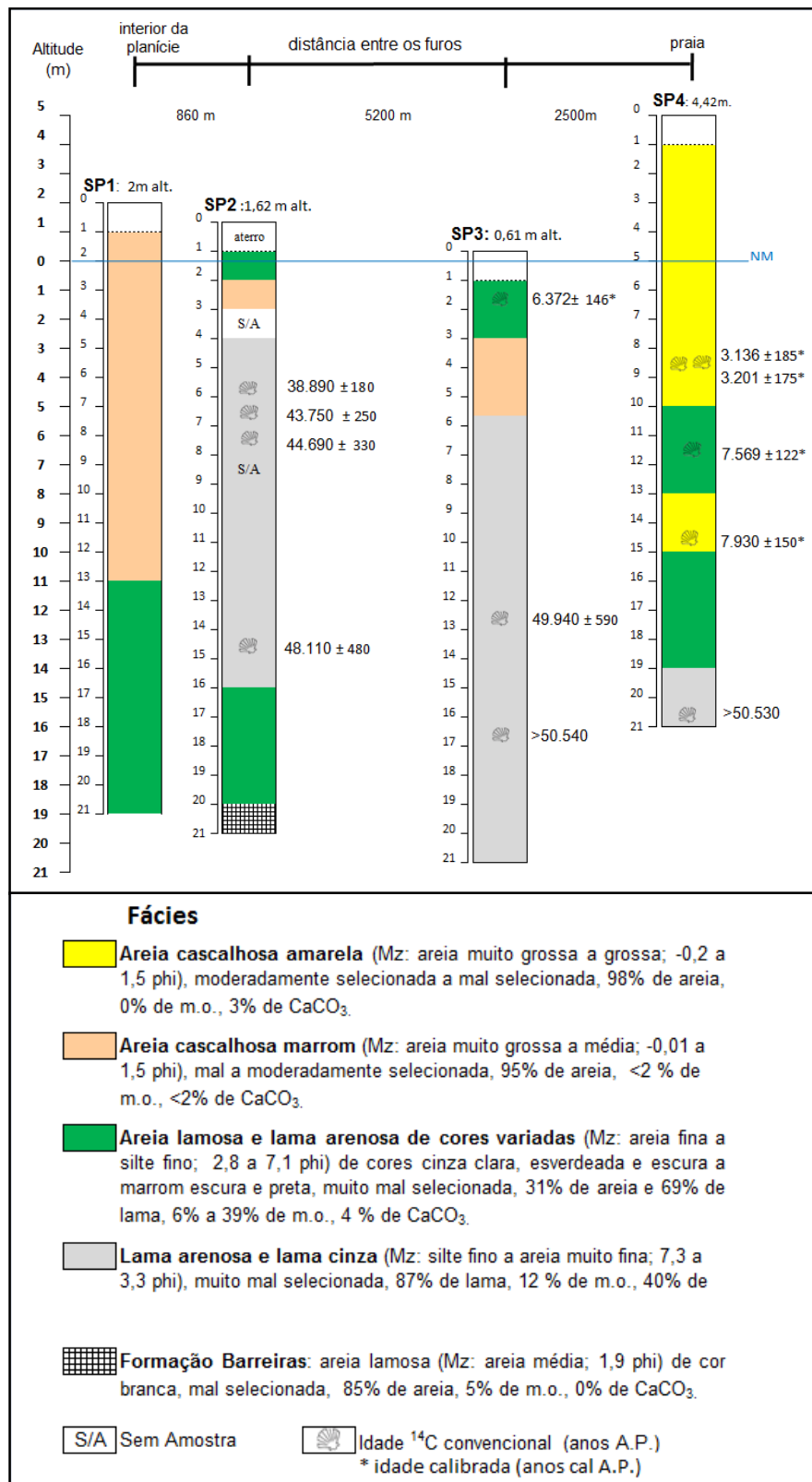


Figura 48. Perfis estratigráficos das sondagens realizadas na planície de Vitória para identificação das fácies.

Fácies areia cascalhosa de cor marrom: esta fácies é bem desenvolvida no SP1 com 12 metros de espessura do topo em direção à base, mas aparece também no segundo metro do furo SP2 e no intervalo entre 3 a 5 metros do SP3. Fácies representada por areia de cor marrom e resistência muito dura a média. O sedimento é mal selecionado no SP1 e SP2 ($\sigma = 1,5$) e moderadamente a bem selecionado no SP3 ($\sigma = 0,7$). O diâmetro médio predomina entre areia grossa a média (Mz: -0,01 a 1,5 phi), assimetria para o lado dos finos (Sk= 0,25) e curtose predominantemente leptocúrtica (K= 1,2). Teores de matéria orgânica e de CaCO_3 são desprezíveis, ambos abaixo de 2%. Não foi encontrado nenhum de bioclasto nesta fácies. O sedimento é composto por praticamente 100% de quartzo, salvo na presença de alguns grãos de feldspato (<2%) e minerais pesados (<10%).

Fácies areia lamosa e lama arenosa de cores variadas: Esta fácies foi encontrada em todos os furos e está distribuída espacialmente nas bases dos furos SP1 e SP2, nos topos dos SP2 e SP3 e no meio do furo SP4. Sua espessura varia de 1 a 8 metros. A fácies é caracterizada por teores variáveis de areia (6 a 66%) e lama (33 a 94%) e resistência do sedimento predominantemente mole. As cores do sedimento variam de cinza claro, esverdeado e escuro a marrom escuro e preto. O sedimento é muito mal selecionado ($\sigma = 2,1$ a 3,6), o diâmetro médio varia de areia fina a silte fino (Mz: 2,8 a 7,1 phi), a assimetria é variável, predominando para o lado dos finos (Sk= -0,3 a 0,6), assim como a curtose, com predomínio de platicúrtica a mesocúrtica (K= 0,6 a 1,2). O teor de matéria orgânica é predominantemente muito alto, variando entre 6 a 39%, e o teor de CaCO_3 é em torno de 8%, podendo variar de 1% a 32%. A concha Bivalvia, da família Veneridae, espécie *Ventricolaria foresti* encontrada no SP3-1 m foi datada e apresentou idade em torno de em 6.372 ± 146 anos cal. A.P. e o fragmento de concha encontrado no SP4-14 m foi datado em 7.569 ± 122 anos cal A.P. Esta fácies é composta majoritariamente por quartzo (média de 87%, variando entre 52 a 100%). Alguns grãos de quartzo são incrustados por carboante. Os nódulos carbonáticos de cor avermelhada, quando presentes, representam entre 3 e 48% da composição. Esses nódulos estão presentes nas amostras (SP1- 18, 19 e 20, SP2-1, SP3-1 e SP4-18.. Minerais terrígenos como feldspato, minerais pesados e/ou outros também estão presentes na maioria das amostras desta fácies.

Fácies lama arenosa e lama de cor cinza: Esta fácies apresenta ampla distribuição espacial (continuidade lateral e vertical), sendo a de maior espessura (até 15 metros) e é encontrada nos furos SP2, SP3 e SP4 em cotas que vão de -3 a -20 metros. A fácies é composta por lama arenosa e lama (76 a 95% de lama) de cor cinza a cinza escuro e resiliência muito mole a mole, muito mal selecionada ($\sigma = 2,7$). O diâmetro médio do sedimento varia entre silte fino a areia muito fina ($Mz = 7,3$ a $3,3 \phi$), a assimetria é bastante variável, tanto para os finos quanto para os grossos ($Sk = -0,23$ a $0,28$), assim como a curtose ($K = 0,71$ a $1,8$), com predomínio de mesocúrtica a platicúrtica.

As amostras SP2-9, 10, 11 e 12 são marcadas pela presença significativa de nódulos de carbonato de cor cinza esverdeado, representando em média 11% da composição das amostras (entre 0 a 41%).

Significativo teor de matéria orgânica com média em torno de 12% (variando de 5 a 15%) e altas concentrações de $CaCO_3$, valor médio de 40% (15% a 65%) caracterizam esta fácies. As amostras são compostas em média por 68% de material bioclasto, variando entre 11 e 97%, com predominância de moluscos (média de 58%), seguido de foraminíferos (média 8%). O percentual de quartzo é pequeno, média de 31% da composição do sedimento. Nota-se nesta fácies a presença de muitos fragmentos de conchas e muitos moluscos marinhos ainda preservados: Classe Bivalvia (*Tivela mactroides*, *Trachycardium muricatum*, *Corbula* sp, *Anadora ovalis*, *Chione paphia*, *Dosinia concêntrica*) e Classe Scaphopoda (*Paradentalium disparile* e outras não identificadas). Sete conchas foram datadas e apresentaram idades que estão no limite do uso do Carbono 14. Idades em torno de 38.890 ± 180 anos A.P. no topo (cota -3m) e superior a 50.530 anos A.P. próximo à base (cota em torno de -16m), indicam que são depósitos Pleistocênicos.

5.2.4 Análise Paleontológica

As conchas encontradas nas sondagens referem-se às classes Bivalvia, Scaphopoda e Gastropoda. Os gêneros e famílias identificados revelam conchas de origem exclusivamente marinha, comuns na costa brasileira, de hábitat em fundo de areia,

cascalho e/ou lamacento em profundidades que variam predominantemente de 0 a 30 m (Erro! Fonte de referência não encontrada.).

Tabela 9. Taxonomia das conchas encontradas nas sondagens.

Furo	Profundidade subsuperfície (m)	Classe	Família	Espécie	Hábitat**	Profundidade de ocorrência (m)
SP2	5,45	Bivalvia	Veneridae	<i>Tivela mactroides</i>	Areia	0 a 30
SP2	5,45***	Bivalvia	Cardiidae	<i>Trachycardium muricatum</i>	Areia, Cascalho	0 a 30
SP2	6,43***	Bivalvia	Corbulidae	<i>Corbula sp.</i>	Areia, Lodo	10 a 70
SP2	7,45***	Scaphopoda	Dentaliidae	*Fragmentos	-	30 a 150
SP2	14,45***	Bivalvia	Corbulidae	<i>Corbula sp.</i>	Areia, Lodo	10 a 70
SP3	1,45***	Bivalvia	Veneridae	<i>Ventricolaria foresti</i>	Areia, Cascalho	0 a 30
SP3	10,50	Bivalvia	Cardiidae	<i>Trachycardium muricatum</i>	Areia, Cascalho	0 a 30
SP3	10,50	-	-	* Fragmentos	-	-
SP3	12,45***	Bivalvia	Arcidae	<i>Anadora ovalis</i>	Areia, Lodo	0 a 10
SP3	12,45	Bivalvia	Veneridae	<i>Tivela mactroides</i>	Areia	0 a 30
SP3	13,45	Bivalvia	Veneridae	<i>Chione paphia</i>	Areia	0 a 30
SP3	13,45	Bivalvia	Veneridae	<i>Dosinia concêntrica</i>	Areia, Lodo	0 a 30
SP3	15,65	Bivalvia	Arcidae	<i>Anadara ovalis</i>	Areia, Lodo	0 a 10
SP3	16,60***	Scaphopoda	Dentallidae	<i>Paradentalium disparile</i>	Areia, Cascalho	0 a 70
SP3	16,60	Bivalvia	Veneridae	<i>Tivela mactroides</i>	Areia	0 a 30
SP3	16,6	Bivalvia	Arcidae	<i>Anadara ovalis</i>	Areia, Lodo	0 a 10
SP3	17,58	Bivalvia	Arcidae	<i>Anadora ovalis</i>	Areia, Lodo	0 a 10
SP4	8,45***	Bivalvia	Veneridae	<i>Tivela mactroides</i>	Areia	0 a 30
SP4	8,45***	Gastropoda	Olividae	<i>Olivella minuta</i>	Areia, Lodo	sem dados
SP4	20,45***	-	-	*Fragmentos	-	-

*Fragmentos de conchas marinhas não identificadas

Habitats: **Areia – moluscos que vivem em fundos arenosos, enterrada ou sob ele; **Cascalho** – moluscos que vivem em fundos de cascalho de coral, pedra ou conchas; **Lodo** – moluscos que vivem em fundos lodosos.

*** Conchas datadas por radiocarbono (^{14}C).

As datações dos depósitos de lama arenosa apresentaram idades pleistocênicas superiores a 38.890 ± 180 anos A.P. Estas idades estão no limite da idade do Carbono e, portanto, não foram calibradas. Idades holocênicas entre 7.930 ± 150 e 3.136 ± 185 anos cal. A.P. ficaram restritas ao topo da sondagem SP3 e às fácies da sondagem SP4. (Tabela 10).

Tabela 10. Idades das conchas coletadas das sondagens. Idade calibrada (^{14}C) antes de 1950 (anos A.P.)
 (*) Idade radiocarbono convencional sem calibração para as datações do Pleistoceno.

Código	UTM		Prof. sub-super. (m)	Idade cal ^{14}C (anos) \pm sigma	±	Espécie
SP2-545	362818	7764667	5,45	38.890*	180	<i>Trachycardium muricatum</i>
SP2-645	362818	7764667	6,45	43.750*	250	<i>Corbula sp.</i>
SP2-745	362818	7764667	7,45	44.690*	330	Fragmentos de conchas
SP2-1445	362818	7764667	14,45	48.110*	480	<i>Corbula sp.</i>
SP3-145	364857	7759906	1,45	6.372	146	<i>Ventricolaria foresti</i>
SP3-1245	364857	7759906	12,45	49.940*	590	<i>Anadora ovalis</i>
SP3-1660	364857	7759906	16,6	>50.540*		<i>Paradentalium disparile</i>
SP4-800	366737	7758349	8	3.201	175	<i>Olivella minuta</i>
SP4-800-2	366737	7758349	8	3.136	185	<i>Tivela mactroides</i>
SP4-1145	366737	7758349	11	7.569	122	Fragmentos de conchas
SP4-1445	366737	7758349	14	7.930	150	Fragmentos de conchas
SP4-2000	366737	7758349	20	>50.530*		Fragmentos de conchas

5.2.5 Discussão

O produto da Formação Barreiras foi encontrado apenas na base do SP2, no último metro da sondagem e é formada por sedimento composto de areia lamosa (85% areia) de cor branca, resistência mole a rija, com diâmetro médio de areia média ($Mz = 1,94 \phi$), mal selecionada ($\sigma = 1,81$), assimetria muito forte para os grãos finos ($Sk = 0,39$) e curtose muito leptocúrtica ($K = 2,58$). Baixo teor de matéria orgânica (5%) e ausência de CaCO_3 . Nota-se além dos quartzos a presença de feldspato (6%) e outros minerais (11%) e ausência de material bioclástico.

A localização da amostra situada no fundo da bacia de sedimentação pode sugerir a ocorrência deste material como substrato para os depósitos Quaternários. Tal hipótese é apoiada em outras sondagens realizadas nas planícies de Camburi e Guarapari, mas que não foram utilizadas nesta pesquisa, as quais apresentaram sedimentos visualmente semelhantes, localizados abaixo de camadas arenosas e lamosas em profundidades também semelhantes ou mais rasas.

A característica mais marcante que diferencia o sedimento do SP2-20 em relação aos outros foi a cor branca da areia lamosa (Figura 49). Esta cor frequentemente é uma cor

primária, ou seja, existente no momento do soterramento e reflete os parâmetros químicos vigentes ao tempo da sedimentação, sendo peculiar aos sedimentos sem compostos de ferro e/ou manganês ou matéria orgânica e pode ser interpretada como resultante de reflexos em múltiplas superfícies diminutas de substâncias essencialmente incolores (Mendes, 1984).



Figura 49. Sedimento de cor branca, mostrando ausência de matéria orgânica e ferro, encontrado unicamente na amostra SP2-20 (Foto: arquivo pessoal).

Segundo os resultados encontrados por Melo *et al.* (2002) na caracterização morfológica e física dos sedimentos do Barreiras do município de Aracruz/ES, em horizontes mais profundos a matriz do sedimento apresentou coloração totalmente branca com pontos rosados. Ainda segundo os autores, a fração areia dos sedimentos apresentou mineralogia uniforme, composta quase exclusivamente de quartzo, em grãos predominantemente sub-angulosos, com brilho graxo e a maioria com recobrimento de ferro. A homogeneidade mineralógica também foi reportada por outros autores em solos desenvolvidos de sedimentos do Grupo Barrerias (Jacomine, 1974; Achá Panoso, 1976; Embrapa, 1978 e 1996 e Duarte *et al.*, 2000 *apud* Melo *et al.* (2002).

O sedimento areno lamoso mal selecionado composto por 85% de areia, 15% de lama e praticamente sem matéria orgânica, sugere ambiente relativamente energético, em trânsito seguido de rápida deposição, sem tempo para o selecionamento e condições para acúmulo de detritos vegetais, permitindo a presença de grãos muito grossos e muito finos. Tais características corroboram a curtose muito leptocúrtica, típica de áreas de transporte.

O histograma deixa claro o mal selecionamento e a presença de uma população de areia muito bem definida e outra residual de lama. A ausência de carbonato sugere a origem terrígena do material, apoiada na presença de minerais terrígenos como feldspato (6%) e outros (11%) destoando das amostras da fácies adjacente (Figura 50)

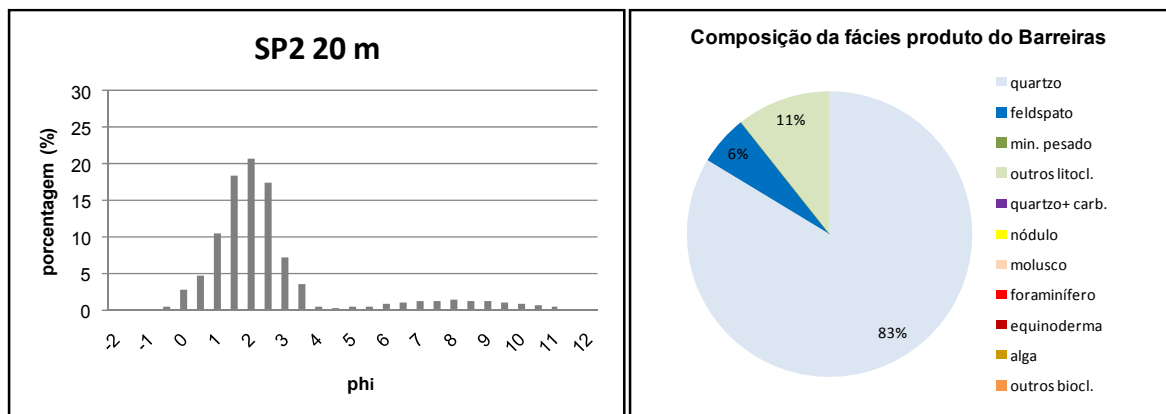


Figura 50. Histograma da amostra SP2-20 ilustrando o mal selecionamento do sedimento com uma população arenosa bem definida e uma de lama residual. Gráfico de percentis da composição da fácies produto dos depósitos da Formação Barreiras.

No estado do ES os sedimentos do Terciário são de caráter argiloso, argilo-arenoso ou arenoso, sendo os últimos, em geral, de idade mais recente (Quaternário) e geralmente não são consolidados (Melo *et al.*, 2002). De acordo com a revisão bibliográfica levantada pelos autores, as frações mais grossas do sedimento do Barreiras é constituída basicamente de quartzo e traços de turmalina, rutilo, zircão, ilmenita, biotita e muscovita. Na fração argila, foi encontrado por Melo *et al.* (2002) o predomínio da caulinita, devido à abundância de feldspatos nas rochas de granito e gnaiss que deram origem aos sedimentos do Barreiras e ao clima tropical, sendo a presença de óxidos de Fe limitada pelos baixos teores de Fe do material de origem.

A presença de areias médias a grossas juntamente com argilas, com grãos angulosos a sub-angulosos, mal selecionados, compostas por quartzo e feldspato, frequentemente de cor cinza esbranquiçada, possuindo geralmente matriz caulínica são características encontradas nos sedimentos de algumas fácies do Barreiras (Moares, 2001 e Tamara, 1995). Esta fácies foi encontrada por Moares (2001) na região de Búzios/RJ e foi interpretada como sendo produto de fluxos gravitacionais de sedimentos associados a regime de fluxo superior, devido à intensa decantação de areia em suspensão (típica de

corrente de turbidez). Ainda segundo o autor, o registro de porcentagens relativamente elevadas de argila em fácies reconhecidamente interpretadas como arenosas, é um forte indício de que estes depósitos sofreram alteração de seus grãos (caulinização de grãos de feldspatos) ou a iluviação de argilas autigênicas associado à lixiviação devido ao intemperismo. A transformação de feldspato em caulinita é uma reação comum nos processos de intemperismo químico por hidratação e dissolução em rochas como granitos (Bernardes, 2005; Sunamura, 1992). Segundo Melo *et al.* (2002), nos sedimentos do Barrerias em Aracruz, os teores de caulinita na fração argila aumentam em profundidade, favorecida pelas condições úmidas e remoção dos óxidos de Fe.

Desta forma, a amostra SP2-20 pode ser interpretada como sendo pertencente aos depósitos da Formação Barreiras que circundam a bacia de sedimentação e/ou produto da erosão dos mesmos.

Segundo Sunamura (1992), costas rochosas macias e recortadas também evoluem na forma de falésias com as subidas do nível do mar, no entanto, o perfil recua através de movimentos de massa como escorregamento, sem blocos e superfícies limites definidas. A morfologia desse tipo de costa é uma plataforma bem desenvolvida e suave (Tipo A), (Figura 52- I) comuns em embaiamentos compostos por material menos resistente. Em águas fechadas, o perfil morfológico deste tipo de costa é côncavo e mostra a presença de várias formas de plataforma (Figura 52- II), reflexo do clima de ondas, da litologia, da disponibilidade de sedimentos clásticos no fundo do mar e da história das variações relativas do nível do mar.

Sendo a Formação Barreiras uma rocha macia e que serve como substrato para a sedimentação Quaternária no embaiamento de Vitória, o grau de complexidade de preservação, erosão e mistura dos depósitos sedimentares durante as transgressões e regressões marinhas é muito maior do que em costas rochosas duras apenas.

A interpretação das fácies reconhecidas nas sondagens será discutida no capítulo final de interpretação paleoambiental, assim como as datações que também serão discutidas e interpretadas em função do paleoambiente no qual elas foram encontradas.

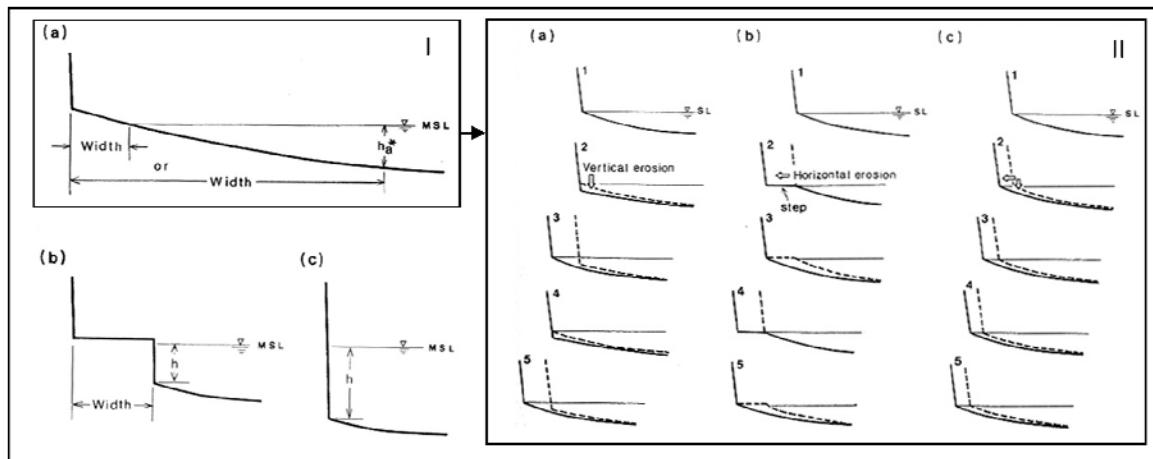


Figura 51. (I) Três principais morfologias de costas rochosas: (a) plataforma Tipo A; (b) plataforma Tipo B; (c) falésia mergulhante. (II) modos de erosão da base das falésias de plataformas Tipo A: (a) modelo antecedente de erosão vertical; (b) modelo antecedente de erosão horizontal. (c) modelo de erosão simultânea (Figura modificada de Sunamura, 1992).

5.3 Grão de quartzo como indicador paleoambiental

5.3.1 Morfoscopia

Nas sondagens realizadas foram observados 16 tipos morfoscópicos de grãos, como mostra a Tabela. Esta tabela sintetiza os resultados da Etapa 1 (análise do grau de arredondamento e aspecto óptico para agrupamento dos grãos). Os 16 tipos de grãos de quartzo encontrados foram agrupados em três grupos de acordo com o arredondamento (grupos *I*: sem abrasão, *II*: com angularidade e *III*: com arredondamento) e em quatro grupos conforme o aspecto óptico (grupos *S*: sujo, *F*: fosco, *Bn*: brilho natural e *Bt*: brilhante), (Figura 52). Considerando todos os tipos de grãos, sem distinção de grau de arredondamento e aspecto óptico, foram definidos percentis de grãos maduros e imaturos (*Md*: maduros e *Im*: imaturos) de cada amostra.



Figura 52. Exemplificação dos tipos de grãos utilizados para os agrupamentos. Todos os grãos apresentam diâmetro de 0,5 mm (1 phi). (Fotos: arquivo pessoal)

Dentre os grãos de quartzo analisados nas sondagens na Etapa 1 predominaram os sub-arredondados a sub-angulosos foscos (45%), seguido dos sub-angulosos a sub-arredondados sujos (21%). Com base apenas no arredondamento, o grupo dos grãos com angularidade predominou (51%) em relação aos grãos com arredondamento (41%) e sem abrasão (8%), resultando em 56% de grãos imaturos e 44% de grãos maduros

(Tabela 11). Os valores apresentados neste capítulo são valores percentuais médios arredondados.

SP1: os grãos de quartzo do topo do furo SP1 (SP1-1 a 9) são predominantemente sujos sub-angulosos a sub-arredondados (82%). Na metade inferior do furo (SP1-10 a 17) predominam os grãos sub-angulosos a angulosos com brilho natural (78%) e entre 18 a 20, os foscos (74%).

SP2: os grãos de quartzo ao longo de todo o furo SP2 são quase exclusivamente foscos (96%) e predominantemente sub-angulosos a angulosos (88%). As amostras deste furo apresentaram elevado percentual de grãos imaturos (90%).

SP3: os grãos de quartzo ao longo de todo o furo SP3 são também quase exclusivamente foscos (95%), porém mais maduros, sendo maioria sub-arredondados a sub-angulosos (93%). O percentual de grãos maduros é consideravelmente mais representativo (69%) que os grãos imaturos (32%).

SP4: as amostras do furo SP4 apresentam cerca de 61% de grãos de quartzo maduros e com significativo percentual de grãos brilhantes (39%). As amostras do topo (SP4-1 a 9) são maioria sujas (62%), seguidas de brilhante (36%), e as amostras da base (SP4-10 a 18) são foscas (46%) e brilhantes (43%). As amostras SP4-19 e 20 não apresentaram número suficiente de grãos de quartzo.

Após a definição dos grupos de grãos na Etapa 1 estabeleu-se correlações entre eles na Etapa 2: a) correlação entre grãos com maturidade oposta; b) correlação entre grãos com arredondamento e com angularidade; c) correlação entre grãos sujos e grau de maturidade e teores de lama/areia; d) correlação entre grãos foscos e teores de lama/areia; e) correlação entre grãos com brilho natural e grau de maturidade; f) correlação entre grãos brilhantes e grau de maturidade.

As correlações estabelecidas entre os grupos (Etapa 2) deixaram claro a tendência de maturidade dos grãos de quartzo dentro da bacia de sedimentação, assim como, seus aspectos ópticos associados.

Tabela 11. Resultado da Etapa 1: tipos de grãos identificados e os grupos com base no grau de arredondamento, aspecto óptico e maturidade. Legenda: A- anguloso, SA-sub-anguloso, SR-sub-arredondado, R- arredondado, BN- brilho natural, F- fosco, B- brilhante, S- sujo. Ex: AB- grão anguloso brilhante).

Amostra	Tipos de grãos (%)												Grupos de grãos (%)							Maturidade (%)						
	Brilho Natural				Fosco				Brilhante				Arredondamento			Aspecto óptico				Md	Im					
	ABN	SABN	SRBN	RBN	AF	SAF	SRF	RF	AB	SAB	SRB	RB	AS	SAS	SRS	RS	I Sem abrasão	II Com angularidade	III Com arredondamento			S Sujo	F Fosco	Brilho		
																				Natural	Brilhante					
SP1- 1	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	39	57	0	1	41	58	96	0	3	1	58	42	
SP1- 2	5	3	0	0	0	1	2	0	0	0	3	0	9	46	27	0	13	64	32	83	3	8	3	33	67	
SP1- 3	4	7	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	2	48	35	0	6	61	37	86	0	11	2	38	62	
SP1- 4	5	5	0	0	0	3	0	0	0	2	4	0	8	53	18	1	12	75	22	79	3	10	6	23	77	
SP1- 5	2	3	0	0	0	0	0	0	0	4	3	0	11	52	25	1	12	72	28	89	0	5	7	28	72	
SP1- 6	1	4	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	1	38	51	0	2	44	54	90	0	5	3	55	45	
SP1- 7	2	6	0	0	0	0	0	0	0	1	4	0	6	54	28	0	8	68	31	88	0	8	4	32	68	
SP1- 8	3	4	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	4	75	10	0	7	86	13	89	0	8	3	13	87	
SP1- 9	2	7	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	71	14	1	3	80	16	87	0	9	1	17	83	
SP1- 10	14	55	0	0	0	0	0	0	1	11	7	0	0	8	2	0	13	88	9	10	0	69	19	9	91	
SP1- 11	14	55	0	0	0	0	1	0	0	13	10	1	0	5	1	0	12	86	12	6	1	69	23	12	88	
SP1- 12	17	55	0	0	0	2	0	0	1	13	11	0	0	0	0	0	15	86	12	0	2	72	25	12	88	
SP1- 13	14	53	0	0	0	3	0	0	0	22	6	0	0	1	0	0	12	91	6	1	4	66	28	7	93	
SP1- 14	25	49	0	0	0	1	1	0	1	12	8	0	0	0	0	0	21	87	10	0	3	74	21	10	90	
SP1- 15	36	59	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	2	0	0	27	96	3	2	0	95	3	3	97	
SP1- 16	37	56	0	0	0	1	0	0	0	2	2	0	0	1	0	0	27	97	2	2	1	94	4	2	98	
SP1- 17	29	53	0	0	0	2	0	0	0	0	1	0	3	8	1	0	24	95	2	12	3	82	1	2	98	
SP1- 18	7	13	0	0	15	43	2	0	0	0	0	0	2	19	0	0	19	97	2	21	59	20	0	2	98	
SP1- 19	0	0	0	0	33	59	0	0	0	0	0	0	3	5	0	0	26	99	0	8	92	0	0	0	100	
SP1- 20	1	3	0	0	31	43	0	0	0	0	0	0	9	11	0	0	29	98	1	21	75	5	0	1	99	
SP2- 1	0	0	0	0	29	58	8	0	0	1	0	0	0	0	0	0	23	87	8	0	95	0	1	8	92	
SP2- 2	0	0	0	0	26	66	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	21	91	6	0	99	0	0	6	94	
SP2- 4																										
SP2- 5																										
SP2- 6																										
SP2- 7																										
SP2- 9																										
SP2- 10																										
SP2- 11																										
SP2- 12																										
SP2- 13	0	0	0	0	9	56	34	1	0	0	0	0	0	0	0	8	64	35	0	100	0	0	0	35	65	
SP2- 14	0	0	0	0	20	59	21	0	0	0	0	0	0	0	0	17	79	20	0	100	0	0	0	21	79	
SP2- 15	0	0	0	0	11	56	18	1	9	3	2	0	0	0	0	10	78	21	0	87	0	13	0	22	78	
SP2- 16	3	7	0	0	36	54	0	0	0	0	0	0	0	0	0	28	99	0	0	90	10	0	0	0	100	
SP2- 17	2	0	0	0	62	33	0	0	0	0	0	0	0	0	0	40	97	0	0	95	2	0	0	0	100	
SP2- 18	0	0	0	0	42	52	6	0	0	0	0	0	0	0	0	29	93	6	0	100	0	0	0	6	94	
SP2- 19	0	0	0	0	58	37	2	0	0	0	0	0	2	1	0	0	37	97	2	3	97	0	0	2	98	

Amostra	Tipos de grãos (%)													Grupos de grãos (%)								Maturidade (%)			
	Brilho Natural				Fosco				Brilhante				Sujo				Arredondamento			Aspecto óptico				Md	Im
	ABN	SABN	SRBN	RBN	AF	SAF	SRF	RF	AB	SAB	SRB	RB	AS	SAS	SRS	RS	Sem abrasão	Com angularidade	Com arredondamento	S	F	Bn	Bt	Maduros	Imaturos
																				Sujo	Fosco	Brilho Natural	Brilhante		
SP2-20	0	0	0	0	68	32	1	0	0	0	0	0	0	0	0	40	98	1	0	100	0	0	1	99	
SP3-1	0	0	0	0	0	15	63	2	0	8	12	0	0	0	0	0	22	77	0	80	0	20	77	23	
SP3-2	0	0	0	0	1	30	54	1	0	4	10	0	0	0	0	1	34	65	0	86	0	14	65	35	
SP3-3	0	0	0	0	2	32	53	1	0	5	6	0	0	0	0	2	39	60	0	89	0	11	61	39	
SP3-4	1	0	0	0	1	44	41	2	0	4	6	0	0	0	0	2	50	49	0	89	1	10	49	51	
SP3-5	0	0	0	0	0	46	47	0	0	0	7	0	0	0	0	0	46	53	0	93	0	7	54	46	
SP3-6	0	0	0	0	0	24	75	2	0	0	0	0	0	0	0	0	23	76	0	100	0	0	76	24	
SP3-7	0	0	0	0	0	15	65	0	0	6	14	0	0	0	0	0	21	78	0	80	0	20	79	21	
SP3-8	0	0	0	0	3	35	61	2	0	0	0	0	0	0	0	3	37	62	0	100	0	0	62	38	
SP3-9	0	0	0	0	0	17	83	0	0	0	0	0	0	0	0	0	17	82	0	100	0	0	83	17	
SP3-10	0	0	0	0	5	24	71	0	0	0	0	0	0	0	0	4	29	70	0	100	0	0	71	29	
SP3-11	0	0	0	0	0	30	66	3	0	0	0	0	0	0	0	0	30	69	0	100	0	0	70	30	
SP3-12	0	0	0	0	3	17	81	0	0	0	0	0	0	0	0	3	19	80	0	100	0	0	81	19	
SP3-13	0	0	0	0	4	36	58	1	0	0	0	0	0	0	0	4	40	59	0	100	0	0	59	41	
SP3-14	0	0	0	0	1	33	66	0	0	0	0	0	0	0	0	1	34	65	0	100	0	0	66	34	
SP3-15	0	0	0	0	0	35	65	0	0	0	0	0	0	0	0	0	35	64	0	100	0	0	65	35	
SP3-16	0	0	0	0	0	29	71	0	0	0	0	0	0	0	0	0	28	70	0	100	0	0	71	29	
SP3-17	0	0	0	0	0	26	74	0	0	0	0	0	0	0	0	0	26	73	0	100	0	0	74	26	
SP3-18	0	0	0	0	0	23	62	0	0	5	10	0	0	0	0	0	28	71	0	85	0	15	72	28	
SP3-19	0	0	0	0	0	35	65	0	0	0	0	0	0	0	0	0	35	64	0	100	0	0	65	35	
SP3-20	0	0	0	0	0	30	65	5	0	0	0	0	0	0	0	0	30	69	0	100	0	0	70	30	
SP4- 1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	7	11	3	4	30	42	2	3	41	57	78	0	0	21	58	42
SP4-2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	15	5	1	27	42	0	1	34	62	71	0	0	26	65	35
SP4-3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	10	1	0	39	43	0	0	42	53	82	0	0	15	56	44
SP4-4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8	16	1	0	34	40	0	0	42	56	74	0	0	25	57	43
SP4-5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	19	19	0	0	28	33	0	0	46	51	61	0	0	38	53	47
SP4-6	0	0	0	0	0	0	0	1	0	21	19	0	0	19	39	0	0	39	58	57	1	0	40	60	40
SP4-7	1	0	0	0	0	0	0	0	0	9	20	4	0	19	39	7	1	29	69	64	0	1	33	71	29
SP4-8	0	0	0	0	0	3	0	0	0	21	36	2	0	17	20	2	0	40	59	38	3	0	59	60	40
SP4-9	0	0	0	0	0	1	0	0	0	23	38	2	0	8	28	0	0	32	67	36	2	0	63	68	32
SP4-10	0	0	0	0	4	37	40	3	0	0	16	0	0	0	0	0	4	41	58	0	84	0	16	59	41
SP4-11	1	0	0	0	4	31	41	3	0	4	16	0	0	0	0	0	5	39	60	0	78	1	20	61	39
SP4-12	0	0	0	0	1	38	41	0	0	8	9	0	0	0	0	0	1	47	50	0	80	0	17	52	48
SP4-13	0	0	0	0	0	3	0	1	1	18	34	2	0	14	26	0	0	35	62	40	4	0	55	64	36
SP4-14	0	0	0	0	0	3	0	1	0	15	53	3	0	8	15	0	0	25	71	23	3	0	71	74	26
SP4-15	0	0	0	0	0	12	15	2	0	4	47	6	0	1	11	0	0	17	80	12	29	0	58	82	18
SP4-16	0	0	0	0	0	20	7	0	0	0	65	2	0	0	5	0	0	19	78	5	27	0	67	80	20
SP4-17	0	0	0	0	0	28	16	2	0	1	48	1	0	0	2	0	0	28	69	2	46	0	50	71	29
SP4-18	0	0	0	0	0	25	37	0	0	0	36	0	0	0	2	0	0	25	74	2	62	0	36	75	25
SP4-19																									
SP4-20																									
%	3	7	0	0	7	21	24	1	0	4	10	1	1	12	10	0	8	51	41	22	52	11	14	44	56

A relação entre os grãos de quartzo com maturidades opostas, ou seja, grãos sem abrasão (*grupo I*) e os grãos com arredondamento (sub-arredondados + arredondados), (*grupo III*) mostrou dois padrões de grãos de quartzo bem distintos (*a* e *b*), (Figura 53).

O *padrão a* é formado quase exclusivamente pelas amostras do SP1 e SP2 e o *padrão b*, predominantemente pelas amostras do SP3 e SP4. O percentual de grãos com arredondamento no *grupo a* não ultrapassou 39% ao passo que o percentual de grãos de quartzo sem abrasão (“*fresh*” e “*in situ weathered*”) obteve valores elevados de até 40%. O *padrão a* define grãos de quartzo com tendência de menor abrasão e conseqüentemente, com menor arredondamento. O *padrão b* é composto por grãos mais arredondados, com teores entre 49 a 82% e percentuais muito baixos de grãos sem abrasão (<5%). Portanto, o *padrão b* marca uma tendência de maturidade (Figura 53).

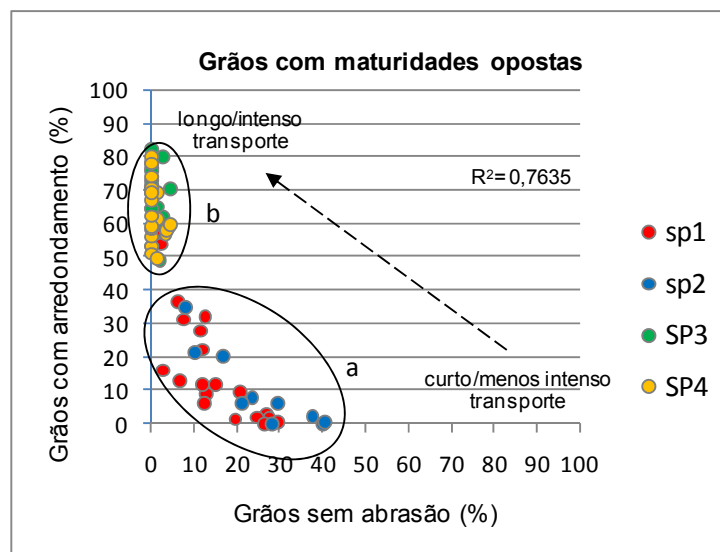


Figura 53. Relação dos grãos com maturidades opostas: grãos sem abrasão e grãos com arredondamento (sub-arredondado + arredondado) analisados nas sondagens (SP1, SP2, SP3 e SP4).

O gráfico acima deixa claro que as amostras do SP1 e SP2 (*padrão a*) localizadas mais ao fundo da bacia de sedimentação e mais distante do mar, apresentam grãos de quartzo imaturos indicando menor transporte e/ou transporte pouco intenso. Enquanto os grãos do *padrão b* apresentam grau de maturidade mais alto indicando que foram submetidos a um longo ou intenso transporte.

A relação entre os grãos de quartzo com arredondamento e com angularidade possibilitou a visualização da distribuição espacial das amostras quanto ao grau de maturidade dos

grãos de acordo com a localização dos furos. Nota-se uma correlação muito boa entre os indicadores ($R^2= 0.9985$) com uma linha de tendência bem definida, separando nitidamente as amostras mais distantes do mar e com menor grau de maturidade (*padrão c*) das amostras mais próximas do mar e com maior grau de maturidade (*padrão d*). O *padrão c*, formado pela quase totalidade das amostras dos furos SP1 e SP2, é composto por mais de 61% de grãos angulosos e sub-angulosos e menos de 37% de grãos com arredondamento. O *padrão d* é composto por sedimentos do SP3, SP4 e as amostras 1a 6 do furo SP1. Este *padrão* é caracterizado por grãos mais trabalhados, com percentuais elevados de grãos sub-arredondados e arredondados (entre 49% e 82%) e menor presença de grãos angulosos (17% a 50%) na composição do material quartzoso das amostras. (Figura 54). Enfim, o gráfico mostra uma tendência de maturidade do grão em direção à praia.

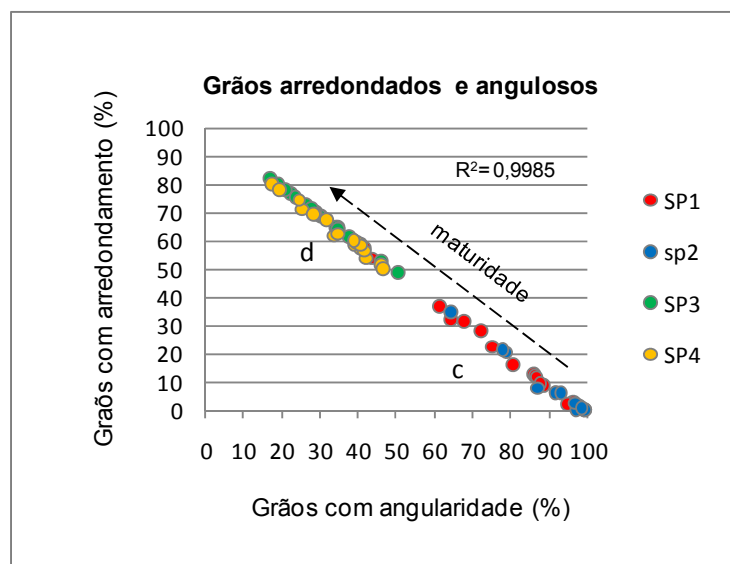


Figura 54. Relação dos grãos arredondados (sub-arredondado + arredondado) e angulosos (angulosos + sub-angulosos) analisados nas sondagens (SP1, SP2, SP3 e SP4).

A relação entre os grãos *sujos* e os grãos *imaturos/maturosa* princípio não mostrou nenhuma correlação entre o grau de maturidade e a sujeira (Figura 55). Mas a correlação mostrou-se bastante satisfatória com as amostras arenosas (97% de areia), sendo composta em média por 75% de grãos sujos (Figura 56). O aspecto sujo dos grãos de quartzo prevaleceu nas amostras arenosas do SP1-1 a 9, SP4-1 a 9 e SP4-13 e 14.

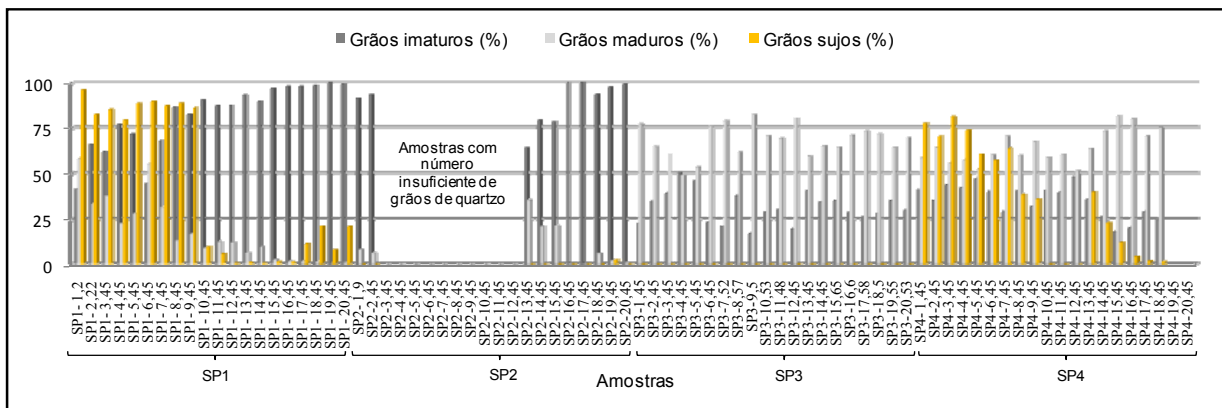


Figura 55. Relação entre os grãos de quartzo sujos e os grãos imaturos e maduros das sondagens.

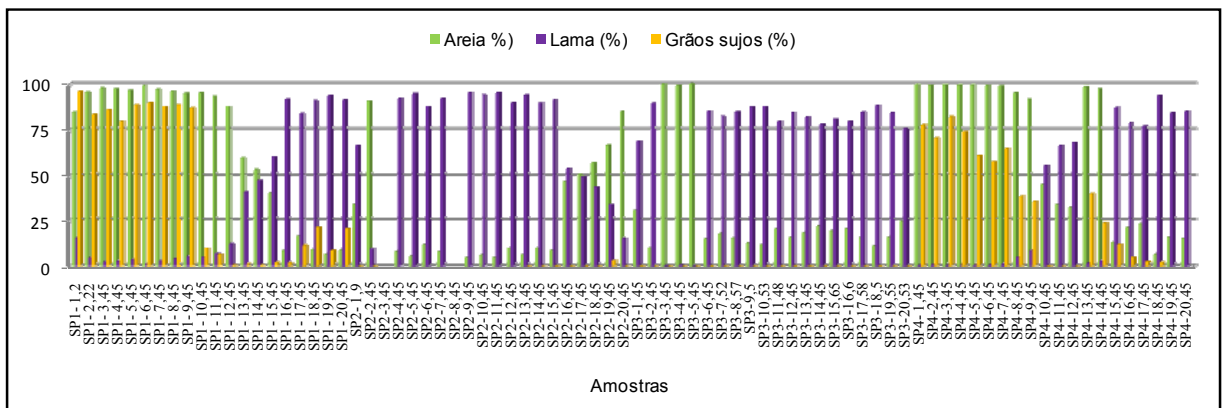


Figura 56. Relação entre os grãos de quartzo sujos e os percentuais de areia e lama nos sedimentos das sondagens.

Relação muito clara foi estabelecida entre os *grãos de quartzo fosc* e os *sedimentos lamosos* (Figura 57). O percentual elevado de grãos fosc, entre 46% e 100%, está diretamente associado aos sedimentos com teores de lama em torno de 78%. Isto pode sugerir que as condições de baixa energia do ambiente de deposição proporcionam condições químicas de alteração do grão, independente da maturidade dos mesmos.

As amostras com domínio de grãos fosc apresentam, secundariamente, grãos brilhantes, mesmo que em percentuais bem pequenos (média de 3%, podendo variar de 0 a 20%). Tal parâmetro indica a contribuição de grãos com maturidade típica de grãos de praia na composição dos sedimentos lamosos compostos significativamente também por grãos imaturos.

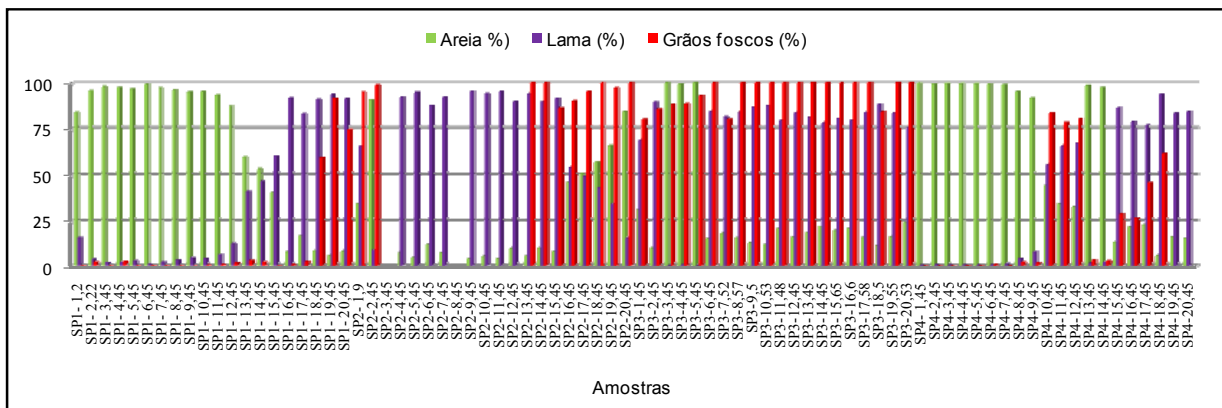


Figura 57. Relação entre os grãos de quartzo foscas e os percentuais de areia e lama nos sedimentos das sondagens.

A relação entre os grãos de quartzo com brilho natural e os grãos imaturos/maturos mostrou que os grãos de superfície mais fresca, com menos efeito de transporte e abrasão, se concentram nas amostras de grãos imaturos, localizadas no furo SP1, principalmente nas amostras situadas na metade inferior do furo, com percentual que varia entre 66% a 94% (Figura 58).

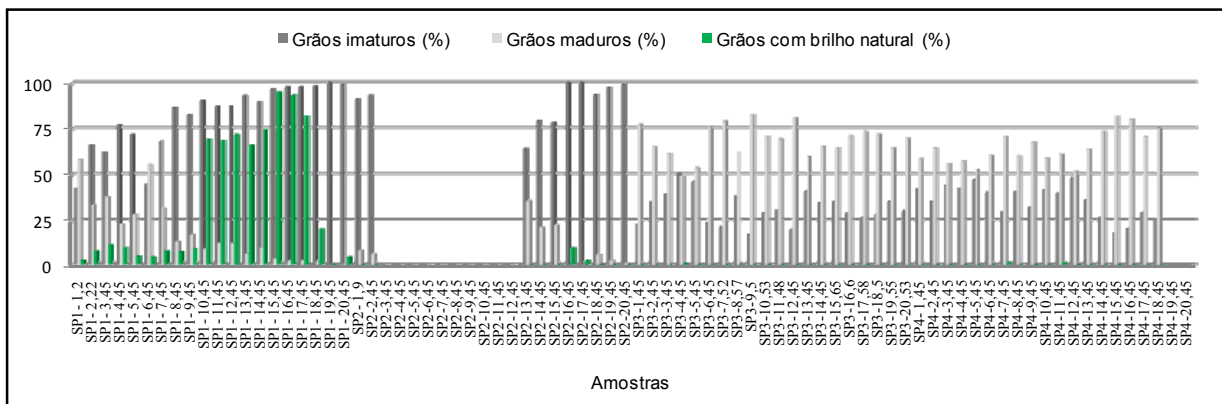


Figura 58. Relação entre os grãos de quartzo com brilho natural e os percentuais de grãos maduros e imaturos nos sedimentos das sondagens.

O aspecto brilhante dos grãos de quartzo prevalece nas amostras junto à praia (SP4), com percentual variando entre 15% a 71%. Os grãos mais polidos, mecanicamente mais trabalhados apresentam, conseqüentemente, boa correlação com os grãos maduros, como já era esperado para os grãos típicos de praia. Já o percentual de grãos brilhantes nos outros furos, pode indicar retrabalhamento dos grãos confinados na bacia de

sedimentação e/ou alcance dos grãos de quartzo sob o domínio de processos marinhos dentro da bacia (Figura 59).

