

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**ESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO DA BARREIRA HOLOCÊNICA
NA REGIÃO COSTEIRA DE SANTA VITÓRIA DO PALMAR,
PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL, BRASIL**

FELIPE CARON

Tese de Doutorado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do
Título de Doutor em Ciências.

Orientador:

Prof. Dr. Eduardo Guimarães Barboza

Co-orientador:

Prof. Dr. Luiz José Tomazelli

COMISSÃO EXAMINADORA:

Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer (UFRGS)

Prof. Dr. Rodolfo José Angulo (UFPR)

Prof. Dr. Lauro Júlio Calliari (FURG)

Porto Alegre, Fevereiro de 2014

CIP - Catalogação na Publicação

CARON, FELIPE
ESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO DA BARREIRA HOLOCÊNICA
NA REGIÃO COSTEIRA DE SANTA VITÓRIA DO PALMAR,
PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL, BRASIL /
FELIPE CARON. -- 2014.
167 f.

Orientador: EDUARDO GUIMARÃES BARBOZA.
Coorientador: LUIZ JOSÉ TOMAZELLI.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul,
Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto
Alegre, BR-RS,
2014.

1. GEOLOGIA COSTEIRA. 2. ESTRATIGRAFIA. 3.
QUATERNÁRIO. 4. HOLOCENO. 5. BARREIRA COSTEIRA. I.
GUIMARÃES BARBOZA, EDUARDO, orient. II. TOMAZELLI, LUIZ
JOSÉ, coorient. III. Título.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	V
RESUMO	VI
ABSTRACT.....	VII
LISTA DE FIGURAS.....	VIII
LISTA DE TABELAS	XII
TEMA DE ESTUDO	XIII
HIPOTESE.....	XVI
CAPÍTULO I.....	17
I.I – INTRODUÇÃO.....	17
I.I.I Plataforma Continental do Rio Grande do Sul.....	21
I.II OBJETIVOS	23
I.III – MATERIAL E MÉTODOS	25
I.III.I Processamento e geração de perfis batimétricos	26
I.III.II Sedimentologia das Amostras	26
I.IV – RESULTADOS	28
I.IV.I Zona A.....	28
I.IV.II Zona B.....	38
I.V – DISCUSSÃO	48
CAPÍTULO II	56
II.I – INTRODUÇÃO	56
II.I.I Contexto Geológico	56
II.I.II Nível do mar no Holoceno no sul do Brasil	60
II.I.III As Barreiras Holocênicas do Rio Grande do Sul	61
II.I.IV Aspectos Climáticos e Oceanográficos.....	63
II.I.V Características da área de estudo.....	65
II.II OBJETIVOS	66
II.II.I Objetivo geral	66
II.II.II Objetivos específicos	66
II.III – MÉTODOS.....	67
II.III.I Geologia de superfície.....	67
II.III.II Geologia de sub-superfície	68

III.III.II.I Radar de penetração no solo-GPR.....	68
II.III.II.II Sondagens.....	70
II.III.III Análises laboratoriais	71
II.III.III.I Abertura e descrição dos testemunhos	71
II.III.III.II Análises Granulométricas	71
II.III.III.III Análises Paleontológicas	71
II.III.IV Análises Geocronológicas	72
II.III.VI Análises Faciológicas.....	72
II. IV RESULTADOS	74
II.IV.I Geologia Local.....	74
II.IV.II Morfologia e Estratigrafia da Barreira Holocênica na região da Barra do Arroio Chuí	82
II.IV.III Morfologia e Estratigrafia da Barreira Holocênica na região da Praia das Maravilhas.....	84
II.IV.IV Morfologia, Geometria Depositional e Estratigrafia da Barreira Holocênica na região da Praia do Hermenegildo	86
II.IV.V Morfologia, Geometria Depositional e Estratigrafia da Barreira Holocênica na região da Praia dos Concheiros	89
II.IV.IV.I Geometria Depositional.....	97
II.IV.IV.II Estratigrafia	103
II.IV.IV.III Resumo da Morfologia, Geometria Depositional e Estratigrafia da região da Praia dos Concheiros	123
II.IV.V Morfologia, Geometria Depositional e Estratigrafia da Barreira Holocênica da região do Farolete Verga	126
III.IV.VI Morfologia, Geometria Depositional e Estratigrafia da Barreira Holocênica da região do Farol Sarita	131
III.V – DISCUSSÃO.....	136
III – INTEGRAÇÃO DOS RESULTADOS DOS PARA O SETOR SW DA BARREIRA HOLOCÊNICA COSTEIRA DE SANTA VITÓRIA DO PALMAR	144
IV – MODELO EVOLUTIVO	146
V – CONCLUSÕES.....	154
VI – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	157