As amostras que se destacam pela concentração de grãos brilhantes (39%) apresentam, secundariamente predominância de grãos sujos (36%) e foscos, (23%), (Tabela 11).

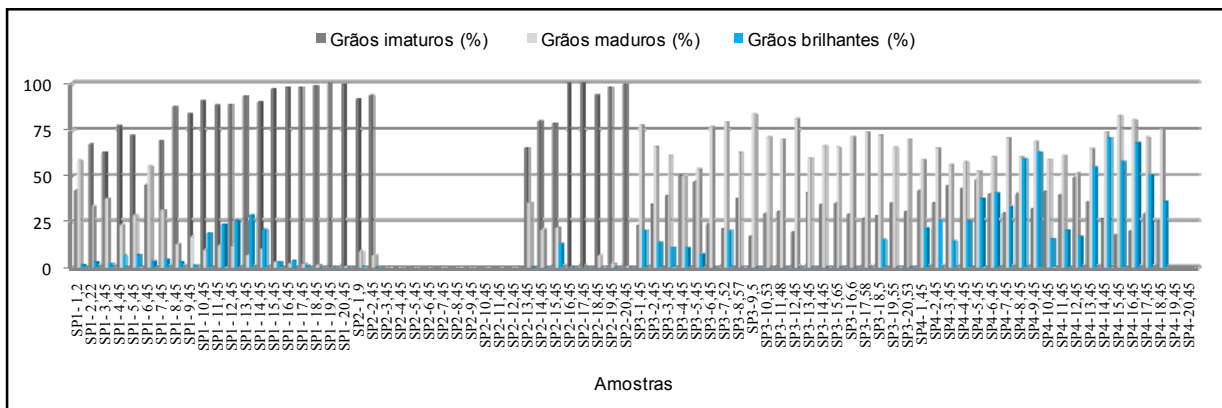


Figura 59. Relação entre os grãos de quartzo brilhantes e os percentuais de grãos maduros e imaturos nos sedimentos das sondagens.

5.3.2 Análise de Agrupamento (Cluster Analysis) - morfoscopia

A análise de agrupamento faz parte da Etapa 3 da análise morfoscópica, a fim de esclarecer algumas correlações entre as variáveis utilizadas. São elas: percentual de grãos angulosos, sub-angulosos, sub-arredondados, arredondados, com brilho natural, foscos, brilhantes e sujos; teor de lama e areia na amostra; e posição da amostra em relação ao mar atual: distância da costa e altitude.

O agrupamento dos pontos amostrais de acordo com suas semelhanças relacionadas ao grau de arredondamento e aspecto óptico levou à formação de três grandes grupos (i, ii e iii), subdividido em 6 grupos, com ponto de corte no eixo x em 70. Os grupos tiveram boa correlação com as análises realizadas anteriormente nas Etapas 1 e 2 e clara conexão entre as variáveis. Por isto definiu-se esta linha de corte suficiente para descrever o detalhamento morfoscópico presente em cada grupo (Figura 60).

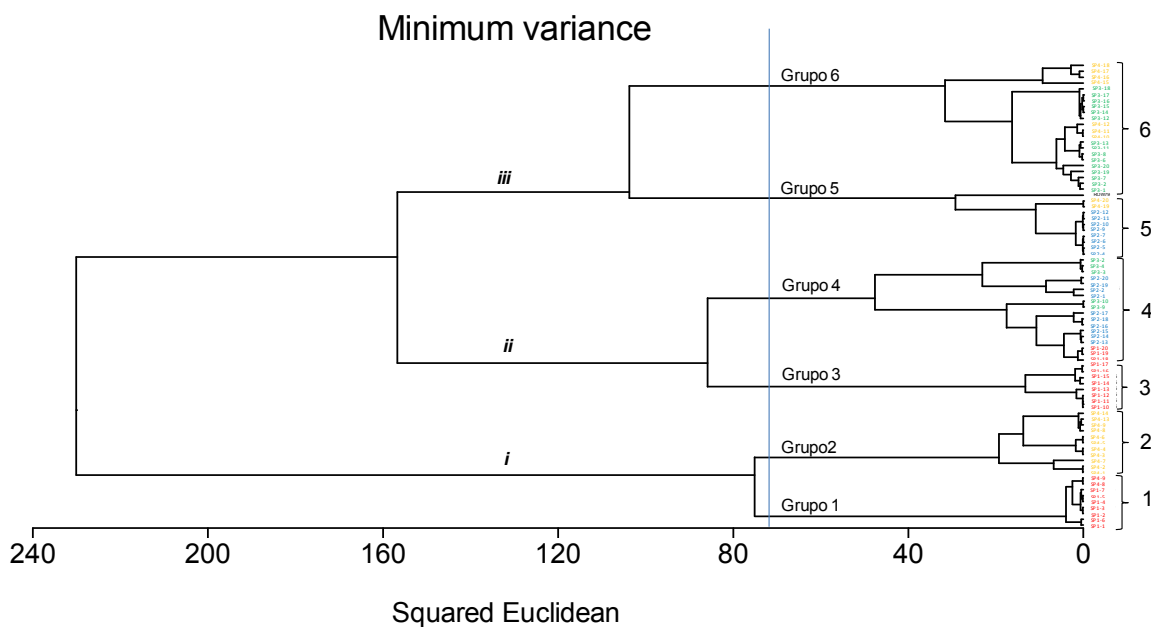


Figura 60. Dendrograma representativo do agrupamento das amostras de subsuperfície obtidos a partir do coeficiente de associação distância euclidiana e método de agrupamento de Ward (variância mínima) com base no grau de arredondamento e aspecto óptico dos grãos de quartzo.

Na Análise de Componentes Principais (PCA) obteve-se quatro eixos que explicam 76,65% da distribuição da nuvem de pontos (Tabela 12). Na

Tabela 13 é possível visualizar a importância das variáveis utilizadas para definição dos grupos em cada autovetor. As variáveis possuem maior ou menor correlação e o sinal indica se a correlação é positiva ou negativa.

Tabela 12. Contribuição dos eixos na Análise de Componentes Principais para o grau de arredondamento e aspecto óptico dos grãos de quartzo das amostras das sondagens.

Vetores	Eixo 1	Eixo 2	Eixo 3	Eixo 4
Autovetores	3,743	3,167	1,426	1,216
Porcentagem	30,033	25,41	11,447	9,759
Porcentagem Acum.	30,033	55,443	66,89	76,648

Tabela 13. Peso das variáveis em cada um dos quatro componentes principais (eixos) extraídos da matriz de correlação das variáveis relacionadas à morfoscopia. As variáveis mais importantes são aquelas com maiores pesos. As cores em azul e vermelho destacam as correlações positiva e negativa, respectivamente.

Variáveis	Eixo 1	Eixo 2	Eixo 3	Eixo 4
Areia (%)	-0,433	0,261	0,117	-0,094
Lama (%)	0,404	-0,232	0,041	0,12
Anguloso (%)	0,172	0,333	0,396	-0,019
Sub-anguloso (%)	-0,04	0,372	0,483	-0,009
Sub-arredondado (%)	-0,268	-0,358	0,283	-0,032
Arredondado (%)	-0,302	-0,213	0,233	0,256
Brilho natural (%)	0,059	0,36	0,142	0,554
Fosco (%)	0,216	-0,189	0,611	-0,409
Brilhante (%)	-0,321	-0,192	0,188	0,497
Sujo (%)	-0,391	0,219	-0,129	-0,156
Dist. mar (m)	0,194	0,44	-0,104	0,008
Altitude (m)	-0,333	0,111	-0,064	-0,405

Os dois primeiros eixos fatoriais (eixo 1 e 2) normalmente sintetizam a maior parte da variabilidade dos dados, permitindo reconhecer entre as variáveis analisadas aquelas que melhor explicam a diferenciação dos grupos. A relação entre os eixos 1 e 2 explica 55,44% da variância das amostras e os demais eixos revelam correlações secundárias entre as variáveis e podem ser importantes para reforçar algumas correlações ou explicar desvios na tendência geral de distribuição dos casos (Figura 61).

Eixo 1: corresponde a 30% da variabilidade e expressa a importante participação da porcentagem de lama e, secundariamente, dos grãos foscos, da posição da amostra em relação ao mar e dos grãos angulosos. Em oposição projetam-se negativamente no eixo 1 a variável porcentagem de areia, grãos sujos, altitude, grãos brilhantes, arredondados e sub-arredondados. O eixo 1 sintetiza a relação dos grãos angulosos foscos nas amostras lamosas localizados mais distantes do mar. Em contrapartida, sintetiza também a relação dos grãos maduros sujos ou brilhantes localizados nas amostras arenosas na parte superior do furo (Figura 61).

Eixo 2: corresponde a 25,4% da variabilidade e expressa a importante participação do posicionamento horizontal da amostra em relação à costa atual e, secundariamente, a porcentagem de grãos sub-angulosos, brilho natural, angulosos, teor de areia, grãos sujos e altitude. Em oposição projeta-se negativamente no eixo 2 a variável porcentagem de

grãos sub-arredondados, lama, arredondados, grãos brilhantes e foscos. O eixo 2 sintetiza a relação das amostras arenosas compostas por grãos imaturos com brilho natural ou sujos e sua localização no interior da planície em oposição aos grãos mais maduros, de aspecto sujo ou brilhante, presentes nos sedimentos lamosos juntos à praia (Figura 61).

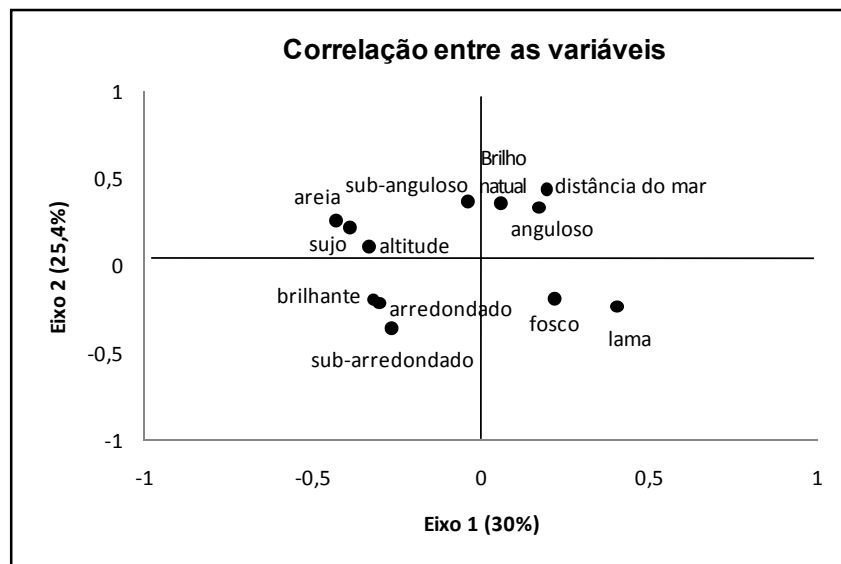


Figura 61. Representação gráfica das coordenadas das variáveis morfológicas e suas correlações com os eixos 1 e 2.

Eixo 3: corresponde a 11,4% da variabilidade e expressa maior participação dos grãos foscos, seguidos pelos grãos sub-angulos, angulosos, sub-arredondados, arredondados, brilhantes e com brilho natural e teor de areia. Em oposição projeta-se negativamente no eixo 3 os grãos sujos e a distância relativa ao mar. O eixo 3 explica a presença de grãos foscos em todos os níveis de arredondamento e em conjunto, porém em menores concentrações, com os grãos com brilho natural ou brilhantes, excluindo os grãos sujos de sua composição (Figura 62).

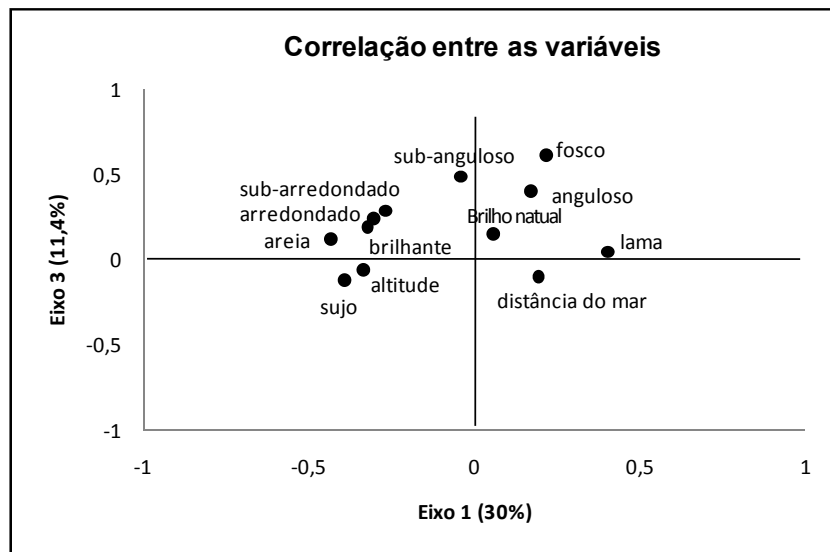


Figura 62. Representação gráfica das coordenadas das variáveis morfoscópias e suas correlações com os eixos 1 e 3.

Eixo 4: corresponde apenas 9,7% da variabilidade e expressa maior participação dos grãos com brilho natural e secundariamente, dos brilhantes, arredondados e teor de lama. Em oposição projeta-se negativamente no eixo 4 os grãos foscos, altitude e sujos. O eixo 4 não explica muita coisa, mas realça a presença de grãos com características evolutivas opostas (arredondado/brilhante x brilho natural) nas amostras lamosas, indicando mistura de duas ou mais fontes (Figura 63).

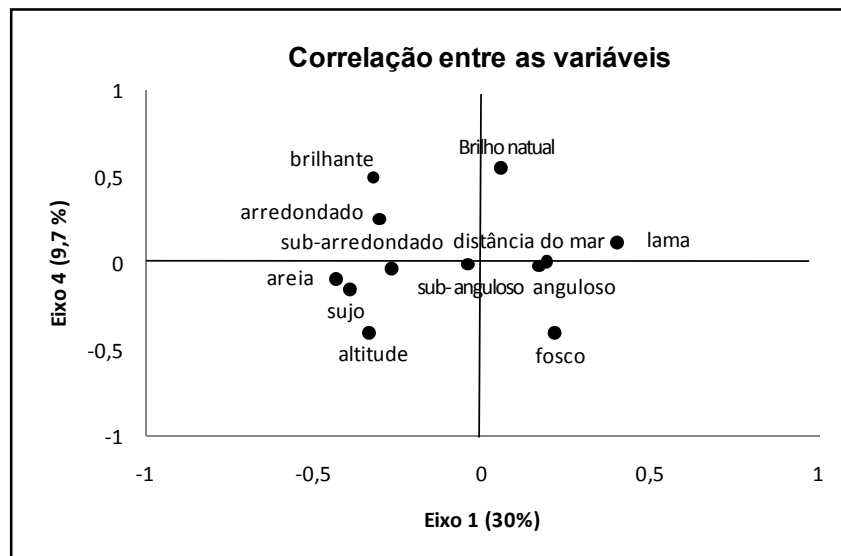


Figura 63. Representação gráfica das coordenadas das variáveis morfoscópias e suas correlações com os eixos 1 e 4.

Os três grandes grupos se diferem com base nos teores de areia e lama: i – grupo arenoso; ii- grupo areno-lamoso; iii- grupo lamoso. Os seis grupos identificados com base na integração das variáveis (Tabela 14) realizadas pela análise de agrupamento distribuem-se da seguinte forma (Figura 64).

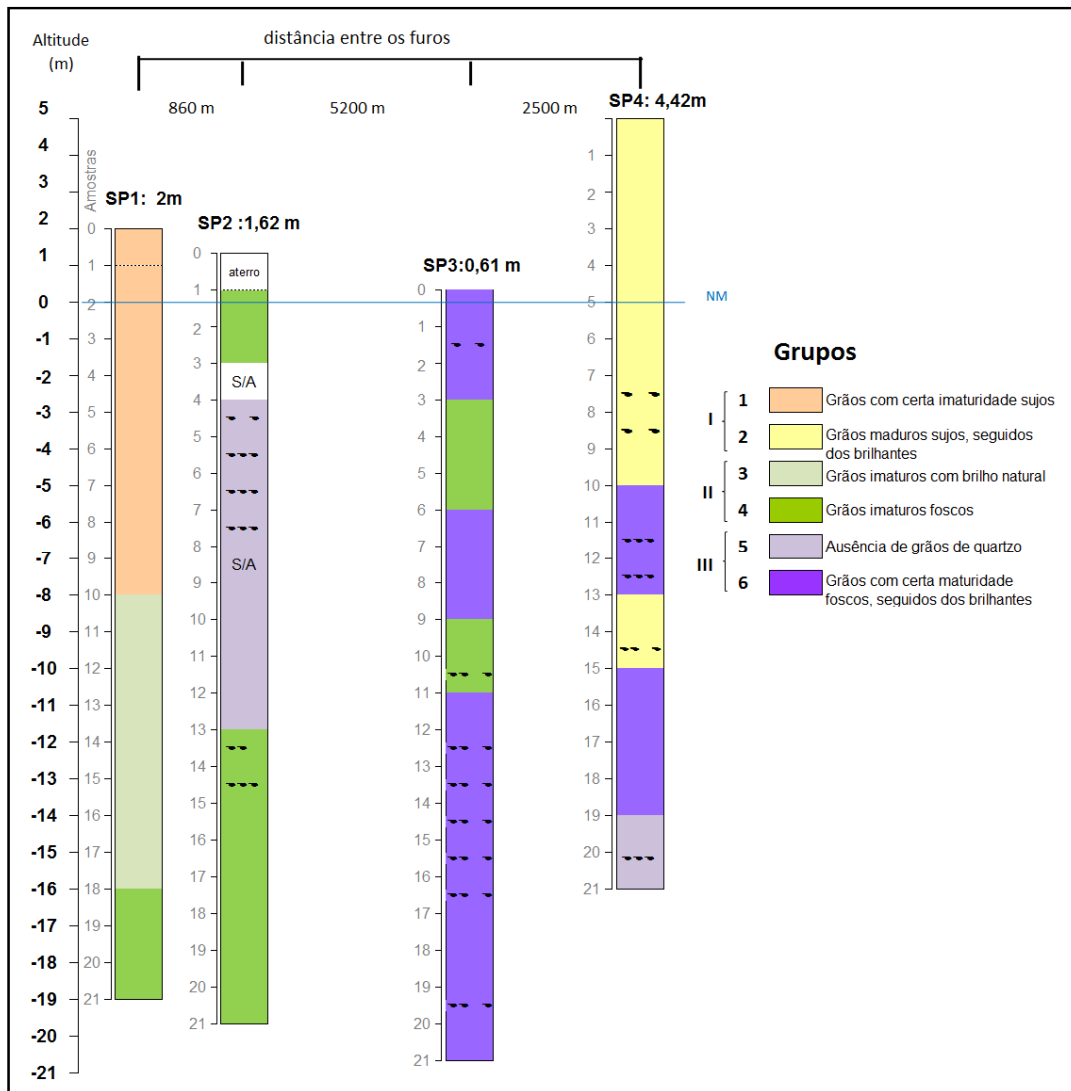


Figura 64. Espacialização dos grupos com base na integração das variáveis grsu de arredondamento e aspecto óptico realizada pela análise de agrupamento com as amostras das sondagens.

O **Grupo 1** se destaca por apresentar cerca de 88% de grãos sujos das classes sub-anguloso (59%) e sub-arredondado (33%), localizados na metade superior do SP1, a cerca de 8.700 m de distância da linha de costa atual. Secundariamente este grupo é composto

por grãos angulosos (8%) e por grãos com brilho natural (10%). Este grupo foi denominado de *grãos com certa imaturidade sujos*.

O **Grupo 2** se destaca por apresentar também grãos sujos (58%), porém mais maduros, sendo composto por cerca de 59% de grãos sub-arredondados e 37% de sub-angulosos localizados no furo SP4. Quando não são sujos predominam secundariamente os grãos brilhantes (41%). O grupo 1 apresenta o maior grau de maturidade dentro da amostragem. Este grupo foi denominado de *grãos maduros sujos, seguido dos brilhantes*.

O **Grupo 3** é caracterizado por grãos de quartzo sub-angulosos (69%) a angulosos (24%), em sua maioria com brilho natural (84%) situados na metade inferior do furo localizado no inteiro da planície (amostras SP1- 8 a 16) a cerca de 8.700 m da costa. Este grupo apresenta menor grau de maturidade e maior proximidade dos depósitos Pré-Quaternários. O grupo 3 pode ser interpretado como grãos de quartzo provenientes de fontes continentais. Este grupo foi denominado de *grãos imaturos com brilho natural*.

O **Grupo 4** é caracterizado por grãos de quartzo sub-angulosos (58%) a angulosos (27%) e secundariamente, por grãos sub-arredondados (16%), em sua quase totalidade composto por grãos foscos (93%), localizados predominantemente na base dos furos SP1 e SP2 e nas amostras do SP3-3 a 5, caracterizados, secundariamente, por grãos brilhantes (entre 7 e 11%). Este grupo apresenta significativo teor de lama (56%) e pode ser interpretado com ambiente de mistura de grãos com maturidades opostas, sob domínio dos grãos imaturos. Este grupo foi denominado de *grãos imaturos foscos*.

O **Grupo 5** se destaca pela quase ausência de grãos de quartzo nas amostras, não sendo possível contar 100 grãos para a análise morfooscópica, devido à elevada concentração de bioclastos. Este grupo é composto por 91% de lama, localizados entre 3 e 12 metros de profundidade do SP2 e nos dois metros finais do SP4. O grupo 5 pode ser interpretado como sendo exclusivamente de proveniência marinha. Este grupo foi denominado de *ausência de grãos de quartzo*.

O **Grupo 6** é caracterizado por grãos de quartzo sub-arredondados (68%) a sub-angulosos (29%) com maior concentração de grãos foscos (84%) e secundariamente de grãos brilhantes (15%). Este grupo pode ser interpretado com ambiente de mistura entre grãos com maturidade e aspecto óptico provenientes principalmente de fontes costeiras,

corroborado pela maior proximidade das amostras em relação à praia atual (entre 2.750 e 304 m). Este grupo foi denominado de *grãos com certa maturidade foscos, seguido dos brilhantes*.

Tabela 14. Valores médios e desvio padrão referentes as 10 variáveis utilizadas para as Análises de Agrupamento e de Componentes Principais (PCA) para a identificação dos grupos com base no grau de arredondamento e aspecto óptico.

Grupos Cluster	Grupo 1		Grupo 2		Grupo 3		Grupo 4		Grupo 5		Grupo 6	
	Média	Desvio padrão	Média	Desvio padrão	Média	Desvio padrão	Média	Desvio padrão	Média	Desvio padrão	Média	Desvio padrão
Areia (%)	95,5	4,3	98,1	2,4	56,7	34,0	44,5	37,4	8,9	4,3	20,4	8,8
Lama (%)	4,5	4,3	1,9	2,4	43,3	34,0	55,5	37,4	91,1	4,3	79,6	8,8
Anguloso (%)	7,7	5,0	0,7	1,3	24,4	10,1	27,0	22,8	0,0	0,0	1,0	1,6
Sub-anguloso (%)	59,3	14,0	37,0	6,7	68,5	7,1	58,1	19,3	0,0	0,0	29,4	7,4
Sub-arredondado (%)	32,6	15,8	58,9	5,3	7,0	4,2	14,6	20,3	0,0	0,0	68,0	8,0
Arredondado (%)	0,4	0,5	3,4	3,1	0,1	0,3	0,3	0,7	0,0	0,0	1,7	2,1
Brilho natural (%)	9,5	3,0	0,1	0,4	84,1	9,1	2,1	5,1	0,0	0,0	0,1	0,2
Fosco (%)	0,6	1,3	1,1	1,5	1,6	1,4	92,6	10,8	0,0	0,0	83,7	22,9
Brilhante (%)	1,5	1,9	41,1	18,9	10,1	8,7	2,4	4,6	0,0	0,0	15,3	20,7
Sujo (%)	88,3	4,2	57,7	20,1	4,2	4,6	2,9	6,9	0,0	0,0	1,0	2,8
Dist. mar (m)	8765,0	0,0	304,0	0,0	8765,0	0,0	6058,7	2732,0	6412,0	3219,2	1749,4	1230,9
Altitude (m)	-3,5	2,7	-4,6	4,2	-12,0	2,4	-10,8	6,8	-10,3	4,9	-11,1	6,3

A setorização dos grupos permite inferir os locais de domínio de grãos imaturos/maduros, aspectos ópticos associados e conseqüentemente, os locais sob domínio das fontes continental, marinha e mista. Grãos imaturos costumam apresentar brilho natural e os grãos maduros costumam ser brilhantes. Já o aspecto sujo e o aspecto fosco independem do grau de maturidade.

As áreas reconhecidas como domínio continental (*Grupos 1 e 3*) estão localizadas na porção mais interior da planície, próximo ao embasamento cristalino. As áreas sob domínio costeiro estão localizadas na porção mais externa da planície, próximo à praia (*Grupo 2 e 6*) e numa área de energia muito baixa, porém com conexão com o mar (*Grupo 5*). O *Grupo 4* apresenta domínio misto, com tendência continental.

5.3.3 Discussão

A morfoscopia óptica é uma ferramenta fundamental na caracterização dos grãos de quartzo e na análise composicional. O grau de arredondamento pode ser usado como indicador auxiliar de interpretação paleoambiental, uma vez que define o alcance das fontes continentais e costeiras na composição sedimentar, sem falar no excelente indicador de maturidade e intensidade do transporte que possibilita sugerir maior ou menor proximidade da área fonte.

O conceito de maturidade pressupõe um sedimento clástico. Em geral distinguem-se dois tipos de maturidade: maturidade mineralógica ou química e maturidade textural ou física. A primeira é avaliada pela razão quartzo/feldspato (>2 = maturidade elevada, $0,5$ a 2 = maturidade média e $<0,5$ = maturidade baixa), pelo fato de ambos minerais serem gerados predominantemente das rochas magmáticas plutônicas, sendo o quartzo muito mais resistente que o feldspato (Mendes, 1984). Segundo Bernanrdes (2005), a proporção de feldspato depende do clima, do relevo da área fonte e de sua concentração na rocha-mãe, e a maturidade textural traduz o estágio de diferenciação em confronto com seu material de proveniência, no tocante ao teor de argila, grau de seleção e arredondamento. A maturidade textural máxima é encontrada nos sedimentos eólicos, seguido dos de praia e barras arenosas. Os sedimentos lagunares não ultrapassam o estágio de imaturidade, seguidos pelos fluviais e de geleiras. Contudo, esta correlação demanda certa cautela.

As rochas cristalinas como granito e gnaiss são as mais comuns no estado do ES, constituindo o embasamento continental. Em ambas as rochas predominam o feldspato (60%), seguido do quartzo (12%), mica (4%), granada etc. (Leinz & Amaral, 1978).

Os sedimentos analisados nesta tese são muito mal selecionados, com elevados teores de lama e predominantemente sub-angulosos. Portanto, são texturalmente imaturos. No entanto, são mineralogicamente maduros, pois apresentam forte domínio de quartzo, apesar do sedimentos situados no interior da planície (SP1) apresentarem em sua composição feldspato e outros litoclásticos de proveniência continental, sendo estes, mineralogicamente menos maduros que os demais.

Segundo Mycielska-Dowgiallo & Woronko (2004), os grãos imaturos são típicos de depósitos fluviais mais energéticos e são caracterizados por uma alta variedade quanto ao tipo de micromorfologia nos grãos de quartzo, sendo mais heterogêneos quanto mais imaturos forem. Os grãos situados em regime fluvial de menor fluxo são sub-angulosos a angulosos os quais mostram arestas com certo grau de arredondamento como resultado do transporte da água. Nesta situação o fluxo do rio move grãos sobre curtas distâncias, sob baixa velocidade ocasionando pouca ou nenhuma mudança na morfometria do grão (Mahaney, 2002). Estes são os tipos de grãos mais encontrados nas amostras analisadas nesta tese, predominando nas amostras no interior do embaçamento.

Características antagônicas são observadas nos sedimentos costeiros. Segundo Roy *et al.* (1980) e Chapman *et al.* (1982), estes geralmente são maduros e bem selecionados, resultado do retrabalhamento marinho / eólico na plataforma continental durante mais de um ciclo eustático. Além do grau relativamente elevado de arredondamento (arredondados e sub-arredondados), os grãos de quartzo de ambientes de praia de alta energia apresentam superfície brilhante (Mycielska-Dowgiallo & Woronko, 2004). Características semelhantes foram encontradas nos grãos maduros visivelmente mais homogêneos, localizados predominantemente próximo à praia atual.

A relação entre os *grãos com maturidade opostas* (grãos sem abrasão x grãos com arredondamento) deixou claro que as amostras com *padrão de maturidade a* (amostras do SP1 e SP2) caracterizam grãos de quartzo com menor efeito de transporte e/ou transporte pouco intenso, sugerindo proximidade da área fonte (rocha cristalina e/ou depósito da Formação Barreiras). Enquanto os grãos do *padrão b* (predominantemente amostras do SP3 e SP4) apresentam grau de maturidade mais alto indicando que foram submetidos a um longo ou intenso transporte, típicos de grãos trabalhados por ação das ondas. É interessante notar que estas características marcam toda a estratigrafia nas sondagens.

A Figura 65 mostra novamente a relação entre os grãos de quartzo com maturidade opostas (mesmo gráfico da Figura 53), porém com as amostras reagrupadas por posição vertical em que elas ocupam na sondagem, independente do furo a que pertencem. As amostras do topo marcam o intervalo de 1 a 5 m de profundidade, meio-topo (6 a 10 m), meio-base (11 a 15m) e base (16 a 20m).

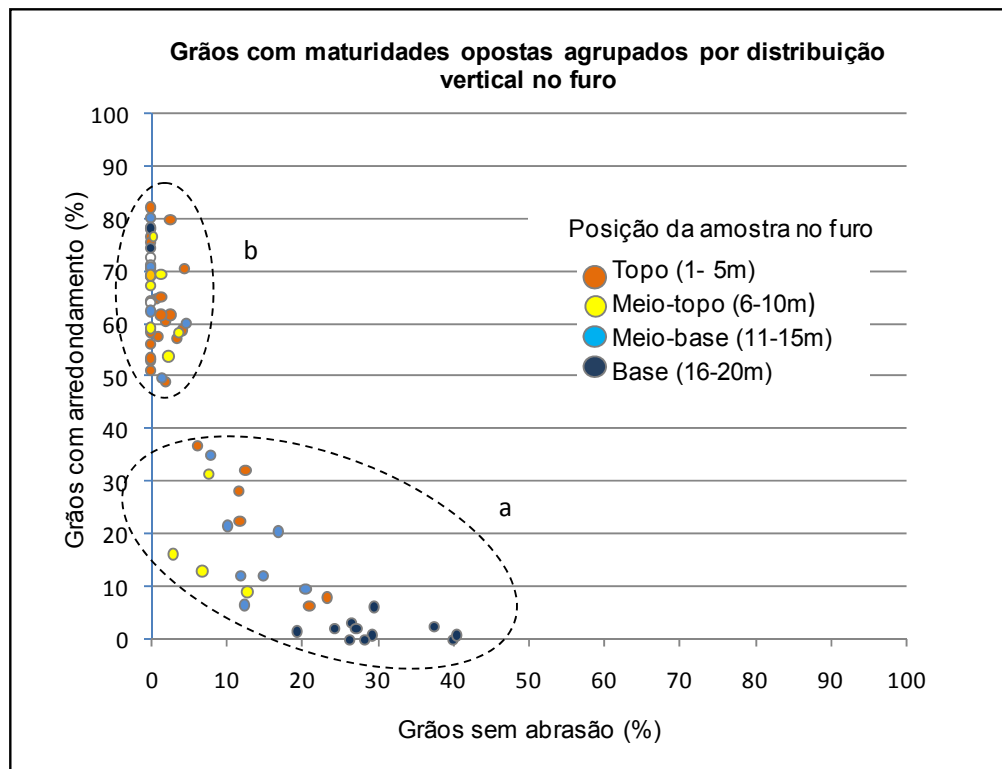


Figura 65. Relação dos grãos com maturidades opostas: grãos sem abrasão e grãos arredondados (sub-arredondado + arredondado) analisados nas sondagens (SP1, SP2, SP3 e SP4), porém plotados de acordo com a distribuição vertical em que as amostras ocupam ao longo do furo.

As maiores concentrações de grãos sem abrasão estão localizadas nas amostras na base dos furos SP1 e SP2, reduzindo esse percentual em direção ao topo. Isto indica que os sedimento situados na base foram menos trabalhados/mobilizados durante as oscilações marinhas, ficando confinados ao interior da bacia de sedimentação, muito provavelmente em função da baixa energia existente na região ocasionada pela proteção do embasamento Pré-cambriano e depósitos Neógenos, possibilitando apenas algum retrabalhamento local nos grãos de quartzo.

A relação entre os grãos de quartzo com arredondamento e com angularidade confirma a tendência de maturidade do grão em direção à praia. Esta tendência pode indicar também a redução da contribuição dos grãos de quartzo retrabalhados e provenientes da costa em direção ao interior do embaiamento por efeito da redução da energia e consequentemente competência de transporte, prevalecendo, desta forma, grãos de proveniência continental no interior da planície.

As relações estabelecidas entre os grãos de quartzo foscos e sujos mostraram ser bons indicadores de processos pós-deposicionais. Enquanto os grãos brilhantes e com brilho natural mostraram boa associação com a maturidade textural.

Os grãos de quartzo foscos aqui identificados estão presentes nos sedimentos lamosos com significativas concentrações de matéria orgânica e de Carbonato de Cálcio, portanto, estão inseridos em ambiente redutores e com forte influência da cunha salina, respectivamente.

O fosqueamento do grão de quartzo em associação com a lama em ambiente salgado indicou intemperismo químico no desgaste da superfície do grão. Mesmo o quartzo sendo um mineral ultraestável sob condições superficiais de baixa pressão e baixa temperatura, a dissolução por intemperismo passa a ser mais ou menos acentuada em áreas tropicais (Paraguassum, 1972, *apud* Suguio *et al.*, 2003). Por outro lado, o quartzo é um mineral sensível ao pH (Mendes, 1984), onde a solubilização deste mineral é bastante importante manifestando-se frequentemente na forma de película de sílica. Segundo Suguio *et al.* (2003), o quartzo soterrado em subsuperfície, mesmo a profundidades relativamente rasas e sob pressão e temperatura bastante modestas, pode dissolver e formar estruturas de microssculturas.

Nas regiões tropicais o intemperismo químico é mais ativo. Ambientes podem ser oxidantes (ambientes bem arejados) e redutores (ambientes com decomposição de H_2S e matéria orgânica). Os principais oxidantes são os íons férricos e o oxigênio. Nos sedimentos subaquáticos a quantidade de matéria orgânica presente afeta o potencial de oxidação, uma vez que a decomposição da mesma consome oxigênio, criando condições redutoras. Os sedimentos nestas condições mostram características de águas não turbulentas e sem atividade de correntes, sendo compostos predominantemente por lamas ricas em matéria orgânica (Sunamura, 1992).

A relação direta encontrada entre os *grãos de quartzo foscos* e os *sedimentos lamosos*, indica, desta forma, que as condições de baixa energia do ambiente de deposição proporcionaram tranquilidade para que o intemperismo químico atuasse sobre os grãos, independente da maturidade dos mesmos. Logo, é sugerida a hipótese de grãos foscos por efeito de abrasão química.

A relação entre os grãos sujos e as amostras arenosas sugere que a permeabilidade do sedimento é fator importante para a impregnação da sujeira. Segundo Suguio *et al.* (2003), a alta permeabilidade do sedimento, de fato, favorece a percolação de água e penetração da sujeira nas arestas dos grãos, sendo o nível de sujeira mais alto um indicativo também de depósito mais antigo. Segundo Martin *et al.* (1997), a sujeira é reflexo da impregnação do Ferro e/ou dos ácidos húmicos (matéria orgânica) nos grãos. No caso do Ferro, este é precipitado por hidrólise e por efeito da oxidação e frequentemente aparecem associados em um mesmo depósito (Sugio *et al.*, 2003).

A aparente similaridade entre os grãos sujos encontrados nesta pesquisa é facilmente diferenciada pela cor do sedimento: marrom e amarela. O maior grau de sujeira nos grãos de quartzo da fácies areia cascalhosa marrom (SP1, SP2 e SP3) é reflexo da maior angularidade dos grãos, mas parece indicar também depósitos relativamente mais antigos que os grãos da fácies areia cascalhosa amarela (SP4), sugerindo deposição mais recente para esta última fácies. A sujeira pode indicar também que as areias não foram remobilizadas após a deposição.

Segundo Martin *et al.* (1997), a diferença na cor dos depósitos arenosos pode distinguir depósitos Pleistocênico e Holocênico. Segundo os autores, as areias de cor mais escura (comumente coloridas com ácidos húmicos), mais coesas e sem conchas caracterizam os depósitos internos (Pleistocênico), enquanto que as areias de cor mais clara, de baixa coesão e com conchas são mais freqüentes nos depósitos externos (Holocênico), além dos sedimentos argilosos que aparecem na base dos depósitos internos serem pré-adensados, enquanto, que os externos são em geral moles. Tais características, de fato, são encontradas na planície do Mestre Álvaro (depósito interno) e na planície de Camburi (depósito externo).

No entanto, a maturidade textural dos depósitos internos da planície de Vitória não parecem ser resultantes dos processos costeiros e oscilações marinhas, pois seus grãos predominantemente sub-angulosos, quando não são sujos apresentam, secundariamente, brilho natural ao longo de todo SP1, ou seja, são imaturos. Outra característica que exclui tal gênese marinha é a distribuição irregular dos depósitos, truncados pelos paleocanais fluviais, diferentemente das cristas alinhadas características dos terraços Pleistocênico encontrados na literatura brasileira.

A diferença de maturidade entre as areias internas e externas na planície de Vitória explica processos distintivos atuados no sedimento e proximidade da área-fonte. Os grãos do SP1 foram submetidos a curto transporte por rio e/ou movimento gravitacional ocorrido relativamente próximo da área-fonte, enquanto, os grãos do SP4 foram submetidos a um transporte mais longo, trabalhado pelas ondas e relativamente mais distante da área-fonte.

O aspecto brilho natural é um indicador confiável de grão mais jovem, ou seja, próximo à área fonte. *A boa relação com os grãos imaturos*, principalmente no meio-base do furo SP1, confirma que estes grãos estão relativamente mais próximos da fonte, pois mostram muito pouco sinal de transporte, realçando ainda o brilho natural do grão.

O aspecto brilhante do grão está diretamente associado ao desgaste mecânico de polimento e, portanto, é indicador de grão mais velho, comumente associado ao ambiente praial. *O aspecto brilhante dos grãos de quartzo* prevaleceu nas amostras maduras junto à praia. Tal característica do grão indica processos marinhos atuando no transporte do sedimento, sugerindo assim, maior contribuição dos grãos trabalhados pelas ondas na composição das amostras do SP4.

As amostras que se destacam pela concentração de grãos brilhantes apresentam, secundariamente predominância de grãos sujos e foscos. Neste caso, o aspecto fosco pode estar associado à abrasão mecânica do grão de quartzo e também aos grãos quimicamente afetados provenientes do interior do embaiamento. Os grãos sujos podem ser reflexos de outras fontes como os depósitos da Formação Barreiras e/ou do próprio processo pós-deposicional ocorrido no cordão litorâneo.

Enfim, a setorização dos grupos definidos pela análise Cluster possibilitou inferir os locais de domínio continental, marinho e misto. Os grãos de quartzo enquadrados no *Grupo 1* (grãos com certa imaturidade sujos) e no *Grupo 3* (grãos imaturos com brilho natural) estão localizados no interior da planície, próximo ao embasamento Pré-Cambriano e depósitos Terciários e podem ser interpretados como área sob domínio continental. O domínio de grãos imaturos no SP1 sugere tal interpretação, caracterizado no topo-meio por grãos sujos e no meio-quase base por grãos com brilho natural.

As áreas sob domínio marinho estão localizadas na porção mais externa da planície e são representadas pelos *Grupos 2, 5 e 6*. O *Grupo 2* é dominado por grãos de quartzo maduros e sujos, seguido dos brilhantes. O *Grupo 5* é caracterizado por não apresentar números suficientes de grãos de quartzo para análise morfoscópica, composto predominantemente por material bioclasto. O *Grupo 6* é dominado por grãos de quartzo com certa maturidade foscas, seguido dos brilhantes. Exceto o *Grupo 5*, que pela sua própria composição, já indica ambiente sob forte domínio marinho, a maturidade dos grãos dos *Grupos 2 e 6* e a presença de grãos brilhantes, garantem o trabalho marinho nos grãos. O aspecto sujo das areias quartzosas sob domínio marinho pode refletir condições pós-deposicionais e/ou características da fonte (Barreiras, por exemplo). O aspecto fosco nos grãos com certa maturidade reflete a ação química também em grãos trabalhado pelas ondas, sendo estes pertencentes a depósitos lamosos e com carbonato.

Os grãos de quartzo do *Grupo 4*, denominado de grãos imaturos foscas, parecem indicar domínio misto no ambiente, com tendência continental. A predominância de grãos imaturos neste grupo indica maior contribuição do aporte continental, mas a presença de grãos maduros pode indicar o alcance dos processos costeiros na constituição do ambiente no interior da bacia de sedimentação.

A Análise de Componentes Principais (PCA) realizada apenas com os parâmetros relacionados à morfoscopia dos grãos de quartzo sintetiza primeiramente a relação direta dos grãos angulosos foscas nas amostras lamosas localizados mais distantes do mar. Em contrapartida, sintetiza também a relação dos grãos maduros sujos ou brilhantes localizados nas amostras arenosas na parte superior do furo. Secundariamente, existe também uma relação direta entre as amostras arenosas imaturas com brilho natural ou sujas e sua localização no interior da planície em oposição aos grãos mais maduros, de aspecto sujo ou brilhante, presentes nos sedimentos lamosos juntos à praia.

Ainda é possível explicar através do PCA que há presença de grãos foscas em todos os níveis de arredondamento, podendo coexistir com grãos brilhantes e com brilho natural, menos com os grãos sujos. É explicável também pelo PCA, porém com menor peso, que a presença de grãos com características evolutivas opostas (arredondado/brilhante x brilho natural) nas amostras lamosas, podem indicar mistura de duas ou mais fontes.

Em resumo, os grãos de quartzo do SP1 apresentam domínio de grãos imaturos, mas grãos sub-arredondados são encontrados, principalmente na fácies arenosa, o que pode sugerir retrabalhamento local. O percentual muito elevado de grãos imaturos (90%) no SP2 indica muito pouca influência de grãos trabalhados por processos costeiros neste ponto. O percentual de grãos maduros no furo SP3 é consideravelmente mais representativo (69%) que os grãos imaturos (32%), sugerindo que a proximidade com o mar está diretamente relacionada com a maturidade dos grãos. O aspecto brilhante dos grãos encontrado no furo SP4 indica maior atuação dos processos costeiros no trabalho dos grãos, corroborado pelo posicionamento do furo, praticamente junto ao mar e pelo maior grau de maturidade.

5.4 O uso de microtexturas em grãos de quartzo como indicadores de fonte, transporte e processos

Microtexturas de superfície em grãos de quartzo fornecem uma visão sobre a história sedimentar dos sedimentos clásticos. Não apenas informações sobre o ambiente de deposição, mas em alguns casos, ciclos sedimentares sucessivos podem ser reconhecidos (Vos *et al.*, 2013).

Dentro da enorme variedade de microtexturas possíveis nas superfícies dos grãos, foram analisadas algumas microtexturas causadas por ação mecânica, química e/ou combinação de ambos que pudessem indicar efeito de transporte/matuidade do grão, efeito de deposição/intemperismo químico e outros aspectos como impacto e superfícies frescas ou antigas. As descrições apresentadas neste capítulo se referem a uma análise qualitativa dos grãos de quartzo.

O contorno do grão descreve a angularidade ou o arredondamento do grão e pode ser dividido em grãos angulares com arestas afiadas (*Sharp edges*), sub-angulosos com bordas ligeiramente contudentes (*slightly blunt edges*) e grãos arredondados com bordas suaves (*smooth edges*). Os grãos angulosos com arestas afiadas são praticamente exclusivos das amostras localizadas no interior da bacia de sedimentação (SP1 e SP2), (Figura 66). Os grãos sub-angulosos predominam de modo geral. Os grãos arredondados com bordas lisas e suaves se concentram claramente nas amostras próximas à praia (SP4), (Figura 67).

Os grãos de quartzo analisados através do MEV se diferem, quanto a microtextura, em dois grupos: os imaturos e os mais maduros. Os primeiros são grãos predominantemente angulosos e sub-angulosos com relevo alto a médio, apresentam superfícies frescas e menor grau de abrasão, possuem arestas afiadas e parcialmente polidas. São grãos com fortes sinais de impacto como rachaduras, quebras, feições conchoidais e rachaduras de percussão em forma de “v” (*v-shaped*). Estes grãos podem ser marcados por intemperismo químico com dissolução da superfície, gravuras (*etching*) e poços de perfuração/dissolução (*pits*), que atribuem um aspecto fosco ao grão. Este grupo é caracterizado por grãos pouco trabalhados durante o curto transporte, tendo sido depositado relativamente próximo à área fonte, sugerindo grãos de proveniência continental (Figura 66).

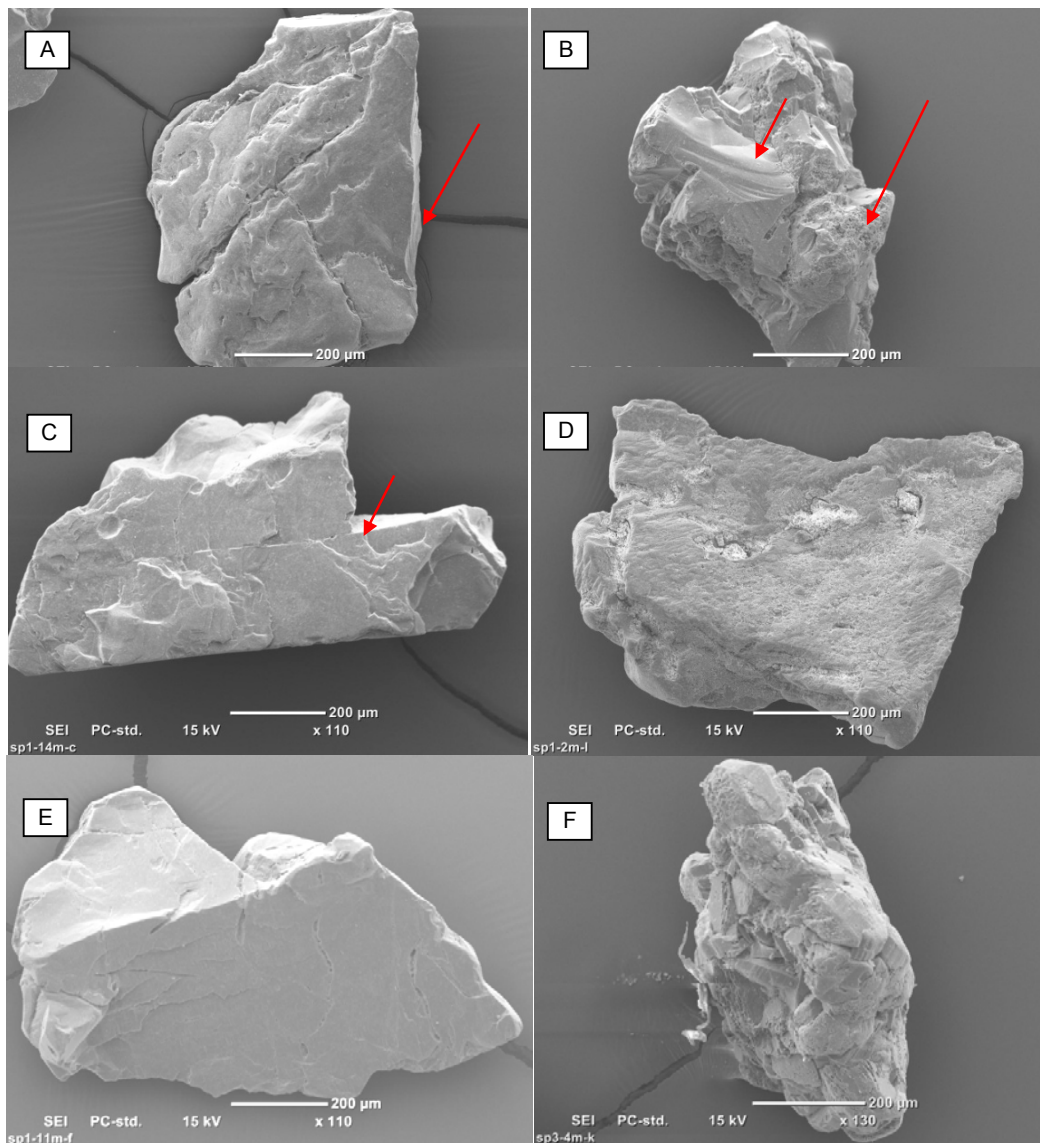


Figura 66. Exemplos de grãos imaturos. (A): grão anguloso muito rachado com superfície fresca no lado direito (seta). (B): grão muito anguloso e irregular (alto relevo) com superfícies frescas, sinais fortes de impacto (seta menor) e dissolvido (seta maior). (C): grão muito angular, muito pouco trabalhado, com arestas retas (ângulo de 90° , seta) e superfícies frescas. (D): grão angular com arestas afiadas, rachado, com pequenas marcas na forma de “v” e bastante intemperizado e dissolvido. (E): grão anguloso limpo, rachado, com arestas retangulares e sinais de impacto. (F): grão muito anguloso e irregular, com várias superfícies frescas pequenas com ângulos de 90° , arestas mais pronunciadas com sinais de trabalho incipiente mesclado com superfície bastante dissolvida (Fotos: arquivo pessoal).

O segundo grupo é composto por grãos mais maduros, caracterizados por serem predominantemente sub-arredondados, podendo haver grãos sub-angulosos, porém com relevo menos acentuado devido ao alto grau de abrasão, deixando os grãos com aspecto

mais polido e limpo. Os sinais de intemperismo químico são poucos a ausentes e alguns sinais de impacto antigo como rachaduras de percussão em forma de “v” e feições conchoidais ainda estão visíveis em alguns grãos, apesar da tendência de desaparecimento destas feições com o transporte, uma vez que estas microtexturas tendem a desaparecerem com a abrasão. Este grupo apresenta nível maior de trabalhamento durante o transporte, indicando que sua deposição ocorreu relativamente distante da área fonte e/ou foram retrabalhados, envolvidos em um segundo ciclo de transporte, ou ainda foram submetidos a um transporte mais intenso, sugerindo desta forma, grãos de proveniência costeira (Figura 67).

Microtexturas relacionadas à ação mecânica do grão estão associadas à energia/intensidade do transporte. Apesar de grande parte dos sedimentos analisados nas sondagens apresentarem altos teores de lama e matéria orgânica, indicado ambientes de deposição de baixa energia, os grãos de quartzosão caracterizados por vários sinais de impacto, sugerindo proveniência de um outro ambiente mais energético.

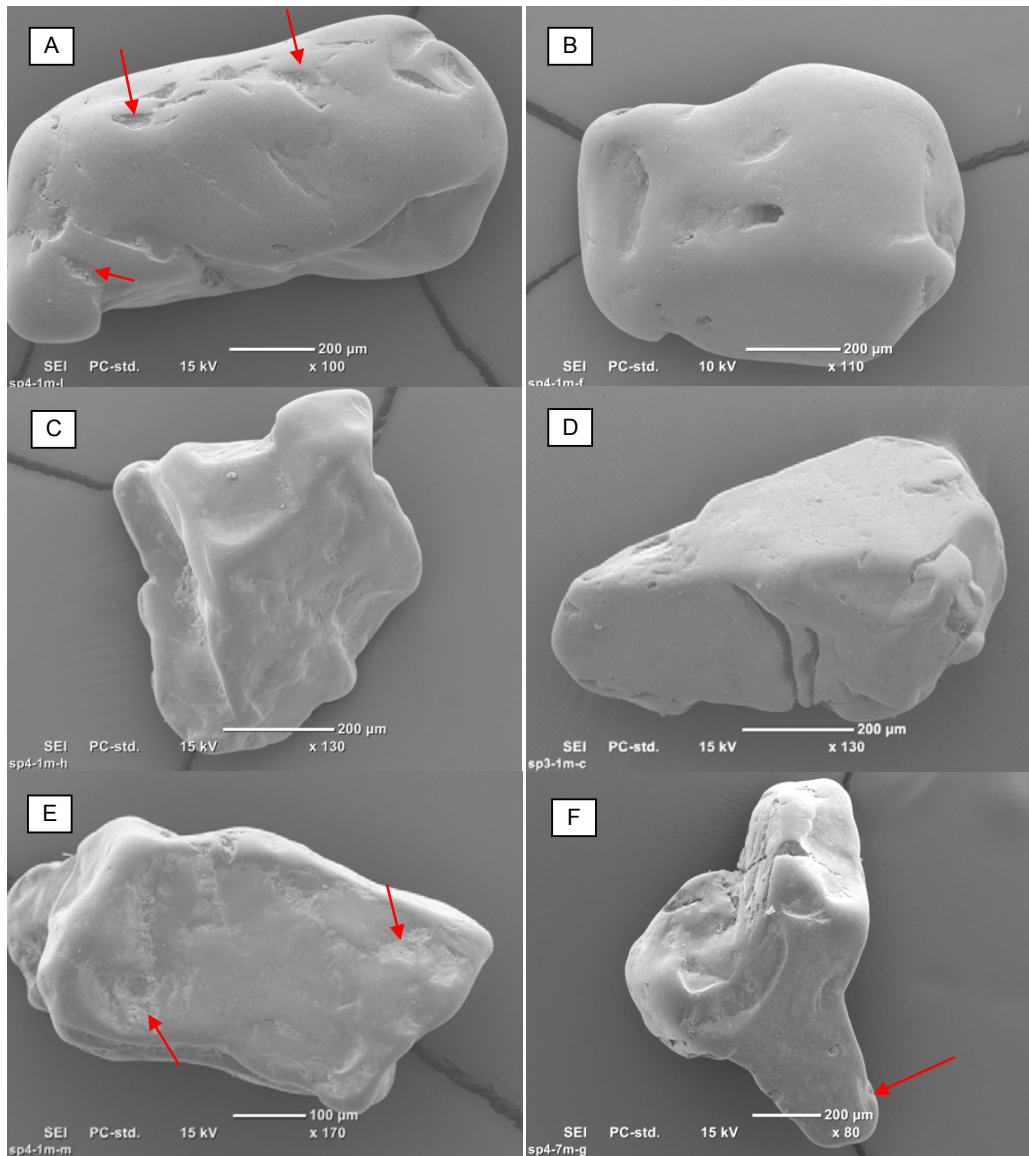


Figura 67. Exemplo de grãos maduros. (A): grão sub-arredondado alongado, de baixo relevo, abrasado e intemperizado somente nas depressões (setas). (B): grão redondo de topografia suave, polido, de aspecto limpo e com ação química bastante incipiente. (C): grão sub-anguloso de arestas bastante polidas, médio relevo, pré-intemperizado e marcas de dissolução antigas tendendo a desaparecerem por efeito da abrasão física. (D): grão sub-aredundado com arestas desgastadas por ação mecânica e química, grão rachado e com gravuras de dissolução, resultando em um grão de aspecto mais velho. (E): grão sub-anguloso de relevo médio, com bordas lisas, intemperizados nas depressões (setas). (F): grão sub-anguloso de topografia pronunciada, porém desgastado pela abrasão, preservando sinais de impacto como rachaduras e sulcos curvos (seta maior). Grão com poços de dissolução, intemperizado e dissolvido em algumas partes (Fotos: arquivo pessoal).

Microtexturas do tipo marcas na forma de “v” (cor azul da Figura 68) foram encontradas em praticamente todas as amostras analisadas, mas não em todos os grãos e predominam nos grãos imaturos. Quando apresentam aspecto antigo predominam nos grãos sub-arredondados. Isto indica que os *v-shaped* foram gravados na superfície dos grãos quando estes estavam ainda relativamente próximos à área fonte, sendo posteriormente desgastados pela ação mecânica durante o retrabalhamento até quase desaparecerem. Segundo Mahaney (2002), as marcas na forma de “v” são a principal característica de transporte fluvial.

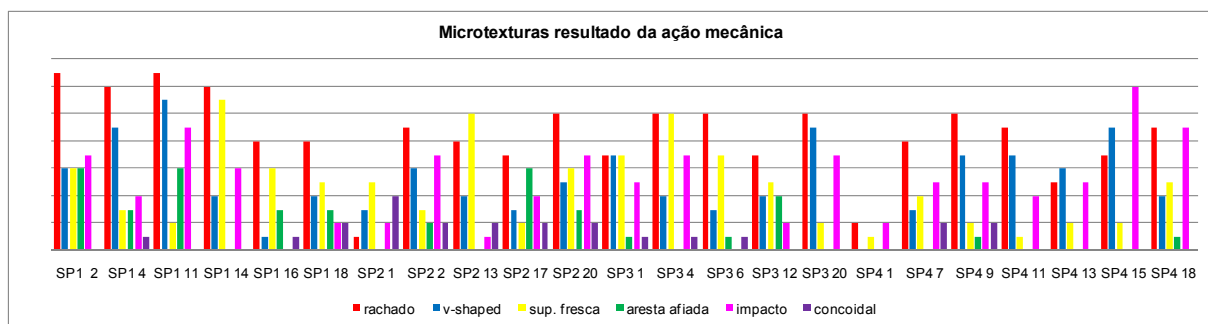


Figura 68. Frequência de microtexturas encontradas nos grãos de quartzo resultantes da ação química. Destaque para os grãos rachados, com v-shaped, sinais de impacto e superfícies frescas.

Grão rachado é a característica mais marcante e presente nas amostras (cor vermelha da Figura 68), porém com níveis de rachadura bem diferenciados. Os grãos mais rachados e quase partidos em pedaços predominam nas amostras localizadas no interior da bacia de sedimentação. Os grãos com nível de rachadura menor – linhas de rachaduras mais discretas ou numa área muito pequena do grão – tendem a predominar nos grãos próximos à praia. Rachaduras mais fortes e mais frequentes indicam uma herança de transporte violento provocados por um impacto súbito e mais recorrente (Figura 69).

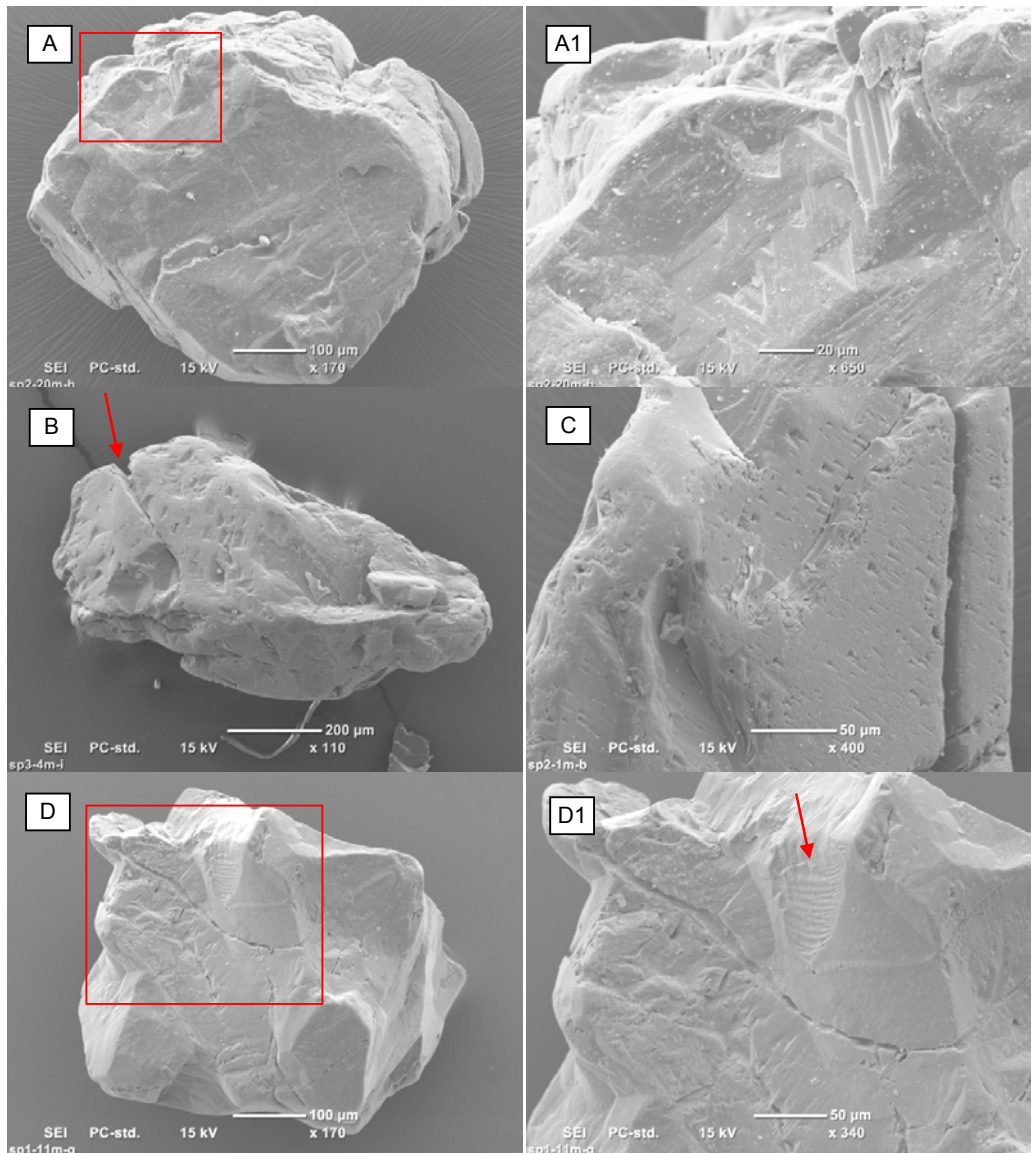


Figura 69. Microtextura por ação mecânica. (A): grão sub-anguloso pré-intemperizado, com fortes sinais de impacto como, marcas na forma de “v” bastante expressivas (detalhe A1) e rachaduras indicando ambiente relativamente energético. (B): grão de topografia acentuada, rachado (seta), com superfícies frescas pequenas e muitas marcas grandes na forma de “v”, que parecem ser antigas e desgastadas pela abrasão mecânica e química. (C): detalhe de um grão anguloso rachado, com várias marcas pequenas na forma de “v” e algumas superfícies frescas. Grão atacado pela ação química. (D): grão anguloso rachado ao meio com outras marcas de impacto súbito como arranhões, feição conchoidal (seta), sulcos e marcas na forma de “v” (detalhe D1), (Fotos: arquivo pessoal).

Superfícies frescas (*fresh surface*) são superfícies sem sinal de intemperismo, sem qualquer condicionamento de dissolução ou características de precipitação (Mahaney, 2002). As superfícies normalmente são resultado de uma quebra de parte do grão que se

desprende, indicando algum impacto relativamente recente, pois a superfície ainda não foi quimicamente afetada. Superfícies frescas apareceram em grãos imaturos e maduros, angulares e arredondados, intemperizados ou não, porém predominam nos grãos angulosos de alto relevo, com aspecto limpo (ação química incipiente, pré-intemperizado), associados normalmente a grãos rachados, de arestas afiadas e com quebras com ângulo de 90° (Figura 70), ocorridos com mais frequência nas amostras localizadas no interior do embaiamento (cor amarela da Figura 69)

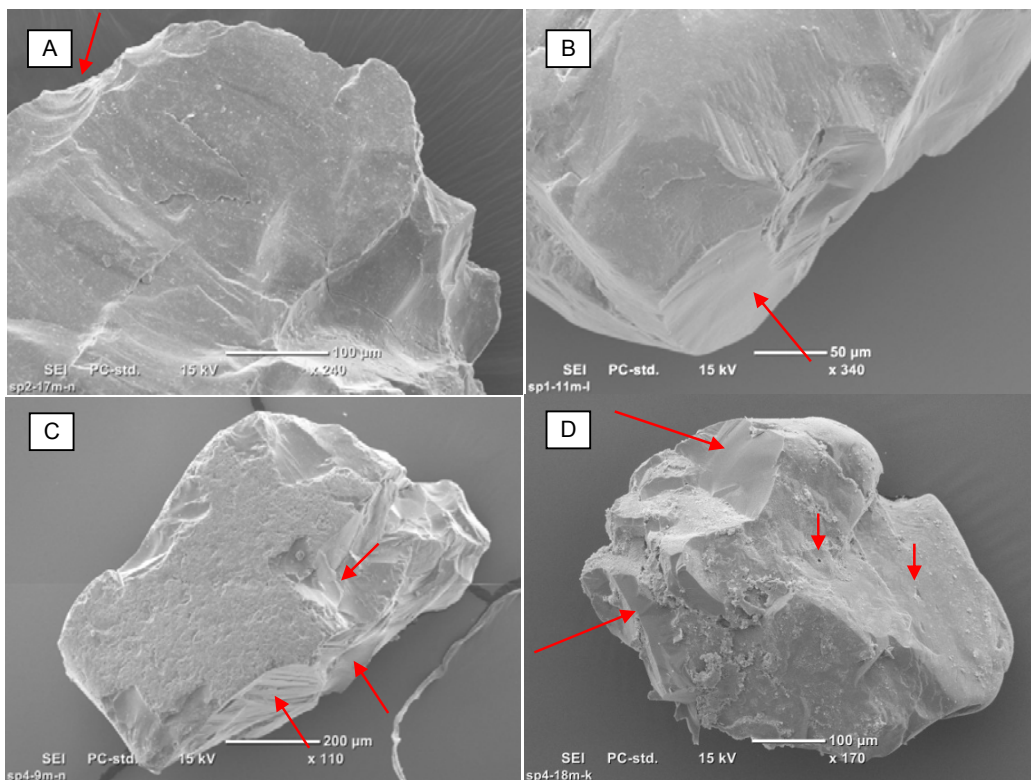


Figura 70. Eemplos de microtesturas encontradas. (A): detalhe de uma grão angularo de alto relevo, com bordas afiadas sem polimento, feição conchoidal (seta), rachaduras e pré-intemperizado. (B): detalhe de um grão angularo de topografia acentuada, rachado, com superfície fresca marcante (seta) e poucos sinais de ação química. (C): grão retangular de alto relevo, quebrado, com superfícies frescas (setas), sem trabalhamento, porém bastante dissolvido e com gravuras de dissolução química na superfície frontal. Este grão foi encontrado num ambiente de cordão litorâneo junto à praia. Tais características sugerem que este grão esteve depositado em um ambiente com água parada (baixa energia) por bastante tempo para permitir a ação química. Posteriormente foi transportado para a zona costeira onde foi quebrado. (D): grão sub-angularo com arestas quebradas e outras desgastadas, várias superfícies frescas (setas maiores) indicando despreendimento relativamente recente de um grão já bastante intemperizado e com precipitação química. Este grão apresenta poços isolados e marcas na forma de “v” (setas menores), (Fotos: arquivo pessoal).

Outras microtexturas relacionadas à ação mecânica do grão como sulcos curvos ou retos/arranhões e fraturas conchoidias foram encontradas de forma isolada em algumas amostras analisadas. Apesar de pouco frequentes, a presença destas micromorfologia na superfície dos grãos deixa um registro de forte impacto sofrido pelo grão, normalmente associados aos depósitos fluvial e fluvio-glacial, segundo Vos *et al.*, (2013) e Manahey (2002), (Figura 71).

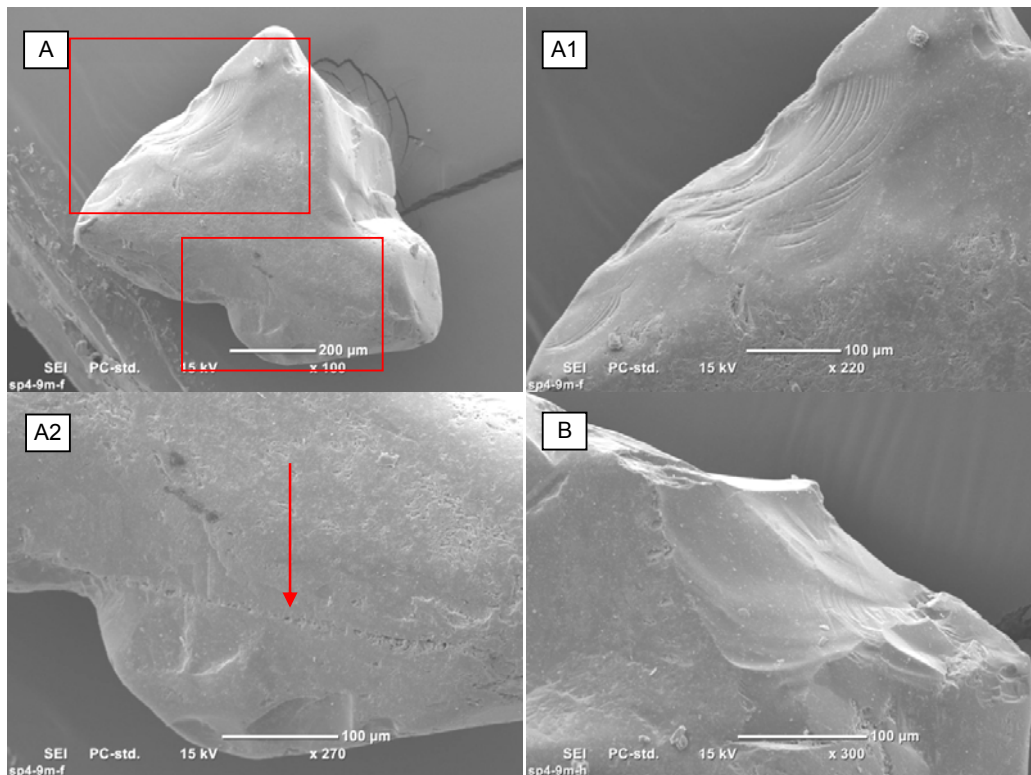


Figura 71. Microtextura por ação mecânica. (A): grão sub-anguloso com aspecto de grão maduro pelo desgaste mecânico das arestas e significativa atuação o intemperismo químico. No detalhe (A1) observa-se sulcos curvos e arranhões antigos que imprimem a herança de um ambiente energético. Gravuras por dissolução mostram que o grão foi anteriormente atacado pela química assim como linhas de poços que parecem evoluir para linhas de rachadura (detalhe A2). (B): detalhe de um grão sub-anguloso de aspecto limpo, pré-intemperizado com marcas na forma de “v” e sinais de impacto como arranhões e sulcos retos (Fotos: arquivo pessoal).

Muito poucos grãos analisados neste trabalho apresentam fraturas do tipo conchoidal, mas quando presentes se destacam pelo tamanho relativamente grande (de 35 a 180 μm), (Figura 72). **Fraturas conchoidais** são curvas suaves, com aparência estriada, semelhante à curva de sinais de impacto de uma concha (Mahaney, 2002). São produzidas por um forte impacto ou pressão sobre a superfície do grão. Podem ser

produzidas numa vasta gama de ambientes (Vos *et al.*, 2013). O seu tamanho é um reflexo da de energia associado com a sua formação (Mahaney, 2002).

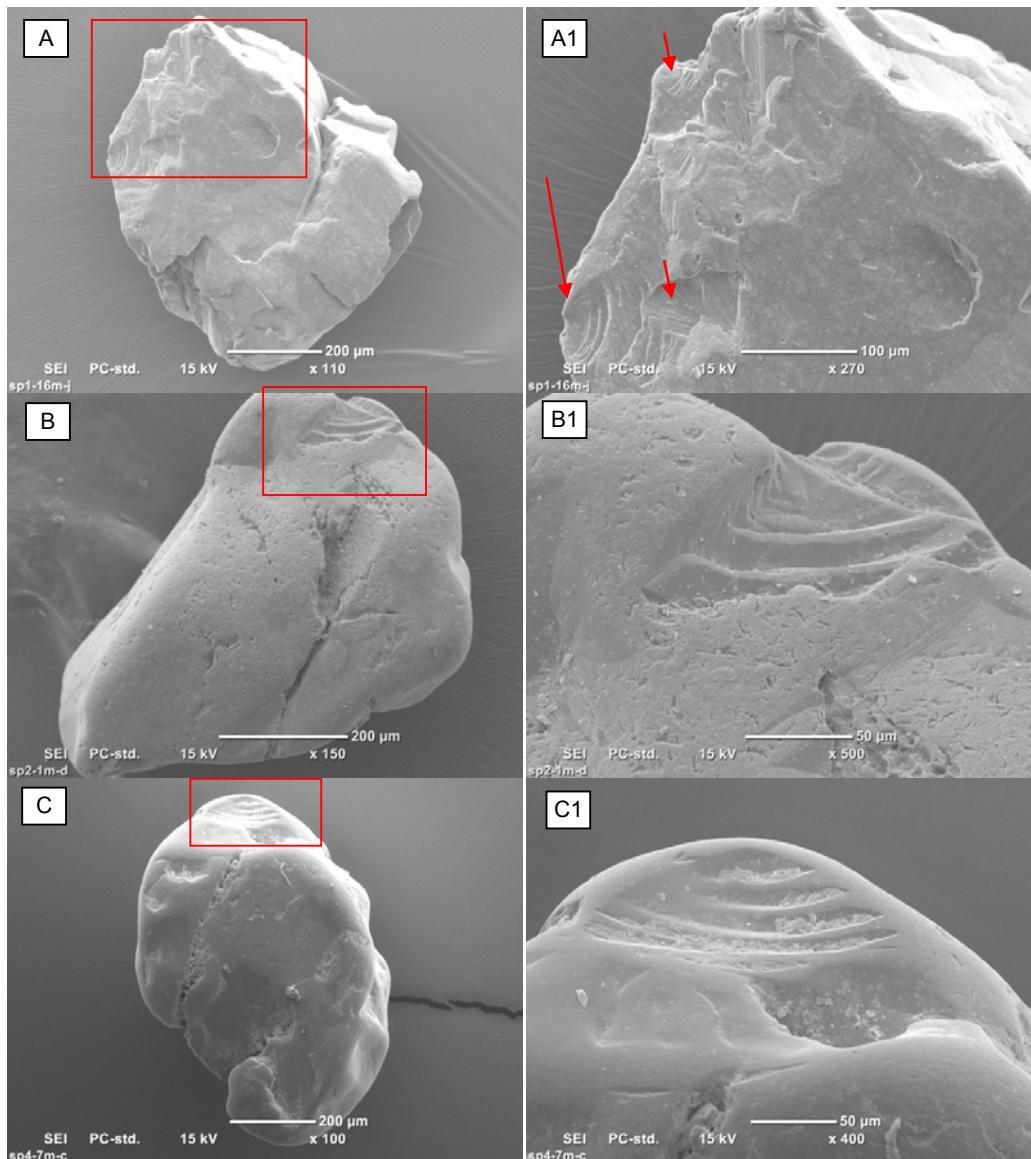


Figura 72. Microtextura por ação mecânica. (A): grão anguloso, rachado, com marcas na forma de “v” e vários sinais de impacto como feições conchoidais (seta maior), arranhões e sulcos retos setas (menores) no detalhe (A1). (B): grão sub-arredondado de relevo médio, rachado, bastante atacado pela ação química com várias gravuras de percussão. No detalhe (B1) observa-se feição conchoidal. (C): grão sub-arredondado com arestas gastas, rachado e intemperizado nas depressões da superfície do grão. No detalhe (C1), feição conchoidal grande e de aspecto antigo sinalizam forte impacto (Fotos: arquivo pessoal).

Os grãos com características de abrasão (*abrasion features*) apresentam superfície esfregada ou desgastada produzida por trituração mecânica ou raspagem de partículas

de rochas sob tração movidas por vento, água, gelo ou gravidade (Mahaney, 2002). A abrasão contínua no grão resulta no seu arredondamento e conseqüentemente desaparecimento das microtexturas antigas gravadas no grão. Grãos abrasados dominam os grãos mais maduros, deixando-os com aspecto limpo, muito pouco ou não intemperizados, indicando polimento por colisões entre os grãos movidos pela energia da onda. Estes grãos corroboram os grãos brilhantes identificados na morfoscopia (Figura 73).

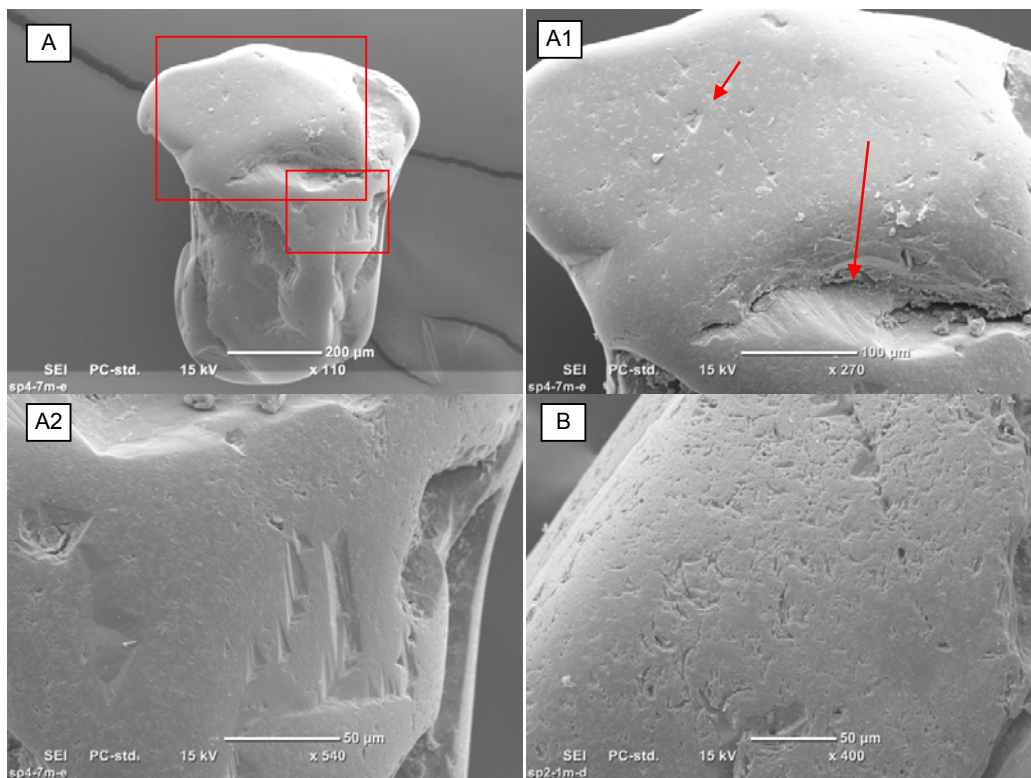


Figura 73. Microtextura por ação mecânica. (A): grão sub-arredondado, porém de alto relevo, sinalizando ser originalmente um grão muito anguloso submetido a um ambiente de forte energia durante o transporte.

Este grão está em processo arredondamento, redução da topografia e conseqüentemente das microtexturas. O detalhe (A1) mostra antigas marcas na forma de “v” (seta menor) com tendência ao desaparecimento e depressão com micro rachaduras, arranhões (seta maior) e partículas aderentes resultado da fragmentação de parte da superfície do grão, indicando impacto súbito com posterior atuação química nas áreas mais protegidas do grão. O detalhe (A2) ilustra fortes e grandes marcas na forma de “v”.

(B): detalhe de gravuras de dissolução resultantes do intemperismo químico (Fotos: arquivo pessoal).

A superfície do grão marcada por ataque químico é uma superfície intemperizada (*weathered surface*). Superfícies pre-intemperizadas sobrepõe as superfícies frescas ou fraturas, implicando numa história de intemperismo incipiente ou em transporte

(Mahaney, 2002). Buracos, entalhes e gravuras produzidos pelo ácido agindo sobre uma superfície mineral podem ser distribuídos de forma aleatória ou seguirem a clivagem do grão, ocasionando marcas de dissolução (*dissolution etching*), (Mahaney,2002). Segundo o autor, a superfície dissolvida parece uma rede de feltro de cavidades resultantes da solução de material mineral.

Os grãos afetados quimicamente predominam nas amostras lamosas. Contudo, marcas de intemperismo, dissolução e precipitação, mesmo que discretas, foram observados em quase todos os grãos analisados nesta pesquisa (Figura 77). Grãos com menos abrasão química foram encontrados no grupo de grãos imaturos com brilho natural (capítulo 5.3), representado pelas amostras SP1-14 e SP1-16, e pelo grupo de grãos maduros sujos seguido dos brilhantes, representado pelas amostras SP4-1, SP4-7 e SP4-13. Todas as amostras apresentam aspecto visual de grão mais “limpo”. Neste caso, o termo *limpo* se refere aos grãos frescos/imaturos ou aos grãos polidos, ambos não intemperizados ou com pouca alteração química na superfície do grão. Os grãos limpos podem apresentar microtexturas químicas desgastadas pelo transporte com tendência ao desaparecimento da microtextura.

Dentre os grãos analisados, os mais quimicamente alterados são os grãos identificados como foscos na microscopia óptica. Segundo Kuenen & Perdok (1961, 1962) e Ricci-Lucchi & Casa (1970) *apud* Suguio *et al.* (2003), este fosqueamento deve-se, muitas vezes à dissolução, à reprecipitação de sílica e à corrosão química, sob condições subaquosas na superfície dos grãos de areia e não é ação eólica. Por isto, estes grãos serão denominados aqui de *quimicamente foscos*. Estes grãos são sub-arredondados e sub-angulosos a angulosos (Figura 74), portanto, não apresentam maturidade textural de grãos eólicos.

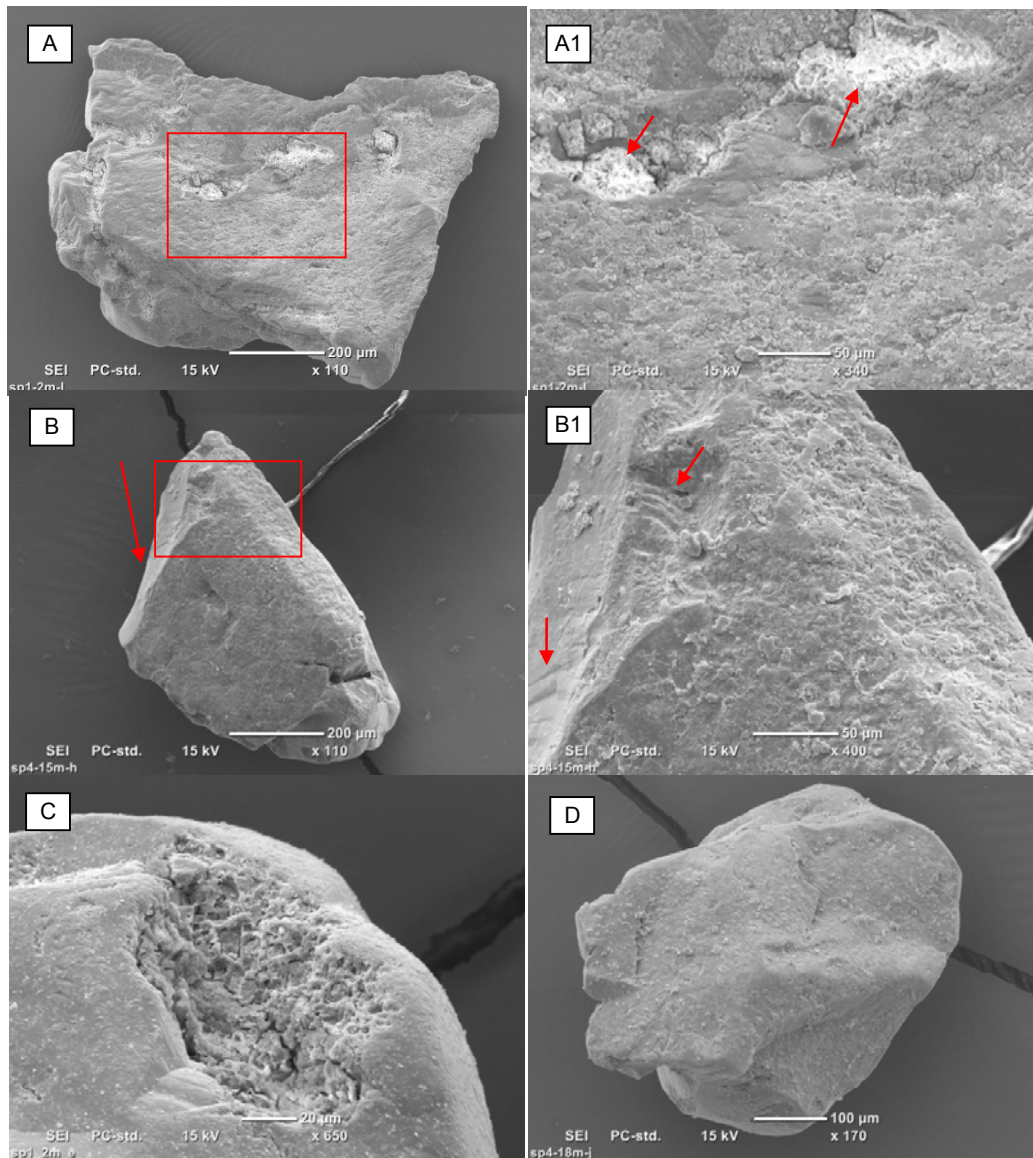


Figura 74. Microtextura por ação química. (A): grão muito anguloso com arestas afiadas e outras pouco trabalhadas, com rachaduras e pequenas marcas na forma de “v”. No detalhe (A1) nota-se alto grau de ação química, com superfície muito intemperizada e com precipitação supostamente de CaCO_3 (setas) mascarando as microtexturas anteriores. (B): grão sub-angular muito intemperizado e dissolvido com rachaduras e arestas retangulares devido a quebra e também já com processo químico acelerado sobre a superfície que já foi fresca (seta). No detalhe (B1) nota-se o grão intemperizado e alguns sulcos e arranhões (setas) antecessores ao ataque químico. (C): detalhe de uma superfície dissolvida por ação química. (D): grão de aspecto antigo pelo grau de arredondamento e de intemperismo muito forte, dando um aspecto óptico de grão quimicamente fosco (Fotos: arquivo pessoal).

Microtexturas do tipo poços de perfuração/dissolução (*pits*) apresentaram boa correlação com superfícies dissolvidas (*dissolution*), atribuindo à água o papel de agente responsável

pela alteração química nos grãos. Os poços alinhados (*Oriented etch pits*) estão ligados aos processos diagenéticos em alguns horizontes pedológicos ao entrarem em contato com a água do mar (Vos *et al.*, 2013) e portanto, podem ser usados como indicadores de ambientes com influência marinha. Este tipo de microtextura predomina nas amostras mais próximas ao mar (SP3 e SP4), (Figura 75).

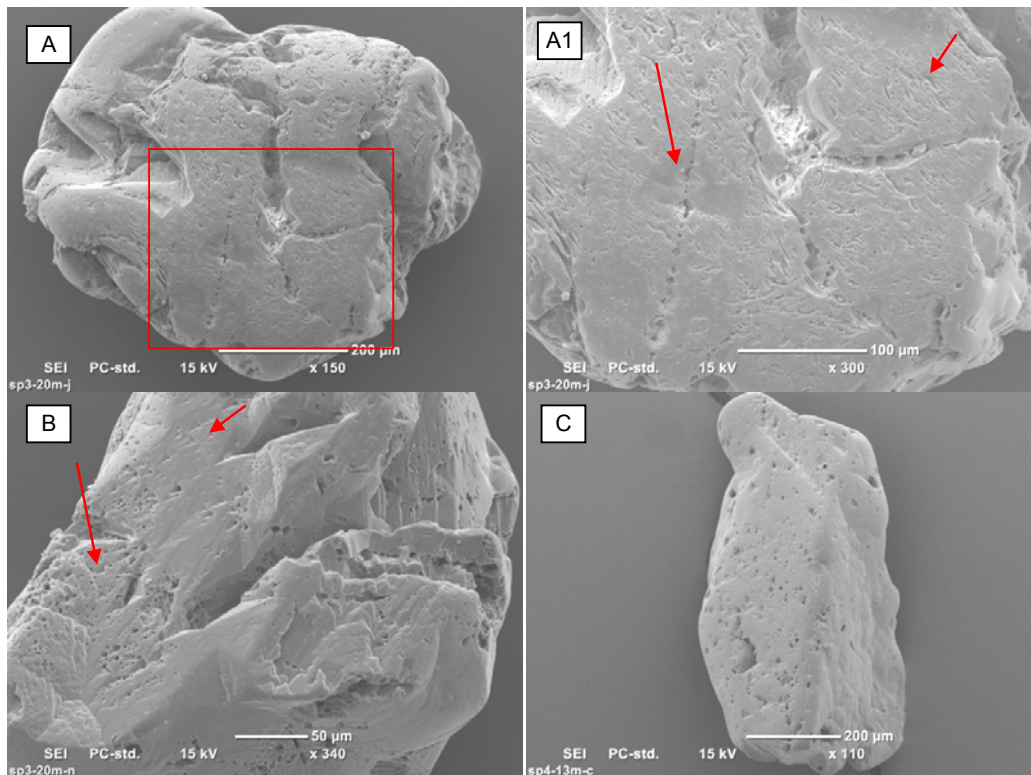


Figura 75. Microtextura por ação química. (A): grão sub-arredondado muito irregular e intemperizado com sinais antigos de impacto, incluindo marcas na forma de “v”. No detalhe (A1) aparecem as gravuras de percussão (seta menor) que imprimem um aspecto de grão parado em sedimento com água durante um bom tempo. Nota-se também linhas de poços (seta maior) sinalizando uma possível zona de fratura. (B): grão muito irregular com vários poços de dissolução (seta maior) provocados por água e várias marcas pequenas de v-shaped (seta menor). (C): grão quase todo perfurado por poços de dissolução sobrepondo as antigas marcas de v-shaped quase não mais visíveis (Fotos: arquivo pessoal).

Microtexturas resultantes da ação química como escamas (*scalling*) foram encontradas isoladamente, mas indicam ocorrência de dissolução generalizada nos grãos de quartzo, capaz de desintegrar toda a superfície (Figura 76).

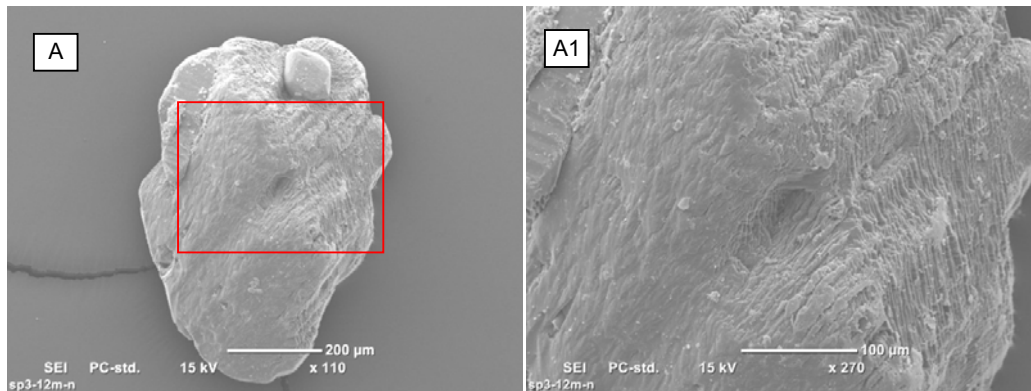


Figura 76. Microtextura por ação química. (A): grão em estágio avançado de dissolução com superfície escamada (detalhe A1) e presença de fragmento de rocha aderente ao grão (Fotos: arquivo pessoal).

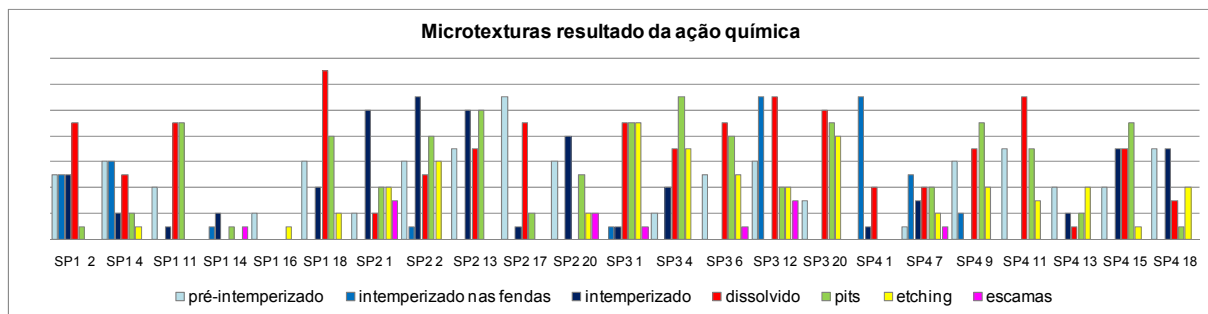


Figura 77. Frequência de microtexturas encontradas nos grãos de quartzo resultantes da ação química. Destaque para os grãos intemperizados e os dissolvidos com poços e gravuras de dissolução.

O relevo do grão é a principal característica resultante das ações mecânica e química em conjunto. Ele descreve a diferença entre pontos altos e baixos na superfície do grão, ou seja, a rugosidade da superfície ou a lisura do grão em escala microscópica e é subdividida em: baixo relevo, onde as superfícies são quase lisas sem irregularidades topográficas; médio relevo, onde superfícies semi-suaves apresentam algumas irregularidades topográficas ($<1 \mu\text{m}$) causada por impacto com outro grão ou por intemperismo; alto relevo, onde topograficamente, as superfícies irregulares são bem pronunciadas ($> 2 \mu\text{m}$) com valas de infiltração (Vos *et al.*, 2013; Mahaney, 2002). Dentre os grãos analisados, predominam claramente os grãos com alto relevo (Figura 78). Os grãos de médio relevo mostram o resultado do desgaste químico na redução da rugosidade. Os grãos de baixo relevo apresentam superfícies lisas principalmente quando são brilhantes e quando foscas relevam acelerado processo de erosão química.

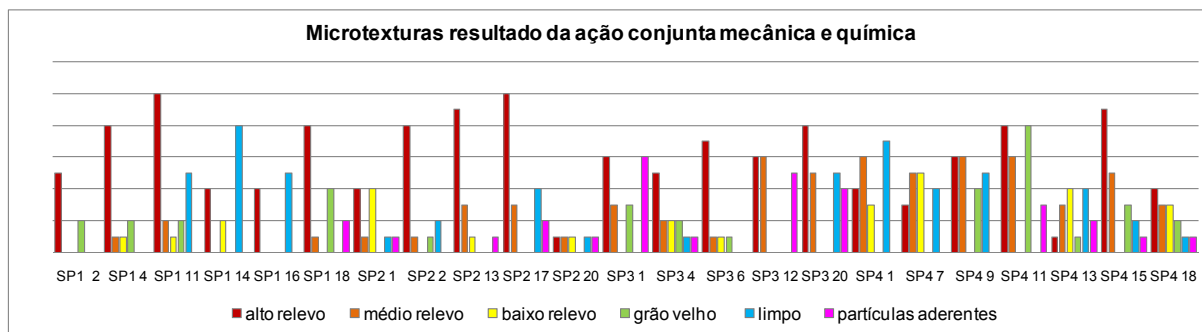


Figura 78. Frequência de microtexturas encontradas nos grãos de quartzo resultantes da ação conjunta mecânica e química. Destaque para os grãos de alto relevo.

Algumas microtexturas podem ser sobrepostas por outras. Este é certamente o caso de sedimentos multiciclo, sendo importante para encontrar as relações transversais entre texturas sobrepostas e desvendar a história sedimentar (Vos *et al.*, 2013). Contudo, o efeito da ação mecânica e química atuando em conjunto no grão pode apagar marcas antigas no grão em função do desgaste físico provocado pelo transpote e/ou pela dissolução da superfície e impregnação de partículas no grão em função da ação química.

A microtextura que ilustra bem esta situação nos sedimentos analisados é a marca na forma de “v”. Segundo Vos *et al.* (2013), estas marcas são muitas vezes herdadas de ciclos sedimentares anteriores, sendo possível encontrá-las em grãos de quartzo de dunas litorâneas e ambientes subaquáticos de baixa energia. Alguns grãos subarredondados e arredondados analisados nesta tese apresentaram esta herança, indicando o processo e a energia ocorridos em sua origem. Estes grãos predominam nas amostras do SP4 (Figura 79).

Dentre todas as microtexturas identificadas algumas se destacam em relação às outras dependendo da localização de suas amostras. Amostras com características microtexturais de grãos mais próximos da área fonte se concentram na parte inferior do furo SP1 (amostras SP1-14 e 16). Os grãos se diferenciam dos demais por serem angulosos, de aspecto mais limpos e com superfícies frescas mais frequentes. Secundariamente são rachados, de arestas afiadas com ângulos 90 graus e outras trabalhadas, apresentam marcas na forma de “v”, feição conchoidal, poços e são pré-intemperizados. Estes grãos foram denominados pela microtextura de *grãos frescos*.

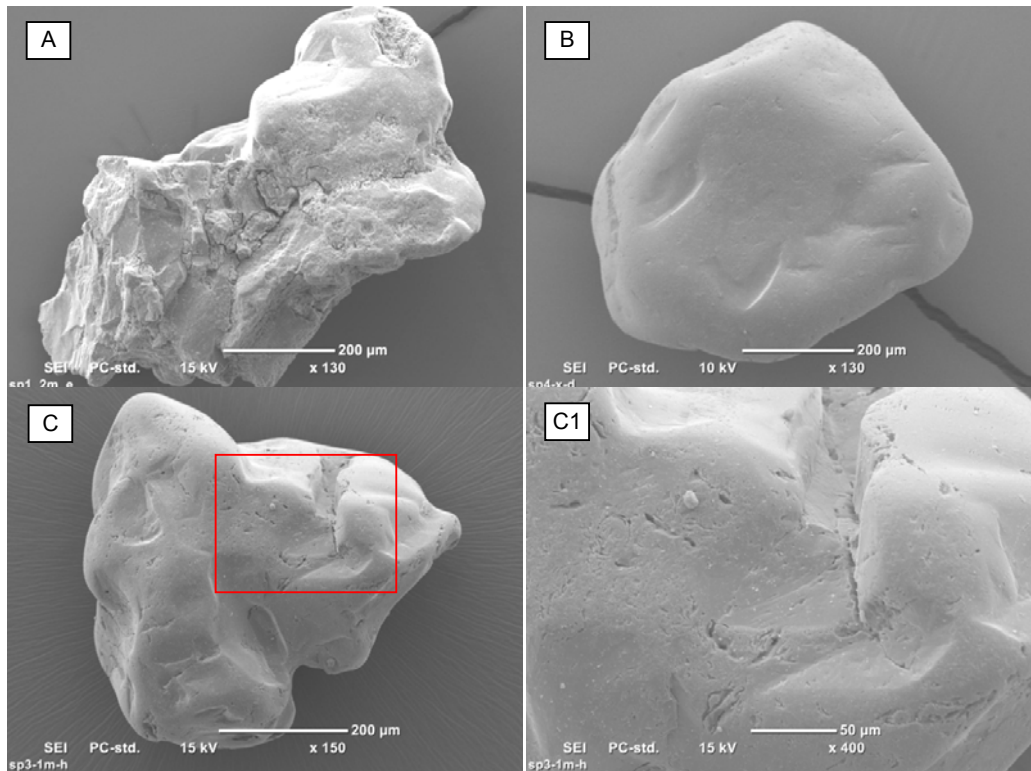


Figura 79. Microtextura por ação conjunta mecânica e química. (A): grão anguloso com topografia muito acentuada, irregular, muito rachado, com arestas afiadas e outras desgastadas bastante atacadas pela ação química com superfícies dissolvidas e intemperizadas. Tais características sugerem grão pouco transportado e logo depositado e intemperizado. (B): grão arredondado de baixo relevo, polido. (C): grão sub-anguloso de médio a alto relevo com arestas e gravuras de dissolução na superfície desgastadas pela abrasão (delatê C1), deixando o grão com aspecto de mais velho (Fotos: arquivo pessoal).

Os grãos das amostras arenosas localizadas no interior da planície (SP1) se destacam por serem sub-angulosos de alto relevo, rachados e com aspecto de grão velho, sinais antigos de impacto como marcas na forma de “v”. Secundariamente são pré-intemperizados, levemente dissolvidos, principalmente nas rachaduras, apresentam arestas com 90 graus e outras arredondadas e alguns poços de dissolução. Estes grãos foram denominados pela microtextura de *grãos próximos à fonte, porém retrabalhados e com intemperismo químico incipiente*.

Os grãos de quartzo situados em sedimentos lamosos sob forte influência marinha são muito intemperizados e muito dissolvidos, com bastantes gravuras (*etching*). Secundariamente são sub-angulosos com arestas mais gastas (redondas), aspecto de grãos mais velho, rachados, com superfícies frescas, marcas na forma de “v”, alto relevo

e poços de dissolução. Estes grãos foram denominados pela microtextura de grãos *quimicamente foscos*.

Os grãos que parecem estar localizados em ambientes mistos se caracterizam principalmente por serem mais dissolvidos com, poços e linhas de poços de dissolução, gravuras de dissolução (*etching*). Secundariamente são sub-angulosos, anguloso, alto relevo, rachados, marcas na forma de “v”, intemperizados, pequenas feições conchoidais. Estes grãos foram denominados pela microtextura de *grãos gravados por dissolução*.

Os grãos das amostras arenosas localizadas próximas à praia (SP4) se destacam por serem mais homogêneos, sendo sub-arredondados, polidos, de aspecto limpo, com arestas suaves. Secundariamente apresentam aspecto de grão velho com sinais de impacto antigos, gravuras de dissolução e marcas na forma de “v” desgastadas, pré-intemperizado ou intemperizado nas depressões e muito pouco dissolvido, porém com alguns poços de dissolução. Estes grãos foram denominados pela microtextura de *grãos maduros*.

5.4.1 Discussão

Apesar do mineral de quartzo ser altamente resistente a danos mecânicos, sendo utilizado como medida de duração da exposição do depósito à abrasão, por exemplo, através de múltiplos retrabalhamentos (Mycielska-Dowgiallo & Woronko (2004) ou múltiplos ciclos, ele registra em sua superfície microtexturas que podem fornecer uma visão sobre a história sedimentar dos sedimentos clásticos, não apenas informações sobre o ambiente de deposição, mas em alguns casos, ciclos sedimentares sucessivos (Vos *et al.*, 2013).

Dentre os grãos analisados, vários apresentaram heranças de ambientes mais energéticos dos quais eles estão depositados. A grande maioria deles foi pouco transportada, logo depositada e posteriormente atacada pelo intemperismo químico em um ambiente predominantemente lamoso de baixa energia sob influência marinha. Os grãos que alcançaram a costa foram mais abrasados mecanicamente e, portanto, perderam parte de suas microtexturas herdadas, incluindo a perda das microtexturas por

ação química. Posteriormente estes grãos foram assentados em sedimentos arenosos ou redepositados em sedimentos lamosos.

A abrasão aparece, primeiramente, como um fator de arredondamento no grão de quartzo. Desta forma, regimes de baixo fluxo não alteraram sensivelmente a forma do grão herdado do afloramento, no entanto, a abrasão aumenta com distância da área fonte (Mahaney, 2002). Assim como, grãos de alto relevo são geralmente diagnóstico para grãos recém intemperizados ou atividade glacial, enquanto baixo e médio relevos são bastante produzidos em ambientes diagenéticos. Neste caso, processos de solução e precipitação preenchem depressões e dissolvem saliências, fazendo com que o relevo do grão diminua (Vos *et al.*, 2013; Mahaney, 2002).

Em conformidade, o contorno do grão está relacionado essencialmente com o modo de transporte, distância/tempo percorrido e o tamanho da partícula, mas é igualmente uma função da forma de grão original da rocha fonte (Vos *et al.*, 2013). Grãos arredondados estão frequentemente relacionados com transporte eólico por saltação; grãos sub-angulosos a arredondados são produzidos em regimes de fluxo superior ou de uma zona intermaré, pois requer abrasão severa para arredondar as arestas de partículas; grãos angulosos geralmente ocorrem em ambientes glaciais onde são esmagados, ou em ambientes de alta energia subaquosa com o limitada distâncias de transporte. Lembram os autores que o contorno do grão pode ser alterado por interações químicas, tais como soluções e precipitações, no entanto, tais efeitos químicos podem ser facilmente distinguidas dos desgastes mecânico.