Agradecimentos

Em especial a minha esposa Simone, por toda força e paciência durante o desenvolvimento desta tese. A minha família que sempre me motivou: Hilda, Julio, Beti, Dani, Pedro: para estes não se sustentam comentários. Aos meus tios André e Lucia que me mostraram o caminho da Geologia e suas vertentes. João Vicente, Raiza, Clara e Arthur pelos gestos naturais que relembram a maneira simples e sincera de ser feliz.

Agradeço a Francisco S.C. Buchmann pelas sugestões, críticas, discussões e incentivos; amigo irmão que me apresentou o caminho da geologia costeira e marinha.

Agradeço a Eduardo G. Barboza pela orientação, aprendizado, vivências de campo e pela paciência nas correções.

Agradeço a Luiz José Tomazelli pela orientação, apoio, incentivo e constante aprendizado proporcionado.

Agradeço a Sérgio R. Dillenburg por todas as discussões e sugestões.

Agradeço a Beatriz Dehnhardt pela parceria e paciência na identificação de Moluscos, Artrópodes e Protozoários.

A Lauro Júlio Calliari e Gilberto Griep pelo incentivo desde a Graduação e apoio logístico de campo.

Aos demais pesquisadores do CECO-UFRGS: Nelson Gruber, Zé Nunes, Luis Emílio, Elírio Toldo, Iran Corrêa, Flávio Bachi, Jair Weschenfelder, Carla Barros, Ricardo Baitelli, Svetlana Medianic, Luis Tabajara pelo convívio e aprendizado. Ao técnico e Giba, pelo esforço laboratorial aprendizado e conselhos sempre relevantes.

Aos irmãos: Rogério Manzolli, Luana Portz, Anderson Silva, Maria Luiza Rosa, José Antikeira, Renato Lopes, Rodrigo Torres, Rafael Guedes, André Ugri, Stevaux. Sem estes seria **impossível** a realização deste trabalho pela logística, profissionalismo e sangue dado em campo. Apenas quem conhece a Planície Costeira Sul sabe.....Aos colegas (Leo, Cláudia, Taís, Grazi, Milene, Luciano, Heitor, Zozi, Paulista, Há, Júlio, Luciano, Miguel, Michel, Uruguaiana, Volnei, Ricardo, Fred, Eduardo e ainda outros não menos importantes que esqueci de mencionar aqui....).

Aos amigos do curso de Geologia da UFRGS (Zé, Codorna, Carol, Cássio, Thiago,...), pela troca de experiências e aprendizado no dia a dia.

Aos colegas da FURG e amigos no Cassino.... pela hospitalidade e apoio.....

Aos colegas de UNIPAMPA, atual “casa”: Marcelo, Osmar, Marco, Pedro, Mário, Caroline, Moises, Tiago, Marcus, Aline, Max, George, Éverton, Frichenbruder, Marcio, Delfino, Felipe, Vini, Luciana, Daniel, Carlos, Bento, César, Sandra, Karine, Pedro, Luis Eduardo, Regis, Raul, Ricardo, Juliana, Cris, Evélton e outros que esqueci de mencionar aqui...., pela força de que um dia eu iria acabar....

A oportunidade de realizar este trabalho no IG-UFRGS.

Ao Cnpq, pela bolsa de estudos proporcionada.

A Planície Costeira do Rio Grande do Sul, laboratório infundável....

Ao mar....

Muito obrigado!