Na teoria, o grau de abrasão e o grau de arredondamento das arestas aumentam com a descarga do rio devido ao aumento da competência do mesmo, da concentração de sedimentos e da velocidade das partículas (Mahaney, 2002). Segundo o autor, grãos situados em regime fluvial de menor fluxo são sub-angulosos a angulosos os quais mostram arestas com certo grau de arredondamento como resultado do transporte da água. Nesta situação, o fluxo do rio move grãos sobre curtas distâncias, sob-baixa velocidade ocasionando pouca ou nenhuma mudança na morfometria do grão.

Considerando as abordagens de Mahaney (2002) e (Vos *et al.*, 2013), os grãos analisadas na planície de Vitória são predominantemente correlacionados a regime fluvial, transportados sobre curtas distâncias. Microtexturas relacionadas a forte impacto foram

observadas nos grãos localizados principalmente no interior da planície, sugerindo, de certa forma, ambientes relativamente de alta energia subaquosa durante o transporte.

Segundo Vos *et al.* (2013) e Mahaney (2002), o principal diagnóstico para a microtextura de ambientes subaquáticos são as rachaduras de percussão na forma de “v” (*v-shaped*). Este tipo de microtextura são depressões mais ou menos em forma triangulares, refletindo as colisões aleatórias que ocorrem entre os grãos, produzidas principalmente, e quase exclusivamente, por impactos em ambientes subaquáticos altamente energéticos com apreciável contacto grão-a-grão, tais como, transporte fluvial, fluvial-glacial e secundariamente, zona litorânea. Com alta velocidade e colisões diretas, a energia vibratocional é liberada através do grão, resultando em rachadura de percussão ou microtexturas na forma de marcas na forma de “v”. Fraturas do tipo “v” são de tamanho variável que refletem a intensidade do transporte (Mahaney, 2002). Estas marcas foram encontradas em diversos tamanhos e densidade variável nos grãos analisados, indicando níveis energéticos diferentes, ora elevado, pelo tamanho da marca v-shaped, ora constante, pela quantidade de marcas no grão.

Grãos rachados (*cracked grains*) são trincas ou quebras em fragmentos provocados por um impacto súbito. Desta forma, esta microtextura é mais uma vez um indicador de grãos transportados por fluxo fluvial. O nível de rachaduras é maior nos grãos localizados no interior da planície.

Segundo Mendes (1984), a superfície dos grãos de quartzo, tanto areias fluviais como praias, é lisa e translúcida quando observada no microscópio óptico, mas os grãos fluviais possuem mais marcas de impacto e de dissolução que os de praia (Mnaker & Ponder, 1978 *apud* Mendes, 1984). Isto novamente nos leva a apontar fontes terrígenas como os principais fornecedores de grãos de quartzo para o preenchimento da planície, visto que microtexturas como forma de “v” e rachaduras foram as mais frequentemente encontradas.

Os sulcos curvos ou retos e arranhões são marcas superficialmente recuadas na superfície dos grãos que são produzidas durante colisões grão-a-grão quando uma borda submicroscópica de um grão é retirada através do outro grão com um movimento de balanço, portanto, a sua ocorrência é restrita a grãos grossos (> 400 micras), (Vos *et al.*, 2013). Segundo os autores, sulcos e arranhões são característicos também da zona

litorânea onde são produzidos pela ação das ondas. Contudo, eles são menos comuns (cerca de 5% de cobertura da superfície) do que em forma de *v-shaped*. Os sulcos curvos (depressões alongadas e profundas) são comumente associadas à geleira, mas também ocorrem em grãos de sedimentos de movimento de massa (Manahey, 2002). Estes tipo de microtextura indica sinais de impacto forte ocorridos enquanto imaturos ou associado a impacto proveniente da energia liberada pelas ondas.

Ainda associada a microtextura resultante de impacto, a abundância de fracturas conchoidais, cobrindo cerca de 50% da superfície do grão e com tamanhos variados de 10 a mais de 100 μm , são característicos de geleiras esmagadas e grãos recém libertado das rochas cristalinas. Este tipo não foi encontrado neste trabalho. Em ambientes subaquáticos mal selecionados, colisão entre os grãos de quartzo e seixos ou cascalho podem causar a formação de fraturas conchoidal maiores que 50 μm . Fraturas conchoidais em grãos eólicos e litorâneos são mais uniformes no tamanho e, geralmente, menores do que 10 μm (Vos *et al.*, 2013). Sendo assim, as fraturas conchoidais encontradas nas amostras analisadas não estão associadas à geleira nem às dunas, como já era esperado, tão pouca à zona litorânea, mas sim ao ambiente fluvial, pois as fraturas encontradas são poucas (não muito frequentes), porém grandes entre de 35 a 180 μm .

Microtexturas como sulcos, arranhões e fracturas conchoidais apesar de terem sido pouco frequentes nas amostras analisadas, indicam, de qualquer forma forte impacto sofrido pelo grão em algum momento, muito provavelmente associados aos depósitos fluviais.

As microtexturas associadas à ação química como poço/covas por dissolução (*Solution pits*), podem ser extremamente variável na aparência. Sua formação é atribuída á horizontes pedológicos dissolutional e processos diagenéticos (Vos *et al.*, 2013), associados à ação química sobre a superfície do grão. Quando orientados (*Oriented etch pits*), ocorrerem em grãos de quartzo extremamente regular, triangular ou depressões retangulares. Sua ocorrência está ligada à processos diagenéticos em alguns horizontes pedológicos ao entrarem em contato com fluidos alcalinos, tais como água do mar. Observa-se que o seu tamanho e abundância, por vezes, cobrindo mais de 50% da superfície do grão, depende da tempo de permanência dos grãos no ambiente reativo. (Vos *et al.*, 2013). Portanto, essas microtexturas são indicadores de ambientes deposicionais marinhos de baixa energia.

Outra microtextura que assegura a influência de água salgada na alteração química da superfície do grão são as características de precipitação (*precipitation features*), ou seja, revestimentos finos ou grossos de SiO_2 , Fe_2O_3 e/ou CaCO_3 precipitados a partir da solução na superfície dos grãos, seja durante a diagênese ou como um resultado da pedogênese (Mahaney, 2002). Geralmente a Si obscurece ou mascara as microtexturas anteriores. Embora a precipitação da Si nos grãos seja considerada típica de ambientes calmos, estes também são frequentemente encontrados em grãos da zona intermaré, onde sucessivos submersão e exposição faz com que sua formação ocorra (Vos *et al.*, 2013). Grãos com esta características se destacam nos sedimentos lamosos e nos ambientes com influência marinha na área de estudo.

Exemplos de diagênese em sedimentos Quaternários variam de intemperismo médio a suave em material litoestratigráfico para material de origem do solo próximo ao material pedodenicamente alterado (Mahaney, 2002). Segundo o autor, em alguns casos, a diagênese vem da flutuação do lençol freático. Grãos arredondados com múltiplas rachaduras de percussão na forma de “v” e gravuras por dissolução (*dissolution etching*) são microtexturas comuns nos sedimentos Quaternários. Isto corrobora as idades Plesitocênicas encontradas para a grande parte dos depósitos analisados no embaiamento da região de Vitória.

Segundo Suguio *et al.* (2003), o quartzo soterrado em subsuperfície, mesmo a profundidades relativamente rasas e sob pressão e temperatura bastante modestas, pode dissolver e formar estruturas de microestruturas, onde as condições físico-químicas do sedimento, como por exemplo, o pH, irão definir às alterações na superfície do grão.

O pH de um meio controla a precipitação e a dissolução das substâncias em meios naturais, desempenhando um papel importante durante os processos de intemperismo. Num sentido amplo, a solução é em si mesma uma forma de erosão - erosão química (Sunamura, 1992). Por exemplo, o Carbonato de Cálcio é precipitado em meio alcalino e dissolvido em meio ácido, enquanto o quartzo/sílica é precipitado em condições ácidas e dissolvidos em meio alcalino (Mendes, 1984; Suguio *et al.*, 2003). Isto explica a dissolução dos grãos de quartzo situados nos sedimentos lamosos com forte influência marinha depositados no embaiamento. Desta forma, os grãos quimicamente foscos encontrados na área de estudo podem ser usados como indicador de ambientes de sedimentação sob influência marinha.

Os fluidos intersticiais desempenham um papel muito importante nos processos químicos operantes na diagênese, atribuindo a eles a ação dissolvente sobre os constituintes minerais de um sedimento (Mendes, 1984). Considerando que a diagênese é o produto da modificação pós-deposicional dos sedimentos, geralmente considerada como uma fase intermediária entre a fase deposicional e o início do metamorfismo, os grãos quimicamente foscos aqui identificados podem ser considerados como produto diagenético.

A relação entre a idade do sedimento e o grau de transformação dos grãos de quartzo é assegurada somente para os grãos mais jovens e os mais velhos (Kalinska & Nartiss (2013). Segundo os autores, grãos mais jovens apresentam as menores transformações e uma mistura maior de grãos de origem diferentes, ou seja, apresentam alta variabilidade de grãos de quartzo quanto na forma e no tipo de superfície, enquanto os grãos mais velhos revelam as mais altas transformações, são mais homogêneos na forma, bem arredondados e foscos. Apesar desta correlação ter sido estabelecida para sedimento eólico, assume-se o mesmo para se referir à maturidade do grão.

Numa análise conjunta da morfoscopia óptica e eletrônica foi possível definir dois grupos de grãos de quartzo com base na maturidade, no aspecto óptico e nas microtexturas superficiais: um grupo dominado por *processos continentais* e outro por *processos costeiros*. Nos continentais podem atuar transporte fluvial e gravitacional. Nos costeiros podem atuar transporte por ação de ondas, correntes e marés.

Os grãos de quartzo dominados por *processos continentais* são predominantemente angulosos e sub-angulosos, seguidos de grãos sem abrasão, ou seja, com arestas afiadas ou com pouco efeito de transporte, indicando menor maturidade. Este grupo é interpretado aqui como grãos pertencentes ao 1º momento de transporte, pois representam os primeiros sinais de desgaste provocados por efeito mecânico do deslocamento. Os grãos “*continentais*” são representados pelos grãos sem abrasão mais os grãos com angularidade. As características microtexturais são complementares para justificar tal agrupamento e se destacam pelas seguintes microtexturas: grão mais jovem, de relevo alto a médio, irregulares, com superfícies frescas, arestas afiadas e parcialmente polidas, fortes sinais de impacto como rachaduras, quebras, formas de “v”, feições conchoidais, podendo ser fraca ou fortemente atacados pelo intemperismo.

Os grãos de quartzo dominados por processos costeiros são predominantemente sub-arredondados a arredondados e brilhantes, pois refletem moderados a elevados graus de maturidade trabalhados pelas ondas. Este grupo é interpretado aqui como grãos pertencentes ao 2º momento de transporte, pois são grãos que já passaram pelo 1º momento, alcançaram a costa e foram mais desgastados. Os grãos “costeiros” são representados pelos grãos sub-arredondados e arredondados, exceto os com brilho natural, mais os angulosos e sub-angulosos brilhantes. As microtexturas que mais caracterizam estes grãos são: grão mais velho, polido, liso e limpo, de médio a baixo relevo, com sinais de intemperismo variável a fraco, marcas de impacto antigo como formas de “v” e tendência de desaparecimento das microtexturas químicas e mecânicas em função da abrasão física.

Segundo Mendes (1984), sedimentos derivados de rochas cristalinas são do 1º ciclo e somente os sedimentos derivados de rochas sedimentares são do 2º ciclo. Contudo, admite-se que o arredondamento alcançado por uma partícula em um ciclo sedimentar preserva-se em ciclos posteriores, assim, grãos bem arredondados podem ser policíclicos. Pelo fato dos sedimentos em questão não serem derivados de rochas sedimentares, os termos 1º e 2º ciclos não serão adotados aqui. No entanto, os termos 1º e 2º momentos serão usados para discriminar a diferença temporal e de maturidade para explicar a evolução paleoambiental da bacia de sedimentação.

A relação entre os grãos de quartzo dominados por processos costeiros e continentais estabelece uma correlação entre os grãos de origem terrestre e os trabalhados pelo mar, mostrando um claro agrupamento da distribuição espacial das amostras localizadas no interior (SP1 e SP2) e na parte mais externa da planície (SP3 e SP4), contribuindo, desta forma, para a interpretação dos paleoambientes (Figura 80).

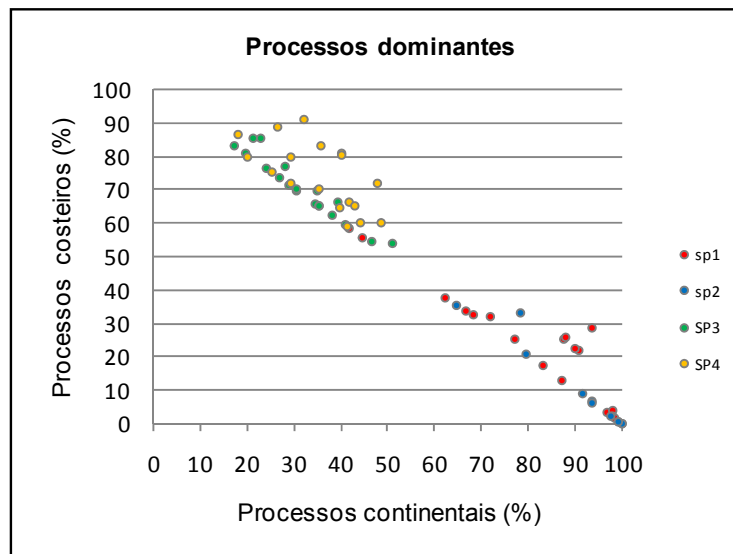


Figura 80. Relação entre os grãos dominados por procesos costeiros e continentais nos sedimentos das sondagens.

O grupo *dominado por processos continentais* apresenta 65% a 100% de grãos “continentais” e menos de 37% de grãos “costeiros”. O grupo *dominado por processos costeiros* apresenta valores entre 54% e 91% de grãos costeiros e entre 17% e 50% de grãos continentais. A presença de grãos de quartzito de ambos os momentos na maioria das amostras explica a mistura de diferentes momentos de deposição, mas mostra nítida dominância de um grupo ou outro, além de explicar uma real mistura de processos na formação dos ambientes deposicionais.

Esta mistura de maturidade sugere que os grãos do 1º momento já depositados no fundo da bacia de sedimentação, ficaram parados ou foram muito pouco retrabalhados, enquanto os grãos do 2º momento adentravam na bacia, na medida em que a energia do ambiente permitisse, juntando os dois tipos de grãos. Por isso, é clara a redução de grãos imaturos em direção à costa e de grãos maduros em direção ao continente. As microtexturas relacionadas ao intemperismo químico na superfície dos grãos de quartzito não direcionam para os grupos sob domínio continental nem costeiro. Superfícies dissolvidas, precipitadas, gravuras e poços de perfuração/dissolução estão associados aos processos físico-químicos pós-deposicionais.

5.5 Estratigrafia de alta resolução do Holoceno Médio-Superior: interpretação em testemunhos

5.5.1 Litologia

A estratigrafia de alta resolução deste capítulo se refere a três testemunhos rasos: T_A (2,03 m), T_C (4,8 m) e T_D (4,3 m) realizados no manguezal de Vitória.

Três unidades litológicas foram agrupadas conforme os grupos texturais apresentados no modelo estatístico *Gradistat* (Anexo 3). Para melhor visualização e caracterização da litologia foram plotados na Figura 81 os valores do diâmetro médio em phi, os percentis de areia, matéria orgânica e de CaCO_3 e a razão C/N de cada amostra, além da presença de conchas (preservadas/fragmentadas), fragmentos vegetais (folhas/galhos) e datações radiométricas (^{14}C).

O grupo textural areia apresenta em média 94% de areia. Esse grupo é caracterizado por areia fina a grossa (Mz: 0,5 a 2,3 phi, média de 1,8 phi), mal a moderadamente bem selecionada ($\sigma = 2,1$ a 0,4), assimetria predominantemente para o lado dos finos ($S_k = -0,003$ a 0,5) e curtose muito leptocúrtica ($K = 0,89$ a 4,5). Essas areias não possuem matéria orgânica e apresentam variáveis teores de Carbonato de Cálcio (0% a 44%).

A areia lamosa apresenta em média 73% de areia e 27% de lama composta pelas frações de areia média a silte grosso (Mz: 1,5 a 5,9, média de 3,16 phi), muito mal a mal selecionada ($\sigma = 3,3$ a 1,2), assimetria predominantemente fina ($S_k = -0,4$ a 0,64) e curtose muito leptocúrtica ($K = 0,59$ a 3,8). Esse grupo apresenta cerca de 6% de matéria orgânica (variando de 1 a 20%) e 9% de Carbonato de Cálcio (variando de 2 a 23%).

O grupo textural lama apresenta em média 95% de lama, composto pelo diâmetro médio de silte fino (Mz= 7,2 phi), mal selecionado ($\sigma = 1,1$ a 1,8), simétrico ($S_k = -0,04$ a 0,09) e curtose mesocúrtica ($K = 0,89$ a 1,1). O grupo é caracterizado por apresentar valores muito elevados de matéria orgânica (29%, variando de 9 a 43%) e baixos teores de Carbonato de Cálcio (12%, variando de 2 a 34%).

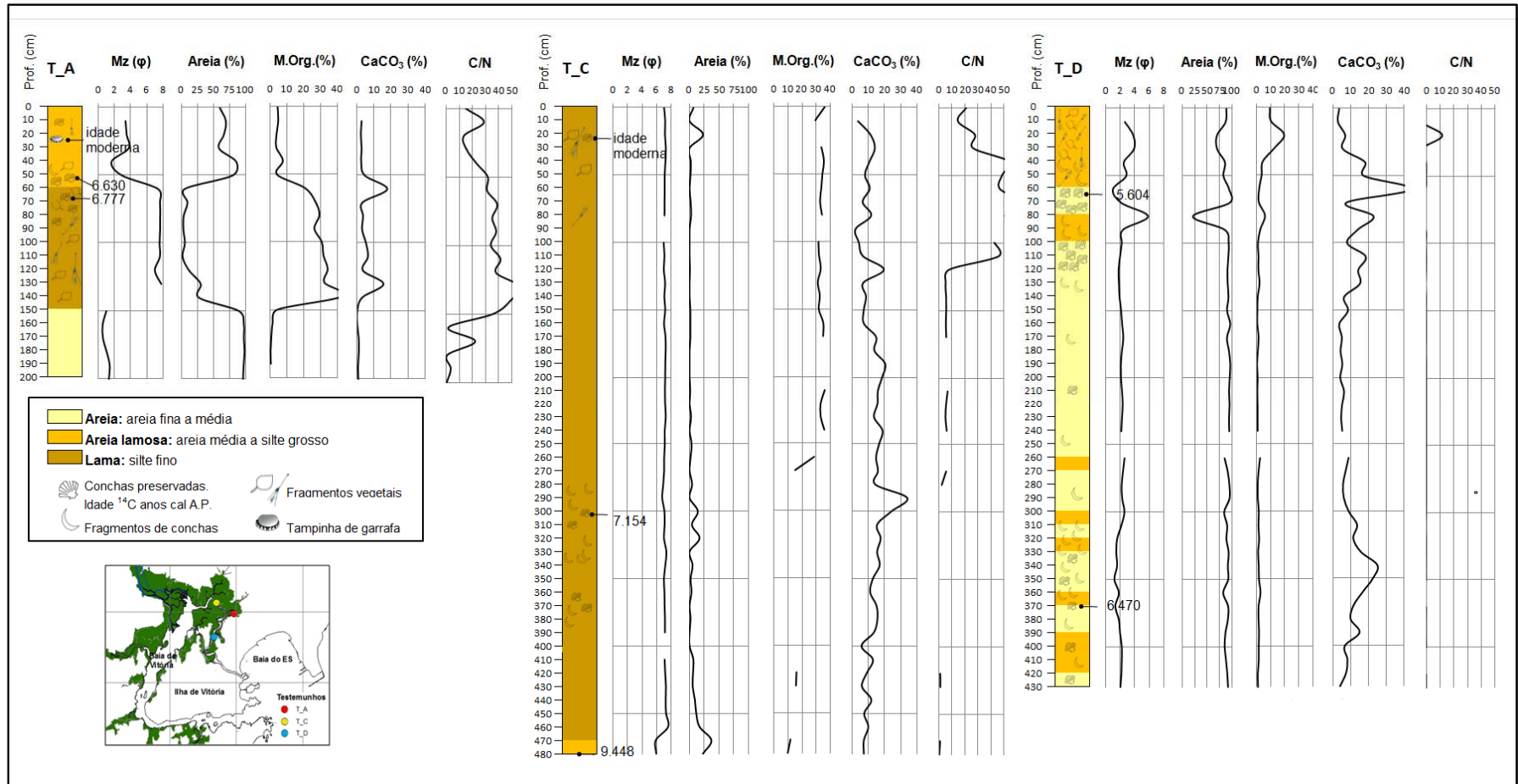


Figura 81. Perfis esquemáticos da litologia dos testemunhos realizados no manguezal de Vitória.

Certa homogeneidade com relação às cores caracteriza os testemunhos. As amostras arenosas apresentam cor marrom ou cinza. A primeira se refere apenas as amostras compreendidas abaixo da profundidade de 1,5 m do testemunho T_A e as areias de cor cinza caracterizam as amostras ao longo do testemunho T_D (Figura 82 T_D b). As areias lamosas localizadas no topo do T_A apresentam cores variadas entre amarronzada, cinza e azulada, (Figura 82 T_A) e, marrom muito escuro no topo do T_D (Figura 82 T_D a). O sedimento lamoso é caracterizado por um marrom muito escuro até 2,8 m (Figura 82 T_C), mudando bruscamente para uma cor cinza até a base do T_C (Figura 83).



Figura 82. Aspecto visual dos sedimentos. Testemunho T_D: (T_D a) topo do testemunho composto por areia lamosa marrom escuro, com concentração de conchas inteiras e fragmentadas; (T_D b) areia cinza com fragmentos de conchas caracterizando a maior parte do testemunho. Testemunho T_A: areia lamosa de cores variadas entre tons de cinza e azul contrasta com a lama marrom escuro. Testemunho T_C: lama marrom escuro de aspecto bastante homogêneo caracterizando o testemunho até 2,8 m de profundidade.

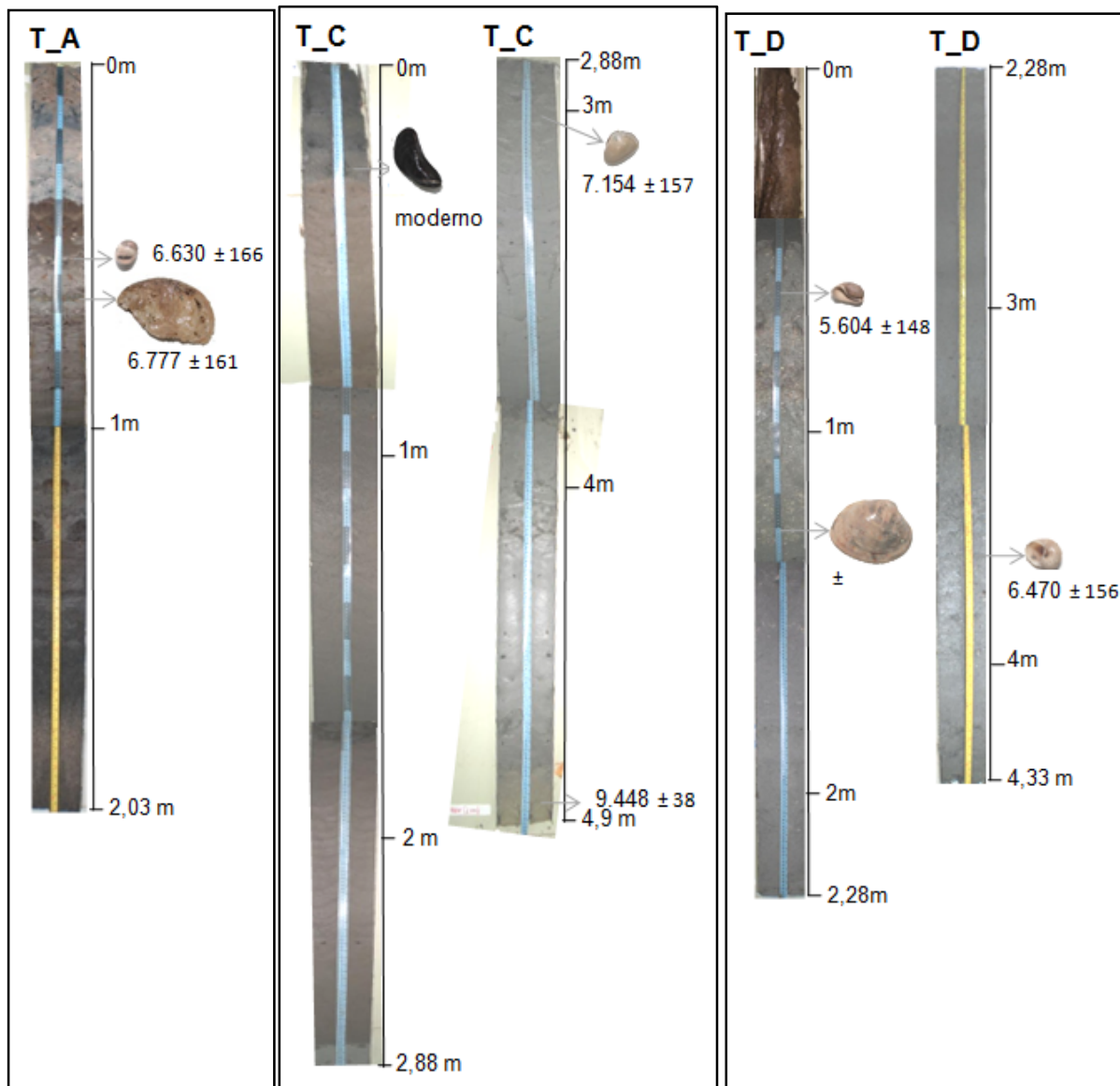


Figura 83. Testemunhos abertos para caracterização visual da textura, cor, estruturas e fácies. As conchas ilustradas apresentam idade ^{14}C anos calibrados A.P.

5.5.2 Paleontologia

As conchas encontradas nas sondagens são compostas predominantemente pelas classes Bivalvia e Gastropoda, seguida de um exemplar da classe Scaphopoda. Os gêneros e famílias identificados revelam conchas de origem marinha e estuarina, comuns na costa brasileira, de hábitat em fundo predominantemente de areia e lama em profundidades entre 0 a 10 ou 30 m (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**Tabela 15).

Tabela 15. Taxonomia das conchas encontradas nos testemunhos.

Furo	Prof. de coleta (m)	Classe	Família	Espécie	Ambiente	Prof. de ocorrência (m)
T_A	0,10	Bivalvia	Veneridae	Anomalocardia brasiliiana	Marinho	0 a 30
T_A*	0,55	Gastropoda	Neritidae	Neritina virginea	Marinho e estuarino	0 a 10
T_A	0,57	Gastropoda	Neritidae	Neritina virginea	Marinho e estuarino	0 a 10
T_A*	0,67	Bivalvia	Ostreidae	Crassostrea sp.	Marinho e estuarino	-
T_A	0,76	Bivalvia	Corbulidae	Corbula caribaea	Marinho	10a 30
T_C*	0,28	Bivalvia	Mytilidae	Mytella charruana	Estuarino	0 a 10
T_C	3,00	Scaphopoda	Dentaliidae	Paradentalium infractum	Marinho	0 a 70
T_C*	3,04	Bivalvia	Corbulidae	Corbula cymella	Marinho	-
T_D	0,34	Bivalvia	Corbulidae	Corbula caribaea	Marinho	10 a 30
T_D*	0,58	Gastropoda	Bullidae	Bulla striata	Marinho	0 a 10
T_D	0,61	Bivalvia	Lucinidae	Divaricella quadrisulcata	Marinho	0 a 70
T_D	0,76	Gastropoda	Muricidae	Chicoreus sp	-	-
T_D	0,83	Bivalvia	Veneridae	Chione intapurpurea	Marinho	-
T_D	1,08	Bivalvia	Tellinidae	Tellina pettitiana	Marinho	10 a 30
T_D	1,10	Bivalvia	Veneridae	Tivela mactroides	Marinho	0 a 30
T_D*	1,20	Bivalvia	Veneridae	Tivela isabelleana	Marinho	0 a 30
T_D	3,34	Bivalvia	Arcidae	Anadara notabilis	Marinho	0 a 10
T_D	3,51	Gastropoda	-	-	-	-
T_D	3,69	Gastropoda	Cerithiidae	Cerithium atratum	Marinho	0 a 30
T_D*	3,70	Gastropoda	Naticidae	Natica livida	Marinho	0 a 30

* Conchas datadas por radiocarbono (^{14}C).

As idades obtidas asseguram sedimentação holocênica nos três testemunhos. Idades entre 9.448 ± 38 anos cal. A.P. (sedimento orgânico) e moderna marcam os 5 metros da sedimentação (**Erro! Auto-referência de indicador não válida.**). É válido ressaltar que as conchas datadas, apesar de estarem bem preservadas, ou seja, pouco desgastadas pela abrasão mecânica podem ser mais antigas que o depósito no qual foram depositadas. Por isso, é preciso ter cautela na interpretação desses depósitos que podem ser mais jovens do que indicado pela datação.

Tabela 16. Idades calibradas (^{14}C) das conchas coletadas nos testemunhos. Idade em radiocarbono antes de 1950 (B.P.) usando meia idade de 5.568 anos.

Código	UTM		Prof (m)	Idade cal ^{14}C (anos A.P.)	\pm	Espécie	Ambiente
TA-55	364855	7759915	0,55	6.630	166	<i>Neritina virginea</i>	Marinho e estuarino
TA-67	364855	7759915	0,67	6.777	161	<i>Crassostrea sp.</i>	Marinho e estuarino
TC-28	363536	7760678	0,28	moderno	-	<i>Mytella charruana</i>	Estuarino
TC-304	363536	7760678	3,04	7.154	157	<i>Corbula cymella</i>	Marinho
*TC-480	363536	7760678	4,80	9.448	38		
TD-58	363370	7758257	0,58	5.604	148	<i>Bulla striata</i>	Marinho
TD-370	363370	7758257	3,7	6.470	156	<i>Natica livida</i>	Marinho

* Datação do sedimento orgânico.

5.5.3 Geoquímica

Os resultados geoquímicos referem-se aos valores da razão Carbono Orgânico Total /Nitrogênio total (C/N) da matéria orgânica dos sedimentos. O testemunho T_D apresentou valores de C/N abaixo do limite de detecção, devido à ausência de matéria orgânica nos sedimentos, portanto, esses valores não serão discutidos, limitando-se principalmente aos testemunhos T_A e T_C. Razões C/N abaixo de 10 foram encontrados na base dos testemunhos (até 160 e 120 cm). Nota-se uma mudança brusca da razão C/N em ambos os testemunhos em direção ao topo, onde passam a registrar valores ≥ 20 em direção ao topo. No topo os valores da razão C/N tendem a cair ficando entre 10 e 20. (Figura 84).

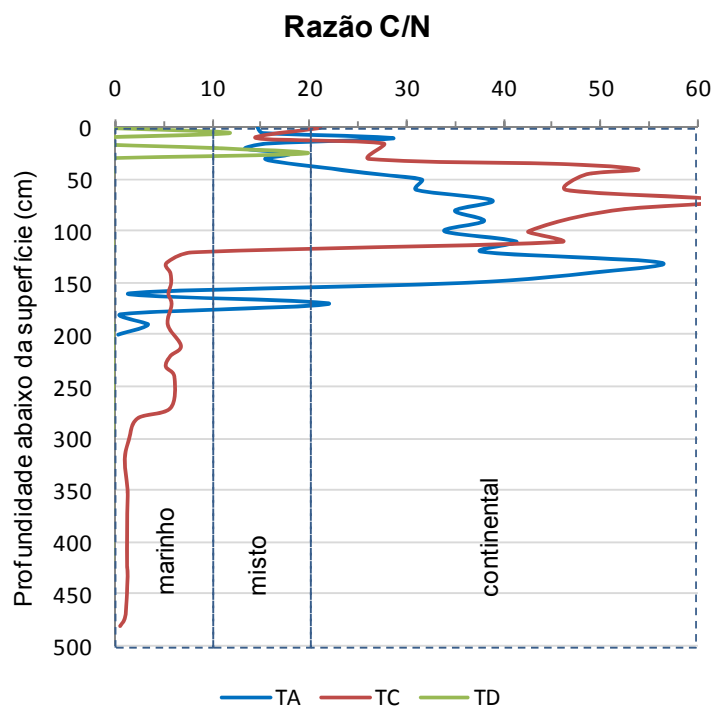


Figura 84. Razão C/N dos três testemunhos realizados no estuário de Vitória.

Testemunho T_A: entre 200 e 180 cm de profundidade a razão C/N é abaixo de 3. Na profundidade 170 cm a razão C/N sobe para 22 e cai para 1. Entre 150 e 40 cm a razão C/N muda bruscamente para valores entre 23 e 56. Entre 35 cm e o topo do testemunho, os valores são intermediários (entre 13 e 18), exceto a amostra 10 cm que apresentou C/N igual a 29 (Figura 84).

Testemunho T_C: entre 480 e 120 cm de profundidade a razão C/N ficou abaixo de 10 (entre 0 e 8). Entre 110 cm e o topo a razão C/N muda bruscamente para valores valores entre 21 e 63, exceto a amostra 10 cm que apresentou C/N igual a 14 (Figura 84).

5.5.4 Descrição faciológica

As fáceis foram definidas com base nos dados sedimentológicos (aparência/cor, granulometria e composição: matéria orgânica e Carbonato de Cálcio). Dados cronológicos (^{14}C), malacológicos e geoquímicos foram utilizados para auxiliar na

compreensão da evolução das fácies. Os valores percentuais apresentados para caracterizar as fácies são valores médios (Figura 85).

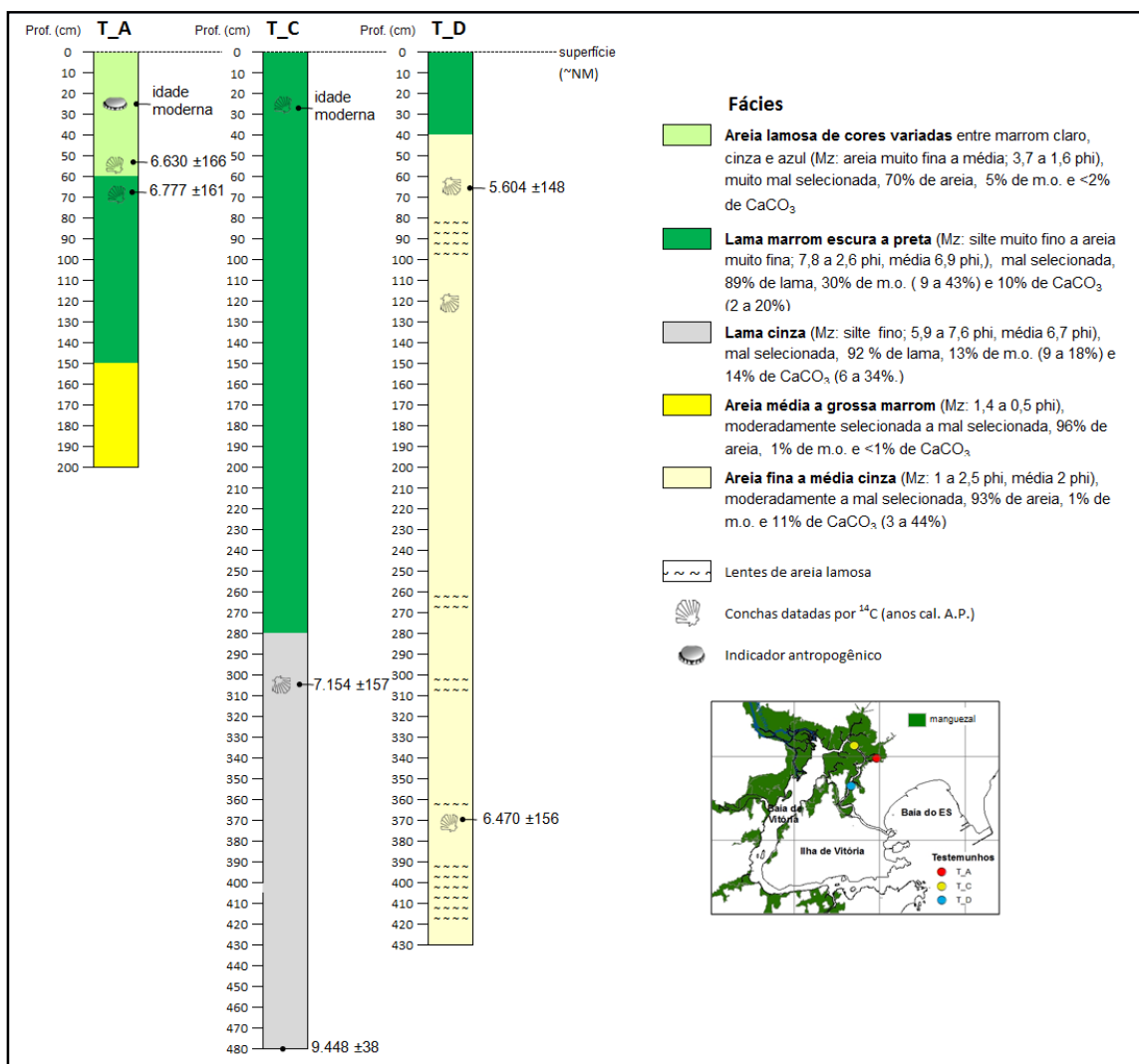


Figura 85. Perfis estratigráficos dos testemunhos realizados no manguezal de Vitória para identificação das fácies.

Fácies de areia lamosa de cores variadas: Esta fácies foi encontrada apenas no topo do T_A até os 60 cm iniciais e é formada por areia lamosa (70% areia) de cores entre marrom claro, cinza e azul, com diâmetro médio variando de areia muito fina a média ($M_z = 2,4$ phi), muito mal selecionada ($\sigma = 2,3$), assimetria com tendência para os grãos finos ($Sk = 0,43$) e curtose muito leptocúrtica na base e muito platicúrtica em direção ao topo ($K = 0,59$ a $2,79$). Baixos teores de matéria orgânica (5%) e $CaCO_3$ (2 a 4%), além de fragmentos de conchas e vegetais caracterizam este depósito.

Na base desta fácies (entre 60 e 40 cm) é nítida a presença de sedimento mais arenoso de cor marrom escura, composto por grãos levemente mais grossos, mais selecionados e curtose muito leptocúrtica. Tais características refletem maior energia do ambiente quando comparada ao intervalo superior (entre 40 e 0 cm) caracterizado por sedimentos de cores variadas (cinza/bege azulado), mais lamosos, areia mais fina, pior seleção e curtose platicúrtica. Diferenças nos parâmetros granulométricos parecem refletir mudanças no padrão de sedimentação de um ambiente relativamente de maior energia na base para um de menor energia até a superfície.

Uma valva de uma concha bem preservada da espécie *Neritina virgínea*, comum em ambiente marinho/estuarino, encontrada na base desta fácies foi datada em 6.630 ± 166 anos cal. A.P. Na profundidade de 25 cm da superfície foi encontrada uma tampa de garrafa de plástico (indicador antropogênico) sinalizando idade recente do depósito.

Fácies de lama marrom escura a preta: Essa fácies é bastante representativa nos testemunhos, com espessura que varia de 40 cm (T_D) a 2,8 m (T_C). É caracterizada por uma lama de cor marrom escura a preta bastante homogênea ao longo do testemunho, composta por diâmetro médio entre silte muito fino a areia muito fina ($Mz = 7,8$ a $2,6 \phi$, média $6,9 \phi$), mal selecionada ($\sigma = 1,4$), predominantemente simétrica ($Sk = 0,07$) e curtose predominantemente mesocúrtica ($K = 1,1$). Apresenta teores elevados de matéria orgânica, 30% (entre 9 e 43%) e baixos percentuais de $CaCO_3$, entre 2 a 20% (média 10%). Fragmentos de vegetais como restos de folhas e galhos foram encontrados nas camadas superiores desta fácies, assim como conchas desarticuladas e fragmentos.

A cor marrom escura que predomina nos sedimentos desta fácies reflete o elevado teor de matéria orgânica. Segundo Suguio *et al.* (2003), sedimento com esta cor está presente em depósitos Holocênicos mais jovens como no caso dos depósitos estuarinos da Formação Cananéia/SP.

Duas datações em Bivalvia foram obtidas para esta fácies: espécie *Crassostrea sp.*, comum de ambiente marinho e estuarino, datada de 6.777 ± 161 anos cal. A.P. situada a 67 cm da superfície do T_A e *Mytella charruana*, típica de estuários, encontrada completamente fechada e sem nenhum efeito de abrasão a cerca de 28 cm da superfície do T_C, datada de idade moderna.

Fácies de lama cinza: Esta fácies situa-se na metade inferior do T_C e apresenta 2 m de espessura. Esse depósito se distingue da fácies estratigraficamente acima primeiramente pela cor do sedimento e secundariamente, pelo diâmetro médio mais fino, menor teor de matéria orgânica e maior concentração relativa de Carbonato de Cálcio. Esta fácies é caracterizada por uma lama de cor cinza bastante homogênea ao longo do testemunho, composta por diâmetro médio de silte fino ($Mz = 5,9$ a $7,6 \phi$, média $6,7\phi$), mal selecionada ($\sigma = 1,5$), simétrica ($Sk = -0,04$) e curtose predominantemente mesocúrtica ($K = 0,95$). Os teores de matéria orgânica variam de 9 a 17% (média 13%) e de $CaCO_3$ variam entre 6 a 34% (média 13%). Nesta fácies não foram encontrados fragmentos vegetais.

Conchas preservadas e fragmentadas aparecem ora concentradas, ora ausentes em certas camadas. A Bivalvia *Corbula cymella*, comum de ambiente marinho, foi encontrada a cerca de 3 m de profundidade em bom estado de conservação, porém com uma valva. Sua datação indicou idade em torno de 7.154 ± 157 anos cal. A.P. O sedimento orgânico na base desta fácies foi datado em 9.448 ± 38 anos cal. A.P.

Fácies de areia média a grossa marrom: Esta fácies situa-se apenas nos 50 cm finais do T_A e é caracterizada por uma areia média a grossa de cor marrom, composta por diâmetro médio entre 1,4 a 0,5 ϕ , diferenciando-se das demais fácies por ser moderadamente selecionada a mal selecionada ($\sigma = 1$, variando entre 0,5 a 1,7), com assimetria tendendo para os finos ($Sk = -0,003$ a 0,5) e curtose predominantemente leptocúrtica ($K = 0,98$ a 3,12). Os teores de matéria orgânica (1%) e $CaCO_3$ (<1%) são desprezíveis. O grau de seleção indica melhor retrabalhamento durante o deslocamento e a curtose predominantemente leptocúrtica indica condições de transporte. A quase ausência de matéria orgânica indica a própria condição energética do ambiente deposicional e a cor marrom destas areias parece refletir, então, a concentração de ácidos úmicos impregnados após a deposição.

Fácies de areia fina a média cinza: Esta fácies foi encontrada praticamente ao longo de todo o testemunho T_D (a partir dos 40 cm em direção à base) e é formada majoritariamente por areia fina a média de cor cinza ($Mz = 2,5$ a 1ϕ), composta por 93% de areia com seleção moderada a ruim ($\sigma = 1,2$, variando de 0,45 a 2), assimetria variável ($Sk = -0,41$ a 0,56) e curtose muito leptocúrtica ($K = 2,29$). Insignificantes teores de matéria orgânica (1%) e baixos teores de $CaCO_3$ (3 a 44%, média de 11%) caracterizam os

sedimentos desta fácies. Muitas conchas e fragmentos foram encontrados ao longo de todo o testemunho e nenhum fragmento vegetal, garantindo a ausência completa de matéria orgânica. A cor cinza do sedimento, de fato, não está relacionada à presença de matéria orgânica, pelo contrário, sua ausência sugere ambiente relativamente energético. Esta fácies é marcada por várias lentes de areia lamosa.

A significativa quantidade de conchas desarticuladas inteiras e fragmentadas garante forte influência das águas marinhas na deposição desta fácies. Duas conchas marinhas foram datadas nesta fácies. Uma delas parece marcar um evento importante de maior influência marinha no ambiente em função do número muito grande de moluscos concentrados: a espécie *Bulla striata* situada a 58 cm da superfície, datada em 5.604 ± 148 anos cal. A.P. e a espécie *Natica lívida* situada a 3,7 m da superfície, com idade em torno de 6.470 ± 156 anos cal. A.P.

5.5.5 Discussão

As três unidades litológicas caracterizam de certa forma a energia de cada depósito, sendo o diâmetro médio e os teores de lama e areia dos sedimentos as principais variáveis na definição de fácies. Secundariamente o grau de seleção é um bom parâmetro para interpretação paleambiental, que juntamente com o diâmetro do sedimento é um importante identificador de energia, distância e duração de transporte, proximidade da área fonte e quantidade de abrasão (Le Roux & Rojas, 2007). É nítida a clareza do melhor selecionamento nas amostras arenosas, comumente associadas a ambientes praias e pior selecionamento nas amostras lamosas, comum em ambientes estuarinos e lagunares.

A curtose apesar de ser um parâmetro granulométrico pouco utilizado (Muehe, 2002) e menos influente no reconhecimento de tendências de transporte (Le Roux & Rojas, 2007), demonstrou boa correlação com as fácies interpretadas. Segundo Tanner (1995), a curtose pode ser um índice de densidade de energia. O valor médio das curtoses encontrado na fácies de areia fina a média de cor cinza varia de leptocúrtica a muito leptocúrtica, o que pode indicar maior energia do ambiente. A fácies de areia média a

grossa marrom também apresentou predomínio da curtose leptocúrtica, porém com valores bastante variáveis (Figura 86).

Os valores das curtoses das fácies lamosas (lama marrom/preta e lama cinza) e da fácies areia lamosa de cores variadas convergem para mesocúrtica a platicúrtica. Gyllencreutz *et al.* (2010), baseado em parâmetros de tamanho granulométrico de testemunhos, propõem uma interpretação paleoceanográfica para a plataforma sudeste Brasileira no Holoceno e abordam, dentre outras características do sedimento, a curtose platicúrtica como sendo típica de sedimentos lamosos. Desta forma, pode ser estabelecida aqui uma relação do valor da curtose e a energia do ambiente por meio do tamanho médio dos grãos (Figura 86). Nota-se que nas fácies lamosas predominam as curtoses mesocúrtica e platicúrtica, enquanto nas fácies arenosas predomina a curtose leptocúrtica.

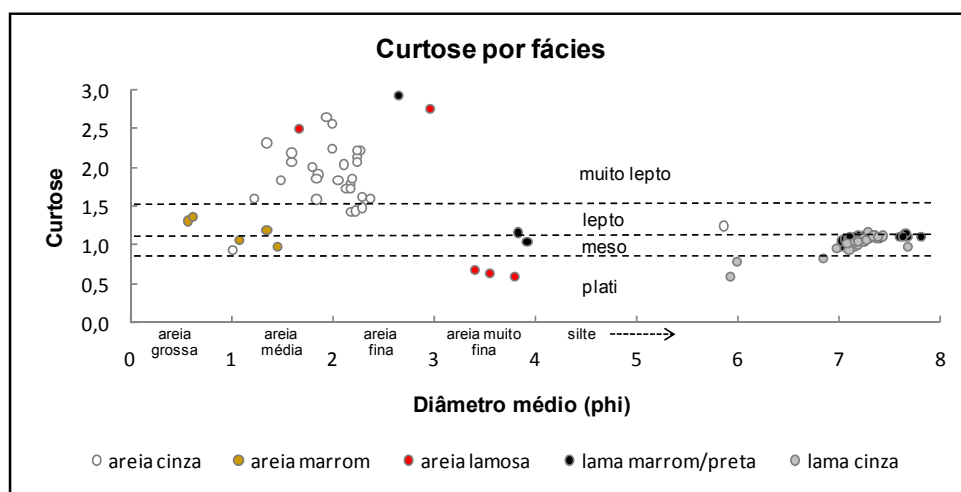


Figura 86. Relação dos valores de curtose e diâmetro médio dos grãos das fácies identificadas nos testemunhos.

Os resultados da razão C/N obtidos da matéria orgânica dos sedimentos possibilitaram juntamente com as características sedimentológicas interpretações paleoambientais coerentes.

Segundo Van Soelen *et al.* (2012) e Meyers (1994) a razão C/N é um *proxy* que pode ser usado para diferir fonte continental e marinha da matéria orgânica, sendo o valor da primeira sempre maior que o da segunda. Segundo Meyers (1994; 1997) fitoplânctons apresentam razão C/N entre 4 e 10, enquanto plantas tipicamente superiores/continentais exibem valores ≥ 20 . Valores entre 10 e 20 sinalizam mistura entre as duas fontes.

Tabela 17. Resultado da razão C/N dos testemunhos e classificação dos valores conforme Bader (1955).

Testemunho T_A			Testemunho T_C			Testemunho T_D		
Prof. (cm)	Razão C/N	Classif.	Prof. (cm)	Razão C/N	Classif.	Prof. (cm)	Razão C/N	Classif.
0	15	mista	0	21	mista a continental	0	< LD	—
5	15	mista	10	14	mista	5	12	mista
10	29	continental	15	28	continental	10	< LD	—
15	16	mista	30	26	continental	15	< LD	—
20	13	mista	35	47	continental	20	11	mista a marinha
25	18	mista	40	54	continental	25	19	mista a continental
30	15	mista	45	48	continental	30	< LD	—
35	18	mista	60	47	continental	35	< LD	—
40	23	mista a continental	70	63	continental	40	< LD	—
45	27	continental	80	51	continental	45	< LD	—
50	32	continental	100	42	continental	60	< LD	—
60	31	continental	110	46	continental	70	< LD	—
70	39	continental	120	8	mista a marinha	80	< LD	—
80	35	continental	130	5	marinha	90	< LD	—
90	38	continental	140	6	marinha	100	< LD	—
100	34	continental	150	6	marinha	110	< LD	—
110	41	continental	160	5	marinha	120	< LD	—
120	38	continental	170	6	marinha	140	< LD	—
130	56	continental	190	5	marinha	150	< LD	—
140	49	continental	210	7	mista a marinha	160	< LD	—
150	36	continental	220	6	marinha	170	< LD	—
160	1	marinha	230	5	marinha	180	< LD	—
170	22	mista a continental	240	6	marinha	190	< LD	—
180	1	marinha	270	6	marinha	200	< LD	—
190	3	marinha	280	2	marinha	210	< LD	—
200	0	marinha	300	1	marinha	220	< LD	—
			320	1	marinha	230	< LD	—
			350	1	marinha	240	< LD	—
			370	1	marinha	250	< LD	—
			420	1	marinha	260	< LD	—
			430	1	marinha	270	< LD	—
			470	1	marinha	280	< LD	—
			480	0	marinha	290	< LD	—
						300	< LD	—
						310	< LD	—
						320	< LD	—
						330	< LD	—
						340	< LD	—
						350	< LD	—
						370	< LD	—
						380	< LD	—
						390	< LD	—
						400	< LD	—
						420	< LD	—
						430	< LD	—

LD- Valor abaixo do limite de detecção

C/N ≤ 6: origem marinha

6 < C/N ≤ 12: origem mista a marinha

12 < C/N ≤ 18: origem mista

18 < C/N ≤ 24: origem mista a continental

C/N > 24: origem continental

Numa interpretação mais detalhada dos valores de C/N, Bader (1955) classifica da seguinte forma: C/N até 6, origem marinha; C/N acima de 6 até 12, origem mista tendendo a marinha; C/N acima de 12 até 18, origem mista; C/N acima de 18 até 24, origem mista tendendo a continental e C/N acima de 24, origem continental. Veja como os valores de C/N encontrados nos testemunhos se enquadram nessa classificação.