Resumo

A barreira holocênica da região costeira de Santa Vitória do Palmar possui características morfológicas estratigráficas e evolutivas diferenciadas quando comparadas a outros segmentos da costa do Rio Grande do Sul. Dados obtidos na antepraia caracterizaram a batimetria e sedimentologia das regiões adjacentes a barreira, sugerem que a evolução da barreira foi fortemente controlada pelos altos topográficos podendo alterar o processo de migração da barreira durante o processo transgressivo condicionado pela elevação do nível do mar. E que a composição sedimentológica da antepraia contraposta as regiões costeiras adjacentes são importantes componetes quanto ao balanço sedimentar, na composição pretérita e atual da barreira. Imagens orbitais, fotografias aéreas e altimetria pelo sistema GNSS caracterizaram a morfologia, e sondagens SPT e a percussão em conjunto com dados de GPR integram a aquisição de dados do registro sedimentar subsuperfície. Análises sedimentológicas, paleontológicas e geocronológicas fundamentam a descrição e interpretação das fácies sedimentares e suas associações. Portanto ao longo da barreira no sentido SW-NE da barra do Chuí até o Farol Sarita foram identificadas duas unidades deposicionais distintas. Uma unidade condicionada pela última Transgressão Marinha Pós Glacial apresentando características tipicamente transgressivas (retrogradacional), marcada pela sobreposição de depósitos da barreira sobre depósitos de fundos lagunares estuarinos. E outra unidade condicionada principalmente pelo balanço sedimentar durante a queda do nível do mar durante o Holoceno. Esta unidade entre a barra do arroio do Chui e a praia dos Concheiros possui características transgressivas, com depósitos de margens lacustres sobre depósitos de fundos lacustres ou diretamente sobre depósitos pleistocênicos, e entre o Farolete Verga e o Farol Sarita é representada por uma porção regressiva, marcada pela progradação de ambientes de praia e antepraia em direção ao oceano. O modelo evolutivo da barreira holocênica inicia pela presença de depósitos de paleosolos pleistocênicos atribuídos ao máximo regressivo de 17,5 ka AP. Em torno de 10 ka AP sedimentos orgânicos representados por turfas demonstram o melhoramento climático no início do Holoceno. Depósitos de fundo lagunares datados entre 7,5 e 5,7 ka AP sobrepostos por depósitos de margens lagunares demonstram francamente a fase transgressiva da barreira controlada pela subida do nível do mar. Provavelmente neste tempo na região NE (farolete Verga e Farol Sarita) já havia iniciado seu processo de progradação. A partir deste estágio, quando inicia a queda do NRM a barreira é controlada principalmente pelo balanço sedimentar. Entre 5,7 e 4,3 ka AP. a barreira ainda manteve uma ligação (inlet) entre a laguna e o mar, provavelmente próximo onde atualmente é localizada a desembocadura do arroio Chuí. A fase posterior (entre 4,3 e 2,5 ka AP) é marcada pelo isolamento do sistema lagunar, tornando-se assim um ambiente tipicamente lacustre. E finalmente entre 2,5 até a condição atual é marcada pela sobreposição de margens lacustre sobre fundos lacustres na região SW (barra do arroio Chuí a praia dos Concheiros) e contínua progradação na região NE (farolete Verga ao Farol Sarita) ambas recobertas por campos de dunas transgressivas ativas e relíquias. Por fim a evolução da barreira costeira holocênica de Santa Vitória do Palmar é um exemplo que demonstra a complexidade na preservação e variabilidade de depósitos de um mesmo sistema deposicional, condicionadas principalmente pela elevação do nível do mar, balanço e composição sedimentar e controle da topografia antecedente.

Abstract

The Holocene barrier of the coastal region of Santa Vitória do Palmar has different morphological, stratigraphic and evolutionary characteristics when compared to other segments of the Rio Grande do Sul coast. Data obtained in the shoreface characterize the bathymetry and the sedimentology of adjacent regions of the barrier, suggesting that its evolution was strongly controlled by topographic highs, which may alter the barrier migration during the transgression conditioned by sea level rise. The sedimentological composition of the shoreface, opposed of adjacent coastal regions, is an important component of sediment balance in the past and in the present. Satellite images, aerial photographs and altimetry through a GNSS system allowed characterizing the morphology, and SPT and percussion surveys integrated with GPR data composed the subsurface sedimentary record. Sedimentological, paleontological and geochronological analyzes underlie the description and interpretation of sedimentary facies and their associations. Along the barrier in SW-NE direction, from the Chui bar to the Sarita Lighthouse two distinct depositional units were identified. One unit is related to the Last Post Glacial Marine Transgression, featuring typically transgressive characteristics (retrogradational) marked by the overlap of barrier deposits over lagoon and estuarine bottoms. The other unit was mainly conditioned by the sedimentary balance during sea level fall in the Holocene. Between the Chui bar and the Concheiros beach this unit has transgressive characteristics, where lacustrine floor or Pleistocene deposits underlie lacustrine margin deposits. Between Verga and Sarita lighthouses this unit is represented by a regressive portion, marked by the progradation of beach and shoreface seaward. The evolutionary model of Holocene barrier starts with the record of Pleistocene paleosoils deposits, attributed to the regressive maximum of 17.5 ka. Around 10 ka BP organic sediments represented by peat demonstrate a climate improvement in the early Holocene. Deposits of lagoon bottom dated between 7.5 and 5.7 ka BP overlapping lagoon margin deposits demonstrate the transgressive phase of the barrier which was controlled by the rising sea level. At this time in NE region (Verga Lighthouse and Sarita Lighthouse), probably, barrier progradation has already begun. From this stage, when sea level started to fall, the barrier evolution was mainly controlled by sediment budget. Between 5.7 and 4.3 ka BP an inlet between the lagoon and the sea was still opened, probably near the actual location of Chuí River mouth. A later stage, between 4.3 and 2.5 ka BP, is marked by the isolation of the lagoon system, thus a typical lacustrine environment. The last stage, from 2.5 ka to the present, is marked by the overlap of lacustrine margins over its bottom in the SW region (Chuí River to Concheiros beach) and by a continuous progradation in the NE region (Verga to Sarita Lighthouse), both covered by active and relic transgressive dunes fields. Finally, the evolution of the Holocene coastal barrier of Santa Vitória do Palmar is an example that demonstrates the complexity and variability in the preservation of deposits along the same depositional system, which is mainly conditioned by the sea level, the sediment composition and balance, as well as the antecedent topography control.