Testemunho T_A (Maria Ortiz, atrás do cordão Holocênico)

Na base do T_A (entre 200 e 160 cm) a fácies arenosa não apresentou indicadores marinhos na composição do sedimento, no entanto, registra-se neste intervalo domínio de matéria orgânica de origem marinha (C/N entre 0 e 3). Todavia, parece que o ambiente deu uma variada para misto tendendo a continental por conta do pico de C/N igual a 22 em 170 cm (Figura 87). Como se trata de uma área geomorfologicamente abrigada e com pouco alcance das areias costeiras, o diâmetro médio a grosso na base pode se reflexo de uma herança geológica e o grau de seleção moderadamente bom mais a curtose predominantemente leptocúrtica pode indicar condições de transporte.

Entre 150 e 40 cm registra-se matéria orgânica de origem continental com valores de C/N bem altos, entre 23 e 56, indicando ambiente sem vegetais aquáticos. A entrada de aporte terrestre no ambiente pode sugerir recuo da influência marinha. Este intervalo corresponde principalmente a fácies de lama marrom escuro a preto com presença de moluscos marinho/estuarinos, fragmentos de bioclastos e muitos fragmentos vegetais (folhas e raízes), refletindo o elevado teor de matéria orgânica. As idades ^{14}C de conchas obtidas para este depósito foram 6.777 ± 161 e 6.630 ± 166 anos cal. A.P. (-0,7 e -0,5 do nível do mar).

Os parâmetros granulométricos sinalizam mudança no padrão de sedimentação entre 60 e 40 cm, onde se registra a fácies de areia lamosa, sedimento mais grosso e curtose muito leptocúrtica, refletindo a entrada de maior energia no ambiente e redução gradativa da razão C/N que passa a assumir valor de fonte mista tendendo a continental exatamente em 40 cm (C/N igual a 23).

Em direção ao topo, entre 35 e 0 cm, a razão C/N reduz gradativamente e assume valores de ambiente tipicamente misto (C/N entre 13 e 18), indicando novamente entrada de

matéria orgânica de origem marinha no sistema. O pico de C/N igual a 29 em 10 cm de profundidade pode indicar uma entrada maior de matéria orgânica continental, possivelmente associada a um evento chuvoso na bacia. Entre 35 e 0 cm corresponde ao estuário moderno caracterizado por fácies de areia lamosa com areias mais finas, maior teor de lama, pior seleção e maior valor de curtose (platicúrtica) que o intervalo anterior, mostrando mais uma vez, mudança no padrão de sedimentação para um ambiente mais calmo.

O intervalo grande entre as idades das fácies sob domínio terrestre (6,7-6,7 mil anos cal. A.P.) e sob domínio misto (idade moderna) sugere que as conchas datadas são realmente mais antigas que o depósito e/ou que há um hiato erosivo entre ambos os registros. O perfil da razão C/N no testemunho T_A acompanha os percentuais de matéria orgânica e de lama, ou seja, quando ambos diminuem o C/N também diminui.

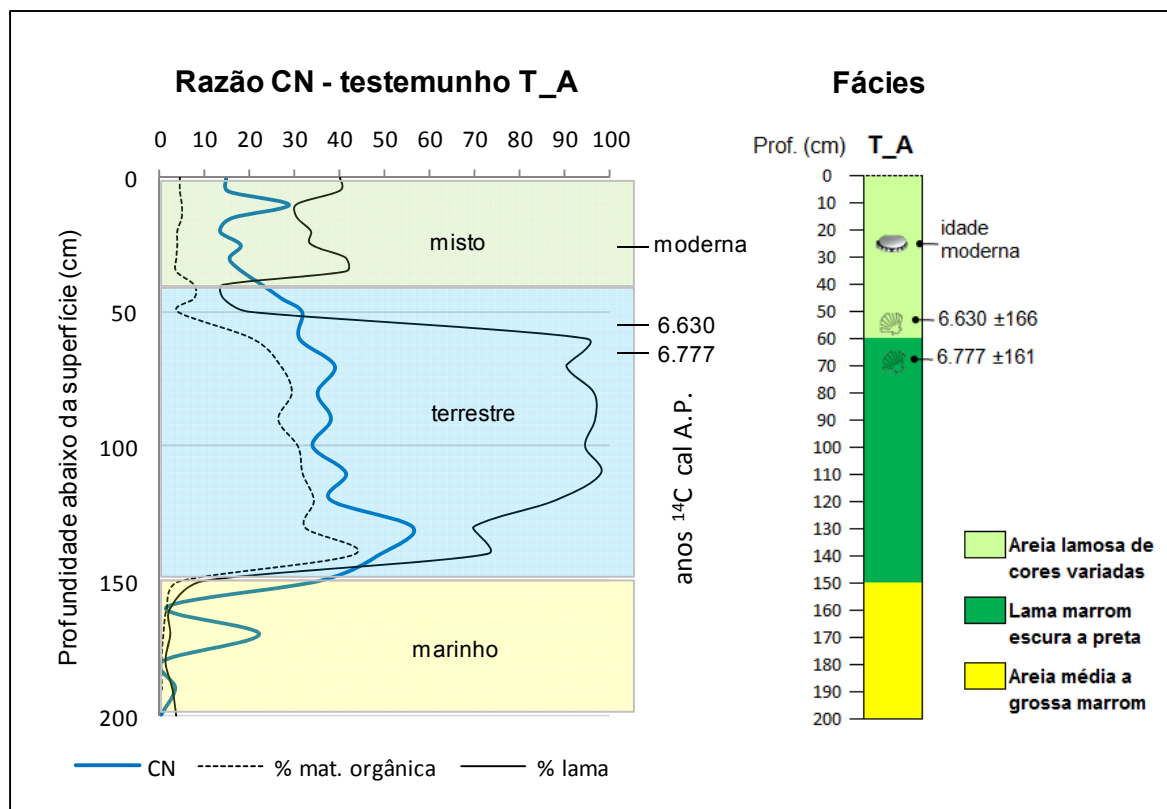


Figura 87. Perfis dos valores de C/N e fácies litológicas ao longo do testemunho T_A. Os ambientes marinho, terrestre e misto são referentes aos limites estabelecidos para origem da matéria orgânica baseados na razão C/N.

Testemunho T_C (Ilha do Lameirão, parte interna e mais preservada do manguezal)

Na base do T_C (entre 480 a 280 cm) a fácies de lama cinza, caracterizada pela presença de conchas marinhas como *Paradentalium infractum* e *Corbula cymella*, e variáveis teores de carboante de cálcio e de matéria orgânica marcam um ambiente sob influência marinha, confirmado pelos valores da razão C/N entre 0 e 8, ocorrido aproximadamente entre 9.448 ± 38 anos cal. A.P. (base) e 7.154 ± 157 anos cal. A.P. (300 cm). Segundo Bastos *et al.* (2010), Almeida (2009) e Bernardo (2009), sedimento com características e idade semelhantes (7.200 anos cal. A.P.) foram encontrados na base de outros testemunhos na baía de Vitória, os quais foram interpretados em conjunto com assembleias de foraminíferos conforme Bastos *et al.* (2010), como sendo fácies relacionada a domínio mais marinho (Figura 89).

Associa-se o intervalo entre 280 e 0 cm a fácies estuarina como depósitos de planície de maré caracterizada por elevados teores de matéria orgânica (30%) e presença de conchas marinhas/estuarinas e estuarinas, além de fragmentos vegetais próximo do topo. Quantidades semelhantes de matéria orgânica foram encontradas por Bernardo (2009) e Bouillon *et al.* (2003) em sedimentos de mangue. Valores da razão C/N apontam para manutenção do aporte orgânico de origem marinha durante o início da deposição dessa fácies lamosa até 120 cm, onde neste ponto registra-se a transição de C/N de um ambiente marinho (C/N igual 8) para continental até 15 cm (C/N entre 26 a 63), que depois evolui para ambiente misto tendendo a continental entre 10 e 0 cm (C/N entre 14 e 21), (Figura 88).

No testemunho T_C nota-se uma mudança de um ambiente tipicamente marinho para outro tipicamente continental em 120 cm. A existência de um manguezal no topo desta fácies, a homogeneidade sedimentológica da mesma, a presença de fragmentos vegetais e de conchas estuarinas como *Mytella charruana* (idade moderna, 25 cm do topo) garantem a existência de um ambiente estuarino de 280 cm até a superfície submetida inicialmente a influência marinha e posteriormente pela influência continental até o presente (Figura 88).

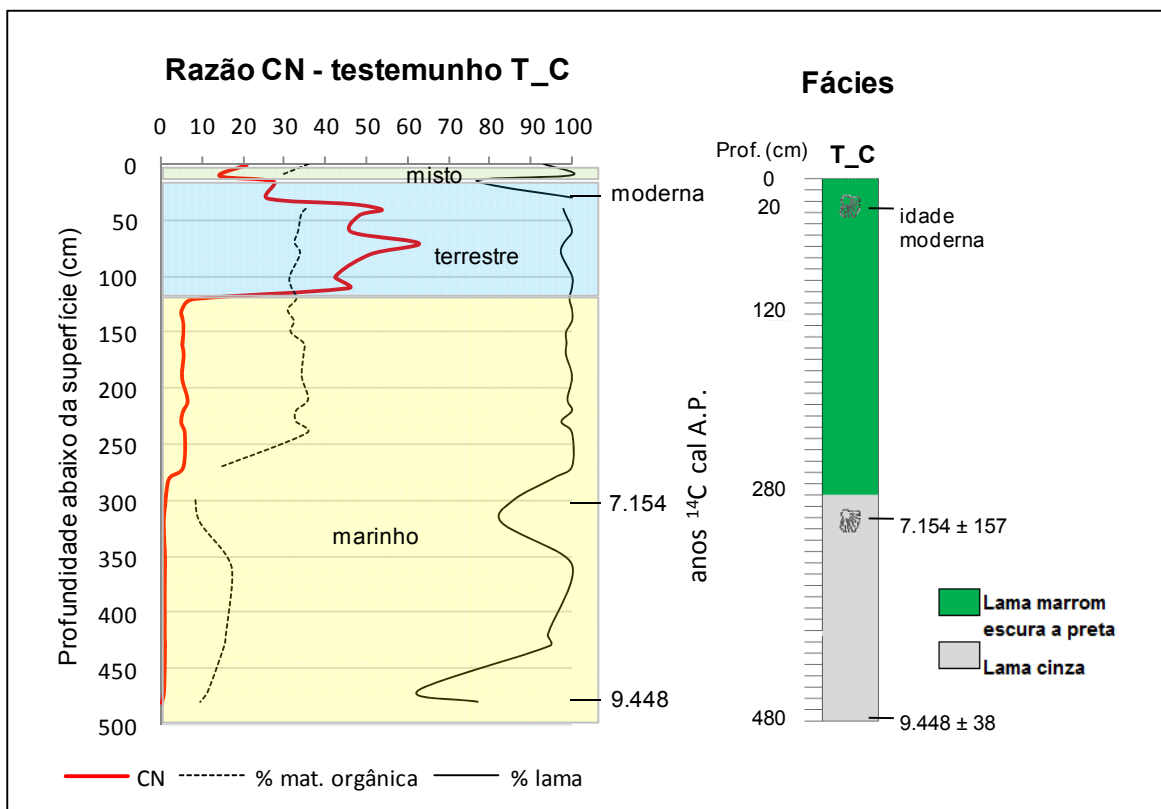


Figura 88. Perfis dos valores de C/N e fácies litológicas ao longo do testemunho T_C. Os ambientes marinho, terrestre e misto são referentes aos limites estabelecidos para origem da matéria orgânica baseados na razão C/N.

Testemunho T_D (Fundos da Ufes, Canal da Passagem)

Entre 430 (base) e 40 cm de profundidade o T_D é marcado por fácies de areia fina a média de cor cinza, moderadamente a mal selecionada, interpretada como um depósito influenciado pelas águas marinhas através das correntes de marés. Apesar da razão C/N se apresentar abaixo do limite de detecção devido à ausência de sedimento orgânico, a presença de muitas conchas marinhas indica tais condições ambientais ocorrida num período em que o alcance do mar era maior que o atual. O perfil estratigráfico deste ponto parece ter evoluído de um ambiente com forte influência marinha ocorrido em torno de 6.777 ± 156 e 5.604 ± 148 anos cal. A.P. para um ambiente misto (C/N entre 12 e 19) nos 40 cm superiores do testemunho, os quais representam depósito de planície de maré atual (Figura 89).

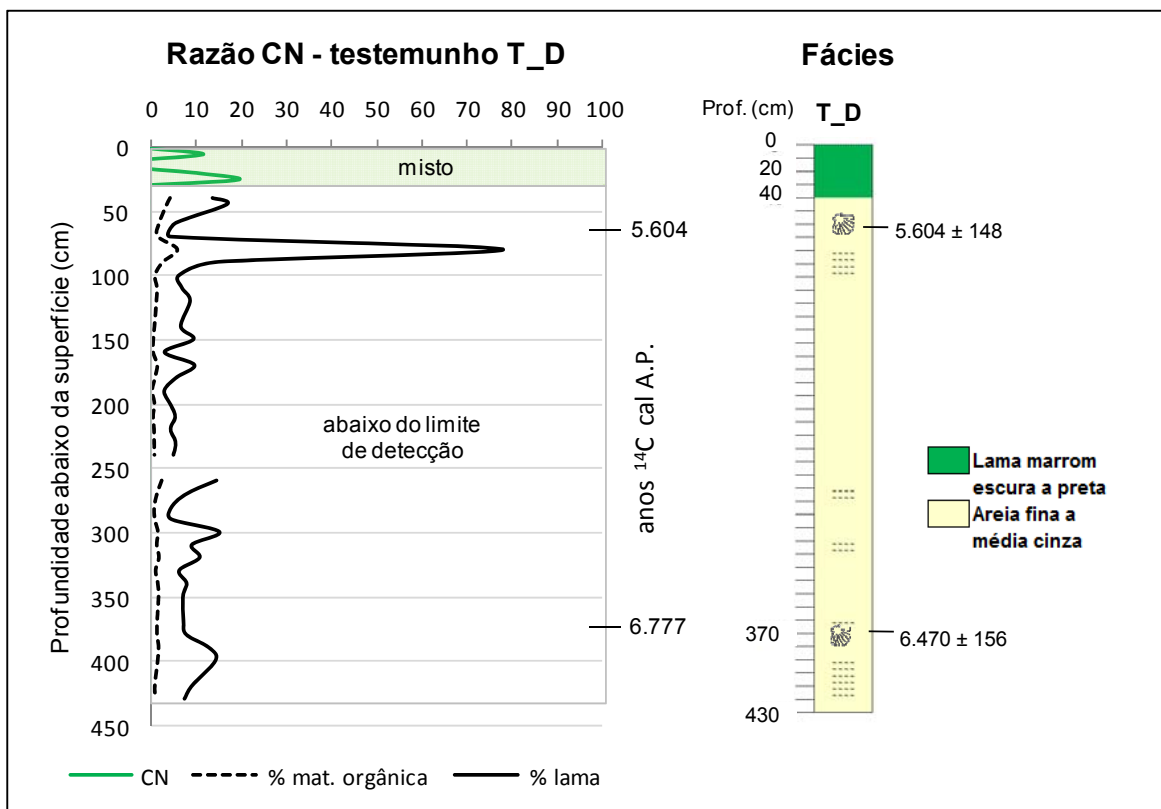


Figura 89. Perfis dos valores de C/N e fácies litológicas ao longo do testemunho T_D. Os ambientes marinho, terrestre e misto são referentes aos limites estabelecidos para origem da matéria orgânica baseados na razão C/N.

Bouillon *et al.* (2003) encontrou valores altos de C/N entre 17 e 25 nos sedimentos de mangue ricos em matéria orgânica (turfas). Trabalhos anteriores realizados por Bouillon *et al.* (2002) apontam que valores de C/N mais altos em sedimentos sugerem maior contribuição de fontes terrestres. Estes autores também encontraram valores de razão C/N nos sedimentos de mangue entre de 7 a 27,3. Grillo *et al.* (2013) encontraram valores de razão C/N no Canal da Passagem no estuário de Vitória entre 13 e 36. Dentre outras análises, estes últimos autores concluem que a maior parte do Carbono é de fonte terrestre, sendo a entrada de esgoto uma importante fonte de Carbono para a bacia de sedimentação.

Assim sendo, depósitos de mangue, apesar de serem conceitualmente ambientes misto, podem apresentar razão C/N além dos valores teoricamente intermediários, refletindo pontualmente maior influência marinha ou continental. Na baía de Vitória as variações

laterais dos depósitos parecem definir a hidrodinâmica e o tipo de aporte orgânico no estuário.

Os resultados de C/N nos testemunhos indicam valores abaixo de 8 na base dos testemunhos T_A e T_C, sinalizando um domínio marinho existente desde cerca de 9,4 mil cal. A.P. na baía de Vitória. Não se sabe porém, a idade limite de encerramento desta influência, mas os depósitos arenosos sob domínio das águas marinhas existiram no mínimo até cerca de 5.604 ± 148 anos cal. A.P.

A mudança brusca de C/N marinho para continental em ambos os testemunhos marca a entrada repentina de matéria orgânica de plantas superiores, com valores de C/N entre 26 e 63, sinalizando o momento do recuo do nível do mar. Contudo, a instalação de um ambiente mais restrito como os estuários parece ter iniciado antes, mesmo com o domínio marinho na região.

Os depósitos estuarinos modernos marcam o topo dos três testemunhos mostrando sua preservação mesmo durante a regressão até o presente, onde se registra matéria orgânica de origem mista com valores intermediários da razão C/N entre 11 e 21.

É válido lembrar que a evolução, manutenção e erosão de fácies estuarinas são reflexos das condições hidrodinâmicas locais controladas pela morfologia da baía e pelas variações laterais dos depósitos. A espessura do depósito reflete então, o grau de preservação, sendo maior nas áreas mais protegidas como no T_C.

5.6 Interpretação paleoambiental: modelo evolutivo da planície Quaternária costeira num litoral controlado por rochas

5.6.1 Paleoambientes

As fácies identificadas nas sondagens e nos testemunhos serão discutidas e interpretadas neste capítulo a fim de definir os paleoambientes de deposição. Ao todo foram identificados seis paleoambientes: fluvial, continental com influência marinha, baía, sistema estuarino, praias e canal de maré (Figura 91 e Figura 92).

Paleoambiente Fluvial

O paleoambiente fluvial une as fácies de areia cascalhosa de cor marrom identificadas nas sondagens SP1, SP2 e SP3 e no testemunho T_A. As características sedimentológicas que definem esta fácies direcionam para um ambiente com energia de transporte relativamente alta. A presença de areia grossa a média e curtose predominantemente leptocúrtica sustentam tal interpretação. Os sedimentos são predominantemente mal selecionados, mas tendem a apresentar melhor selecionamento em direção à costa. Os histogramas ilustram uma tendência de unimodalidade e seleção na direção do transporte (do continente para a praia) (Figura 90).

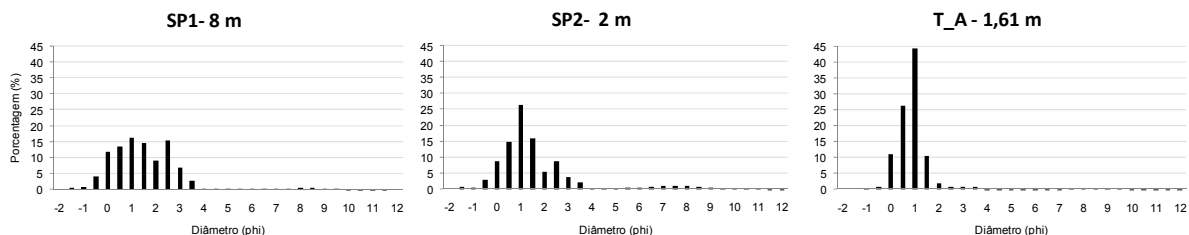


Figura 90. Histogramas das amostras representativas do paleoambiente fluvial mostrando melhora no selecionamento em direção à costa (do gráfico da esquerda para a direita).

A quase ausência de matéria orgânica (<2%) é outro indicador que garante certa energia no ambiente. A ausência de Carbonato de Cálcio ou qualquer fragmento de bioclastos parece excluir a contribuição marinha neste depósito ao mesmo tempo em que a dominância de quartzo (100% em algumas amostras) e a presença de outros litoclastos como minerais pesados e feldspato indicam maior contribuição terrígena (Figura 93).

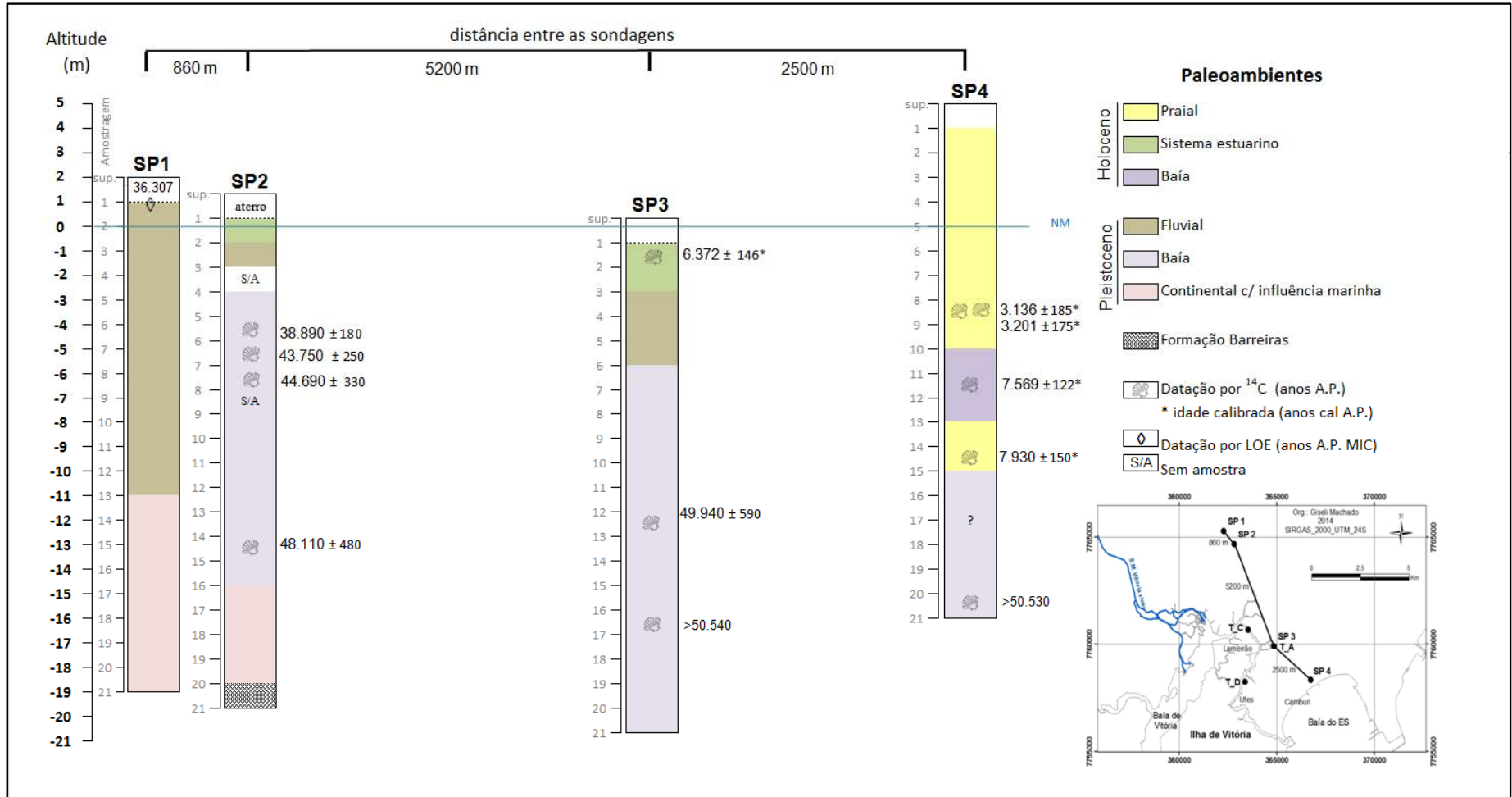


Figura 91. Interpretação paleoambiental das sondagens realizadas na planície de Vitória. As datações por ¹⁴C são de conchas. As idades Pleistocênicas são convencionais (sem calibração) e as Holocênicas estão calibradas. A idade obtida por LOE foi calculada pelo Modelo de Idade Central (MIC).

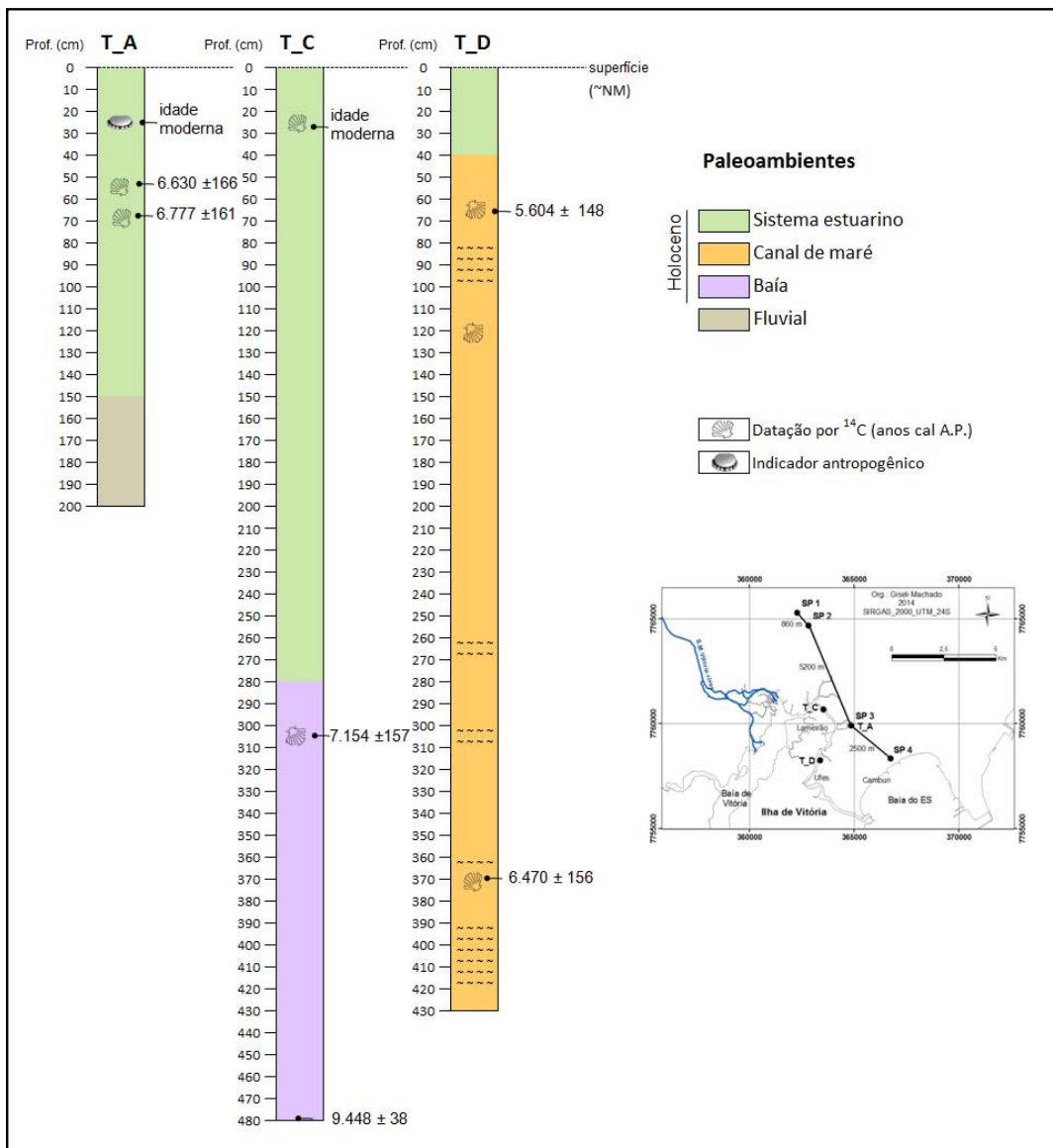


Figura 92. Interpretação paleoambiental dos testemunhos realizados no manguezal de Vitória. As idades ^{14}C estão calibradas A.P. e referem-se às conchas coletadas, exceto a datação mais antiga que se refere a idade do sedimento orgânico (base do T_C).

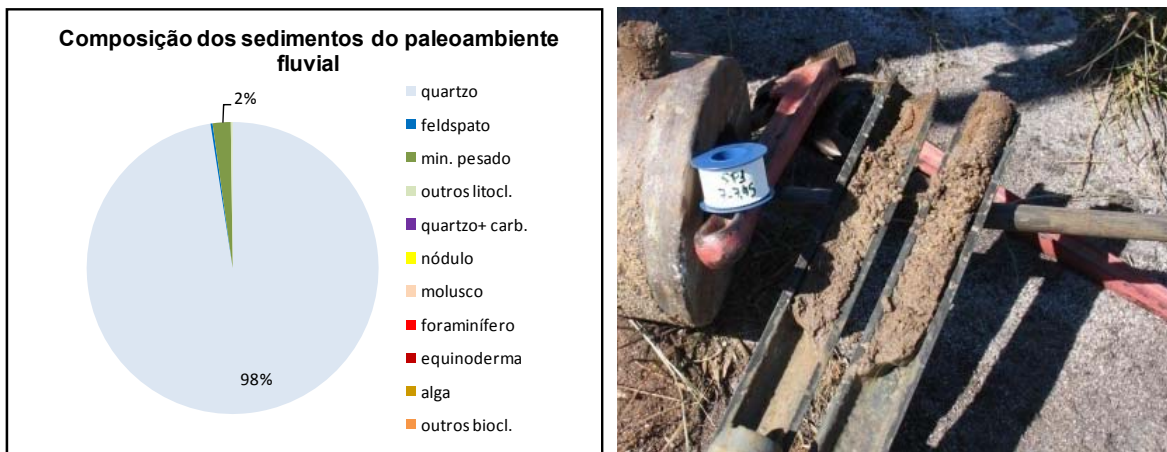


Figura 93. Gráfico de percentis da composição sedimentológica do paleoambiente fluvial. Sedimento de cor acastanhada (marrom) indicando ambientes com condições oxidantes (Fotos: arquivo pessoal).

A presença de 50% grãos de quartzos sujos, 24% foscos e 17% com brilho natural marcam esta fácies dominada por grãos imaturos (69%), predominantemente sub-angulosos e sub-arredondados. As microtexturas mais comuns presentes na superfície dos grãos de quartzo são relacionadas à ação mecânica como: rachaduras, marcas na forma de “v”, sinais de impacto e secundariamente, arestas afiadas e superfícies frescas, resultando em grãos ainda com alto relevo, onde, porém, é possível notar a ação química na transformação da superfície dos grãos, os quais se encontram parcialmente intemperizados, pré-intemperizados e/ou dissolvidos. Os grãos de quartzo das amostras mais próximas da costa (SP3- 3, 4 e 5) são mais dissolvidos, mais desgastados mecanicamente, com tendência de polimento e arredondamento. Tais características podem sugerir maior retrabalhamento destes grãos quando comparado aos grãos do interior da planície. Assim sendo, os grãos de quartzo apresentam maturidade textural e aspecto óptico de grãos relativamente próximos à área fonte, porém com certa seleção e parcialmente retrabalhados, como depósitos de rio. As microtexturas predominantes são de grãos trabalhados por ação mecânica, sendo os grãos mais próximos da costa (SP3) posteriormente trabalhados pela ação química.

Segundo Mycielska-Dowgiallo & Woronko (2004), os grãos imaturos são típicos de depósitos fluviais mais energéticos e são caracterizados por uma alta variedade quanto ao tipo de micromorfologia nos grãos de quartzo.

A cor marrom dos sedimentos que definem este paleoambiente parece ser resultante de mudanças ocorridas após a sedimentação. Segundo Sunamura (1992) está é uma cor secundária relacionada aos óxidos e hidróxidos de ferro, próprias de ambientes de oxidação pós-deposicionais (Figura 93). Desta forma, interpreta-se aqui a cor destas areias como sendo produto pós-deposicional favorecido pela alta permeabilidade do sedimento possibilitando a percolação de água e penetração da sujeira nas arestas dos grãos com o passar do tempo.

A espessura dos depósitos deste paleoambiente é muito maior no interior da bacia de sedimentação (camada de 12 m, SP1) e delgada em direção à costa (camada de 1 e 3 m, SP2 e SP3). A mudança drástica de espessura do depósito parece estar relacionada com a topografia local. O aspecto truncado deste depósito sugere certo controle estrutural e em superfície a deposição destas areias parece estar também truncada aos paleocanais. A pouca espessura do depósito rumo à costa sugere também o baixo aporte dos depósitos fluviais e/ou erosão dos mesmos. O topo deste depósito fluvial localizado no interior da planície foi datado por luminescência em 36.307 ± 3.292 anos. Assim sendo, as características sedimentológicas analisadas acima e essa datação apontam um depósito fluvial regressivo Pleistocênico.

Paleoambiente continental com influência marinha

O ambiente continental com influência marinha apresenta características muito fortes de proveniência continental com indicadores de influência marinha. Este paleoambiente distingue-se dos demais pela maior variedade e percentual de minerais terrígenos e principalmente pelo maior grau de imaturidade dos grãos de quartzo.

Este paleoambiente compreende as amostras da base das sondagens localizadas no interior da planície (SP1 e SP2), sendo uma subdivisão da fácies de areia lamosa/lama arenosa de cores variadas representada pelas amostras SP1- 13 a 20 e SP2- 16 a 19.

O mal selecionamento do sedimento que varia de lama a areia lamosa é composto por representativos teores de matéria orgânica (6 a 21%), indicando baixa energia do ambiente. A cor cinza a cinza claro reflete os variáveis teores de matéria orgânica.

Apesar dos estudos de modelos de transporte sedimentar realizados por Le Roux & Rojas (2007) concluírem que a curtose apresenta influência mínima dentre os outros parâmetros granulométricos no reconhecimento de tendências de transporte, a curtose dos sedimentos deste paleoambiente, que varia de muito platicúrtica e mesocúrtica, pode indicar condições favoráveis à deposição.

Os histogramas ilustram o selecionamento muito ruim comum de áreas de mistura, presente em todas as amostras. A bimodalidade também é característica de várias amostras deste ambiente (Figura 94). Segundo Le Roux & Rojas (2007), as distribuições de tamanho de grão bi ou polimodal são devido à mistura de populações de sedimentos de diferentes áreas de origem ou devido a diferentes processos de transporte.

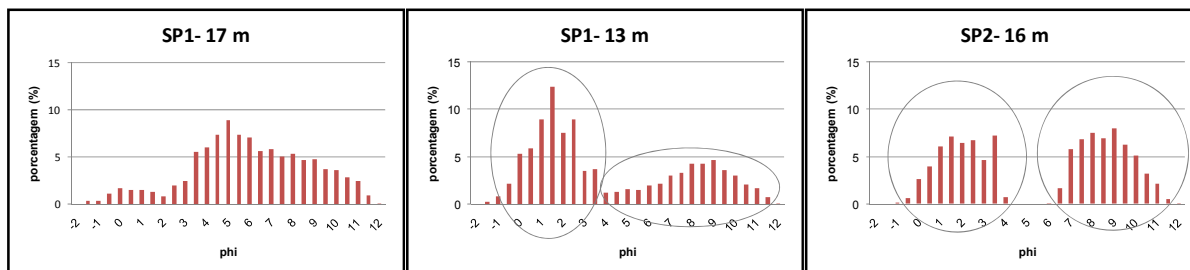


Figura 94. Histogramas para exemplificar o selecionamento muito ruim e a bimodalidade das amostras do paleoambiente continental com influência marinha.

A maioria das amostras deste ambiente (SP1- 13,14 e 15 e SP2- 16, 17, 18 e 19) é caracterizada por duas populações bem definidas, sedimento relativamente mais grosso (silte grosso a areia fina, $Mz = 2,9$ a $5,6$ phi), pior seleção, teores mais baixos de matéria orgânica (média 9%) e de $CaCO_3$ (média 3%) e maior variedade e concentração de minerais terrígenos como, magnetita (3 a 9%), grafita (1%), granada (<1%) e mica (<1%).

A presença de quartzo (52 a 100%), feldspato (<8%), minerais pesados (<5%) e outros litoclastos (<3%) garantem certa contribuição terrígena, ao mesmo tempo em que a presença significativa de nódulos carbonáticos (21 a 48%) e grãos de quartzo incrustados por carbonato (17 a 24%) e até mesmo alguns fragmentos de bioclastos em certas amostras certificam a presença da cunha salina no ambiente (Figura 95).

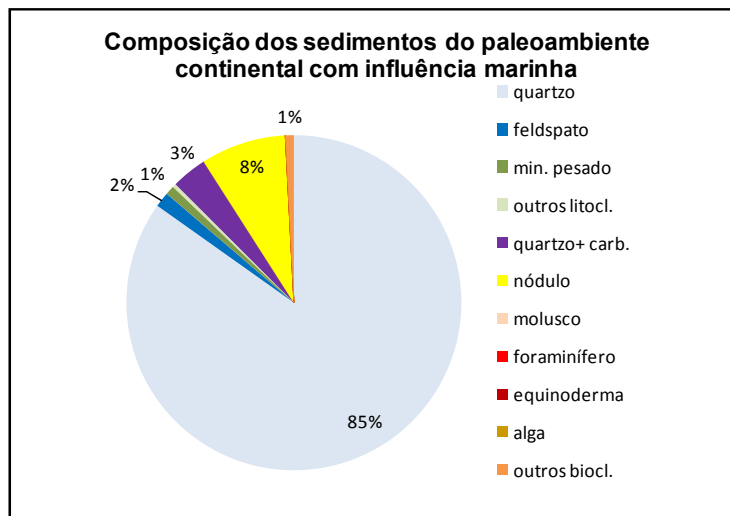


Figura 95. Gráfico de percentis da composição sedimentológica do paleoambiente continental com influência marinha.

A grande diferenciação deste paleoambiente está relacionada às características do grão de quartzo. O sedimento é composto quase exclusivamente por grãos imaturos (97%), sendo em média 27% de grãos sem. O elevado percentual de grãos com brilho natural (40%) corrobora o maior grau de imaturidade textural, assim como os grãos foscos (49%) apontam para a intrusão da cunha salina, baixa energia e conseqüentemente, intemperismo químico atuando sobre os grãos de quartzo após a deposição.

As microtexturas nas superfícies destes grãos são típicas de grãos mais “frescos”, ou seja, grãos situados mais próximos da área fonte, principalmente aqueles pertencentes às amostras bimodais. De modo geral, os grãos são mais limpos, com bastantes superfícies frescas, rachados, com arestas afiadas, ângulos de 90° e alto relevo. Os grãos com características mais continentais apresentam o menor grau de ação química, enquanto os grãos pertencentes às amostras mais lamosas e com mais carbonato e matéria orgânica apresentam maior variedade de microtexturas resultantes do intemperismo químico, sendo relativamente mais dissolvidos, pré- intemperizados e com poços de dissolução. De maneira geral, os grãos de quartzo deste paleoambiente apresentam maturidade textural, aspecto óptico e microtexturas predominantes de grãos muito pouco trabalhados, podendo ser interpretados como grãos ainda próximos da fonte.

No entanto, apesar da seleção muito ruim, as amostras não apresentaram cascalhos nem grânulos, o que caracteriza, de certa forma, algum tipo de seccionamento e eliminam a

possibilidade de grãos muito próximos da fonte, como cabeceiras de rios. Por outro lado, as características morfoscópias apontam exatamente grande imaturidade. Isto nos leva a interpretar que estes grãos foram transportados de forma caótica e rapidamente depositados sem terem condições de serem trabalhados, permitindo certo selecionamento, porém sem alterar muito a maturidade dos mesmos. Esta situação se assemelha à forma como se deu a deposição da Formação Barreiras.

Desta forma, o posicionamento deste paleoambiente confinado no interior e fundo da bacia de sedimentação e situado acima do substrato da Formação Barreiras sugerem juntamente com as características sedimentológicas e o contexto estratigráfico, um depósito produto do Barreiras que foi afogado pela intrusão marinha, onde condições de baixa energia permitiram o acúmulo de matéria orgânica e alteração da superfície dos grãos de quartzo pela ação química. A idade deste paleoambiente é desconhecida, mas refere-se a algum período transgressivo do Pleistoceno.

Paleoambiente Baía

O paleoambiente baía ou mar raso é definido aqui tanto no aspecto geomorfológico-sedimentológico e hidrológico, configurando um ambiente de energia muito baixa atribuída ao embaiamento estrutural, domínio marinho, depósitos lamosos e raras concentrações de bioclitos. O ambiente baía exclui o aporte orgânico de origem terrestre.

O paleoambiente baía une as fácies lamosas de cor cinza identificadas nas sondagens SP2, SP3 e SP4 e no testemunho T_C.

Esta fácies é caracterizada pela grande homogeneidade e continuidade do depósito em termos de cor, consistência, granulometria, composição e teores de Carbonato de Cálcio. O sedimento lamoso muito mole a mole, composto predominantemente por silte fino, variando de silte fino a areia muito fina (diâmetro médio de 5,9 phi), muito mal selecionado e curtos e predominantemente mesocúrtica a platicúrtica, refletem a baixa energia do ambiente de deposição. Assim como significativos teores de matéria orgânica (média de 11%) indicam condições químicas de ambientes redutores. Junto à praia atual (SP4) os sedimentos são mais arenosos refletindo a maior energia do ambiente.

O alto teor de Carbonato de Cálcio (1 a 66%) confirma uma média 68% de material bioclástico na composição das amostras, representada principalmente por moluscos e foraminíferos, sendo as conchas unicamente de ambientes marinhos. Isto garante a forte influência marinha no ambiente também caracterizado por baixo percentual de grãos de quartzo nas sondagens (média 30%), (Figura 96).

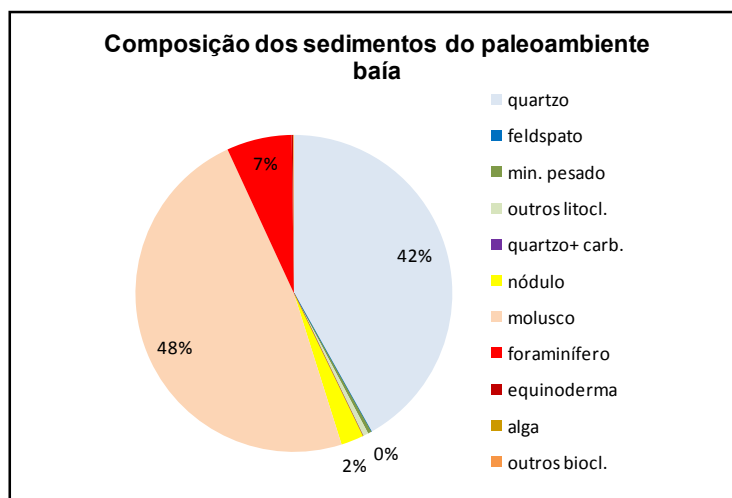


Figura 96. Gráfico de percentis da composição sedimentológica do paleoambiente baía das sondagens.

Os grãos de quartzo que caracterizam este ambiente são predominantemente maduros (63%) e quimicamente foscos (97%), independente da maturidade, quando possível a contagem dos mesmos devido ao alto teor de bioclastos. As microtexturas associadas são de grãos muito intemperizados, dissolvidos e com bastantes gravuras de dissolução, resultando em grãos com arestas mais gastas (redondas) devido ao desgaste químico, apesar do alto relevo. O aspecto de grão mais velho caracteriza as amostras quartzosas, onde ainda é possível identificar rachaduras, superfícies frescas, marcas na forma de “v” e poços de dissolução, quase camufladas. Os grãos próximos à costa são mais arredondados e de aspecto mais velho.

Conchas inteiras e fragmentadas aparecem ora concentradas ora ausentes em certas camadas. Algumas destas conchas foram identificadas, são elas: *Paradentaliuminfractum*, *Paradentaliumdisparile*, *Corbulasp.*, *Corbulacymella*, *Tivelamactroides*, *Trachycardiummuricatum*, *Anadoraovalis*, *Chioneppaphia*, *Dosinia concêntrica*.

A espécie *Corbulacymella*, comum de ambiente marinho, foi encontrada a cerca de 3 m abaixo do nível do mar do testemunho T_C e em bom estado de conservação, porém com

uma valva, e apresentou idade em torno de 7.154 ± 157 anos cal. A.P. As conchas encontradas nas sondagens são todas de idade pleistocênica: *Trachycardium muricatum* (38.890 ± 180 anos A.P.), *Corbulasp* (43.750 ± 250 e 48.110 ± 480 anos A.P.), *Anadora ovalis* (49.940 ± 590 anos A.P.), *Paradentalium disparile* (>50.540 anos A.P.) e fragmentos de conchas (44.690 ± 330 e >50.530 anos A.P.).

Os valores da razão C/N ≤ 10 (entre 0 e 8) na base do testemunho T_C e os valores de $\delta^{13}\text{C}$ -2‰ (concha) e $-21,3\text{‰}$ (sedimento orgânico) asseguram maior influência marinha no ambiente.

Os tons cinza (claro, esverdeado e escuro) dos sedimentos estão depositados de forma quase ininterrupta em espessas camadas e podem indicar cores primárias, ou seja, existentes no momento do soterramento, refletindo os parâmetros químicos vigentes no tempo da sedimentação, garantindo um período relativamente longo de deposição sob condições semelhantes. As diversas tonalidades de cinza são, na maior parte dos casos, estão relacionadas à quantidade variáveis de matéria orgânica comumente associada à presença de sulfetos e enxofre dispersos no sedimento (Mendes, 1984). De acordo com Sunamura (1992), a cor acinzentada ou azulada é produto de soluções reduzidas onde um processo de intemperismo químico resulta na dissolução e decomposição do mineral ou rocha.

Características semelhantes na cor do sedimento, na textura e no teor bastante variável de Carbonato de Cálcio foram encontradas em outros testemunhos também localizados na Baía de Vitória, os quais foram interpretados juntamente com as biofácies definidas por assembleias de foraminíferos, como sendo ambientes transgressivos de forte conexão com o mar (Bastos *et al.*, 2010; Almeida, 2009). De qualquer forma, as características sedimentológicas apresentadas acima, sugerem um depósito tipicamente transgressivo.

Paleoambiente Sistema Estuarino

O paleoambiente estuarino refere-se ao sistema estuarino, incluindo os depósitos de planície de maré e lagunas. Portanto, se define aqui o sistema estuarino como uma região relativamente abrigada sob influência da maré e das águas fluviais, com elevado teor de matéria orgânica e presença de bioclastos e fragmentos vegetais.

O sistema estuarino une as amostras SP2-1, SP3-1 e 2 da fácies de areia lamosa/lama arenosa identificada nas sondagens, a fácies de lama marrom escura a preta presente nos testemunhos T_A, T_C e T_D e as amostras da fácies de areia lamosa de cores variadas identificada no topo do testemunho T_A.

Os sedimentos que compõe este ambiente estão localizados em torno do nível do mar atual até cerca de 3 m abaixo dele, em locais atualmente ocupados por manguezal ou muito próximos dele. Portanto, as características desta fácies são importantes para calibrar e comparar com as demais.

A presença predominante da lama e lama arenosa, siltosa, de cor marrom escura a preta asseguram os altos teores de matéria orgânica (média 26%, variando entre 4 e 43%). Somado a isto, o mal selecionamento e a curtose predominantemente mesocúrtica a muito platicúrtica direcionam para um ambiente de baixa energia, tipicamente redutor. Apenas as amostras localizadas no topo do T_A (entre 60 e 0 cm) e do T_D (entre 31 e 0 cm) apresentaram maior percentual de areia (74% areia) e menor percentual de matéria orgânica (média 8%). Isto parece refletir mudanças no padrão energético e/ou proveniência do sedimento.

Quantidades semelhantes de matéria orgânica em sedimentos de mangue também foram encontradas por Bouillon *et al.* (2003) na Índia e no Sri Lanka (entre 0,6 e 31,7%). No estuário de Vitória, um trabalho realizado por Bernardo (2009) no fundo da baía encontrou teor de matéria orgânica bastante alta, cerca de 30%, destoando dos valores encontrados em outros estuários brasileiros. O estuário de Santos/SP apresentou valor máximo de 10% de matéria orgânica no sedimento superficial (Siqueira *et al.*, 2006) e a Baía de Guanabara/RJ apresentou valores entre 3 a 7% (Innecco *et al.*, 2008). De qualquer forma, os teores de matéria orgânica do paleoambiente estuarino de Vitória se enquadram dentro dos valores apresentados na literatura.

A cor marrom escura/preta dos sedimentos também foi descrita por Bastos *et al.* (2010) e Almeida (2009) em outros testemunhos na baía de Vitória, as quais foram associadas à assembleias de foraminíferos de ambiente mais restrito, como os estuários.

Variáveis, porém baixos, teores de Carbonato de Cálcio (2 a 20%, média 9%) estão associados a presença de moluscos fragmentados ou inteiros, de modo geral, isolados.

As espécies identificadas de ambiente marinho/estuarino foram: *Mytella charruana*, *Crassostrea* sp., *Ventricolaria foresti*, *Neritina virgínea*; e as espécies marinhas, *Corbulacaribaeae*, *Anomalocardia brasiliiana*.

A presença predominante de grãos de quartzo e secundariamente de nódulos carbonáticos (Figura 97) caracterizam a fácies estuarina das sondagens, composta por 50% de grãos maduros e 50% de imaturos, sendo a grande maioria grãos quimicamente foscos (87%) seguido de grãos brilhantes (12%). As microtexturas nos grãos de quartzo são caracterizadas principalmente pela mistura de feições relacionadas à ação mecânica associadas à processos continentais (alto relevo, marcas de “v”, rachaduras) e à ação química associada a intrusão da água salgada (poços e linhas de poços de dissolução, gravuras de dissolução). Assim sendo, os grãos de quartzo do paleoambiente estuarino apresentam diferentes maturidades textural, aspecto óptico de grãos quimicamente afetados, seguido dos trabalhados pelos processos costeiros, podendo concluir que as microtexturas associadas também indicam ambientes de transição.

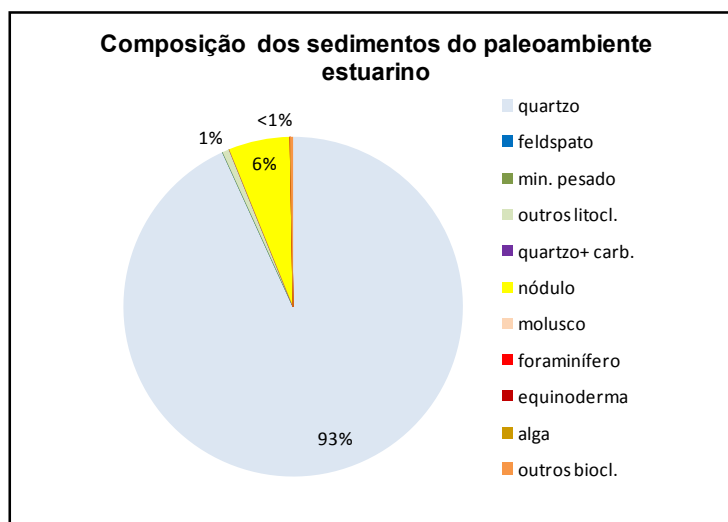


Figura 97. Gráfico de percentis da composição sedimentológica do paleoambiente estuarino das sondagens.

As datações ^{14}C de conchas coletadas neste paleoambiente apresentaram idades entre 6,7 mil anos e o presente: 6.777 ± 161 anos cal. A.P. para a concha *Crassostrea* sp. (T_A, 67 cm prof.); 6.630 ± 166 anos cal. A.P. para a concha *Neritina virgínea* (T_A, 55 cm prof.); 6.372 ± 146 anos cal. A.P. para a concha *Ventricolaria foresti* (SP3, 1,45 m de

prof) e idades modernas para a concha *Mytella charruana* (T_C, 28 cm prof.) e a tampinha de garrafa (T_A, 25 cm prof.).