Lista de Figuras

Figura 1: Principais elementos geomorfológicos de um sistema laguna-barreira transgressivo; modificado de Reison (1992).....	xiv
Figura 2: A) Localização dos perfis batimétricos realizados na plataforma continental adjacente B) Imagem gerada a partir de dados altimétricos de radar (SRTM) destacando os sistemas deposicionais quaternários. C) Imagem orbital (Landsat 1997) destacando os métodos aplicados nas localidades estudadas.....	xv
Figura 3: Carta náutica 2:200 (1965) da Marinha do Brasil, e em destaque o retângulo que limita a área de estudos.....	24
Figura 4: Localização dos perfis batimétricos na antepraia. Base: Carta 2:200 da Marinha do Brasil.....	25
Figura 5: Foto da vista boreste do navio Oceanográfico Atlântico Sul - FURG realizando a amostragem de fundo. Na porção externa da embarcação a draga Gibs e lastro sendo operada pelo gincho oceanográfico.....	27
Figura 6: Perfil Chuí: A) Perfil batimétrico, B) Classificação Lasonneur (1977), C) Classificação Folk & Ward (1957), D) Composição textural, E) Porcentagem de carbonato.....	29
Figura 7: Perfil Maravilhas: A) Perfil batimétrico, B) Classificação Lasonneur (1977), C) Classificação Folk & Ward (1957), D) Composição textural, E) Porcentagem de carbonato.....	31
Figura 8 Perfil Hermenegildo 1: A) Perfil batimétrico, B) Classificação Lasonneur (1977), C) Classificação Folk & Ward (1957), D) Composição textural, E) Porcentagem de carbonato.....	33
Figura 9: Perfil Hermenegildo 2: A) Perfil batimétrico, B) Classificação Lasonneur (1977), C) Classificação Folk & Ward (1957), D) Composição textural, E) Porcentagem de carbonato.....	35
Figura 10: Perfil Hermenegildo 3: A) Perfil batimétrico, B) Classificação Lasonneur (1977), C) Classificação Folk & Ward (1957), D) Composição textural, E) Porcentagem de carbonato.....	37
Figura 11: Modelo batimétrico a partir da interpolação de dados dos três perfis (Phe1, Phe2, Phe3 da região do Hermenegildo. A) Mapa com destaque no retângulo vermelho da área. B) Corte visão de SW para NE. C) Panorâmica, visão de S para N.....	38
Figura 12: Perfil Conheiros 1: A) Perfil batimétrico, B) Classificação de Lasonneur (1977), C) Classificação de Folk & Ward (1957), D) Composição textural, E) Porcentagem de carbonato.....	40
Figura 13: Perfil Conheiros 3: A) Perfil batimétrico, B) Classificação de Lasonneur (1977), C) Classificação de Folk & Ward (1957), D) Composição textural, E) Porcentagem de carbonato.....	43
Figura 14: Perfil Conheiros 4: A) Perfil batimétrico, B) Classificação de Lasonneur (1977), C) Classificação de Folk & Ward (1957), D) Composição textural, E) Porcentagem de carbonato.....	45
Figura 15: Perfil Albardão: A) Perfil batimétrico, B) Classificação de Lasonneur (1977), C) Classificação de Folk & Ward (1957), D) Composição textural, E) Porcentagem de carbonato.....	47
Figura 16: Perfis batimétricos da zona A (acima) e zona B (abaixo).....	50
Figura 17: Mapa geológico da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS). Em destaque no retângulo vermelho, a área de estudos. Modificado de Tomazelli <i>et al.</i> , (2000).	58
Figura 18: Perfil esquemático da PCRS com seus sistemas deposicionais e suas respectivas idades relacionadas. (modificado de Tomazelli <i>et al.</i> , 2000).	59
Figura 19: Perfil esquemático da PCRS no sul (modificado de Rosa, 2012).....	59