Os valores da razão C/N apontam redução da matéria orgânica de origem marinha (C/N entre 2 e 8 na base) e aumento do aporte terrestre (C/N entre 23 e 63) e misto (C/N entre 13 e 19 no topo). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ das conchas dos testemunhos são mais negativos em direção ao topo e mostram a mesma tendência de redução da contribuição marinha no ambiente (-2,1; -3,5; -3,7 e -7,5‰). Assim sendo, as análises geoquímicas, as datações e a homogeneidade do sedimento asseguram a existência de um ambiente estuarino antes mesmo do máximo transgressivo Holocênico.

Paleoambiente Praial

O paleoambiente praial refere-se ao sistema praial, podendo incluir subambientes como pós-praia, berma, face e antepraia que não serão discriminados aqui. Como qualquer ambiente de praia a energia e as características granulométricas podem ser variáveis e dependentes da herança geológica. O paleoambiente praial corresponde à fácies de areia cascalhosa muito grossa a grossa de cor amarela identificada na sondagem SP4.

Os sedimentos deste ambiente são caracterizados facilmente pelo alto percentual de areia (98%) com diâmetro médio de areia muito grossa a grossa, seleção moderada a mal selecionada, ausência de matéria orgânica e presença de bioclastos.

O diâmetro médio a princípio indica competência energética das ondas, contudo, pode significar uma herança geológica, que no caso da praia de Camburi, é controlada pelo promontório da Formação Barreiras. O grau de seleção variando de moderadamente a mal selecionado é outro parâmetro importante neste ambiente que indica que a má distribuição granulométrica oriunda do Barreiras ainda reflete nos sedimentos da praia que tendem a um selecionamento pelas ação das ondas. A unimodalidade da distribuição granulométrica é característica marcante dos sedimentos deste ambiente, garantindo, segundo Le Roux & Rojas (2007), apenas uma população submetida a um único tipo de processo.

Os teores de CaCO_3 são muito baixos a ausentes, exceto quando na presença de conchas, podendo alcançar 12%. No entanto, a presença de moluscos, foraminíferos, equinodermas, algas e outros bioclastos, mesmo percentualmente pouco representativos (5%) compõem os sedimentos dominados por grãos de quartzo (95%), (Figura 98). Espécies de conchas marinhas como *Tivela mactroides* (3.136 ± 185 anos cal. A.P.) e *Olivella minuta* (3.201 ± 175 anos cal. A.P.), além de um fragmento de concha não identificado datado em 7.930 ± 150 anos cal. A.P., asseguram a contribuição marinha nesta fácies arenosa.

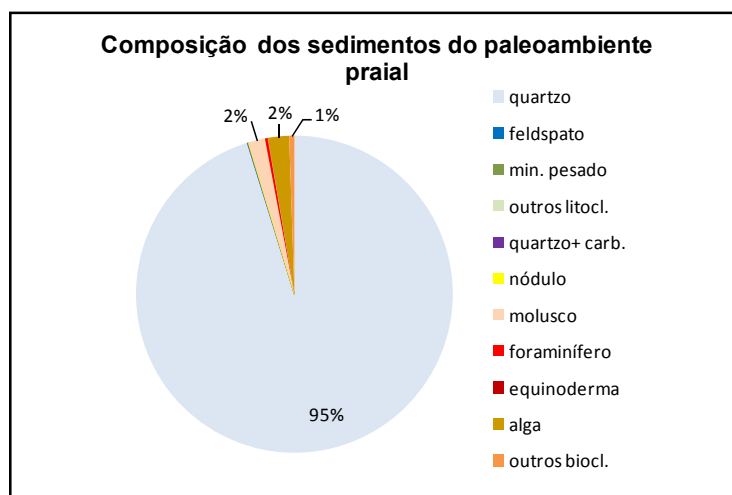


Figura 98. Gráfico de percentis da composição sedimentológica do paleoambiente praial da sondagem.

Os grãos de quartzo deste ambiente são 62% maduros e 38% imaturos, sendo 57% sujos e 40% brilhantes. As microtexturas apontam para grãos mais homogêneos, onde a ação mecânica desgastou a superfície, constituindo grão predominantemente de relevo médio a baixo, com arestas mais arredondadas, aspecto limpo e polidos. Outras microtexturas resultantes da ação mecânica como marcas na forma de “v” estão presentes nestes grãos, no entanto, apresentam aspecto antigo, resultado de uma herança continental/fluvial seguida de ação química e/ou polimento. Marcas resultantes do intemperismo químico como, gravuras, poços de dissolução e dissolução da superfície dos grãos de quartzo aparecem como microtexturas preexistentes, provenientes de outro paleoambiente, que passaram a ser desgastadas pela ação mecânica, deixando os grãos relativamente pouco intemperizados. Assim sendo, os grãos de quartzo deste paleoambiente apresentam maturidade textural, aspecto óptico e microtexturas

predominantes de grãos trabalhados por processos costeiros, podendo ser interpretados como pertencentes a ambientes submetidos à energia de ondas e/ou correntes.

A localização desta fácies arenosa, situada sobre um cordão arenoso junto à praia de Camburi, não deixa dúvida na definição deste paleoambiente. As idades carbono obtidas para as conchas apontam depósitos Holocênicos.

Paleoambiente Canal de maré

O paleoambiente canal de maré refere-se ao fundo do canal inserido no sistema estuarino com hidrodinâmica mantida pelo fluxo das correntes de maré. Este paleoambiente corresponde à fácies de areia cascalhosa fina a média de cor cinza intercalada por lentes de areia lamosa identificadas no testemunho T_D.

Os sedimentos deste ambiente são caracterizados pelo alto percentual de areia (89%) e baixos teores de lama, embora, pontualmente variável (3 a 78%) na presença de lentes de areia lamosa sinalizando períodos de diferenciação na sedimentação dessa fácies. A seleção varia de mal a moderadamente bem selecionada, com valores de curtose muito leptocúrtica. Não há fragmentos vegetais nesta fácies e o teor de matéria orgânica é praticamente nulo (0 a 6%, média 1%), exceto em duas amostras na presença de lama. A baixa concentração de Carbonato de Cálcio (média 11%, entre 3 e 44%) camufla a grande concentração de conchas desarticuladas inteiras e fragmentadas ora isoladas ora bastante concentradas em camadas de 10 a 30 cm, sinalizando eventos marinhos importantes.

Os moluscos identificados neste ambiente são espécies marinhas: Bivalvias *Divaricella quadrisulcata*, *Chione intapurpurea*, *Tellina petitiana*, *Tivela mactroides*, *Tivela isabelleana* e *Anadara notabilis*; e Gastropodas *Bulla striata* (5.604 ± 148 anos cal. A.P.), *Chicoreus sp.*, *Cerithium atratum* e *Natica lívida* (6.470 ± 156 anos cal. A.P.). Estas datações apontam idades do Holoceno Médio.

O aspecto visual deste sedimento acinzentado e sem matéria orgânica nos leva a deduzir dinâmica intensa das areias pelas correntes de maré as quais depositaram significativas quantidades de material carbonático, o que garante forte influência marinha no ambiente.

No entanto, os grãos de quartzo não apresentaram maturidade e aspecto visual típicos de ambientes trabalhados por ondas, como praias. Predominam os grãos sub-angulosos (60%) a sub-arredondados (32%) de aspecto fosco (87%) seguido de grãos brilhantes (13%).

Segundo Rios e Amaro (2012) fácies arenosas com características semelhantes (areia muito fina a média, seleção moderada a pobre, grãos sub-angulosos a arredondados, Carbonato de Cálcio entre 0 a 15% e matéria orgânica entre 0 a 4%) caracterizam os canais de maré do sistema de ilhas barreiras d estuário Diogo Lopes (RN) e evidenciam a intensa dinâmica costeira, sugerindo que a abertura e o fechamento dos canais ocorrem em curtos intervalos de tempo (escala de anos) e preferencialmente em situações geológicas de prévia descontinuidade estrutural.

Areias finas a grossas também de cor cinza, mal selecionadas, com variações no grau de retrabalhamento dos grãos entre arredondado a anguloso e com camadas de conchas de bivalvia e fragmentos também foram interpretadas por Lessa et al. (2000) como fácies de canal de maré estuarino, intercalada por fácies de sedimentos bem selecionados e de areias mais finas, associadas a depósitos Holocênicos transgressivos de *overwash*.

Assim sendo, tais características encontradas na fácies arenosa de cor cinza no T_D podem sugerir um depósito de fundo de canal dentro de um estuário arenoso mantido pelo fluxo da maré, onde a herança sedimentar fluvial e o intemperismo químico sobre a superfície dos grãos de quartzos mantiveram-se preservados. As variações na granulometria e no teor de lama refletem a intensa dinâmica local.

Os indicadores e as características que definem cada paleoambiente de sedimentação estão resumidos na Tabela 18.

Tabela 18. Descrição sedimentológica e morfoscópica que caracterizam cada paleoambiente deposicional.

Ambiente deposicional	Descrição sedimentológica	Descrição morfoscópica dos grãos de quartzo
Continental com influência marinha	Areia lamosa/lama arenosa: lama (34 a 94%); silte fino a areia fina de cor cinza claro; mal selecionada; bimodal; curtose muito platicúrtica a mesocúrtica; matéria orgânica (6 a 21%); CaCO ₃ (3 a 7%); presença de minerais terrígenos; nódulos carbonáticos, quartzos incrustados por carbonato e fragmentos de bioclastos.	Grãos imaturos; média de 95% de grãos sub-angulosos/angulosos e 27% sem abrasão; 40% de grãos com brilho natural e 49% de grãos quimicamente foscos. Microtexturas: grãos com superfícies frescas, rachados, arestas afiadas, ângulos retos, alto relevo, pouco intemperizados.
Fluvial	Areia cascalhosa: lama (0 a 15%, média 4%); areia grossa a média marrom; predominantemente mal selecionada; curtose predominantemente leptocúrtica; matéria orgânica (0 a 4%); CaCO ₃ (< 3%); ausência de fragmentos de bioclastos; presença de minerais pesadados.	Grãos pred. imaturos (69%), sub-angulosos a sub-arredondados; sujos (50%); foscos (24%); brilho natural (17%). Microtexturas: rachaduras, marcas na forma de “v”, sinais de impacto com arestas afiadas e superf. frescas, alto relevo, grãos pré-intemperizados e/ou dissolvidos. Os grãos próximos à costa são mais gastos e afetados pela ação química.
Baía (mar raso)	Lama: lama (55 a 100%); predominantemente silte fino; cor cinza/cinza escuro; muito mal selecionada; curtose meso a platicúrtica; matéria orgânica (5 a 18%); variáveis, porém os mais altos teores de CaCO ₃ (1 a 66%, média 27%); média de 57% de bioclastos como moluscos marinhos, foraminíferos, equinodermas e nódulos carbonáticos na composição do sedimento.	Grãos predominantemente maduros (65%) e quimicamente foscos (80%), seguido dos brilhantes (16%) quando próx. à costa. Microtexturas: grãos muito intemperizados, dissolvidos, com poços e gravuras de dissolução, arestas mais gastas pelo desgaste químico, alto relevo, presença de rachaduras, superfícies frescas, marcas na forma de “v” ainda aparecem sob o intemperismo. Os grãos próx à costa são mais arredondados e de aspecto velho.
Sistema estuarino	Lama/ lama arenosa/areia lamosa: lama (14 a 100%); silte fino e grosso a areia fina; cor marrom escura a preta; mal selecionada e muito mal selecionada nas amostras mais arenosas; curtose predominantemente mesocúrtica; matéria orgânica (4 a 43%, média 26%); CaCO ₃ (2 a 20%); presença de conchas marinhas e esturarinhas, fragmento de bioclastos e nódulos carbonáticos.	Grãos 50% maduros e 50% imaturos; quimicamente foscos (87%); brilhantes (12%). Microtexturas: alto relevo, marcas de “v”, rachaduras; poços e linhas de poços de dissolução, gravuras de dissolução; grãos quimicamente afetados e grãos trabalhados mecanicamente.
Sistema praial	Areia cascalhosa: areia (98%), areia muito grossa a grossa; de cor amarela; moderadamente a mal selecionada; unimodal; curtose variável; sem matéria orgânica; CaCO ₃ (0 a 12%); presença de conchas marinhas preservadas e fragmentadas, foraminíferos, equinodermas e algas.	Grãos predom. maduros (62%); sujos (57%); brilhantes (40%). Microtexturas: grãos mais homogêneos; relevo médio a baixo; arestas mais arredondadas; limpos; polidos; marcas na forma de “v” antigas; microtexturas químicas como gravuras e poços aparecem desgastadas pela ação mecânica.
Canal de maré	Areia cascalhosa: lama (3 a 78%, média 10%); areia fina a média de cor cinza, com lentes de areia lamosa; curtose muito leptocúrtica, matéria orgânica (0 a 6%, média 1%); CaCO ₃ (3 a 44%), muitas conchas desarticuladas inteiras e fragmentadas.	Grãos sub-angulosos (60%) e sub-arredondados (32%), foscos (87%) e brilhantes (13%). Não há dados de microtexturas.

5.6.2 Controle geomorfológico no desenvolvimento da paisagem paleoambiental

O nível do mar define o esboço geográfico e o contorno do litoral até onde o substrato geológico permite. A linha de costa é caracterizada por distintas formas de paisagens moldadas pelo alcance de processos que se estendem além dos limites superiores e inferiores da superfície da água. Falésias, praias e costas lamosas, por exemplo, submetem-se a mudanças graduais em resposta às ações oscilatórias das ondas, ventos e outros processos que se alteram com o tempo e acabam modificando a configuração morfológica do litoral (Murray-Wallace & Woodroffe, 2014).

Atualmente a região de Vitória é caracterizada da por um litoral recortado preenchido por uma planície costeira Quaternária estreita e confinada entre os depósitos da Formação Barreiras (relevo tabular com altitudes predominantemente entre 20 a 70 metros) e rochas cristalinas (relevo mais acidentado, podendo alcançar altitudes até 833 m – pico do Mt Mestre Álvaro). A planície adentra até o sopé dos depósitos Pré-Quaternários e apesar do mapa de elevação do terreno mostrar uma escala vertical mínima de 5 m, a maior parte da planície apresenta elevações em torno de 2 metros acima do nível do mar (Figura 99).

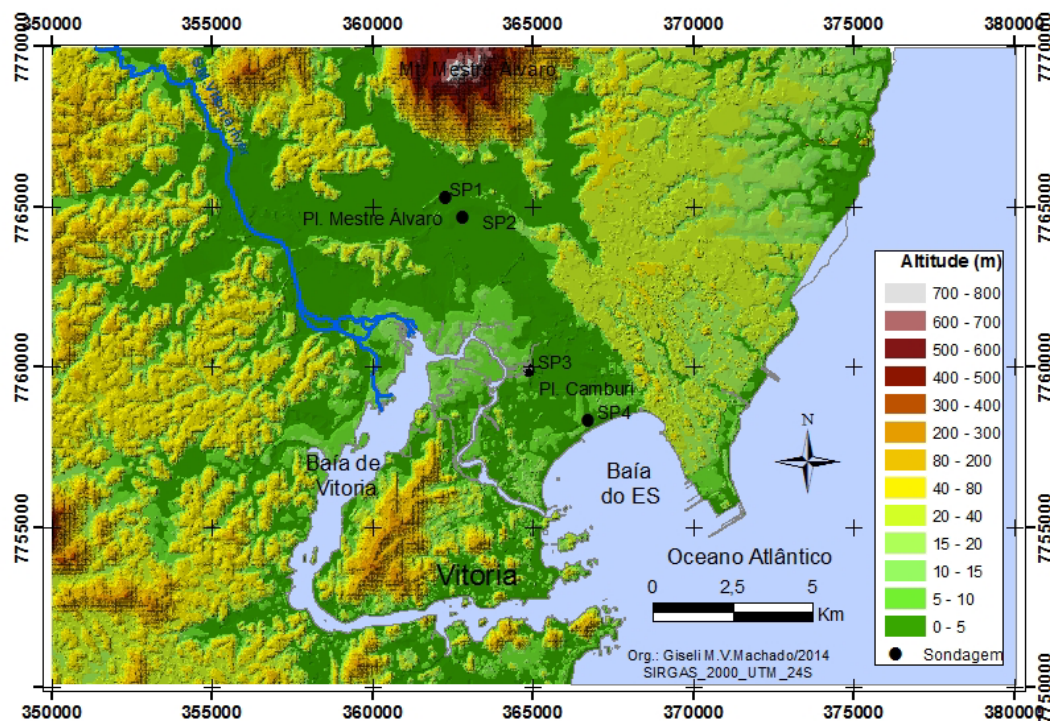


Figura 99. Mapa de elevação da região de Vitória com nível do mar atual e localização das sondagens.

A distribuição espacial dos depósitos da Formação Barreiras na área de estudo (cor predominantemente amarela no mapa da Figura 99) deixa claro o domínio geológico e geomorfológico e muito provavelmente estrutural sob os depósitos Quaternários. No entanto, é evidente o controle também das rochas cristalinas no desenho do litoral de Vitória. Assim sendo, a região de Vitória pode ser definida como um litoral controlado por rochas macias (Formação Barreiras) e duras (embasamento cristalino).

Simulação com o nível do mar mais alto que o atual deixa claro o afogamento da bacia de sedimentação e o maior alcance das águas marinhas no interior do embaiamento limitada pelo relevo. É válido lembrar que a topografia utilizada para a simulação é a topografia atual e que certamente não era a mesma em outras situações de nível do mar. O cenário com nível do mar 10 metros acima do atual ilustra o contato direto das águas marinhas no sopé dos depósitos Pré-Quaternários relativamente íngremes, praticamente excluindo a existência de planícies e conseqüentemente de depósitos de mangue. A configuração geomorfológica estabelecida nesse cenário sugere uma baía abrigada de conexão livre com o mar com vales incisos afogados no interior do embaiamento (Figura 100).

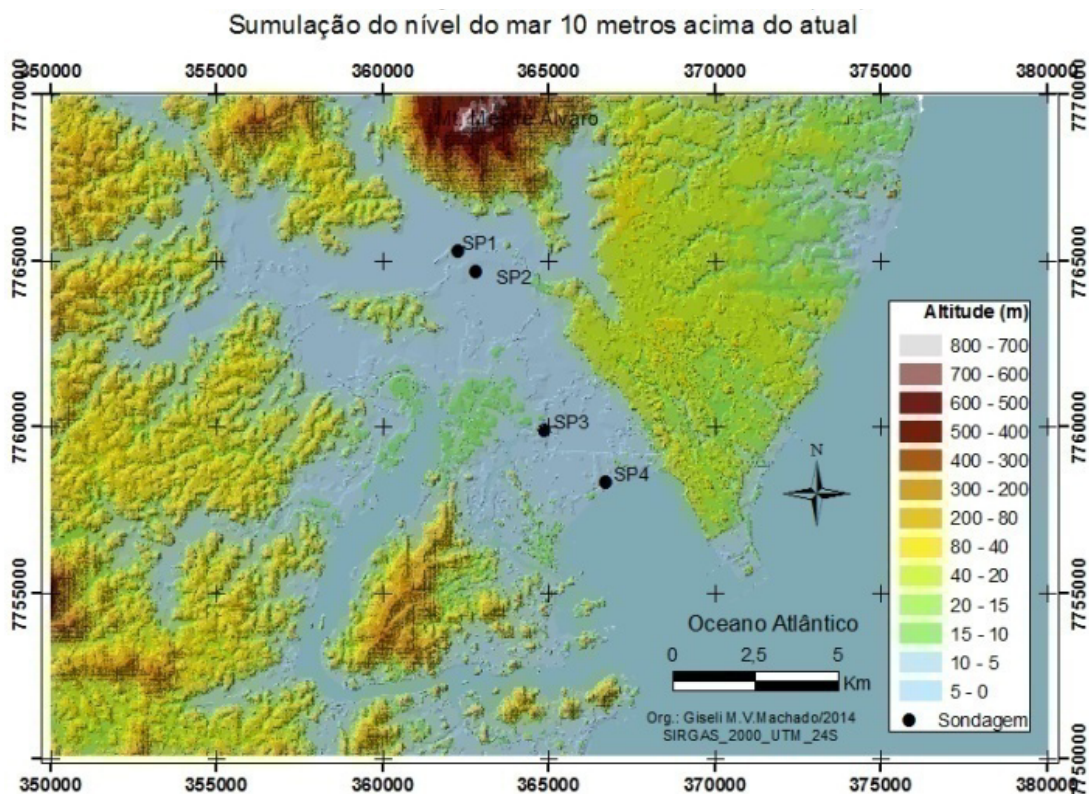


Figura 100. Simulação do nível relativo do mar 10m acima do atual na região de Vitória.

A simulação do nível do mar 10 m acima do atual ilustra provavelmente uma paisagem ocorrida na Última Transgressão Pleistocênica a cerca de 120 mil anos A.P. quando o nível do mar subiu 8 ± 2 m acima do atual (Suguio *et al.*, 1982; 1985 e Martin *et al.*, 1987). Segundo os modelos evolutivos apresentados pelos autores, neste estágio houve erosão total ou parcial dos depósitos continentais de estágios regressivos anteriores, com alargamento de vales incisos, gerando estuários e lagunas Pleistocênicas.

Contudo, o forte controle estrutural e o relevo do embaiamento de Vitória parecem ter limitado bastante a existência de estuários na área na última transgressão Pleistocênica. O aspecto mais recortado do litoral estabelecido nesse período de mar alto garante um ambiente de baixa energia e conseqüentemente pouco ou nenhum alcance das ondas no interior da baía capazes de solapar as rochas macias e depositar areias de praia. Desta forma, compreende-se a ausência de paleo falésias e o desconhecimento de planícies Pleistocênicas na região.

Sunamura (1992) explica que costas rochosas macias evoluem com perfis mais suaves, côncavos e localmente com presença de degraus com pouca topografia em resposta às elevações marinhas, principalmente quando situadas em áreas abrigadas. Dessa forma, os depósitos da Formação Barreiras podem imprimir uma configuração morfológica bastante variada como presença de vales incisos afogados, platôs/degraus suaves e vertentes inclinadas com a subida do nível relativo do mar. De qualquer forma, as diferentes formas topográficas são mais facilmente modificadas numa situação de erosão quando comparadas às rochas duras.

Por outro lado, costas rochosas duras imprimem também diferenciações na arquitetura de preenchimento, sendo o espaço de acomodação bastante dependente da morfologia do fundo rochoso (Menier *et al.*, 2010). Esses autores concluem que modelos evolutivos para os depósitos sedimentares transgressivos ou regressivos nem sempre são aplicáveis a ambientes aparentemente semelhantes podendo ser parcialmente variáveis até mesmo numa mesma área de estudo em função de fatores como a herança fisiográfica e geológica e outros fatores como clima de ondas e aporte sedimentar.

Em função disso, reconhece aqui a complexidade dos registros sedimentares e da compreensão evolutiva dos depósitos Quaternários frente às oscilações marinhas num contexto de costa rochosa com baixo aporte sedimentar.

Numa simulação de nível do mar 5 metros acima do atual, praticamente toda a planície é afogada novamente (Figura 101). No entanto, nota-se a existência de saliências topográficas na entrada do embaixamento (planície de Camburi) e no meio da planície (norte da ilha de Vitória, próximo ao SP3). Neste momento, a baía de Vitória apresentava configuração espacial muito diferente da atual, com o canal principal mais largo e várias saídas de comunicação com o mar aberto. A configuração geomorfológica estabelecida na época sugere um ambiente de baixa energia, semelhante a uma laguna aberta.

Segundo a literatura sobre a evolução da planície do rio Doce (Dominguez *et al.*, 1981; Suguio & Martin, 1981; Suguio *et al.*, 1982; 1985; Martin *et al.*, 1997), este cenário ocorreu provavelmente na Transgressão Máxima Holocênica datada por volta de 5.600 e 5.700 anos cal. A.P. em Guarapari (Ribeiro, 2011) quando o nível do mar atingiu cotas positivas máximas em torno de 4 m, segundo Ribeiro (2011). Contemporaneamente, parece ter havido na região de Vitória, um ambiente com maior domínio marinho praticamente sem influência fluvial. Neste contexto o embaixamento parece assumir uma situação de mar raso, baía ou laguna aberta e o manguezal parece ter ocupado parcialmente alguns vales incisos, apresentando-se de forma pontual (Figura 101).

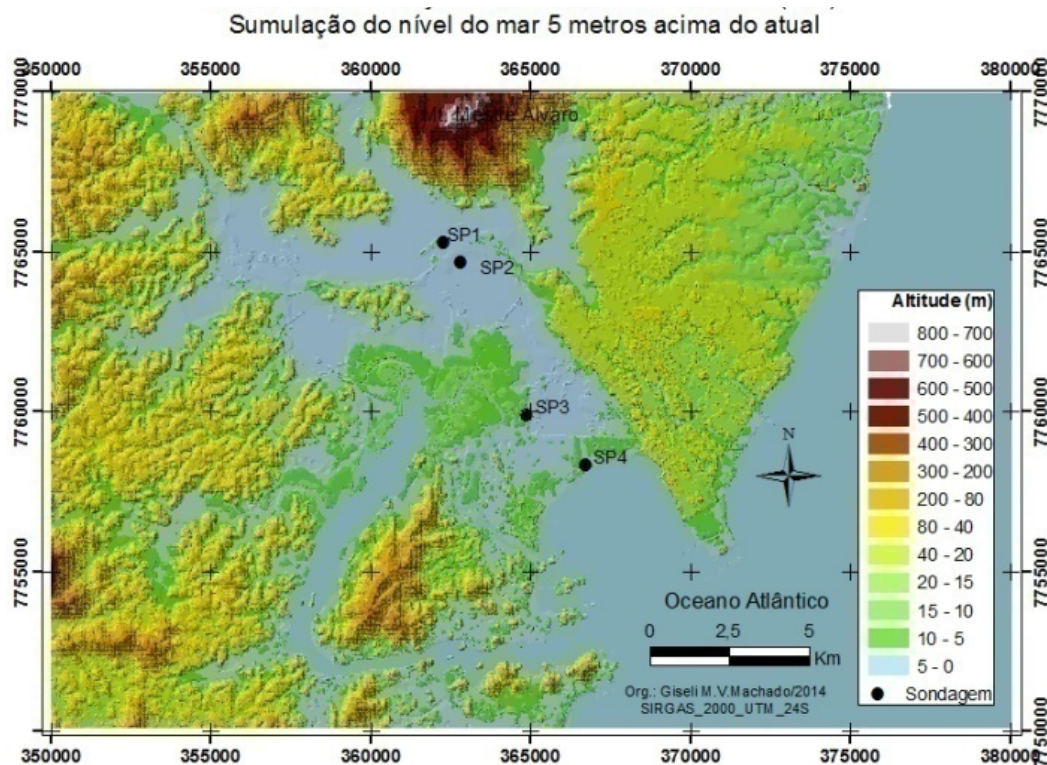


Figura 101. Simulação do nível relativo do mar 5 metros acima do atual na região de Vitória.

5.6.3 *Evolução paleoambiental*

O controle morfoestrutural na planície de Vitória pode criar localmente ambientes bem distintos em um mesmo paleo nível marinho. Este seja talvez o motivo de algumas generalizações na evolução dos depósitos sedimentares a partir do Pleistoceno Superior da região (nível de mar baixo antes de 120 mil anos A.P.). Para a sedimentação ocorrida durante o Holoceno, os contornos geomorfológicos do litoral com presença de ilhas e promontórios também criam condições hidrodinâmicas particulares. É nesse contexto que as variações laterais passam ser mais complexas e ao mesmo tempo importantes na evolução dos paleoambientes.

Os resultados morfológicos e sedimentológicos obtidos na planície de Vitória sugerem uma bacia de sedimentação relativamente pequena, abrigada, com pouco espaço de acomodação, baixo aporte sedimentar e forte controle estrutural. Em linhas gerais, os domínios geológicos Pré-Quaternários serviram como principais áreas-fonte dos sedimentos siliciclásticos transportados relativamente por curtas distâncias até serem depositados na bacia de sedimentação e posteriormente afogados. Os grãos de quartzo analisados garantem que o sedimento terrígeno foi pouco retrabalhado durante as oscilações marinhas.

O modelo evolutivo proposto para a sedimentação da bacia e formação da planície de Vitória está dividido em Pleistoceno e Holoceno, em função da escala espaço-temporal, dos processos atuantes e do nível de detalhamento distintos. Contudo, a evolução descrita assume três premissas para ambos os períodos:

- 1- O controle morfoestrutural é definido pelas rochas cristalinas, e principalmente pelos depósitos da Formação Barreiras que imprimem uma topografia complexa como embasamento e armadilhas para os depósitos Quaternários.
- 2- A bacia de sedimentação apresenta pouco espaço de acomodação;
- 3- A região oferece baixo aporte sedimentar.

5.6.3.1 Pleistoceno

Estágio isotópico 6: nível de mar baixo (antes de 120 mil anos A.P.?) – Fase 1

Nesta fase, os sedimentos depositaram-se no fundo (base) da bacia de sedimentação quando o nível do mar estava abaixo do nível atual, caracterizado por grãos de quartzo associados ao 1º momento de transporte. De acordo com as datações obtidas para as fases deposicionais seguintes e com base na revisão da literatura, sugere-se que a deposição nesta fase tenha ocorrido em algum período glacial Pleistocênico. Segundo Murray-Wallace & Woodroffe (2014), por volta dos 130-140 mil anos A.P. (estágio isotópico 06) o nível do mar estava a cerca de 120 abaixo do atual, portanto, dominavam os processos continentais. Esse parece ter sido o cenário ocorrido na região de Vitória. Nessa fase os sedimentos já assentados originaram do continente por transporte gravitacional relativamente curto, transportados na forma de leques aluviais oriundos dos depósitos da Formação Barreiras. Os processos mecânicos reinaram sobre a sedimentação, sendo também mais atuantes nas microtexturas impressas nos grãos de quartzo imaturos e com brilho natural, caracterizados por menor efeito de abrasão física e química (Figura 102).

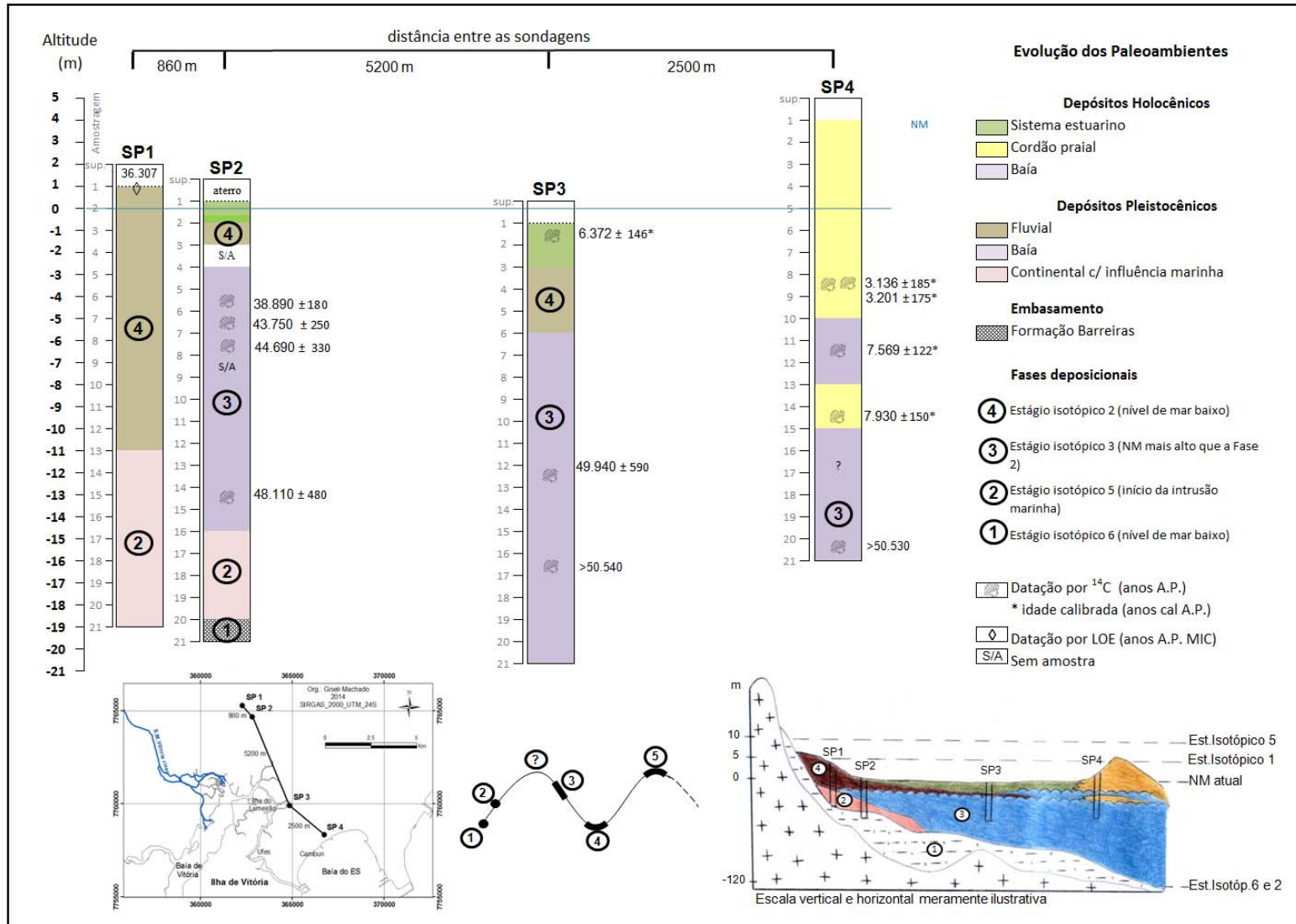


Figura 102.. Modelo evolutivo paleoambiental sugerido dos depósitos sedimentares na região de Vitória.

Estágios isotópicos 5: transgressão de 120 mil anos A.P. – Fases 2 e 3

Na Fase 2 ocorre a intrusão marinha dentro do embaiamento e conseqüentemente mistura de sedimentos de proveniência continental e costeiros, dentre eles material carbonático, mesmo que em percentuais pequenos. Essa fase corresponde ao período de subida do nível do mar rumo ao último máximo transgressivo Pleistocênico ocorrido há 120 mil anos A.P. O nível do mar sobe e alcança as partes interiores da bacia de sedimentação e condições estuarinas/lagunares são estabelecidas localmente nos fundos dos vales incisos. A baixa energia do ambiente favorece acúmulo significativo de matéria orgânica. O sedimento composto por areia lamosa e lama arenosa é caracterizado por duas populações bem definidas (uma lamosa e outra arenosa), presença de minerais terrígenos e indicadores marinhos como fragmentos de bioclastos, nódulos carbonáticos e grãos de quartzo incrustados por carbonato (Figura 102).

Segundo Catuneau (2006), dentro do lado continental, na base, a transgressão é comumente indicada pelo aparecimento de influências de maré, como por exemplo, depósitos salobros para fósseis de traços marinhos. De fato, influências marinhas estão registradas na composição dos sedimentos e também nos grãos de quartzo situados na base e interior da bacia de sedimentação de Vitória. Esse estágio está relacionado a uma fase pós-deposicional, onde a dissolução química começa a atuar sobre a superfície dos grãos de quartzo com fortes sinais de impacto (grãos rachados, quebrados e com marcas na forma de “v”), depositados em ambientes agora mais calmos e com alta concentração de lama e água parada. Os grãos de quartzo são predominantemente imaturos e quimicamente foscos, seguido de grãos com brilho natural, indicando praticamente nenhum ou quase nenhum alcance de grãos com maturidade de sedimentos costeiros. Há uma dominância de grãos de quartzo provenientes da Formação Barreiras na composição do sedimento, atribuindo a este momento um ambiente continental com influência marinha.








Num outro momento, denominado de Fase 3, o nível do mar estava mais alto que a fase anterior e os processos costeiros passam a ser mais atuantes na sedimentação. A lâmina d'água é maior dentro do embaiamento e passa a proporcionar ambientação para várias conchas marinhas. Estabelece então uma baía abrigada de conexão livre com o mar, onde se depositam os sedimentos lamosos de cor cinza. A presença significativa de

material carbonático na composição do sedimento, incluindo moluscos, foraminíferos e equinodermas, garante a forte influência marinha (Figura 102).

Os grãos de quartzo passam a ser fortemente atacados pela ação química, favorecida pela redução da energia do ambiente e pela maior influência de água salgada no processo de dissolução da superfície dos grãos, predominando desta forma grãos com certa maturidade e quimicamente foscas. Os grãos de quartzos pertencentes ao 2º momento de transporte são marcados pelo adentramento limitado de grãos texturalmente mais maduros e brilhantes na bacia de sedimentação.

Sete conchas marinhas foram datadas e apresentaram idades que estão no limite do uso do Carbono 14. Idades convencionais entre 38.890 ± 180 anos A.P. (3,8 m abaixo do nível do mar atual) e >50.540 anos A.P. (16 m abaixo do nível do mar atual), (**Erro! Auto-referência de indicador não válida.**).

Tabela 19. Conchas datadas do Pleistoceno. Idades radiocarbono convencional (¹⁴C) anos A.P. sem calibração, ambiente de sobrevivência da concha e paleoambiente onde a concha foi coletada.

Foto							
Espécie	Trachycardium muricatum	Corbula sp.	Frag. concha: f. Dentaliidae	Corbula sp.	Anadora ovalis	Paradentalium disparile	Fragmento de concha
Idade	38.890 ± 180	43.750 ± 250	44.690 ± 330	48.110 ± 480	49.940 ± 590	>50.540	>50.530
Alt. (m)	-3,8	-4,8	-5,8	-12,8	-11,8	-16	-15,5
Amostra	SP2-5,45	SP2-6,45	SP2-7,45	SP2-14,45	SP3-12,45	SP3-16,60	SP4-20,00
Ambiente	marinho	marinho	marinho	marinho	marinho	marinho	marinho
Paleoamb.	baía	baía	baía	baía	baía	baía	baía

Independente da precisão das datações, das cotas altimétricas e do estado de conservação das conchas, as espécies e as características do sedimento confirmam a existência de condições marinhas, tipicamente transgressivas no embaixamento de Vitória durante certo período no Pleistoceno Superior.

Segundo Angulo & Souza (2014), conchas de moluscos grossas, fragmentadas e desgastadas sugerem períodos mais longos entre a morte e a deposição. De qualquer forma, as idades estão cronologicamente coerentes dentro do depósito estratigráfico e a

homogeneidade e a espessura do depósito (até 15 m) sugerem condições ambientais relativamente constantes no período datado.

Pesquisas com palinomorfos provenientes de depósitos Quaternários (antigos ambientes de mangue e restinga) do delta do rio Doce/ES confirmam a ocorrência de um evento transgressivo entre 40 a 50 mil anos A.P. (Ferrazzo *et al.*, 2008). Assim como Miranda *et al.* (2009) que revelam a ocorrência de vários episódios de transgressão e regressão durante o Pleistoceno Superior e sugerem um aumento no nível relativo do mar no litoral norte do Brasil que começou entre 39.079 (± 1.114) e 35.567 (± 649) ^{14}C anos A.P. e uma transgressão global que ocorreu até 29.340 (± 340) ^{14}C anos A.P.

As idades dos sedimentos encontradas para os depósitos lamosos Pleistocênicos na planície costeira de Maricá/RJ apontam para uma posição do nível do mar a 48-45 mil anos cal A.P. próximo ao nível atual (Silva *et al.*, 2014). Segundo os autores, este depósito lamoso com lentes de lama arenosa, é rico em conchas e matéria orgânica e indicam a existência de uma laguna que posteriormente evoluiu para um sistema barreira-laguna. Isto é muito diferente das curvas de nível do mar global plotadas para este mesmo intervalo de tempo, onde a cerca de 40 mil anos A.P. o nível do mar era 50 metros abaixo do atual (estágio isotópico 3). Entretanto, a curva apresentada por Rabineau *et al.* (2006) para os últimos ciclos glacial- interglaciais registra a ocorrência de nível de mar alto no estágio isotópico 3 (Figura 103).

Tal contradição, também foi encontrada por Mahiques *et al.* (2010) no litoral de São Paulo. Os autores reconheceram a presença de depósitos lamosos marinhos indicando nível de mar mais alto do que esperado para o período de 50-35 mil anos A.P. Assim como os sedimentos lamosos interpretados como ambiente mixohalino (matéria orgânica e foraminíferos bentônicos) datado de 39 mil anos A.P. a 6 m abaixo do nível do mar também na costa de São Paulo (Mahiques *et al.*, 2011).

Contudo, alguns pesquisadores atribuem essas idades às fácies modificadas por processos diagenéticos, como interpretado por Lima *et al.* (2013) ao datarem uma concha marinha bem preservada em 42.226 ± 1.400 anos A.P. situada a cerca de 10 m a baixo do nível do mar atual em um depósito Pleistocênico da barreira transgressiva no Rio Grande do Sul.

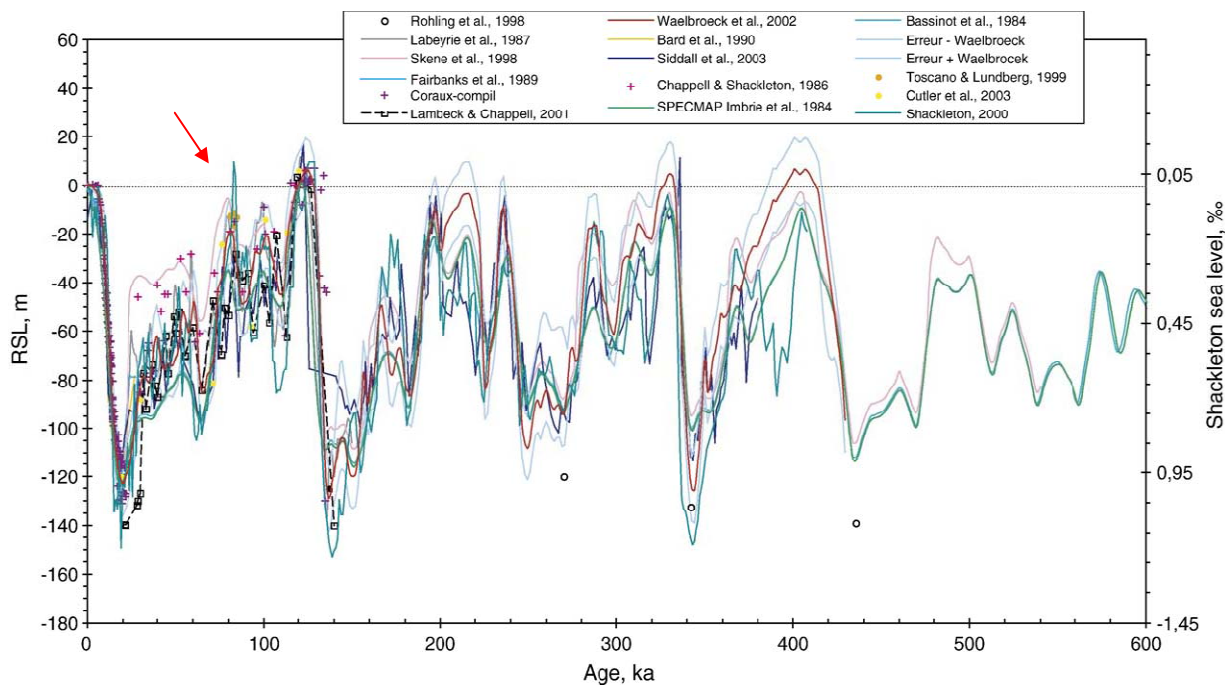


Figura 103. Síntese dos dados do nível do mar obtidos a partir de curvas geradas com dados isotópicos, modelagem glacio-isostática, modelagem estratigráfica, medições e datações pontuais (corais, salinidade...). Estimativas do nível do mar para o último ciclo glacial-interglacial com base em U-Th de recifes de coral datados e outros dados. Escala no eixo da direita (%): variações na média de $\delta^{18}\text{O}$ da água do oceano derivada da atmosférica. Escala no eixo esquerdo (RSL): medições pontuais (Fonte: Rabineau et al, 2006). Seta apontando os registros de nível de mar alto posterior à Penúltima Transgressão.

Nesse contexto, uma hipótese para explicar as idades anômalas seria uma contaminação geral da matéria orgânica originalmente depositada durante o estágio isotópico 5e (transgressão de 120 mil anos A.P.) por carbono novo (Angulo & Souza, 2014; Lima *et al.*, 2013; Hanebuth *et al.*, 2006). Angulo & Souza (2014, p.28) lembram que “em amostras mais antigas que 30.000 anos, a contaminação com carbono novo passa a ser crucial na incerteza sobre a idade da amostra, pois pequena contaminação tem grande efeito no resultado. Por esse motivo, existe grande controvérsia sobre o significado de idades > 30.000 anos obtidas pelo método do radiocarbono”.

Entretanto, questiona-se a contaminação ocorrida em diferentes *proxies* datados como conchas, matéria orgânica do sedimento e foraminíferos, coletados além de tudo, em locais geograficamente distintos e distantes. Isto nos leva a reconhecer certa coerência entre as datações, as quais sugerem a ocorrência de um nível de mar mais alto do que colocado pela literatura num período em torno de 50 e 38 mil ^{14}C anos A.P. também na

costa de Vitória. Sem, portanto, excluir a hipótese de contaminação por carbono novo em outras áreas.

Até o momento não se tem conhecimento de nenhum registro do máximo transgressivo de 120 mil anos A.P. nos depósitos de subsuperfície nem de superfície no embaiamento de Vitória. Não foram encontradas evidências morfológicas de inserção marinha no Pleistoceno no interior da planície de Vitória como, por exemplo, terraços arenosos e paleo falésias, comumente associados ao nível de mar alto ocorrido há 120 mil anos. Isso parece diferenciar a região de Vitória dos modelos clássicos evolutivos de depósitos arenosos no interior das planícies costeiras brasileiras comumente atribuídas à transgressão máxima Pleistocênica (Medeanic *et al.*, 2009; Martin *et al.*, 1997, 1996; Martin *et al.*, 1985; Martin *et al.*, 1983; Suguio & Martin, 1981).

No entanto, depósitos arenosos na planície de Vila Velha com certo alinhamento de cristas do tipo pontais e intercalados por áreas úmidas são de idade desconhecida, mas possivelmente Pleistocênica. De todo modo, a morfologia dessas cristas sugere a existência de uma costa protegida por embaimento e um ambiente com baixo fornecimento de sedimentos durante sua formação também em Vila Velha. Esta situação ambiental foi definida por Carter (1986) em um de seus modelos progradacionais.

A morfologia dos tabuleiros da Formação Barreiras no interior da planície de Vitória caracterizada por uma topografia de inclinação variável e sem linhas de falésias, mais uma vez evidencia uma região com baixa energia quando foi afogada pelo mar durante a Penúltima Transgressão. Essa situação se assemelha ao modelo evolutivo de recuo de costa rochosa macia proposto por Sunamura (1992).

Estágio isotópico 2: nível de mar baixo rumo à última glaciação – Fase 4

O nível do mar desce rumo à última glaciação Pleistocênica (estágio Isotópico 2) e a baía tornasse mais rasa até ser parcialmente colmatada pelas areias continentais (fluviais) regressivas. Esse depósito parece ter alcançado a linha de costa atual de maneira bem modesta, ficando bastante limitado no interior do embaiamento devido ao baixo aporte sedimentar e à topografia, sugerindo grande importância da sedimentação costeira na progradação da planície na parte externa do embaiamento (Figura 102).

Em superfície a morfologia irregular das areias regressivas no fundo da planície apresenta aspecto truncado pelos paleocanais fluviais. A idade obtida por luminescência para este depósito foi cerca de 36.307 ± 3.292 anos A.P. Esta idade parece marcar uma descida acentuada do nível do mar e deposição das areias regressivas sobre os depósitos lamosos transgressivos da fase anterior. Os grãos de quartzo datados foram coletados a 0,5 m abaixo da superfície do terraço arenoso no interior da planície do Mestre Álvaro e referem-se ao paleoambiente fluvial na superfície. Assumindo que os terraços arenosos no interior desta planície apresentam a mesma idade, esta datação representa a idade aproximada do encerramento da deposição das areias fluviais e o fraco alcance das águas marinhas, em termos de energia e aporte sedimentar na transgressão subsequente.

Datações por luminescência de amostras coletadas por Suguio *et al.* (2003) na Ilha Comprida/SP a 1 m de profundidade também confirmam idade Pleistocênica: $27,6 \pm 2,4$ e $27,9 \pm 2,3$ mil anos de terraços arenosos.

A ausência de um alinhamento ou outra característica morfológica bem definida nessa planície remete de fato, um cenário ambiental de uma baía abrigada, sem condições de retrabalhamento do sedimento por ondas ou marés, como descrito por Anthony (2009) para feições semelhantes presentes em outros lugares do mundo.

As areias superficiais deste terraço estão depositadas de forma irregular na superfície (sem morfometria definida). O sedimento é visivelmente lavado pelas chuvas atribuindo uma cor branca às areias. Segundo Medeanic *et al.* (2009) e Suguio & Martin (1981), depósitos desse tipo no interior das planícies costeiras são feições comuns atribuídas à transgressão máxima. De acordo com a literatura voltada para o ES, os terraços na planície do Mestre Álvaro seriam de origem marinha resultantes da última transgressão marinha Pleistocênica ocorrida por volta de 120 mil anos A.P. (Martin *et al.*, 1997, 1996). No entanto, as características sedimentológicas indicam proveniência fluvial e não marinha, além disso, a idade obtida para o depósito sustenta a hipótese de um depósito continental regressivo, diferentemente do modelo apresentado até o momento para a área de estudo.

A cor marrom das areias de subsuperfície reflete grau de sujeira elevado indicando certa estabilidade do depósito após sua deposição. A presença de outros minerais de origem

continental como feldspato, garante certa proximidade da área-fonte. Os grãos de quartzo são subangulosos a subarredondados, seguido de grãos sem abrasão. Tais características garantem certa imaturidade do depósito e ao mesmo tempo indicam certo desgaste mecânico típico de depósitos fluviais, confirmado pelas microtexturas impressas nos grãos de quartzos marcados por rachaduras, sinais de impacto com arestas afiadas e marcas na forma de “v”. Segundo Mahaney (2002) essas marcas são as principais características de transporte fluvial.

Desta forma, os terraços arenosos podem ser associados aos depósitos fluviais e/ou gravitacionais provenientes do relevo adjacente depositados quando o nível do mar estava abaixo do atual em direção ao último máximo glacial.







5.6.3.2 Holoceno

Estágio isotópico 1: depósitos transgressivos no Holoceno – 11 a 5 mil anos A.P.

As evidências morfológicas de inserção marinha na área de estudo no Holoceno estão registradas na própria existência do estuário, no cordão arenoso junto à praia e nas zonas deprimidas e úmidas situadas no verso do cordão. Segundo Lessa & Masselink (2006) e Angulo & Lessa (1997), as áreas deprimidas e inundadas são boas evidências de transgressão marinha e a presença destas áreas pode estar associada a um remanescente de um estuário antigo, mostrando níveis do mar altos no passado.

Tabela 20. Idades do Holoceno em anos calibrados (^{14}C) antes de 1950 (A.P.); ambiente de sobrevivência da espécie de concha e paleoambiente onde o indicador foi coletado.

Foto	Sem foto	Sem foto	Sem foto			
Espécie	Sedimento orgânico	Frag. de concha	Frag. de concha	<i>Corbula cymella</i>	<i>Crassostrea sp</i>	<i>Neritina virginea</i>
Idade	9.448 ± 38	7.930 ± 150	7.569 ± 122	7.154 ± 157	6.777 ± 161	6.630 ± 166
Alt. aprox. (m)	-4,8	-9,6	-6,6	-3	-0,7	-0,5
Amostra	T C 4,80	SP4-14,45	SP4-11,45	TC-3,04	TA-0,67	TA-0,55
Ambiente	-	marinho	marinho	marinho	marinho/estuarino	marinho/estuarino
Paleoambiente	baía	praia	baía	baía	estuário	estuário

Foto						
Espécie	<i>Natica livida</i>	<i>Ventricolaria foresti</i>	<i>Bulla striata</i>	<i>Olivella minuta</i>	<i>Tivela mactroides</i>	<i>Mytella charruana</i>
Idade	6.470 ± 156	6.372 ± 146	5.604 ± 148	3.201 ± 175	3.136 ± 185	moderno
Alt. aprox. (m)	-3,7	-0,8	-0,6	-3,6	-3,6	-0,3
Amostra	TD-3,70	SP3-1,45	TD-0,58	SP4-8,00	SP4-8,00-2	TC-0,28
Ambiente	marinho	marinho	marinho	marinho	marinho	estuarino
Paleoambiente	praia	estuário	praia	praia	praia	estuário

No Holoceno Inferior-Médio o nível do mar sobe com taxas bastante elevadas. A idade holocênica mais antiga foi de uma amostra de sedimento orgânico situada a 4,8 m abaixo do nível do mar atual datada em 9.448 ± 38 anos cal A.P. Essa idade foi obtida da base de uma fácies lamosa que representa influência marinha localizada no interior da baía de Vitória (ilha do Lameirão). Indicadores geoquímicos (razão C/N <8) e paleoantológicos (conchas marinhas) confirmam o domínio marinho. Interpreta-se aqui que nesse período condições ambientais de uma baía existia na região de Vitória mesmo com o nível do mar abaixo do atual. As idades Holocênicas e as espécies de conchas datadas estão ilustradas **Erro! Fonte de referência não encontrada.** e a representação gráfica do modelo está na *Figura 102*.