- Figura 20: (A) Curvas do nível do mar no Holoceno para a costa leste do Brasil. Curva sólida de Corrêa (1990). Curva pontilhada após Martin *et al.* (1979). Curva tracejada após Angulo & Lessa (1997), (B) Curvas de variações do nível do mar para a costa brasileira durante o Holoceno ao norte de 28° S (linha sólida) e sul de 28° S (linha tracejada) de Angulo *et al.* 2006. Figura modificada de Dillenburg *et al.* (2009).61
- Figura 21: Setores da costa do RS (I, II, III, IV) e os tipos de barreira encontrados (A, B, C, D, E, F) (modificado de Dillenburg *et al.*, 2000).64
- Figura 22: Acima os setores costeiros e os tipos de barreiras holocênicas encontrados ao longo da costa do Rio Grande do Sul, e abaixo as seções estratigráficas esquemáticas correlatas (modificado de Dillenburg *et al.*, 2000).64
- Figura 23: Esquerda: imagem gerada a partir de dados altimétricos do tipo SRTM, destacando os principais unidades deposicionais quaternárias. Direita: carta imagem Land Sat 97 a partir de base cartográfica do IBGE e com as localidades e principais métodos empregados na área de estudo.75
- Figura 24: Mosaicos de fotografias aéreas de grande formato do Arroio Chuí ao sul até o sul da Lagoa Mangueira. Levantamentos do ano de 1964 (acima) e 1996 (abaixo).. Notar no mosaico de 1964 (a própria seta que indica o N) a migração da barra do Arroio Chuí, condicionado pela deriva litorânea resultante para NE.80
- Figura 25: Fotografias aéreas verticais de grande formato do sul da Lagoa Mangueira, cedidas pela UFPEL, com os levantamentos do Exército Brasileiro em 1947 na escala de 1:40.000, 1964 e 1996 na escala de 1:60.000. Abaixo à direita imagem de satélite de 2013 (Google Earth).....81
- Figura 26: A direita, localização pela seta vermelha. Abaixo a esquerda: foto panorâmica com a indicação da seção. Abaixo centro: foto da realização do perfil topográfico. Esquerda acima perfil esquemático contendo dados de topografia da região da barra do Arroio Chuí.....83
- Figura 27: A direita: localização e indicação pela seta vermelha. Centro: foto da exposição dos afloramentos de lamias lagunares e turfas no pós-praia da praia das Maravilhas. Acima a esquerda: perfil esquemático contendo dados de topográficos, estratigráficos e geocronológicos da barreira holocênica da região da praia das Maravilhas.....85
- Figura 28: Acima: localização e indicação pela seta vermelha. Centro: perfil esquemático da barreira holocênica da região do Hermenegildo contendo dados topográficos, estratigráficos e geocronológicos. Abaixo: dados de GPR, indicados no perfil esquemático e sua respectiva interpretação.88
- Figura 29: Vista oblíqua da barreira holocênica na região da praia dos Concheiros. Praia dos Concheiros, Lagoa Mangueira e depósitos pleistocênicos ao fundo. A: sentido N-S. B: sentido de S-N. Foto: Francisco S. C. Buchmann.....89
- Figura 30: Acima, imagem da área de estudo com a localização em planta dos três perfis topográficos (P-PR, P-46, P-14) e suas respectivas amostras sedimentológicas superficiais. Abaixo a legenda para esta e para as figuras seguintes.....90
- Figura 31: Acima perfil topográfico PR caracterizando o sistema praia-duna com detalhes da textura superficial (histogramas e fácies) e abaixo fotografias (A, B e C) correspondentes a cada segmento.....92
- Figura 32: Acima perfil topográfico Perfil 46 caracterizando a porção média da barreira, com detalhes da textura superficial (histogramas e fácies) e abaixo a fotografia (A) correspondente a este segmento.....94
- Figura 33: Acima perfil topográfico Perfil 14 caracterizando a margem lacustre da barreira, com detalhes da textura superficial (histogramas e fácies) e abaixo a fotografias (A, B e C) correspondente a cada segmento.95

- Figura 34: Acima imagem com a localização e abaixo perfis topográficos detalhados da porção média da barreira até a margem lacustre.96
- Figura 35: Abaixo o mapa indicando os segmentos da seção de GPR denominada Perfil PL que representa uma única seção perpendicular a barreira holocênica na região da Praia dos Concheiros e as sondagens SCO1 e SCO2. Inicia na margem da Lagoa Mangueira (A), até a porção média marcada por uma crista de precipitação (D). Acima em sequência os segmentos A-B, B-C, C-D e D-E.101
- Figura 36: Abaixo o mapa indicando os segmentos da seção de GPR denominada Perfil PL e as sondagens SCO1 e SCO2 e legendas. Inicia na margem da Lagoa Mangueira (A), até a porção média da barreira marcada por uma crista de precipitação (D). Acima em sequência os segmentos A-B, B-C, C-D e D-E e suas respectivas interpretações.....102
- Figura 37: Perfil detalhado da sondagem SPT, SCO1.....109
- Figura 38: Perfil detalhado da sondagem SPT, SCO2.....110
- Figura 39: Prancha com fotografias dos moluscos identificados na associação de fácies H2: A- *Anachis isabellei*, B- *Heliobia australis*, C- *Cadulus sp.*, D- *Braquiodontes.sp.*, E-*Corbula cariabaea*, F- *Amiantis purpuratus*, G- *Núcula semiornata*, H- *Núcula uruguaiensis*, I- *Ostrea equestris*, J- *Cylichna bidentata*, K- *Buccianops sp.*, L- *Corbula patagônica*, M- *Venericardia tridentata*, N- *Parodizia uruguayensis*, O- *Cylichna discus*, P- *Mactra isabelleana*, Q- *Adrana sp.* Escala em branco representa 2 mm.....112
- Figura 40: Acima a esquerda: localização em planta e logo abaixo perfil topográfico correspondente com locação da sondagens PR-1 e PR-2. Abaixo, legenda e descrição estratigráfica em detalhes da sondagens PR-1 e PR-2. Acima a direita fotos correpondentes.....113
- Figura 41: Acima a esquerda : localização em planta e logo abaixo perfil topográfico correspondente com locação da sondagem 46-7. Abaixo, fotos, legenda e descrição estratigráfica em detalhes da sondagem 46-7.....114
- Figura 42: Acima a esquerda: localização em planta e logo abaixo perfil topográfico correspondente com locação da sondagem 46-7. Abaixo: fotos, legenda e descrição estratigráfica em detalhes da sondagens 14-1 e 14-5.115
- Figura 43: Acima a esquerda: localização em planta e logo abaixo perfil topográfico correspondente com locação da sondagens PR-1 e PR-2. Abaixo: legenda e descrição estratigráfica em detalhes das sondagens 16-2 e 16-4. Acima a direita: fotos correpondentes.....116
- Figura 44: Abaixo a direita: localização da topografia, sondagens e legenda. Acima: perfis topográficos com a localização das sondagens. No centro: seção estratigráfica da região da Praia dos Concheiros.....118
- Figura 45: Abaixo a esquerda: localização, topografia, locações das sondagens e dos registros de GPR. Acima: Integração do registro de GPR e da sondagem SCO2 com a combinação das Radarfácies, associações faciológicas e datações.....119
- Figura 46: Abaixo a esquerda: localização, topografia, locações das sondagens e dos registros de GPR. Acima: Integração do registro de GPR e da sondagem SCO1 com a combinação das Radarfácies, associações faciológicas e datações.120
- Figura 47: Abaixo a esquerda: localização, topografia, locações das sondagens e dos registros de GPR. Acima: Integração do registro de GPR e da sondagem 14-5 com a combinação das Radarfácies, associações faciológicas.121
- Figura 48: Abaixo a esquerda: localização, topografia, locações das sondagens e dos registros de GPR. Acima: Integração do registro de GPR e da sondagem 16-1 com a combinação das Radarfácies, associações faciológicas.....122