A presença de ilhas e promontórios na região cria condições hidrodinâmicas diferenciadas e variações laterais dos depósitos durante a transgressão e permite a construção de um cordão transgressivo próximo à linha de praia atual datado em torno de 7.930 ± 150 anos cal A.P. Essa datação fornece apenas a idade máxima de um nível marinho ainda abaixo do atual durante a formação do cordão, certamente mais jovem que a idade do fragmento de concha datado. O cordão parece ter sido contemporâneo à paleo baía situada a retarguarda.

As areias grossas do cordão transgressivo são grãos de quartzo maduros e brilhantes, com superfícies polidas, de aspecto limpo e muito pouco intemperizadas, com microtexturas mecânicas (antigas marcas de impacto e formas de “v”) e químicas (poços e gravuras de dissolução) herdadas de outros momentos que quase desaparecem em função do desgaste mecânico provocado pela energia das ondas. Tais indicadores sedimentológicos garantem o processo e a energia na construção do paleoambiente. Assumindo que o clima de ondas para a região de Vitória durante esse período era

relativamente semelhante ao atual e considerando que os sedimentos relíquias da baía do ES são texturalmente similares, interpreta-se aqui o paleoambiente como uma paleo praia possivelmente ancorada no continente numa das extremidades, podendo assumir feição morfológica de pontal.

Segundo Angulo & Souza (2014), fácies de praia em sistemas deposicionais clásticos dominados por ondas incluem fácies geradas desde a face litorânea (*shoreface*) até o limite superior da pós-praia (*back-shore*), ou seja, pode compreender dezenas de metros de profundidade até o espraiamento das ondas de tempestade, a 2-6 m acima do nível médio do mar. Assim sendo, não é possível estabelecer um paleo nível marinho preciso durante o período da formação do cordão.

De qualquer forma, a idade aproximada do cordão transgressivo (7,9 mil anos A.P.) parece se enquadrar dentro do período do último pulso de água de degelo da deglaciação compreendido entre ~8,4 e ~7,0 anos cal. A.P. (Clark *et al.*, 2001). Isto poderia confirmar uma situação de nível de mar baixo e ascendente durante a formação do cordão.

O ritmo acelerado da subida do nível do mar nesse período e a pouca oferta de sedimentos permitem o afogamento do cordão que é sobreposto por fácies de baía. Isso está registrado na sequência estratigráfica da sondagem SP4. Nesse caso, a fácies é composta por sedimentos areno lamosos, reflexo da maior hidrodinâmica. Um fragmento de concha marinha pertencente a essa fácies transgressiva foi datado por volta de 7.569 ± 122 anos cal. A.P., coletado a cerca de 6,6 m abaixo do nível do mar atual.

Seguindo a ordem cronológica de evolução dentro da paleo baía, uma concha da espécie *Corbulacymella* coletada no testemunho T_C a cerca de 3 m abaixo do nível do mar foi datada em 7.154 ± 157 anos cal A.P. A idade desta concha e de um fragmento coletado na sondagem SP4 datado em 7.154 ± 157 anos cal A.P. apontam a existência ainda de uma baía neste período. Apesar das limitações do uso de conchas como indicador paleomarinho, as características sedimentológicas e geoquímicas (C/N <8) corroboram a interpretação paleoambiental. De qualquer forma, não é possível sugerir um paleo nível marinho para essas datações, pois seria imprudente estimar a profundidade da lâmina d'água acima do sedimento de fundo onde as conchas foram depositadas.

No entanto, Mahiques et al. (2011) reconhecem um paleo nível do mar na costa de São Paulo de -6 m do atual entre 7.700-8.100 anos cal A.P. Ou seja, as idades obtidas na baía de Vitória entre 9,4 e 7,1 anos cal. A.P. também apontam para um nível de mar mais baixo que o atual que estava subindo nesse período, corroborando as curvas apresentadas na literatura brasileira para o período mencionado.

Durante a transgressão Holocênica o domínio marinho prevalece na baía de Vitória. As interpretações de Bastos et al. (2010) em assembleias de foraminíferos, datações de moluscos e dados sísmicos na área também apontam condições ambientais de uma baía aberta com uma forte conexão com as águas do mar em torno de 7.200 anos cal A.P.

De acordo com o modelo de evolução proposto por Cattaneo & Steel (2003), costas com baixa oferta de areia e sistema de vale inciso, geralmente formam estuários largos durante a fase transgressiva. No entanto, a dimensão do estuário parece ter alcançado seu máximo quando o nível do mar parou de subir no Holoceno, manteve-se alto e permitiu a intrusão fluvial no sistema.

Mesmo ainda sob influência marinha, registra-se o surgimento de um ambiente mais restrito, típico de mangue em certos pontos na baía de Vitória, como na ilha do Lameirão. Os valores da razão C/N asseguram que o estuário começa a se estabelecer ainda na presença de matéria orgânica de origem marinha (C/N <8), registrada na base de uma fácies tipicamente estuarina do testemunho T_C (depósito de 1,7 m de espessura).

Na ilha do Lameirão (T_C) e no reverso do cordão arenoso junto à praia (T_A), o estuário passa a evoluir com a entrada de matéria orgânica continental (C/N >24) no sistema. Os valores da razão C/N apontam que antes de 6,7 mil anos cal A.P. parte da baía já estava recebendo carbono orgânico de origem continental, indicando recuo da influência marinha, pelo menos pontual dentro do embaiamento.

As espécies marinhas/estuarinas *Crassostrea* sp e *Neritina virgínea* (6.777 ± 161 e 6.630 ± 166 anos cal A.P.) e uma concha quebrada da espécie *Ventricolaria foresti* (6.372 ± 146 anos cal A.P.) apresentaram idades relativamente contemporâneas situadas aproximadamente entre 0,5 e 0,8 m abaixo do nível do mar atual e foram obtidas de uma fácies que representa ambiente estuarino.

De acordo com Angulo & Souza (2014), as fácies estuarinas e lagunares são geradas em zona intermarés, tais como planícies de maré e canais de escoamento de maré e de inframaré. De todo modo, estas fácies possuem zonação altimétrica mais restrita, limitada pela amplitude da maré e pelo indicador utilizado.

Considerando que as conchas datadas em fácies estuarina foram encontradas em sua maioria em sedimento lamoso de cor marrom escura e com presença de fragmentos vegetais, assume-se que se trata de uma planície de maré. Assim sendo, admite-se que a posição altimétrica das conchas preservadas neste tipo de depósito se aproxima do paleo nível marinho no momento (zona entre marés). Deste modo, interpreta-se que em torno de 6,7-6,3 mil anos cal A.P. o nível do mar era muito próximo do atual. Segundo a curva de Angulo *et al.* (2006) o nível do mar teria ultrapassado o atual no litoral sudeste em torno de 6,6 mil anos cal A.P.

A espécie estuarina *Mytella charruana* encontrada com duas valvas fechadas foi datada de idade moderna. Este exemplar foi coletado a 0,3 m abaixo do nível do mar atual em fácies estuarina de 2,8 m de espessura no testemunho T_C e registra a manutenção de um sistema estuarino até o presente mesmo com a regressão Holocênica. Isto poderia indicar o baixo aporte sedimentar, como já verificado por Bastos *et al.* (2010) e Veronez Jr *et al.* (2009 a) na baía de Vitória, ou ainda alguma subsidência que permitisse a preservação da planície de maré.

Os indicadores sedimentológicos baseados na análise dos grãos de quartzo caracterizam a fácies estuarina com grãos de maturidade textural mista, sendo em sua grande maioria quimicamente foscos e secundariamente brilhantes. Nos grãos estão impressas microtexturas compatíveis com áreas de mistura, onde o alto relevo, rachaduras e marcas na forma de “v” registram uma herança fluvial; os vários poços e gravuras de dissolução indicam o papel da cunha salina e água parada no desgaste químico da superfície do grão; e as arestas desgastadas e o aspecto de grão “velho” indicam certa maturidade textural.

O controle geomorfológico mais uma vez cria condições hidrodinâmica diferenciadas e variações laterais nos depósitos. Durante a transgressão a penetração do mar parece ter sido mais forte pelo canal estrutural da baía de Vitória e secundariamente pelas depressões da planície entre os depósitos fluviais remanescentes e os depósitos

costeiros existentes no momento. Com a transgressão a planície de Vitória assume um aspecto afogado, com vários canais de comunicação com o mar favorecidos pelos obstáculos rochosos e arenosos.

Nesse contexto, areias fluviais restantes do período regressivo antecedente são afogadas e retrabalhadas pela maré, formando depósitos de canal de maré na parte dinâmica do estuário, nas proximidades do atual Canal da Passagem. Nessa fácies estão preservados ainda a maturidade textural de grãos fluviais (grãos subangulosos e subarredados) e os aspectos ópticos de grãos quimicamente afetados pela intrusão salina (grãos foscos) e parcialmente trabalhados por processos costeiros (grãos brilhantes). Isso foi constatado no testemunho T_D situado na planície de maré no Canal da Passagem. Nesse testemunho variáveis concentrações de bioclastos incluindo leitos de conchas marinhas desarticuladas estão depositadas em camadas de 10 a 30 cm entre as areias finas e médias depositadas no fundo do canal. A inexistência de fragmentos vegetais e quase ausência de matéria orgânica garantem a maior hidrodinâmica na deposição dessa fácies, diferentemente dos depósitos de planície de maré.

Segundo Angulo & Souza (2014), depósito de conchas desarticuladas é sinal de retrabalhamento por ondas e correntes. Depósitos de conchas podem ocorrer acima, próximo (zona entre-marés) ou abaixo do nível do mar. O primeiro caso pode estar associado aos depósitos arenosos grossos depositados por ondas de tempestade (Aliotta et al, 2003). O segundo caso está associado à presença de conchas articuladas e em posição de vida situadas em depósitos de planície de maré (Angulo & Souza, 2014). O terceiro caso pode estar associado a ambientes correspondentes a fundos rasos (Angulo et al., 2002)

Como se trata de depósitos de fundo de canais de maré, mas se desconhece a profundidade de enterramento das conchas e dos fragmentos e o quanto eles foram transportados, não é possível identificar o nível do mar na época. Ou seja, o banco de conchas é um indicador que permite inferir apenas que o paleonível era maior que um determinado valor.

As idades obtidas para o paleo canal de maré compreende um depósito de quase 4 m de espessura datado próximo da base em 6.470 ± 156 anos cal A.P. (-3,7 m do nível do mar) e próximo do topo em 5.604 ± 148 anos cal A.P. (-0,6 m do nível do mar). As conchas são

espécies marinhas (*Natica lívida* e *Bulla striata*) assim como todas as outras identificadas no testemunho T_D. Isto significa que durante quase 1.000 anos o paleo canal permaneceu na entrada do estuário, na localidade próxima ao Canal da Passagem e acompanhou a subida do nível do mar, sem ao certo saber qual era a lâmina d'água sobre o fundo.

Segundo Angulo *et al.* (2006) a elevação do nível do mar teria ocorrido até 5.000-5.800 cal AP, quando atinge o máximo. No cenário do ES, Ribeiro (2011) encontra a partir do nivelamento e as datações de incrustações de vermetídeos em Guarapari, um máximo Holocênico ocorrido em torno de 5.700 anos cal A.P. alcançando cerca de 4 m acima do nível do mar atual.

Mesmo sem um registro do máximo Holocênico na região de Vitória, a datação 5.604 ± 148 anos cal A.P. (leito de conchas a 0,6 m abaixo do nível do mar atual) marca ainda uma situação de forte influência marinha e parece ilustrar momentos próximos ao máximo transgressivo com um paleo nível do mar provável de 3,4 m acima do atual, descontando o paleo nível máximo de 4 m acima proposto por Ribeiro (2011) para este período no litoral do ES.

Isto mostra certa coerência com a sequência estratigráfica encontrada na fácies superior ao canal de maré, que muda bruscamente de um depósito arenoso de uma situação de domínio marinho para um depósito tipicamente de transição entre o mar e o continente, segundo os indicadores geoquímicos (C/N entre 11 e 19). A indicação de ambiente misto no topo da sequência estratigráfica marca provavelmente uma sedimentação regressiva que se mantém até hoje na forma de depósitos de planície de maré. No entanto, hiatos erosivos impedem saber o alcance do máximo transgressivo Holocênico nos registros estratigráficos.

Estágio isotópico 1- depósitos regressivos no Holoceno – menos de 5 mil anos A.P.

O nível do mar desce no Holoceno Superior e forma um cordão arenoso junto à linha de praia atual iniciado por volta de 3.136 ± 185 e 3.201 ± 175 anos cal. A.P. sobre fácies transgressiva. O cordão continua crescer verticalmente, porém não se sabe se o crescimento foi contínuo, até atingir 9 metros de espessura.

A topografia atual do cordão mergulha suavemente em direção ao continente com elevação máxima em torno de 5 m próximo à praia. O reverso do cordão é caracterizado por áreas ligeiramente deprimidas e mais antigas, resultantes da evolução de preenchimento do antigo estuário/laguna. Segundo Anthony (2009), Tanaka *et al.* (2009), Hesp *et al.* (2005), Meireles *et al.* (2005), Meireles & Raventos (2002), Martin *et al.* (1998) e Dominguez *et al.* (1983, 1990), o posicionamento topográfico destes depósitos pode ser mencionado como uma evidência de paleo nível marinho e paleo linha de praia quando o nível do mar era maior do que o atual.

A base desse depósito, em contato com uma fácies transgressiva abaixo, parece marcar o contato com a superfície de máxima inundação holocênica. Como se trata de uma área mais dinâmica, a hipótese de erosão deve ser considerada. De qualquer forma, as datações de 3,2 e 3,1 mil anos A.P. parecem marcar o início da regressão marinha que evolui para a construção da parte externa da planície de Camburi governada pelos sedimentos e processos litorâneos.

A cor amarelada das areias desse cordão reflete o grau de sujeira moderado indicando estabilidade pós-deposicional de um depósito arenoso geologicamente jovem. As areias são caracterizadas por grãos de quartzo maduros e brilhantes quando não são sujos. A superfície dos grãos é polida, muito pouco intemperizada, com microtexturas mecânicas e químicas herdadas de outros momentos rumo ao desaparecimento em função do desgaste mecânico provocado pela energia das ondas.

As idades obtidas de 3.136 ± 185 e 3.201 ± 175 anos cal. A.P das conchas *Tivelamactroides* e *Olivella minuta*, ambas situadas na base do depósito a cerca de 3,6 m abaixo do nível do mar atual são exemplares marinhos em bom estado de conservação. Estas conchas possuem equivalente hidráulico de grão de quartzo grosso, indicando que a deposição seria em locais com maior energia dentro do sistema praial, como o máximo recuo da onda. O posicionamento altimétrico dessas conchas sugeriria então, uma situação de nível de mar mais baixo que o atual. Duas hipóteses são levantadas: 1- essas datações poderiam indicar a ocorrência de uma oscilação secundária como defendido por Martin *et al.* (1997, 1997) e Martin (2003); ou, 2- a zonation dessas conchas seria bastante variável e ainda pouco compreendida, podendo se estender da pós-praia até a antepraia (Angulo e Souza, 2014), o que mudaria certamente as interpretações.

De qualquer forma, nenhum outro registro foi encontrado na área de estudo que pudesse sugerir a ocorrência de uma oscilação secundária no Holoceno. Conclui-se então, que as conchas não são indicadores confiáveis para interpretação de paleoníveis marinhos, mesmo quando preservadas e fechadas coletadas em fácies de praia, mas quando coletadas em fácies estuarinas sob regime de micromaré, como os depósitos de planície de maré, o grau de incerteza diminui, pois certamente as conchas estarão limitadas à amplitude da maré.

As 12 datações ^{14}C referentes ao Holoceno permitiram apenas interpretar situações de nível de mar compatíveis com o desenvolvimento dos paleoambientes, que por sua vez, mostraram ser dependentes da herança sedimentar, do controle geomorfológico e das variações laterais dos depósitos.

Em resumo, acredita-se que a maior diferenciação no modelo evolutivo de Vitória está ligada ao pouco aporte sedimentar e ao forte controle morfo-estrutural e conseqüentemente das variações laterais dos depósitos.

Os resultados da reconstrução de paleoambientes e as associações com as mudanças do nível do mar são parcialmente compatíveis com os modelos evolutivos existentes para o Pleistoceno Superior e Holoceno. O modelo da região de Vitória se difere, por exemplo, do modelo de terraços Pleistocênicos apresentado por Martin et al. (1996, 1997) para área de estudo e dos modelos apresentados por Souza et al. (2001) para o litoral de Santa Catarina e por Meireles e Raventos (2002), para o litoral do Ceará, ambos os litorais caracterizados, diferentemente da região de Vitória, por grande aporte sedimentar. Tal modelo reconhece ilhas-barreiras durante o máximo da transgressão do Pleistoceno Superior, extensas barreiras regressivas durante o período de mar baixo e extensas barreiras regressivas durante a descida progressiva do nível do mar no Holoceno. De forma relativamente semelhante, Silva et al (2014) reconhecem barreiras arenosas Pleistocênicas na planície de Maricá/RJ, mesmo que situada na frente do sistema lagunar. No entanto, esse último modelo reconhece também evidências de inserção marinha no estágio istópico 3.

Por outro lado, trabalhos desenvolvidos em vales incisos em um contexto de costa rochosa e baixo aporte sedimentar apontam modelos diferentes dos mencionados acima e mais aplicáveis à região de Vitória, como por exemplo, Menier et al. (2010) que não

observaram registros de barreiras e outros depósitos arenosos Pleistocênicos devido ao predomínio de baixa energia durante grande parte do preenchimento da bacia de sedimentação, além do modelo apresentado por Anthony (2009) que associa a morfologia ou a ausência dela em terraços arenosos no interior da planície a cenários também de baixa energia.

Durante o Holoceno, o modelo evolutivo na região de Vitória parece ser ainda mais complexo pelas variações laterais dos depósitos em função do litoral bastante recortado. O posicionamento dos depósitos Holocênicos sobre os depósitos Pleistocênicos arenosos (fluviais) e/ou lamosos ou ainda diretamente sobre rochas Pré-Cambrianas diferencia de modelos de costa também controlada pela Formação Barreiras, a qual tem as rochas Terciárias como embasamento para depósitos do Holoceno. Com relação às oscilações no Holoceno Superior, a evolução dos depósitos da região de Vitória parece se enquadrar no modelo apresentado por Angulo *et al* (2006).

VI. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

6.1 Considerações sobre os objetivos alcançados

Objetivo: Avaliar a existência de evidências e indicadores de inserção marinha na área de estudo.

Não foram observadas feições morfológicas de depósitos Pleistocênicos como, terraços arenosos, nem paleo falésias no interior da planície associadas à última transgressão. A não observação neste estudo de tais registros evidencia a baixa energia do ambiente quando afogado com hidrodinâmica incapaz de depositar areias marinhas e solapar os depósitos Terciários na forma de falésias. No Holoceno, a presença de estuário moderno, de áreas deprimidas e úmidas na planície entre depósitos arenosos e do cordão praiado junto à linha de praia atual, com cota altimétrica em torno de 5 m e caimento topográfico no reverso em direção ao paleo estuário/laguna, evidenciam momentos de nível de mar mais alto. A ocorrência de um *beachrock* submerso na baía do ES registra a única evidência morfológica encontrada de nível de mar mais baixo que o atual.

Os registros de inserção marinha nos depósitos estratigráficos também estão impressos na composição do sedimento. A presença de conchas marinhas e estuarinas e outros materiais carbonáticos como nódulos, grãos de quartzo incrustados por carbonato, foraminíferos e fragmentos de conchas e de equinodermas são os indicadores sedimentológicos e biológicos de influência marinha no ambiente. Assim como, os grãos de quartzo marcados mecânica e/ou quimicamente por processos costeiros.

Outro indicador do domínio marinho nos registros sedimentares é a razão C/N dos sedimentos orgânicos, com valores abaixo de 8 encontrados na base dos testemunhos. Valores de C/N entre 26 e 63 marcam a entrada de matéria orgânica de plantas superiores no estuário e sinalizam o momento do recuo do nível do mar. Depósitos estuarinos modernos no topo dos testemunhos registram um ambiente misto com valores intermediários da razão C/N entre 11 e 21.

Objetivo: Reconhecer os paleoambientes deposicionais envolvidos na evolução estratigráfica da zona emersa da região de Vitória.

O conjunto das características granulométricas (diâmetro médio, seleção, curtose, teor de lama/areia e cor do sedimento), composicionais (teor de matéria orgânica, de carbonato de cálcio, de litoclastos e bioclastos), morfoscópicas (grau de arredondamento, aspecto óptico e microtexturas dos grãos de quartzo), paleontológicas (espécies das conchas) dos sedimentos de sub-superfície permitiu o reconhecimento de seis paleoambientes: continental com influência marinha, fluvial, baía, estuarino, praial e canal de maré.

Objetivo: Avaliar os parâmetros texturais na interpretação de paleoambientes e proveniência dos sedimentos.

A relação entre os grãos com maturidades diferentes deixou claro o pouco alcance dos grãos costeiros (maduros) no interior da bacia de sedimentação, onde predominam grãos de proveniência continental (imaturos). A presença de grãos com maturidades e microtexturas variadas na maioria das amostras explica a mistura de distintos ciclos de deposição.

As maiores concentrações de grãos angulosos, com brilho natural, de alto relevo, menos intemperizados, com superfícies frescas e arestas afiadas estão localizados nas amostras na base dos furos SP1 e SP2. Esses indicadores apontam que os grãos situados na base da bacia de sedimentação praticamente não foram mobilizados durante as oscilações marinhas em função da baixa energia existente na época, ocasionada pelo contorno geomorfológico. Os grãos sub-angulosos a sub-arredondados ocupam a parte interna e superior da bacia (principalmente SP1) e caracterizam o paleoambiente fluvial. Os grãos quimicamente foscos apresentam vários níveis de maturidade textural em função da distância em relação à costa, estão localizados em fácies lamosas ao longo de toda a bacia de sedimentação (SP2, SP3 e SP4) e sinalizam influência marinha e condições ambientais redutoras. Os grãos mais maduros, homogêneos, de baixo relevo, polidos, menos intemperizados, com microtexturas mecânicas e químicas bastantes desgastadas pela abrasão física predominam na parte externa da planície (SP4 e SP3), principalmente no paleoambiente praial.

Os grãos quimicamente foscos e os sujos mostraram ser bons indicadores de processos pós-deposicionais, enquanto, os grãos brilhantes e com brilho natural mostraram boa associação com a maturidade textural.

As microtexturas indicaram que os grãos analisados na bacia de sedimentação de Vitória são predominantemente correlacionados a regime fluvial, transportados sobre curtas distâncias. Microtexturas relacionadas a forte impacto foram observadas nos grãos localizados principalmente no interior da planície, sugerindo, de certa forma, ambientes relativamente de alta energia subaquosa durante o transporte. Microtexturas associadas à ação química como gravuras e poços de perfuração/dissolução estão associados aos processos pós-deposicionais e são indicadores de ambientes sob influência de águas marinhas e baixa energia.

Objetivo: Avaliar a resposta sedimentar frente às variações relativas do nível do mar.

A resposta sedimentar frente às subidas relativas do nível do mar no Pleistoceno Superior está registrada na modesta inserção de grãos de quartzo com maturidade textural costeira no interior da bacia de sedimentação, no domínio de sedimentos lamosos e na presença de indicadores marinhos na composição dos sedimentos. O alcance das águas marinhas no embaçamento cria condições de baixa energia e possibilitam o acúmulo de matéria orgânica. Fácies transgressiva de paleo baía domina o embaçamento. A resposta sedimentar frente à última regressão Pleistocênica (estágio isotópico 2) está registrada na sobreposição por fácies arenosa fluvial mais espessa no interior do embaçamento e delgada rumo ao mar.

A resposta sedimentar frente à subida do nível do mar no Holoceno também está registrada na deposição de fácies de baía. Com a estabilização do nível do mar alto os depósitos sedimentares respondem com fácies estuarinas que evoluem mesmo durante condições de mar alto e se mantêm durante a regressão na porção central da planície. Os depósitos arenosos da parte externa da planície respondem à transgressão Holocênica na forma de canais de maré e cordões arenosos, reflexo da maior hidrodinâmica.

Os indicadores geoquímicos (razão C/N) nem sempre acompanharam da mesma forma a resposta sedimentar frente às oscilações marinhas no Holoceno. Situação de fácies

estuarina com matéria orgânica de origem marinha na base se mantém sedimentologicamente inalterada apesar da entrada repentina de matéria orgânica de origem continental em direção ao topo. Ou seja, a resposta geoquímica parece ser mais sensível às variações ambientais que a resposta sedimentar.

Objetivo: Propor um modelo evolutivo paleoambiental para uma planície inserida num contexto de costa rochosa com pouco aporte sedimentar.

No Plesitoceno Superior, com nível de mar baixo antes de 120 mil anos A.P. (estágio isotópico 6), a planície de Vitória é dominada por processos continentais e por depósitos da Formação Barreiras. Com a última transgressão Pleistocênica o nível do mar alcança as partes interiores da bacia de sedimentação, onde os sedimentos lamosos se misturam aos sedimentos arenosos preexistentes na bacia. No máximo transgressivo de 120 mil anos A.P. (estágio isotópico 5) a região é afogada e forma-se uma ampla baía de baixa energia e de conexão livre com o mar. Não há construção de terraços arenosos Pleistocênicos marinhos nem de falésias no interior da planície. Apesar das dúvidas a respeito das datações, por volta de 38.890 ± 180 e >50.540 anos A.P. (estágio isotópico 3), tem-se registros de mais um período transgressivo após a última transgressão e forma-se novamente uma baía com depósitos de lama. Na regressão subsequente rumo ao último máximo glacial (estágio isotópico 2), processos continentais voltam a reinar na região e depósitos fluviais, datados na superfície em 36.307 ± 3.292 anos A.P., erodem parcialmente os depósitos lamosos transgressivos da fase anterior e depositam-se sobre os mesmos rumo ao mar de forma bastante modesta.

Os resultados encontrados sugerem um aumento do nível do mar no Pleistoceno mais rápido do que o suprimento de sedimento e mudança da linha de costa em direção a terra na forma de uma ampla baía, configurando um padrão de sedimentação retrogradacional. A evolução Pleistocênica apresentada para a região de Vitória acompanha em parte os modelos existentes para o litoral brasileiro. A diferença maior está na pouca contribuição das areias quartzosas de proveniência marinha e no fraco alcance de processos costeiros mais dinâmicos no preenchimento da bacia de sedimentação, não possibilitando, dessa forma, a formação e/ou a preservação de barreiras arenosas Pleistocênicas e de planícies de cristas de praias internas, comumente presentes nos modelos evolutivos. Neste

contexto, o modelo de Vitória se aproxima mais da evolução em vales incisos em um contexto de costa rochosa e baixo aporte sedimentar, onde não há registros de barreiras e outros depósitos arenosos Pleistocênicos devido ao predomínio de baixa energia durante grande parte do preenchimento.

No Holoceno Médio (estágio isotópico 1) o desenvolvimento de uma baía com conexão livre com o mar ocupa a baía de Vitória durante a transgressão com registros datados entre 9.448 ± 38 e 7.154 ± 157 anos cal A.P. Nas áreas mais expostas, um cordão praiado transgressivo é construído na entrada do embaiamento por volta de 7.930 ± 150 anos cal A.P., criando condições hidrodinâmicas mais calmas no reverso, necessárias para a manutenção da baía/laguna. Com a subida do nível do mar o cordão é afogado no máximo em 7.569 ± 122 anos A.P. Em torno de 6.777 ± 161 e 6.630 ± 166 anos cal A.P. o nível do mar era muito próximo do atual e fácies estuarinas já estavam estabelecidas. Posteriormente, com a estabilização do mar em nível alto, a baía evolui nas áreas mais internas para um estuário com depósitos de planície de maré. As áreas menos protegidas na transição com o mar aberto são governadas pela maré, onde provavelmente vários canais, como o canal de maré nas proximidades do Canal da Passagem datado entre 6.470 ± 156 e 5.604 ± 148 anos A.P., são formados durante condições de mar alto. Com o nível do mar alto, grande parte da baía é afogada e o ambiente estuarino se estabelece, mantendo as particularidades ambientais inerentes às variações laterais. Com a regressão, áreas mais interiores são colmatadas e transformadas em áreas úmidas, temporariamente inundadas pelas marés e posteriormente apenas pelas chuvas, formando as depressões de planície atuais. Devido ao baixo aporte sedimentar, o estuário de Vitória se manteve pouco preenchido até hoje, enquanto as áreas próximas ao mar respondem à sedimentação marinha com a construção de um cordão regressivo iniciado por volta de 3.136 ± 185 e 3.201 ± 175 anos cal. A.P., formando a planície de Camburi. Não foram observadas flutuações secundárias do nível do mar nos últimos 5 mil anos.

O estuário de Vitória parece ter apresentado configurações ambientais particularidades de acordo com a localidade dentro da baía, reflexo da maior influência marinha ou continental, do grau de exposição e do espaço de acomodação disponível. O predomínio de baixa energia durante grande parte do preenchimento também no Holoceno e o registro das fácies sedimentares lamosas transgressivas evoluídas para fácies lamosas estuarinas com influência mais marinha no topo são características que se assemelham

aos registros de transgressão Holocênica em costas rochosas com baixo aporte sedimentar. As evidências e indicadores apontam para um declínio suave do nível do mar desde o final do último máximo Transgressivo.

6.2 Considerações metodológicas

O mapeamento dos domínios geológicos e da topografia da área de estudo contextualizou a distribuição espacial os depósitos Quaternários dentro do cenário geomorfológico da região, realçando a importância do controle morfo-estrutural na evolução da planície costeira frente às variações do nível do mar.

A coleta de informações estratigráficas por meio de sondagem sobre a planície costeira mostrou ser uma técnica eficiente na caracterização geral dos depósitos de sub-superfície, mas não possibilitou a identificação de limites estratigráficos importantes como superfície de máxima inundação ou superfícies erosivas, não sendo, portanto, uma técnica muito apropriada para evolução de depósitos Holocênicos, tampouco para reconstrução de paleo níveis marinhos para este período, dado à imprecisão inerente à ferramenta de coleta das amostras. Assim, essa técnica é mais apropriada para depósitos espessos que compreendem intervalos de tempo maiores, como o Pleistoceno, sendo aconselhável também adotar o limite para perfuração o contato com substrato rochoso.

Para informações estratigráficas contínuas e mais precisas no tempo e nas cotas altimétricas o uso de vibratetestemunhador é o mais apropriado para estudo dos depósitos mais recentes. Porém, esta técnica apresenta limitações quanto à profundidade do furoe ao tipo de solo a ser perfurado, sendo possível apenas em solos mais moles como os estuarinos. Dada as limitações de cada técnica de coleta de sedimentos para interpretação estratigráfica, o casamento entre a sondagem e o vibratetestemunhador pode trazer informações complementares nos primeiros metros abaixo da superfície.

A morfoscopia óptica é uma ferramenta fundamental na caracterização dos grãos de quartzo e na análise composicional do sedimento, sendo muito importante antes da realização da morfoscopia eletrônica de varredura. A associação do grau de arredondamento, do aspecto óptico e das microtexturas dos grãos permitiu compreender o alcance e a competência da intrusão marinha no preenchimento da bacia de

sedimentação, assim como a paleo energia de cada momento. O uso dos grãos de quartzo, como indicador, trouxe maior credibilidade às definições dos paleoambientes nem sempre claramente reconhecida apenas com os indicadores sedimentológicos tradicionais como, os parâmetros granulométricos estatísticos e os percentuais de matéria orgânica e Carbonato do Cálcio.

O grau de arredondamento dos grãos de quartzo pode ser usado como indicador auxiliar na interpretação paleoambiental, sendo um excelente indicador de maturidade e intensidade do transporte que possibilita sugerir maior ou menor proximidade da área fonte. A análise de agrupamento permitiu explicar através da estatística as relações existentes entre o grau de arredondamento, os aspectos ópticos, as características do sedimento e o posicionamento de cada amostra.

As microtexturas em grãos de quartzo mostraram ser fantásticos indicadores de proximidade da fonte, energia, tipo de transporte e processos químicos pós-deposicionais ocorridos na trajetória dos grãos. Microtexturas associadas à ação mecânica fornecem a certeza da intensidade do transporte, a relação com a área fonte e do processo envolvido no deslocamento dos grãos, no caso fluvial e por ondas. Microtexturas associadas à ação química foram bons indicadores de ambientes deposicionais sob influência marinha de baixa energia.

As conchas de moluscos foram indicadores biológicos muito importantes no reconhecimento dos paleoambientes quando interpretados em conjunto com os indicadores sedimentológicos, mas não foram indicadores confiáveis para interpretação de paleoníveis marinhos.

6.3 Conclusões Finais

O caminho percorrido para compreender a resposta dos depósitos sedimentares costeiros decorrentes das oscilações do nível do mar na região de Vitória se deparou com algumas dificuldades inerentes à área de estudo e às técnicas metodológicas adotadas. São elas: topografia complexa e com lacunas altimétricas de detalhe em áreas não urbanas; importante, porém desconhecido peso do controle morfoestrutural sob a sedimentação Quaternária; costa reentrante cheia de obstáculos emersos e armadilhas para

sedimentos conduzindo as variações laterais dos depósitos sedimentares; pouco espaço de acomodação e pouco aporte sedimentar dificultando a preservação dos registros sedimentares; ausência de estudos pretéritos dessa natureza na área de estudo; lacunas de registros sedimentares em função das limitações impostas pelas técnicas de coleta de sedimentos com amplo espaçamento amostral vertical e em planta.

Apesar de algumas limitações, o estudo contribuiu para a primeira compreensão da evolução estratigráfica, do papel das variações relativas do nível do mar nos registros sedimentares e da importância do controle geomorfológico no preenchimento da bacia de sedimentação do embaiamento da região de Vitória.

6.4 Recomendações

Como se trata de um trabalho inédito na região, mais estudos são necessários para dar continuidade à pesquisa e responder outras questões.

A compreensão aprofundada do controle morfo-estrutural, com mapeamento do embasamento Pré-Quaternário e a caracterização completa da sequência estratigráfica Quaternária na bacia de Vitória pede estudos mais detalhados, como levantamentos sísmicos (GPR) e novas sondagens na planície. O desconhecimento da existência de uma paleo desembocadura do rio Santa Maria da Vitória sobre a planície envolveria também investigações sobre a neotectônica.

Questionamentos ainda não respondidos para a região de Vitória estão relacionados às flutuações do nível do mar no Holoceno. Nessa problemática inclui o reconhecimento dos limites espaciais e temporais do *beachrock* submerso na baía do Espírito Santo. Para tanto, recomenda-se mais datações, mais testemunhagem, além de análises geoquímicas e biológicas, envolvendo outros indicadores como pólen, foraminífero e vermitídeo, para construção de uma curva de paleoníveis marinhos para a região.

Recomenda-se também a expansão da pesquisa para um recorte espacial maior, envolvendo as planícies costeiras da Grande Vitória, em especial o litoral de Vila Velha, caracterizado atualmente por uma costa exposta, diferentemente da região de Vitória, e também marcada pelos depósitos da Formação Barreiras. Neste cenário,

sugerem-se datações por luminescência e análises sedimentológicas que poderão responder questões como: onde estão os depósitos Pleistocênicos e Holocênicos na planície? Qual foi a contribuição sedimentar do rio Jucu na formação da planície? O cordão arenoso ao longo do litoral de Vila Velha se enquadra no modelo de sistema de barreira-laguna formado com a transgressão ou no modelo de cordão regressivo formado pela deriva litorânea?

O aprofundamento das pesquisas na área da Oceanografia Geológica e o reconhecimento das limitações das técnicas, ferramentas e indicadores empregados na busca da compreensão da evolução das paisagens costeiras, favorecem alianças com outras áreas do conhecimento. Isto é importante para o planejamento e gerenciamento das atividades desenvolvidas na zona costeira, onde a herança geológica, sedimentar, ambiental e a demanda sócio-econômica local exigirão respostas particulares frente às variações do nível do mar futuras.

REFERÊNCIAS

- ALBINO, J. GIRARDI, G. NASCIMENTO, A. K. (2006). Atlas de Erosão e Progradação Costeira do Litoral do Espírito Santo. In: MUÉE, D. (org). Atlas de erosão e progradação do litoral brasileiro. MMA. Brasília-DF.
- ALBINO, J; OLIVEIRA, R.; MAIA, L. P.; ALENCASTRE, K. (2001). Processos atuais de sedimentação marinha e praias do litoral de Vitória, ES. Relatório final da pesquisa financiada pelo Fundo de Amparo à Ciência e à Tecnologia (FACITEC) – Prefeitura Municipal de Vitória, número 198.2506/ 2000.
- ALBINO, J. (1999). Processos de sedimentação atual e morfodinâmica das praias de Bicanga a Povoação, ES. Tese de doutoramento. Programa de Pós Graduação em Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências USP. São Paulo.
- ALIOTTA, A.; SPAGNUOLO, J.; FARINATI, E. (2003). Evidencias geológicas del proceso transgresivo-regresivo Holoceno en la entrada Del estuario de Bahia Blanca, Argentina. In: IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos Quaternários, II Congresso do Quaternário de Países de Língua Ibérica e II Congresso sobre Planejamento e Gestão da Zona Costeira dos Países de Expressão Portuguesa. Recife: ABEQUA, 2003.
- ALMEIDA, F. K. (2009). Distribuição de foraminíferos bentônicos ao longo de testemunhos na baía de Vitória, ES, sudeste do Brasil. 2009. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal do Rio de Janeiro, IGEO, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 115 p.
- ANGULO, R.J & SOUZA, M.C. (2014). Revisão conceitual de indicadores costeiros de paleoníveis marinhos Quaternários no Brasil. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 05 (2): 01-32.
- ANGULO, R.J & SOUZA, M.C. (2011). Paleoníveis marinhos Quaternários em Fernando de Noronha. XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (ABEQUA) e III Congress of The South American Quaternary: Challenges and Perspectives, Armação de Búzios, Brasil.
- ANGULO, R.J.; LESSA, G.C., SOUZA, M.C. (2006). A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, 25: 486–506.
- ANGULO, R.J.; PESSENDA, L.C.R.; SOUZA, M.C. (2002). O significado das datações ao ^{14}C na reconstrução de paleoníveis marinhos e na evolução das barreiras Quaternárias do litoral Paranaense. *Revista Brasileira de Geociências*, volume 32 (1): 95 -106, março 2002.
- ANGULO, R.J. & LESSA, G. (1997). The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology* 140: 141–166.
- ANGULO, J.R. & SUGUIO, K. (1995). Re-evaluation of the Holocene sea-level maxima for the State of Parana, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 113: 385-393.

ANTHONY, E. (2009). *Developments in Marine Geology: Shore processes and their palaeoenvironmental applications*. Elsevier: Amsterdam. 1 ed. Vol.4. 519p.

ASSINE, M.L.; PERINOTTO, J.A.J. (2001). Fundamentos de Estratigrafia de sequência em sistemas deposicionais siliciclásticos costeiros e marinhos. In: RIBEIRO, H.J.P.S. (org.) *Estratigrafia de sequência: fundamentos e aplicações*. São Leopoldo, RS: Ed da Universidade do Vale do Rio dos Sinos, cap. 10.

ARC GIS 9. Project for Windows. ESRI ® Arc Map™ version 9.3. CD-ROM.

BADER, R.G. (1955). Carbon and nitrogen relations in surface and subsurface marine sediments. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 7(5/6): 205-211.

BASTOS, A. C., VILELA, C. G., QUARESMA, V. S., ALMEIDA, F. K. (2010). Mid to Late-Holocene estuarine infilling processes studied by radiocarbon dates, high resolution seismic and biofacies at Vitória Bay, ES, southeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 82 (3):761-770.

BAKER, R.G.V.; DAVIS, A.M; AITCHISON, J.C.; FLOOD, P.G.; MORTON, B.S. and HAWORTH, R.J. (2003). Comment on "Mid-Holocene higher sea level indicators from the south China coast" by W.W.S. Yim and G. Huang [*Mar. Geol.* 182 (2002) 225-230]: a regional perspective. *Marine Geology* 196: 91-98.

BAKER, R.G.V; HAWORTH, R.J. & FLOOD, P.G. (2001). Warmer or cooler late Holocene marine paleoenvironmental conditions? Interpreting southeast Australian and Brazilian sea level changes using fixed biological indicators and their $\delta^{18}O$ composition. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoeocology*, 168: 249-272.

BAKER, R.G.V & HAWORTH, R.J. (2000). Smooth or oscillating late Holocene sea level curve? Evidence from the paleo-zoology of fixed biological indicators in east Australia and beyond. *Marine Geology*, 163: 367-386.

BARBOSA, V. P. (2010). Foraminíferos bentônicos como indicadores bioestratigráficos no Quaternário Superior da bacia de Campos. *Revista brasileira de Paleontologia*, 13(2): 129-142.

BERNARDES, E. S. (2005). *Diagênese da formação Corumbataí na mina Partezani, Rio Claro-SP*. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional, Universidade Estadual Paulista, 128 p.

BERNARDO, G. A. (2009). *Depósitos Sedimentares do delta de cabeceira do Rio Santa Maria da Vitória, Baía de Vitória, ES*. Monografia de Graduação. Departamento de Oceanografia e Ecologia, Universidade do Espírito Santo, Vitória, 80 p.

BITTENCOURT, A.C.S.P; MARTIN, L; DOMINGUEZ, J.M.L.; FERREIRA, Y de A. (1983). Evolução paleogeográfica quaternária da costa do estado de Sergipe e da costa sul do estado de Alagoas. São Paulo, *Revista Brasileira de Geociências*, 13 (2): 93-97.

BRICALLI, L. 2011. *Padrões de lineamentos e fraturamentos neotectônicos no estado do Espírito Santo*. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

- BOUILLON, S., DAHDOUTH-GUEBAS, F., RAO, A.V .V. S., KOEDAM, N., DEHAIRS, F. (2003). Sources of organic carbon in mangrove sediments: variability and possible ecological implications. *Hydrobiologia*, 495: 33-39.
- BOUILLON, S., RAMAN, A. V., DAUBY, P., DEHAIRS, F. (2002). Carbon and Nitrogen stable isotope ratios of subtidal benthic invertebrates in an estuarine mangrove ecosystem (Andhra Pradesh, India). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 54: 901-913.
- BRUUN, P. (1954). Coastal erosion and the development of beach profiles. Waterways Experiment Station, U.S. Army Corps of Engineers, Technical Memorandum, [s.l.], v.44.
- CARMO, D. A. do. (2009). Mapeamento faciológico do fundo marinho como ferramenta ao entendimento da dinâmica sedimentar da Baía do Espírito Santo. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha, Universidade Federal Fluminense.
- CARVALHO, M.A., MENDONÇA FILHO, J. G., MENEZES, T.R. (2006). Palynofacies and sequence stratigraphy of the Aptian-Albian of the Sergipe Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 192: 57-74.
- CARTER, W.G. (1986). The morphodynamics of beach-ridge formation: Magilligan, Northern Ireland. *Marine Geology*, 73 (3-4): 191–214.
- CATTANEO, A. & STEEL, R.J. (2003). Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth-Science Reviews*, 62, p.187-228, 2003.
- CATUNEANU, O (2006). Principles of sequence stratigraphy. 1 ed. Elsevier: , 375p.
- CLARK P.U., MARSHALL S.J., CLARKE G.K.C., HOSTETLER S.W., LICCIARDI J.M. and TELLER J.T. (2001). Freshwater forcing of abrupt climate change during the last Glaciation. *Science* 293: 283-287.
- CHAPMAN, D.M.; GEARY, M.; ROY, P.S.; THOM, B.G. (1982). Coastal evolution and coastal erosion in New South Wales. David Ell Press: Sydney, NSW
- CORRÊA. (1996). Curva de 30mil anos RS. Não encontrei a referência ainda.
- COLLINS, L.B.; ZHAO, J-X.; FREEMAN, H. (2006). A high-precision record of mid-late Holocene sea-level events from emergent coral pavements in the Houtman Abrolhos Island, Southwest Australia. *Quaternary International*, 145-146: 78-85.
- COWELL, P.J., STIVE, M. J. F., NIEDORODA, A. W., SWIFT, D. J. P., DEBUIJSMAN, M. C., VRIEND, H. J., NICHOLLS, R. J., ROY, P. S., KAMINSKY, G. M., CLEVERINGA, J., REED, C. W., DE BOER, P. L. (2003). The coastal tract (part2): Applications of aggregated modeling of low-order coastal change. *Journal of Coastal Research*, 19: 828-848.
- COWELL, P. J. & THOM, B. G. (1994). Morphodynamics of coastal evolution. In: CARTER, R.W.G. and WOODROFFE, C.D. (Eds.). *Coastal evolution: late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press. 1994, 517 p.
- DALRYMPLE, R.W., ZAITLIN, B. A., BOYD, R. (1992). Estuarine facies models: conceptual, basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62 (6): 1130-1146.

DICIONÁRIO AURÉLIO. Novo Aurélio: o dicionário da língua portuguesa - Século XXI. Versão 3.0.

DOMINGUEZ, J.M.L. & BITTENCOURT, A.C.S.P. (1994). Utilização de padrões de sedimentação costeira como indicadores paleoclimáticos naturais (Proxies). *Revista Brasileira de Geociências*. 24 (1): 3-12, março de 1994.

DOMINGUEZ, J. M. L., BITTENCOURT, A. C. S. P., LEO, Z. M. A. N., AZEVEDO, A. E. G. (1990). Geologia do Quaternário costeiro do estado Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociências*, 20 (1-4): 208-215.

DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L. (1983). O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocaduras dos rios São Francisco (SE-AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, 13 (2): 98-105. São Paulo.

DOMINGUEZ, J.M.L., BITTENCOURT, A.C.S., MARTIN, L. (1981). Esquema evolutivo da sedimentação Quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, 11 (4): 227-237.

DRAGO, T.; FREITAS, C.; ROCHA, F.; MORENO, J.; CACHAO, M.; NAUGHTON, F.; FRADIQUE, C.; ARAUJO, F.; SILVEIRA, T.; OLIVEIRA, A.; CASCALHO, J. And FATELA, F. (2004). Paleoambiente de evolução de sistemas estuarinos durante os últimos 14000 anos – o caso do Douro Estuary (NW Portugal). *Journal of Coastal Research*, Special Issue (39): 186- 192, Brazil.

FARIAS, A. P. (2005). Eustasia global e a realidade do litoral brasileiro. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. Ano 6, n. 2: 75-82.

FERRAZZO, M., BAUERMANN, S.G., LEIPNITZ, I. I. (2008). Pal Palinomorfos não polínicos provenientes de depósitos Quaternários do delta do rio Doce, Espírito Santo, Brasil. Parte 1. *Journal of Geoscience*, 4 (2): 78-87.

FERREIRA Jr., A.V.; ARAÚJO, T.C.M. e COLTRINARI, L. (2011). Ambientes de Formação, Processos de Cimentação de Arenitos de Praia e Indicadores de Variações do Nível do Mar. *Revista Brasileira de Geografia Física*, 05 : 938-960

FOLK, R; e WARD, W. (1957). Brazos river bar. A study in the significance of grain size parameters. *Journal. Sed. Petrology*, 27 (1): 3-26.

GATTO, L.C.S.; RAMOS, V.L.S.; NUNES, B.T.A.; MAMEDE, L.; GÓES, L.H.; MAURO, C.A.; ALVARENGA, S.M.; FRANCO, E.M.S.; QUIRITO, A.F.; NEVES, L.B. (1983). Geomorfologia. Projeto Radam Brasil. Folhas 23/24 Rio de Janeiro/ Vitória. V. 32. Rio de Janeiro.

GOODMAN, B.; REINHARDT, E.; DEY, H.; BOYCE, J.; SCHWARCZ, H.; SAHOGLU, V.; ERKANAL, H. and ARTZY, M. (2008). Evidence for Holocene Marine Transgression and Shoreline Progradation Due to Barrier Development in Iskele, Bay of Izmir, Turkey. *Journal of Coastal Research*, 24 (5): 1269-1280.

GRILO, C.F.; NETO, R.R.; VICENTE, M.A.; CASTRO, E.V.R.; FIGUEIRA, R.C.L. and CARREIRA, R.S. (2013). Evaluation of the influence of urbanization processes using mangrove and fecal markers in recent organic matter in a tropical tidal flat estuary. *Applied Geochemistry*, 38: 82-91.

GUERRA A.T. e GUERRA A..J.T. *Novo Dicionário geológico- geomorfológico*. RJ: Bertrand Brasil, 1997 652 p.

GYLLENCREUTZ, R., MAHIQUES, M.M., ALVES, D.V.P., WAINER, I.K.C. (2010). Mid- to late- Holocene paleoceanographic changes on the southeastern Brazilian shelf based on grains size records. *The Holocene*, 20 (6): 863-875.

HAIR, J. F., TATHMAN, R. L, ANDERSON, R. E., BLACK, W. (2005). Análise multivariada de dados. 5 ed. Tradução de Adonai Schlup Sant' Anna e Anselmo Chaves Neto. Porto Alegre: Bookman.

HANEBUTH, T.J.J., SAITO, Y., TANABE S, Vu QL and NGO QT. (2006). Sea levels during late marine isotope stage 3 (or older?) reported from the Red River delta (northern Vietnam) and adjacent regions. *Quaternary International*, 145-146: 119-134.

HATUSHIKA, R. S., SILVA, C. G., MELLO, C. L. (2007). Sismoestratigrafia de alta resolução no lago Juparanã, Linhares (ES – Brasil) como base para estudos sobre a sedimentação e tectônica Quaternária. *Revista Brasileira de Geofísica*, 25(4): 433-442.

HESP P. A., DILLENBURG S. R., BARBOSA E. G., TOMAZELLI L. J., AYUP-ZOUAIN R. N., ESTEVES L. S., GRUBER N. L. S., TOLDO E. E., TABAJARA L. L. C. de A., CLEROT L, C. P. (2005). Beach ridges, foredunes and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 77 (3): 493-508.

HILLAIRE-MARCEL, C. & VERNAL, A. de. (2007). In: HILLAIRE-MARCEL, C & VERNAL, A. de. (Orgs), (2007). *Developments in Marine Geology: Proxies in Late Cenozoic Paleooceanography*. 1 ed. Elsevier: Amsterdam, cap 1: 1 - 15.

IDAF – INSTITUTO DE DEFESA AGROPECUÁRIA E FLORESTAL DO ES. 1970. (Espírito Santo). Foto aérea. Escala 1:25.000.

INNECCO, B. R., CHEQUER, L., ALVES, J. L. C., LOPES-ROSA, T. D., FONTANA, L. F., MENDONÇA-FILHO, J. G., CRAPEZ, M. A. C., SILVA, F. S. (2008). Determinação do conteúdo de matéria orgânica, carbono total e enxofre nos sedimentos superficiais da Baía de Guanabara – RJ, Brasil. In: XX Semana Nacional de Oceanografia, Arraial do Cabo. XX Semana Nacional de Oceanografia - XX SNO'08, v. 1.

JOHN, S.J.& PIZZUTO, J.E. (1995). Accelerated sea level rise 2.000 years BP in the Delaware Bay: stratigraphic evidence from the Leipsic River valley, Delaware, USA. *Journal of Coastal Research*, 11 (3): 573-582.