- Figura 49: A direita acima, localização pela seta vermelha; esquerda acima GPR e interpretação; centro, foto da praia dos Concheiros; abaixo perfil esquemático da região dos Concheiros.....125
- Figura 50: Centro: Localização em imagem orbital (Google Earth) do perfil topográfico e dados de GPR, Abaixo perfil topográfico e localização dos dados de GPR. Acima: registros de GPR da região do farolete Verga com radarfácies identificadas.128
- Figura 51: Centro: Localização em imagem orbital (Google Earth) do perfil topográfico e dados de GPR, Abaixo perfil topográfico e localização dos dados de GPR. Acima: registros de GPR da região do farolete Verga com radarfácies identificadas.....129
- Figura 52: Acima: localização e indicação pela seta vermelha. Centro: perfil esquemático da região do farolete Verga com dados topográficos e a interpretação através de dados de GPR. Abaixo: dados de GPR indicados no perfil acima e suas interpretações a partir das Radarfácies.....130
- Figura 53: Centro: Localização em imagem orbital (Google Earth) do perfil topográfico e dados de GPR, Abaixo perfil topográfico e localização dos dados de GPR. Acima: registros de GPR da região do Farol Sarita com radarfácies identificadas.....133
- Figura 54: Centro: Localização em imagem orbital (Google Earth) do perfil topográfico e dados de GPR, Abaixo perfil topográfico e localização dos dados de GPR. Acima: registros de GPR da região do Farol Sarita com radarfácies identificadas.....134
- Figura 55: Acima: localização e indicação pela seta vermelha. Centro: perfil esquemático da região do farolete Sarita com dados topográficos e a interpretação através de dados de GPR. Abaixo: dados de GPR indicados no perfil acima e suas interpretações a partir das Radarfácies.....135
- Figura 56: Resumo da evolução entre os setores da barreira costeira holocênica emersa de Santa Vitória do Palmar.....143
- Figura 57: Resumo da evolução entre os setores SW da barreira costeira holocênica emersa e submersa de Santa Vitória do Palmar.....145
- Figura 58: Estágio I do modelo evolutivo da barreira costeira holocênica de Santa Vitória do Palmar...147
- Figura 59: Estágio II do modelo evolutivo da barreira costeira holocênica de Santa Vitória do Palmar..148
- Figura 60: Estágio III do modelo evolutivo da barreira costeira holocênica de Santa Vitória do Palmar.149
- Figura 61: Estágio IV do modelo evolutivo da barreira costeira holocênica de Santa Vitória do Palmar.....150
- Figura 62: Estágio V do modelo evolutivo da barreira costeira holocênica de Santa Vitória do Palmar.151
- Figura 63: Estágio VI do modelo evolutivo da barreira costeira holocênica de Santa Vitória do Palmar.152
- Figura 64: Estágio VII do modelo evolutivo da barreira costeira holocênica de Santa Vitória do Palmar.....153

Lista de Tabelas

Tabela 1: Setores e os dados utilizados para elaboração do trabalho.....	67
Tabela 2: Idades das amostras de ¹⁴ C.....	72
Tabela 3: Radarfácies reconhecidas nas seções através da geometria deposicion.....	100
Tabela 4: Principais características das fácies reconhecidas nas sondagens.....	108
Tabela 5: Registro paleontológico da assembléia biológica dos depósitos lagunares.....	110

TEMA DE ESTUDO

A paleogeografia e evolução das zonas costeiras no Quaternário é um tema de estudos que recebe importantes contribuições desde o início do século 20. Não obstante, principalmente após a década de 60 até os dias atuais, a costa brasileira apresenta-se também como um importante cenário de trabalhos voltado a este tema, cada qual dentro de suas características fisiográficas e peculiaridades geológicas e geomorfológicas.

Dentro dos mais variados sistemas deposicionais quaternários que ocorrem nas planícies costeiras brasileiras, um dos mais expressivos são os do tipo laguna-barreira, que estão muito bem representados na costa do Rio Grande do Sul. Mais precisamente durante o Holoceno, com a ascensão do nível do mar, grande parte da costa brasileira e localmente a Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS) preservaram estes tipos de sistemas deposicionais. No conceito de Reison (1992), este sistema deposicional pode ser dividido em três elementos geomorfológicos: o sistema barreira, o sistema lagunar e o sistema canal de ligação. O sistema barreira é composto basicamente pela parte submersa, representada pela antepraia e a parte emersa representada pelas praias e os campos de dunas. O sistema lagunar engloba um complexo de ambientes deposicionais que se desenvolvem no espaço da retrobarreira, podendo ser encontradas lagunas, lagos costeiros, pântanos, canais e deltas intralagunares. O sistema canal de ligação é a unidade morfológica que viabiliza o contato entre o sistema lagunar e o oceano, Figura 1.