KELLETAT, D. (2006). Beachrocks as sea-level indicator? Remarks from a geomorphological point of view. *Journal of Coastal Research*, 22 (6): 1558-1564.

KALINSKA, E. and NARTISS, M. (2013). Pleistocene and Holocene aeolian sediments of different location and geological history: A new insight from rounding and frosting of quartz grains. *Quaternary International*, xxx: 1-12.

- KOVACH, W. L. (2007). MVSP – A MultiVariate Statistical Package for Windows, ver.3.1. Kovach Computing Services, Pentraeth, Wales. U.K.
- LAHIJANI, H. TAVAKOLI, V. and HOSSEINDOOST, M. (2007). History of Caspian Environment and changes by molluscan stable isotope records. *Journal of Coastal Research*. Special Issue 50:438-442.
- LAMB, A.L., WILSON, G.P., LENG, M.J. (2006). A review of coastal paleoclimate and relative paleo sea-level reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material. *Earth Science Reviews*, 75: 29-57.
- LANDIM, P. M. B. (2000). Análise estatística de dados geológicos multivariados. Laboratório de Geomática, DGA, IGCE, UNESP/ rio Claro. Texto Didático 03, 128 p.
- LEINZ, V. & AMARAL, G. E. (1978). Geologia geral. 7 ed. São Paulo: Ed Nacional.
- LE ROUX, J.P. & ROJAS, E. M. (2007). Sediment transport patterns determined from grain size parameters: overview and state of the art. *Sedimentary Geology*, 202: 473-488.
- LESSA, G.C. & MASSELINK, G. (2006). Evidence of a Mid-Holocene Sea Level Highstand from the sedimentary record of a macrotidal barrier and paleoestuary system in Northwestern Australia. *Journal of Coastal Research*, vol 22 (1): 100-112.
- LESSA, G. C. (2005). Baías brasileiras: grandes estuários em uma costa regressiva? X Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA, Guarapari, CD_ROM.
- LESSA, G. C.; ANGULO, R.J.; GIANNINI, P.C.; ARAÚJO, A. D. (2000). Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil. *Marine Geology*, 165: 87-108.
- LESSA, G.C. & ANGULO, R. J. (1998). Oscillations or not oscillations, that is the question – reply. *Marine Geology*, n. 150: 189-196.
- LEWIS, S. E., SLOSS, C. R., MURRAY-WALLACE, C. V., WOODROFEE, C. D., SMITHERS, S.G. (2012). Post-glacial sea-level changes around the Australian margin: a review. *Quaternary Science Reviews* xxx: 1-24.
- LIGUS (Laboratoire de l'Institut de Géographie de l'Université de Strasbourg). (1958). Méthode améliorée pour l'étude des sables. *Rev. Géom. Dyn*, IV:43-53.
- LIMA, LG.; DILLENBURG, S.R.; MEDEANICA, S.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C; TOMAZELLI, L.J. (2013). Sea-level rise and sediment budget controlling the evolution of a transgressive barrier in southern Brazil. *Journal of South American earth Sciences*, 42: 27-38.
- MACHADO FILHO, L.M.; RIBEIRO, M.W.; GONZALVEZ, S.R.; SCHENINI, C.A.; NETO, A.S.; PALMEIRA, R.C.B.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H.E.F. (1983). Geologia. Projeto Radam Brasil. Folha 23/24 Rio de Janeiro. V. 32..
- MAHANEY, W.C. (2002). Atlas of sand grain surface textures and applications. New York: Oxford University Press. 237 p.
- MAHIQUES, M. M., SOUZA, S.H.M., BURONE, L., NAGAI, R. H., SILVEIRA, I. C. A., FIGUEIRA, R.C.L., SOUTELINO, R. G., PONSONI, L. and KLEIN, D.A. (2011).

Radiocarbon geochronology of the sediments of the São Paulo Bight (southern Brazilian upper margin). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 83 (3): 817-834.

MAHIQUES, M. M., SOUZA, S.H.M., FURTADO, V.V., TESSLER, M.G., TOLEDO, F.A.L., BURONE, L., FIGUEIRA, R.C.L., KLEIN, D.A., MARTINS, C.C., ALVES, D.P.V. (2010). The southern Brazilian shelf: general characteristics, Quaternary evolution and sediment distribution. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58 (special issue PGGM): 25-34.

MARENGO, J.A.; SOARES, R.W. (2003). Impacto das modificações de mudança climática – Síntese do terceiro Relatório do IPCC. Condições climáticas e recursos hídricos no Norte do Brasil. Chaper 6. In: *Clima e Recursos Hídricos 9*. Associação Brasileira de Recursos Hídricos/ FBMC-ANA. Porto Alegre, Brasil. p. 209-233. Disponível em <http://www.cptec.inpe.br/biblioteca/>. Acessado em 06/10/08.

MARTIN, L. (2003). Holocene sea-level history long Eastern-Southeastern Brazil. *Anuário do Instituto de Geociencias – UFRJ*, 26: 13- 24.

MARTIN, L. BITTENCOURT, A.C.S.P. DOMINGUEZ, J.M.L, FLEXOR, J.M., SUGUIO, K., (1998). Oscillations or not oscillations that is the question: comment on Angulo, R.L. and Lessa, G.C. 'The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranagua and Cananea regions' *Mar.Geol.* 140, 141 - 166]. *Marine Geology*, 150: 179-187.

MARTIN, L., SUGUIO, K., DOMINGUEZ, J. M. L., FLEXOR, J. M. (1997). *Geologia do Quaternário Costeiro do Litoral Norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo*. CPRM (Serviço Geológico do Brasil) e FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa de São Paulo), 112p.

MARTIN, L., SUGUIO, K., FLEXOR, J. M., ARCHANJO, J. D. (1996). Coastal Quaternary formations of the southern part of the State of Espírito Santo (Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68 (3): 389-404.

MARTIN, L., FLEXOR, J. M., SUGUIO, K. (1995). Vibrotestemunhador leve: construção, utilização e potencialidades. *Revista IG*. São Paulo, 16 (1/2): 59-66.

MARTIN, L., FOURNIER, M., MOURGUIART, P., SIFEDDINE, A., TURCQ, B., ABSY, M.L., FLEXOR, J-M. (1993). Oscillation signal in South American paleoclimatic data of the last 7000 years. *Quaternary Research*, 39: 338-346.

MARTIN, L. & SUGUIO, K. (1992). Variation of coastal dynamics during the last 7000 years recorded in beach-ridge plains associated with river mouths: example from the central Brazilian coast. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 99 (1-2): 119-140.

MEDEANIC, S.; TORGAN, L.C.; CLEROT, L.C.P.; SANTOS, C. dos. (2009). Holocene marine transgression in the coastal plain of Rio Grande do Sul, Brazil: Palynomorph and Diatom evidence. *Journal of Coastal Research*, vol 25 (1): 224-233, Jan.

MEIRELES, A.J.A.; ARRUDA, M. G. C de; GORAYEB, A.; THIERS, P.R.L. (2005). Integração dos indicadores geoambientais de flutuações do nível relativo do mar e de mudanças climáticas no litoral Cearense. *Mercator - Revista de Geografia da UFC*, ano 4, n.8: 109-134.

MEIRELES, A.J.A. & RAVENTOS, J.S. (2002). Um modelo geomorfológico integrado para a planície costeira de Jericoacoara, Ceara. *Mercator - Revista de Geografia da UFC*. Ano 01, n.1: 79-94.

MEISSNER, K. J. (2007). Reconstruction and modeling past oceans. In: HILLAIRE-MARCEL, C.; VERNAL, A. de. (Orgs). *Developments in Marine Geology: Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography*. 1 ed. Elsevier: Amsterdam, cap.: 799-811.

MELLO, C. L., RODRIGUES, H. B., HATUSHIKA, R. S. (2005). Tectônica Quaternária e anomalias de drenagem na região centro norte do Espírito Santo. X ABEQUA - Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Guarapari (ES). Disponível em: http://www.abequa.org.br/trabalhos/0288_claudio_mello.pdf

MELO, V.F., NOVAIS, R.F., SCHAEFER, C.E.G.R., FONTES, M.P.F., SINGH, B. (2002). Mineralogia das frações areia, silte e argila de sedimentos do Grupo Barreiras no município de Aracruz, estado do Espírito Santo. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, 26: 29-41.

MENDES, J.C. (1984). *Elementos de Estratigrafia*. São Paulo: T.A. Queiroz, v.12, 566 p.

MENIER, D., TESSIER, B., PROUST, J-N., BALTZER, A., SORREL, P. TRAINI, C. (2010). The Holocene transgression as recorded by incised-valley infilling in a rocky coast context with low sediment supply (southern Brittany, western France). *Bull Soc. Geol.Fr.*, t. 181, n.2: 115-128.

MEYERS, P.A. (1997). Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Org. Geochem.* 27, 213–250.

MEYERS, P.A. (1994). Preservation of Elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, 144: 289-302.

MILNE, G.A.; LONG, A.J.; BASSETT, S.E. (2005). Modelling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. *Quaternary Science Reviews*, 24: 1185-1202.

MIRANDA, M.C.C., ROSSETTI, D.F., PESSANDA, L.C.R. (2009). Quaternary paleoambiente dos paisagens e mudanças relativas do nível do mar em Marajó Island (Northern Brazil): Facies, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ and C/N. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 282: 19-31.

MORAIS, R.M.O. (2001). Estudo faciológico da Formação Barreiras na região entre Maricá e Barra de Itabapoana, Estado do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado. Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, JR. 113 p.

MUEHE, D. e NEVES, C. F.(2007). Impactos potenciais das mudanças climáticas na cidade do rio de Janeiro e possíveis ações de mitigação. Texto encomendado pelo IPP (Instituto Pereira Passos) para subsidiar os debates do Seminário de Reação: Rio Próximos 100 anos, organizado pela Prefeitura Municipal do Rio de Janeiro.

MUEHE, D. (2002). Geomorfologia costeira: In: CUNHA, S.B. & GUERRA, A.J.T (Org). *Geomorfologia: exercícios, técnicas e aplicações*. 2ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. Cap. 6.

- MUEHE, D. (2001). Geomorfologia Costeira. 2001. In: CUNHA, S.B. & GUERRA, A.J.T (Org). Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos. 4ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. Cap. 6.
- MUEHE, D. (1998). O litoral brasileiro e sua compartimentação. In: GUERRA, A. J. T. & CUNHA, S. B. da (Org.). Geomorfologia do Brasil. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil.
- MUEHE, D. e IGNARRA, S. (1984). Arenito de praia submerso em frente à praia de Itaipuaçu - RJ. XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, SBG. p. 341-348.
- MYCIELSKA-DOWGIALLO, E. & WORONKO, B. (2004). The degree of aeolization of Quaternary deposits in Poland as a tool for stratigraphic interpretation. *Sedimentary Geology*, 168: 149–163.
- MURRAY-WALLACE, C.V. and WOODROFFE, C.D. (2014). Quaternary sea-level changes: a global perspective. New York: Cambridge University Press. 484 p.
- NETO, J. e NERY, J. (2005). Variabilidade e mudanças climáticas no Brasil e seus impactos regionais. In: SOUZA, C.R.G. Quaternário do Brasil. Ribeirão Preto: Holos, cap. 2.
- NICHOLS, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy*. 2 ed. Wiley-Blackwell: Oxford, 419 p.
- OLIVEIRA, T. A., RIEDEL, P. S., SOUZA, C. R. G. (2011). Metodologia para mapeamento de terrenos Quaternários no município de Cananéia, litoral sul do estado de São Paulo. XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA e III Encontro do Quaternário Sulamericano, Armação de Búzios. CD-ROM
- OLIVEIRA, T. A., RIEDEL, P. S., VEDOVELHO, R., SOUZA, C. R. G., BROLLO, M. J. (2007). Utilização de t_C/Nicas de fotointerpretação na compartimentação fisiográfica do município de Cananéia, SP – apoio ao planejamento territorial e urbano. *Geociências*, 26 (1): 55-65.
- PEREIRA, S.D., CHAVES, H.A.F., SANTOS, S.B dos (2007). Evidence of sea level change at Guaratiba Mangrove, Sepetiba Bay, Brazil. *Journal of Coastal Research*, Australia, Special Issue 50: 1097-1100.
- PEREZ-ARLUCEA, M; ALVAREZ-IGLESIAS, P and RUBIO, B. (2007). Holocene evolution of estuarine and tidal-flat sediments in San Simon Bay, Galicia, NW Spain. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 50: 163-167.
- PMV (Prefeitura Municipal de Vitória). (2012). Disponível em www.vitoria.es.gov.br. Acesso março de 2012.
- RABINEAU, M.; BERNÉ, S.; OLIVET, J-L.; ASLANIAN, D.; GUILLOCHEAU, F.; JOSEPH, P. (2006). Paleo sea level reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima. *Earth and Planetary Science Letters*, 252: 119-137.
- RAVELO, A.C.; HILLAIRES-MARCEL, C. (2007). The use of Oxygen and Carbon isotopes of foraminifera in paleoceanography. In: HILLAIRES-MARCEL, C & VERNAL, A. de. (Orgs), *Developments in Marine Geology: Proxies in Late Cenozoic Paleocanography*. 1 ed. Elsevier: Amsterdam, cap 18: 735-764.

RIBEIRO, C.S. (2010). Influência da tectônica pós-deposicional na distribuição da Formação Barreiras entre o rio Paraíba do Sul (RJ) e o rio Doce (ES). Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 164 p.

RIBEIRO, H.J.P.S (2001). Estratigrafia de sequências. In: RIBEIRO, H.J.P.S. (org.) Estratigrafia de sequência: fundamentos e aplicações. São Leopoldo, RS: Ed da Universidade do Vale do Rio dos Sinos, cap. 6

RIGO, D. (2004). Análise do escoamento em regiões estuarinas com manguezais – medições e modelagem na baía de Vitória, ES. Tese de Doutorado – Programa de Pós-Graduação em Engenharia Oceânica, COPPE, UFRJ, Rio de Janeiro, 2004.

RIOS, V.P.L. & AMARO, V.E. (2012). Caracterização dos depósitos sedimentares Holocênicos no sistema de ilhas barreiras do estuário Diogo Lopes, litoral setentrional do Rio Grande do Norte. Revista de Geologia, 25: 55-69.

ROSSETTI, D. F., BEZERRA, F.H.R., DOMINGUEZ, J.M.L. (2013). Late Oligocene-Miocene transgressions along the equatorial and eastern margin of Brazil. Earth-Science Reviews, 123: 87-112.

ROSSETTI, D.F. (2008). Ambientes estuarinos. In: SILVA, A.J.C.L.P; ARAGÃO, M.A.N.F; MAGALHÃES, A.J.C. (Orgs.). (2008). Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil. São Paulo: Beca-BALL Edições, cap.7.

ROY, P. S. et al. (2001). Structure and function of south-east Australian estuaries. Estuarine Coastal and Shelf Science, 53: 351-384.

ROY, P.S., THOM, B.G., WRIGHT, L.D. (1980). Holocene sequences on an embayed high energy coast: an evolutionary model. Sedimentary Geology 26, 1-19.

SIFIDDINE, A.; ALBURQUERQUE, A.L.S.; LEDRU, M-P.; TURCQ, B.; KNOPPERS, B.; MARTIN, L.; MELLO, W.Z.; PASSENAU, H.; DOMINGUEZ, J.M.L.; CORDEIRO, R.C.; ABRÃO, J.J.; BITTENCOURT, A.C.S.P. (2003). A 21.000 cal years paloclimatic Record from Caçó lake, northern Brazil: evidence from sedimentary and pollen analyses. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 189: 25-34.

SILVA, A. L. C., SILVA, M. A. M. da, GAMBÔA, L. A. P., RODRIGUES, A. R. (2014). Sedimentary architecture and depositional evolution of the Quaternary coastal plain of Maricá, Rio de Janeiro, Brazil. Brazilian Journal of Geology, 44(2): 191-206.

SILVA, C.G., PATCHINEELAM, S.M., NETO, J.A.B., PONZI, V.R. (2004). Ambientes de sedimentação costeira e processos morfodinâmicos na linha de costa. In: NETO, J.A.B., PONZI, V.R., SICHEL, S.E. Introdução à Geologia marinha. Rio de Janeiro: Interciências, cap 8.

SILVIA, R.M.J.; LIMA, C.I.M.; VERONESE, V.F.; JUNIOR, R.N.R. ROCHA, M.R.; JUNIOR, S.O. (1987). Geologia. Projeto Radam Brasil. Folha 24 Rio Doce. V. 34. Rio de Janeiro.

SILVEIRA, J.D. (1964). Morfologia do litoral. In: AROLDO DE AZEVEDO. Brasil, a Terra e o homem, São Paulo, 1964. p.253-305.

SOUZA, M.C.; ANGULO, R.J. e PESSEDA, L.C.R. (2001). Evolução Paleogeográfica da planície costeira de Itapoá, litoral norte de Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências*, 31 (2): 223-230.

SIQUEIRA G. W., BRAGA E. S., MAHIQUES, M. M., APRILE, F. M. (2006). Determinação da matéria orgânica e razões C/N e C/S em sedimentos de fundo do Estuário de Santos – SP/Brasil, *Arquivos de Ciências do Mar, Fortaleza*. v. 39: 18-27.

SUGUIO, K., TATUMI, S.H., KOWATA, E.A., MUNITA, C.S., PAIVA, R.P.. (2003). Upper Pleistocene deposits of the Comprida Island (São Paulo State) dated by thermoluminescence method. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 75 (1): 91-96.

SUGUIO, K. e SUZUKI, U. (2003). A evolução geológica da Terra e a fragilidade da vida. SP: Edgard Blücher Ltda..

SUGUIO, K. MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L; FLEXOR, J.M. and AZEVEDO, A.E.G. (1985). Flutuações do nível relativo do mar durante o quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo, v.15, n. 4: 275-286.

SUGUIO, K., MARTIN, L., DOMINGUEZ, J. M, L. (1982). Evolução da planície costeira do rio Doce (ES) durante o Quaternário: influência das flutuações do nível do mar. IV Simposio do Quaternario no Brasil, 93- 116.

SUGUIO, K. and MARTIN, L. (1981). Significance of quaternary sea-level fluctuations for delta construction along the Brazilian Coast. *Geo-Marine Letters*. Vol 1, 181 – 185

SUNAMURA, T. (1992). *Geomorphology of rocky coast*. John Wiley & Sons Ltd: Chichester, England, 302 p.

TAMARA, G. 1995. Contribuição ao Estudo do Grupo Barreiras na Região Metropolitana de Vitória (ES). Rio de Janeiro, 73p. (Dissertação de Mestrado, Depto. Geologia - IGEO/UFRJ).

TANAKA, A. P. B., GIANNINI, P. C. F., FORNARI, M., NASCIMENTO, D. R., Jr., SAWAKUCHI, A. O., RODRIGUES, S. I., MENEZES, P. M. L., DEBLASIS, P., PORSANI, J. L. (2009). A planície costeira holocênica de Campos Verdes (Laguna, SC): evolução sedimentar inferida a partir de georradar (GPR), granulometria e minerais pesados. *Revista Brasileira de Geociências*, 39 (4): 750-766.

TANNER, W. F. (1995). Origin of beach ridges and swales. *Marine Geology*, 129: 149-161.

THOMAS, P.J. (2009). Luminescence dating of beachrock in the Southeast coast of India- Potential for Holocene shoreline reconstruction. *Journal of Coastal Research*, Florida, vol 25 (1): 1-7.

TOMAZELLI, L.J., DILLENBURG, S.R., VILLWOCK, J. A. (2000). Late Quaternary geological history of Rio Grande do Sul coastal plain, southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30 (3): 474-476.

UÉARA, R.S.; DULEBA, W.; PETRI, S.; MAHIQUES, M.M. e RODRIGUES, M. (2007). Micropaleontologia e sedimentologia aplicadas aa anlise paleoambiental: um estudo de

caso em Cananeia, Sao Paulo, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, vol 10 (3): 137-150, Set/Dez.

VALENTE, S. C., DUTRA, T., HEILBRON, M., CORVAL, A., SZATMARI, P. (2009). Litogeoquímica de diques de diabásio da faixa Colatina, ES. *Geochimica Brasiliensis*, 23 (2): 177-192.

VAN SOELEN, E.E.; BROOKS, G.R.; LARSON, R.A.; SINNINGHE DAMSTÉ, J.S. and REICHART, G.J. (2012). Mid – to late- Holocene coastal environmental changes in southwest Florida, USA. *The Holocene*, 22 (8): 929-938.

VERONEZ JR, P., BASTOS, A. C., PIZZIN, B. F., GAVA, R. D., QUARESMA, V. S., SILVA, C. G. (2009 a). Sonar de varredura lateral e sísmica de alta resolução aplicados no estudo de ecofácies na baía de Vitória - ES. *Revista Brasileira de Geofísica*, 27 (3): 411-425.

VERONEZ JR., P., BASTOS, A. C., QUARESMA, V. S. (2009 b). Morfologia e distribuição sedimentar em um Sistema Estuarino Tropical: Baía de Vitória, ES. *Revista Brasileira de Geofísica*, 27 (4): 609- 624.

VOS, K., VANDENBERGHE, N., ELSEN, J. (2013). Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation, *Earth Science Reviews*.

WENTWORTH, C. K. (1922). A escale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, p. 30.

ANEXOS

Anexo 1. Ficha de laboratório

Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental da UFES (DOC)
Laboratório de Oceanografia Geológica (**LaboGeo**) - Doutoranda: **GISELI MODELO V MACHADO**

Sondagem: _____ Data: _____

Amostra: _____ Processado por: _____

Análise Granulométrica (areia): sim () não ()

4 Sub-amostras

Peso inicial (g):

Malha USBS	Abertura (mm)	Diâmetro (phi)	Peso retido (g)
5	4,000	-2,00	
6	3,360	-1,75	
8	2,380	-1,25	
10	2,000	-1,00	
14	1,410	-0,50	
18	1,000	0,00	
25	0,710	0,50	
35	0,500	1,00	
45	0,350	1,50	
60	0,250	2,00	
80	0,177	2,50	
120	0,125	3,00	
140	0,105	3,25	
200	0,074	3,75	
230	0,062	4,00	
Fundo	<0,062	>4,00	

CaCO₃ (10g)
secar e queimar c/
HCL

M.O. (5g)
secar e queimar na mufla

Lama/areia (20g)
via úmida (peneira 0,062mm), secar e
pesar separadamente

Granulometria (50g)
via úmida (peneira 0,062mm)
lama: queimar c/ peróxido antes de
usar o granulômetro

areia: secar e peneirar (separar cada
phi em pacotinhos)

Granulômero (Lama): sim ()
não ()

Concha para datação: sim ()
não ()

CaCO₃ Peso antes da queima (g): _____ (_____ %)
Peso após a queima (g): _____ (_____ %)

M.O. Peso antes da queima (g): _____ (_____ %)
Peso após a queima (g): _____ (_____ %)

Lama/ Areia Peso da lama (g): _____ (_____ %)
Peso da areia (g): _____ (_____ %)

Anexo 2. Parâmetros granulométricos das amostras pertencentes às Sondagens.

Amostras SPT	Md ϕ	Mz ϕ	Média (Mz)	Seleção (σ)	Grau de Seleção	Assimetria (ϕ)	Assimetria (Sk)	Curtose (K)	Kurtose (K)	Grupo textural
SP1- 1,2	1,193	1,561	Medium Sand	1,924	Poorly Sorted	0,436	Very Fine Skewed	1,171	Leptokurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
SP1- 2,22	0,553	0,856	Coarse Sand	1,302	Poorly Sorted	0,344	Very Fine Skewed	1,226	Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
SP1- 3,45	0,182	0,264	Coarse Sand	1,095	Poorly Sorted	0,196	Fine Skewed	1,398	Leptokurtic	Gravelly Sand
SP1- 4,45	-0,382	-0,010	V.Coarse Sand	1,629	Poorly Sorted	0,348	Very Fine Skewed	0,898	Platykurtic	Sandy Gravel
SP1- 5,45	0,089	0,162	Coarse Sand	1,370	Poorly Sorted	0,152	Fine Skewed	1,289	Leptokurtic	Gravelly Sand
SP1- 6,45	0,348	0,455	Coarse Sand	0,898	Mod. Sorted	0,213	Fine Skewed	1,019	Mesokurtic	Slightly Gravelly Sand
SP1- 7,45	0,010	0,216	Coarse Sand	1,475	Poorly Sorted	0,203	Fine Skewed	0,930	Mesokurtic	Gravelly Sand
SP1- 8,45	1,097	1,149	Medium Sand	1,192	Poorly Sorted	0,104	Fine Skewed	0,851	Platykurtic	Slightly Gravelly Sand
SP1- 9,45	0,565	0,864	Coarse Sand	1,345	Poorly Sorted	0,328	V.Fine Skewed	0,937	Mesokurtic	Slightly Gravelly Sand
SP1- 10,45	0,559	0,863	Coarse Sand	1,354	Poorly Sorted	0,322	V.Fine Skewed	0,824	Platykurtic	Slightly Gravelly Sand
SP1- 11,45	0,518	0,770	Coarse Sand	1,757	Poorly Sorted	0,432	V.Fine Skewed	1,595	V. Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
SP1- 12,45	1,365	1,519	Medium Sand	2,006	V. Poorly Sorted	0,381	V.Fine Skewed	2,379	V. Leptokurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
SP1- 13,45	2,355	3,803	Very Fine Sand	3,525	V. Poorly Sorted	0,515	V.Fine Skewed	0,663	V. Platykurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
SP1- 14,45	3,057	4,071	Very Coarse Silt	3,603	V. Poorly Sorted	0,368	V. Fine Skewed	0,670	V. Platykurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
SP1- 15,45	4,330	4,593	Very Coarse Silt	3,262	V. Poorly Sorted	0,097	Symmetrical	0,938	Mesokurtic	Slightly Gravelly Sandy Mud
SP1- 16,45	6,552	6,624	Medium Silt	2,408	V. Poorly Sorted	-0,018	Symmetrical	0,932	Mesokurtic	Slightly Gravelly Sandy Mud
SP1- 17,45	5,611	5,866	Coarse Silt	2,841	V. Poorly Sorted	0,044	Symmetrical	1,050	Mesokurtic	Slightly Gravelly Sandy Mud
SP1- 18,45	6,562	6,723	Medium Silt	2,401	V. Poorly Sorted	0,034	Symmetrical	1,009	Mesokurtic	Sandy Mud
SP1- 19,45	6,923	7,134	Fine Silt	2,162	V. Poorly Sorted	0,077	Symmetrical	0,951	Mesokurtic	Mud
SP1- 20,45	6,997	7,088	Fine Silt	2,272	V. Poorly Sorted	-0,045	Symmetrical	1,128	Leptokurtic	Mud
SP2- 1,9-2,3	6,340	5,202	Coarse Silt	3,437	V. Poorly Sorted	-0,352	V.Coarse Skewed	0,638	V. Platykurtic	Slightly Gravelly Sandy Mud
SP2-2,3-2,45	0,912	1,145	Medium Sand	1,728	Poorly Sorted	0,468	V. Fine Skewed	2,034	V. Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
SP2-4,45	5,864	6,125	Medium Silt	2,125	V. Poorly Sorted	0,190	Fine Skewed	0,917	Mesokurtic	Slightly Gravelly Sandy Mud
SP2-5,45	6,241	6,414	Medium Silt	2,108	V. Poorly Sorted	0,145	Fine Skewed	0,897	Platykurtic	Slightly Gravelly Sandy Mud
SP2-6,45	6,196	6,193	Medium Silt	2,406	V. Poorly Sorted	-0,086	Symmetrical	1,166	Leptokurtic	Slightly Gravelly Sandy Mud
SP2-7,45	6,734	6,660	Medium Silt	2,144	V. Poorly Sorted	-0,028	Symmetrical	0,971	Mesokurtic	Slightly Gravelly Sandy Mud

Amostras SPT	Md ϕ	Mz ϕ	Média (Mz)	Seleção (σ)	Grau de Seleção	Assimetria (ϕ)	Assimetria (Sk)	Curtose (K)	Kurtose (K)	Grupo textural
SP2-9,45	7,335	7,461	Fine Silt	1,976	Poorly Sorted	0,052	Symmetrical	1,084	Mesokurtic	Slightly Gravelly Mud
SP2-10,45	7,189	7,198	Fine Silt	2,089	V. Poorly Sorted	-0,025	Symmetrical	1,197	Leptokurtic	Slightly Gravelly Mud
SP2-11,45	7,395	7,544	Fine Silt	1,893	Poorly Sorted	0,049	Symmetrical	1,158	Leptokurtic	Slightly Gravelly Mud
SP2-12,45	7,375	7,485	Fine Silt	2,070	V. Poorly Sorted	-0,018	Symmetrical	1,332	Leptokurtic	Slightly Gravelly Mud
SP2-13,45	7,016	7,102	Fine Silt	2,184	V. Poorly Sorted	0,006	Symmetrical	1,097	Mesokurtic	Slightly Gravelly Mud
SP2-14,45	5,466	4,934	Very Coarse Silt	3,467	V. Poorly Sorted	-0,173	Coarse Skewed	1,275	Leptokurtic	Slightly Gravelly Sandy Mud
SP2-15,45	7,484	7,600	Fine Silt	2,411	V. Poorly Sorted	-0,138	Coarse Skewed	1,838	V. Leptokurtic	Slightly Gravelly Mud
SP2-16,45	6,674	5,652	Coarse Silt	3,481	V. Poorly Sorted	-0,345	V. Coarse Skewed	0,613	V. Platykurtic	Slightly Gravelly Sandy Mud
SP2-17,45	3,421	4,220	Very Coarse Silt	3,442	V. Poorly Sorted	0,301	V. Fine Skewed	0,695	Platykurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
SP2-18,45	2,553	3,751	Very Fine Sand	3,443	V. Poorly Sorted	0,453	V. Fine Skewed	0,685	Platykurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
SP2-19,45	1,936	2,987	Fine Sand	3,092	V. Poorly Sorted	0,493	V. Fine Skewed	0,899	Platykurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
SP2-20,45	1,802	1,941	Medium Sand	1,812	Poorly Sorted	0,386	V. Fine Skewed	2,577	V. Leptokurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
SP3-1,45	5,492	4,885	Very Coarse Silt	3,119	V. Poorly Sorted	-0,198	Coarse Skewed	0,652	V. Platykurtic	Slightly Gravelly Sandy Mud
SP3-2,45	5,963	5,602	Coarse Silt	2,867	V. Poorly Sorted	-0,154	Coarse Skewed	0,887	Platykurtic	Slightly Gravelly Sandy Mud
SP3-3,45	1,017	1,039	Medium Sand	0,658	Mod. Well Sorted	0,102	Fine Skewed	1,199	Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
SP3-4,45	1,028	1,020	Medium Sand	0,662	Mod. Well Sorted	0,039	Symmetrical	1,158	Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
SP3-5,45	0,840	0,843	Coarse Sand	0,706	Moderately Sorted	0,052	Symmetrical	1,089	Mesokurtic	Sand
SP3-6,45	6,792	6,425	Medium Silt	2,315	V. Poorly Sorted	-0,130	Coarse Skewed	0,876	Platykurtic	Slightly Gravelly Sandy Mud
SP3-7,52	5,995	5,936	Coarse Silt	2,580	V. Poorly Sorted	-0,073	Symmetrical	1,043	Mesokurtic	Slightly Gravelly Sandy Mud
SP3-8,57	6,775	6,400	Medium Silt	2,392	V. Poorly Sorted	-0,126	Coarse Skewed	0,896	Platykurtic	Slightly Gravelly Sandy Mud
SP3-9,5	6,355	6,315	Medium Silt	2,305	V. Poorly Sorted	0,031	Symmetrical	0,889	Platykurtic	Slightly Gravelly Sandy Mud
SP3-10,53	7,144	7,043	Fine Silt	2,326	V. Poorly Sorted	-0,070	Symmetrical	1,026	Mesokurtic	Slightly Gravelly Sandy Mud
SP3-11,48	5,509	5,658	Coarse Silt	2,880	V. Poorly Sorted	-0,012	Symmetrical	0,956	Mesokurtic	Slightly Gravelly Sandy Mud
SP3-12,45	4,105	4,103	Very Coarse Silt	3,725	V. Poorly Sorted	0,055	Symmetrical	0,705	Platykurtic	Slightly Gravelly Sandy Mud
SP3-13,45	3,421	3,891	Very Fine Sand	3,463	V. Poorly Sorted	0,225	Fine Skewed	0,783	Platykurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
SP3-14,45	3,316	3,634	Very Fine Sand	3,387	V. Poorly Sorted	0,197	Fine Skewed	0,872	Platykurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
SP3-15,65	3,102	3,485	Very Fine Sand	3,535	V. Poorly Sorted	0,223	Fine Skewed	0,881	Platykurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
SP3-16,6	2,512	3,325	Very Fine Sand	3,849	V. Poorly Sorted	0,285	Fine Skewed	0,854	Platykurtic	Gravelly Muddy Sand

Amostras SPT	Md ϕ	Mz ϕ	Média (Mz)	Seleção (σ)	Grau de Seleção	Assimetria (ϕ)	Assimetria (Sk)	Curtose (K)	Kurtose (K)	Grupo textural
SP3-17,58	6,631	6,519	Medium Silt	3,350	V. Poorly Sorted	-0,178	Coarse Skewed	1,082	Mesokurtic	Gravelly Mud
SP3-18,5	7,247	6,892	Medium Silt	2,989	V. Poorly Sorted	-0,183	Coarse Skewed	0,942	Mesokurtic	Slightly Gravelly Sandy Mud
SP3-19,55	7,739	7,399	Fine Silt	2,612	V. Poorly Sorted	-0,226	Coarse Skewed	1,300	Leptokurtic	Slightly Gravelly Sandy Mud
SP3-20,53	7,152	6,016	Medium Silt	3,800	V. Poorly Sorted	-0,374	V. Coarse Skewed	1,015	Mesokurtic	Slightly Gravelly Sandy Mud
SP4- 1,45	0,728	0,674	Coarse Sand	0,893	Moderately Sorted	-0,086	Symmetrical	0,972	Mesokurtic	Slightly Gravelly Sand
SP4-2,45	0,715	0,669	Coarse Sand	0,746	Moderately Sorted	-0,096	Symmetrical	0,970	Mesokurtic	Slightly Gravelly Sand
SP4-3,45	0,751	0,694	Coarse Sand	0,808	Moderately Sorted	-0,100	Symmetrical	1,026	Mesokurtic	Slightly Gravelly Sand
SP4-4,45	0,795	0,761	Coarse Sand	0,746	Moderately Sorted	-0,052	Symmetrical	0,974	Mesokurtic	Slightly Gravelly Sand
SP4-5,45	0,044	-0,183	V. Coarse Sand	1,232	Poorly Sorted	-0,204	Coarse Skewed	0,816	Platykurtic	Gravelly Sand
SP4-6,45	-0,051	-0,264	V. Coarse Sand	1,343	Poorly Sorted	-0,161	Coarse Skewed	0,710	Platykurtic	Sandy Gravel
SP4-7,45	0,195	-0,064	V. Coarse Sand	1,358	Poorly Sorted	-0,202	Coarse Skewed	0,876	Platykurtic	Gravelly Sand
SP4-8,45	1,023	1,028	Medium Sand	1,468	Poorly Sorted	-0,001	Symmetrical	0,887	Platykurtic	Gravelly Sand
SP4-9,45	1,627	1,551	Medium Sand	1,555	Poorly Sorted	-0,090	Symmetrical	0,943	Mesokurtic	Gravelly Sand
SP4-10,45	3,228	3,275	Very Fine Sand	2,470	V. Poorly Sorted	0,150	Fine Skewed	1,295	Leptokurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
SP4-11,45	2,789	3,229	Very Fine Sand	2,838	V. Poorly Sorted	0,302	V. Fine Skewed	1,033	Mesokurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
SP4-12,45	2,241	2,937	Fine Sand	2,837	V. Poorly Sorted	0,404	V. Fine Skewed	0,980	Mesokurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
SP4-13,45	0,354	0,357	Coarse Sand	0,950	Moderately Sorted	-0,027	Symmetrical	1,121	Leptokurtic	Gravelly Sand
SP4-14,45	0,376	0,359	Coarse Sand	0,943	Moderately Sorted	-0,043	Symmetrical	1,137	Leptokurtic	Gravelly Sand
SP4-15,45	2,794	3,272	Very Fine Sand	3,155	V. Poorly Sorted	0,297	Fine Skewed	0,959	Mesokurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
SP4-16,45	1,366	2,877	Fine Sand	3,422	V. Poorly Sorted	0,638	V. Fine Skewed	0,896	Platykurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
SP4-17,45	1,467	2,984	Fine Sand	3,349	V. Poorly Sorted	0,608	V. Fine Skewed	0,769	Platykurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
SP4-18,45	2,875	3,519	Very Fine Sand	3,406	V. Poorly Sorted	0,312	V. Fine Skewed	0,822	Platykurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
SP4-19,45	3,107	3,434	Very Fine Sand	3,079	V. Poorly Sorted	0,255	Fine Skewed	0,991	Mesokurtic	Muddy Sand
SP4-20,45	3,102	3,656	Very Fine Sand	3,404	V. Poorly Sorted	0,279	Fine Skewed	0,860	Platykurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand

Anexo 3. Parâmetros granulométricos das amostras pertencentes aos Testemunhos.

Amostra	Mz ϕ	Média (Mz)	Seleção (σ)	Grau de Seleção	Assimetria (Φ)	Assimetria (Sk)	Curtose	Kurtose (KG)	Grupo textural
TA 11	V.Fine Sand	3,40	3,3	V.Poorly Sorted	0,60	V. Fine Skewed	0,67	Platykurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
TA 21	V.Fine Sand	3,54	3,2	V.Poorly Sorted	0,57	V. Fine Skewed	0,63	V.Platykurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
TA 31	V.Fine Sand	3,79	3,4	V.Poorly Sorted	0,52	V. Fine Skewed	0,59	V.Platykurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
TA 41	Medium Sand	1,67	1,9	Poorly Sorted	0,48	V. Fine Skewed	2,49	V.Leptokurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
TA 51	Fine Sand	2,95	2,5	V.Poorly Sorted	0,64	V. Fine Skewed	2,75	V.Leptokurtic	Muddy Sand
TA 61	Fine Silt	7,41	1,3	Poorly Sorted	-0,02	Symmetrical	1,09	Mesokurtic	Mud
TA 71	Fine Silt	7,65	1,2	Poorly Sorted	0,07	Symmetrical	1,13	Leptokurtic	Mud
TA 81	Fine Silt	7,67	1,2	Poorly Sorted	0,08	Symmetrical	1,10	Mesokurtic	Mud
TA 91	Fine Silt	7,67	1,3	Poorly Sorted	0,07	Symmetrical	1,14	Leptokurtic	Mud
TA 101	Fine Silt	7,60	1,3	Poorly Sorted	0,08	Symmetrical	1,11	Leptokurtic	Mud
TA 111	Fine Silt	7,64	1,3	Poorly Sorted	0,06	Symmetrical	1,10	Mesokurtic	Mud
TA 121	Fine Silt	7,02	1,3	Poorly Sorted	0,04	Symmetrical	0,98	Mesokurtic	Mud
TA 131	Fine Silt	7,81	1,2	Poorly Sorted	0,09	Symmetrical	1,11	Mesokurtic	Mud
TA 151	Medium Sand	1,03	1,7	Poorly Sorted	0,50	V. Fine Skewed	3,13	Ext.Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
TA 161	Coarse Sand	0,58	0,6	Moder.Well Sorted	0,00	Symmetrical	1,32	Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
TA 171	Coarse Sand	0,62	0,8	Moderately Sorted	0,25	Fine Skewed	1,37	Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
TA 181	Medium Sand	1,08	1	Poorly Sorted	0,25	Fine Skewed	1,06	Mesokurtic	Slightly Gravelly Sand
TA 191	Medium Sand	1,45	1,1	Poorly Sorted	0,20	Fine Skewed	0,98	Mesokurtic	Sand
TA 201	Medium Sand	1,35	1	Moderately Sorted	0,21	Fine Skewed	1,19	Leptokurtic	Sand
TC 1-2	Fine Silt	7,09	1,6	Poorly Sorted	0,04	Symmetrical	1,03	Mesokurtic	Mud
TC 11-12	Fine Silt	7,26	1,6	Poorly Sorted	0,03	Symmetrical	1,05	Mesokurtic	Mud
TC 21-22	Fine Silt	7,22	1,5	Poorly Sorted	0,03	Symmetrical	1,07	Mesokurtic	Mud
TC 31-32	Fine Silt	7,35	1,4	Poorly Sorted	0,03	Symmetrical	1,13	Leptokurtic	Mud
TC 41-42	Fine Silt	7,29	1,6	Poorly Sorted	0,04	Symmetrical	1,09	Mesokurtic	Mud
TC 51-52	Fine Silt	7,18	1,5	Poorly Sorted	0,05	Symmetrical	1,10	Mesokurtic	Mud
TC 61-62	Fine Silt	7,19	1,4	Poorly Sorted	0,00	Symmetrical	1,12	Leptokurtic	Mud
TC 71-72	Fine Silt	7,17	1,4	Poorly Sorted	0,03	Symmetrical	1,08	Mesokurtic	Mud
TC 81-82	Fine Silt	7,16	1,5	Poorly Sorted	0,03	Symmetrical	1,08	Mesokurtic	Mud
TC 101-102	Fine Silt	7,03	1,4	Poorly Sorted	0,03	Symmetrical	1,05	Mesokurtic	Mud
TC 111-112	Fine Silt	7,16	1,4	Poorly Sorted	0,01	Symmetrical	1,09	Mesokurtic	Mud
TC 121-122	Fine Silt	7,06	1,4	Poorly Sorted	-0,01	Symmetrical	1,07	Mesokurtic	Mud
TC 131-132	Fine Silt	7,24	1,5	Poorly Sorted	0,03	Symmetrical	1,10	Mesokurtic	Mud

TC 141-142	Fine Silt	7,14	1,4	Poorly Sorted	0,04	Symmetrical	1,07	Mesokurtic	Mud
TC 151-152	Fine Silt	7,26	1,4	Poorly Sorted	0,03	Symmetrical	1,13	Leptokurtic	Mud
TC 161-162	Fine Silt	7,09	1,4	Poorly Sorted	0,05	Symmetrical	1,08	Mesokurtic	Mud
TC 171-172	Fine Silt	7,31	1,5	Poorly Sorted	0,05	Symmetrical	1,09	Mesokurtic	Mud
TC 181-182	Fine Silt	7,33	1,5	Poorly Sorted	0,05	Symmetrical	1,11	Leptokurtic	Mud
TC 191-192	Fine Silt	7,27	1,5	Poorly Sorted	0,03	Symmetrical	1,09	Mesokurtic	Mud
TC 201-202	Fine Silt	7,26	1,5	Poorly Sorted	0,04	Symmetrical	1,09	Mesokurtic	Mud
TC 211-212	Fine Silt	7,22	1,6	Poorly Sorted	0,04	Symmetrical	1,08	Mesokurtic	Mud
TC 221-222	Fine Silt	7,25	1,4	Poorly Sorted	0,01	Symmetrical	1,07	Mesokurtic	Mud
TC 231-232	Fine Silt	7,34	1,4	Poorly Sorted	0,02	Symmetrical	1,10	Mesokurtic	Mud
TC 241-242	Fine Silt	7,19	1,5	Poorly Sorted	0,05	Symmetrical	1,08	Mesokurtic	Mud
TC 251-252	Fine Silt	7,20	1,4	Poorly Sorted	0,05	Symmetrical	1,09	Mesokurtic	Mud
TC 261-262	Fine Silt	7,11	1,4	Poorly Sorted	0,02	Symmetrical	1,06	Mesokurtic	Mud
TC 271-272	Fine Silt	7,11	1,2	Poorly Sorted	0,03	Symmetrical	1,10	Mesokurtic	Mud
TC 281-282	Medium Silt	6,97	1,9	Poorly Sorted	-0,04	Symmetrical	0,96	Mesokurtic	Slightly Gravelly Mud
TC 291-292	Medium Silt	6,83	1,9	Poorly Sorted	0,05	Symmetrical	0,83	Platykurtic	Mud
TC 301-302	Fine Silt	7,15	1,7	Poorly Sorted	-0,05	Symmetrical	0,98	Mesokurtic	Mud
TC 311-312	Fine Silt	7,18	1,7	Poorly Sorted	0,00	Symmetrical	1,01	Mesokurtic	Mud
TC 321-322	Fine Silt	7,09	1,7	Poorly Sorted	-0,01	Symmetrical	0,94	Mesokurtic	Mud
TC 331-332	Fine Silt	7,42	1,5	Poorly Sorted	-0,11	Coarse Skewed	1,12	Leptokurtic	Mud
TC 341-342	Fine Silt	7,28	1,4	Poorly Sorted	-0,08	Symmetrical	1,17	Leptokurtic	Mud
TC 351-352	Fine Silt	7,07	1,5	Poorly Sorted	-0,05	Symmetrical	1,03	Mesokurtic	Mud
TC 361-362	Fine Silt	7,15	1,5	Poorly Sorted	-0,08	Symmetrical	1,04	Mesokurtic	Mud
TC 371-372	Fine Silt	7,18	1,4	Poorly Sorted	-0,05	Symmetrical	1,07	Mesokurtic	Mud
TC 381-382	Fine Silt	7,23	1,4	Poorly Sorted	-0,03	Symmetrical	1,07	Mesokurtic	Mud
TC 391-392	Fine Silt	7,23	1,4	Poorly Sorted	0,00	Symmetrical	1,05	Mesokurtic	Mud
TC 411-412	Fine Silt	7,18	1,4	Poorly Sorted	-0,03	Symmetrical	1,04	Mesokurtic	Mud
TC 421-422	Fine Silt	7,26	1,5	Poorly Sorted	0,02	Symmetrical	1,06	Mesokurtic	Mud
TC 431-432	Fine Silt	7,36	1,4	Poorly Sorted	0,01	Symmetrical	1,10	Mesokurtic	Mud
TC 441-442	Fine Silt	7,33	1,4	Poorly Sorted	-0,03	Symmetrical	1,12	Leptokurtic	Mud
TC 451-452	Fine Silt	7,38	1,4	Poorly Sorted	0,02	Symmetrical	1,11	Mesokurtic	Mud
TC 461-462	Fine Silt	7,67	1,7	Poorly Sorted	-0,07	Symmetrical	0,98	Mesokurtic	Mud
TC 471-472	Coarse Silt	5,92	2,4	V.Poorly Sorted	0,04	Symmetrical	0,60	V.Platykurtic	Sandy Mud
TC 481-482	Coarse Silt	5,99	2,5	V.Poorly Sorted	-0,36	V.Coarse Skewed	0,78	Platykurtic	Sandy Mud
TD 11	Fine Sand	2,65	1,2	Poorly Sorted	0,36	V. Fine Skewed	2,93	V.Leptokurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
TD 21	V.Fine Sand	3,83	2,2	V.Poorly Sorted	0,62	V. Fine Skewed	1,16	Leptokurtic	Muddy Sand
TD 31	V.Fine Sand	3,92	2,4	V.Poorly Sorted	0,63	V. Fine Skewed	1,03	Mesokurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand

TD 41	Fine Sand	2,51	1,7	Poorly Sorted	0,02	Symmetrical	3,87	Extr.Leptokurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
TD 51	Fine Sand	2,86	2	Poorly Sorted	0,26	Fine Skewed	3,51	Extr.Leptokurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
TD 61	Medium Sand	1,01	2	V.Poorly Sorted	-0,31	V.Coarse Skewed	0,95	Mesokurtic	Gravelly Sand
TD 71	Fine Sand	2,18	0,8	Moderately Sorted	-0,2	Coarse Skewed	1,8	V.Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
TD 81	Coarse Silt	5,85	3	V.Poorly Sorted	-0,4	V.Coarse Skewed	1,3	Leptokurtic	Slightly Gravelly Sandy Mud
TD 91	Fine Sand	2,38	1,7	Poorly Sorted	0,19	Fine Skewed	3,4	Extr.Leptokurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
TD 101	Fine Sand	2,24	1,1	Poorly Sorted	0,09	Symmetrical	2,2	V.Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
TD 111	Medium Sand	1,99	1,5	Poorly Sorted	0,03	Symmetrical	2,6	V.Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
TD 121	Medium Sand	1,79	1,7	Poorly Sorted	0,19	Fine Skewed	2	V.Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
TD 131	Medium Sand	1,85	1,7	Poorly Sorted	0,16	Fine Skewed	1,9	V.Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
TD 141	Medium Sand	1,93	1,2	Poorly Sorted	0,12	Fine Skewed	2,7	V.Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
TD 151	Fine Sand	2,15	1,8	Poorly Sorted	0,13	Fine Skewed	4,5	Extr.Leptokurtic	Gravelly Sand
TD 161	Fine Sand	2,29	0,5	Well Sorted	0,12	Fine Skewed	1,6	V.Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
TD 171	Fine Sand	2,44	1,1	Poorly Sorted	0,55	V. Fine Skewed	3,8	Extr.Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
TD 181	Fine Sand	2,24	1	Moderately Sorted	0,27	Fine Skewed	3,1	Extr.Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
TD 191	Fine Sand	2,11	0,8	Moderately Sorted	-0,2	Coarse Skewed	2,1	V.Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
TD 201	Fine Sand	2,13	0,7	Moderately Sorted	-0,1	Coarse Skewed	1,7	V.Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
TD 211	Fine Sand	2,27	0,7	Moderately Sorted	0,24	Fine Skewed	2,2	V.Leptokurtic	Sand
TD 221	Fine Sand	2,37	0,5	Well Sorted	0,26	Fine Skewed	1,6	V.Leptokurtic	Sand
TD 231	Fine Sand	2,26	0,9	Moderately Sorted	0,27	Fine Skewed	3,6	Extr.Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
TD 241	Fine Sand	2,18	0,8	Moderately Sorted	-0,1	Symmetrical	1,4	Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
TD 261	Fine Sand	2,61	1,3	Poorly Sorted	0,57	V. Fine Skewed	3,1	Extr.Leptokurtic	Muddy Sand
TD 271	Fine Sand	2,39	1,1	Poorly Sorted	0,39	V. Fine Skewed	3,2	Extr.Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
TD 281	Fine Sand	2,22	0,7	Moder.Well Sorted	0,02	Symmetrical	1,5	Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
TD 291	Fine Sand	2,29	0,6	Moder.Well Sorted	-0	Symmetrical	1,5	Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
TD 301	Fine Sand	2,60	1,3	Poorly Sorted	0,4	V. Fine Skewed	3,7	Extr.Leptokurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
TD 311	Fine Sand	2,17	1,7	Poorly Sorted	0,13	Fine Skewed	1,7	V.Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
TD 321	Medium Sand	1,59	2	Poorly Sorted	0,14	Fine Skewed	2,1	V.Leptokurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
TD 331	Medium Sand	1,48	1,8	Poorly Sorted	0,08	Symmetrical	1,8	V.Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
TD 341	Medium Sand	1,59	1,9	Poorly Sorted	0,01	Symmetrical	2,2	V.Leptokurtic	Gravelly Sand
TD 351	Medium Sand	1,22	2,1	V.Poorly Sorted	-0,1	Symmetrical	1,6	V.Leptokurtic	Gravelly Sand
TD 361	Medium Sand	1,83	2,7	V.Poorly Sorted	0,26	Fine Skewed	1,6	V.Leptokurtic	Gravelly Muddy Sand
TD 371	Medium Sand	1,34	1,8	Poorly Sorted	0,19	Fine Skewed	2,3	V.Leptokurtic	Gravelly Sand
TD 381	Medium Sand	1,83	1,6	Poorly Sorted	0,23	Fine Skewed	1,9	V.Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
TD 391	Medium Sand	1,99	2,1	V.Poorly Sorted	0,06	Symmetrical	2,3	V.Leptokurtic	Gravelly Muddy Sand
TD 401	Fine Sand	2,24	1,6	Poorly Sorted	0,3	Fine Skewed	2,2	V.Leptokurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand
TD 411	Fine Sand	2,23	1,5	Poorly Sorted	0,28	Fine Skewed	2,1	V.Leptokurtic	Slightly Gravelly Muddy Sand

TD 421	Fine Sand	2,19	1,5	Poorly Sorted	0,27	Fine Skewed	1,9	V.Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
TD 431	Fine Sand	2,05	1,4	Poorly Sorted	0,16	Fine Skewed	1,9	V.Leptokurtic	Slightly Gravelly Sand