Apesar de um grande número de definições muito variáveis apresentadas por diversos autores nas últimas décadas, parece haver um consenso de que uma barreira costeira é uma estrutura paralela costa, formadas pelo acúmulo de areia, cascalho, conchas, e pequenas quantidades de material orgânico devido à ação de ondas, marés e ventos, (Dillenburg & Hesp, 2009). Apesar destas características serem comuns, a morfologia destes sistemas é altamente diversa em resposta ao regime local de ondas e marés, Hayes (1979), e as condições geológicas regionais (Davis, 1994; Riggs *et al.*, 1995). Em termos estratigráficos, as barreiras podem ser divididas em dois tipos: transgressivas e regressivas (Kraft & Chazastowski, 1985). Barreiras transgressivas se caracterizam por depósitos de retrobarreira serem sobrepostos por depósitos marinhos (Kraft & John, 1979), e barreiras regressivas pela acumulação (progradacional) de sucessões de antepraia.

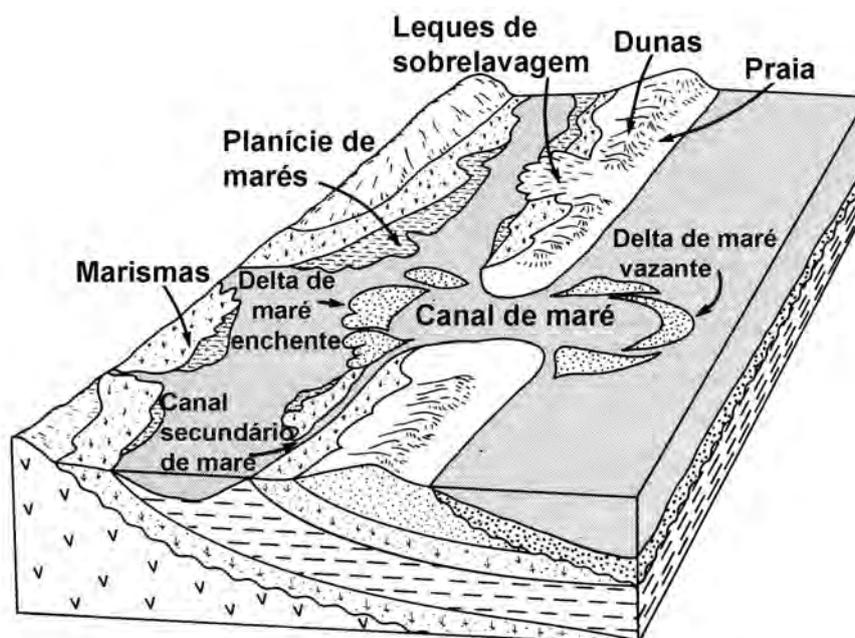


Figura 1: Principais elementos geomorfológicos de um sistema laguna-barreira transgressivo; modificado de Reison (1992).

Os principais fatores que controlam a evolução de barreiras incluem as tendências do nível do mar, o suprimento sedimentar, ajuste tectônico e as ondas e marés (Curry, 1964; Elliot, 1986, Carter, 1988). Segundo o trabalho de Belknap & Kraft (1985) além destes fatores, a topografia antecedente afeta o desenvolvimento de barreiras costeiras pelo controle regional da declividade. Assim espera-se que mudanças destes fatores de controle, combinados ou não, possam modificar a morfologia e a natureza dos depósitos das barreiras costeiras.

O presente trabalho foi desenvolvido na região costeira do município de Santa Vitória do Palmar, extremo sul da PCRS, fazendo parte de um sistema deposicional do tipo laguna barreira de idade holocênica, Figura 2. Este estudo apresenta dados inéditos da antepraia e da própria barreira costeira holocênica. O trabalho foi dividido em dois capítulos: o Capítulo I, discute a morfologia e a sedimentologia da plataforma continental interna do Farol do Chuí ao sul do Farol do Albardão, e seu significado na evolução da barreira holocênica adjacente; o Capítulo II discorre sobre a geomorfologia, estratigrafia e a evolução da barreira holocênica da região costeira de Santa Vitória do Palmar. Assim, durante a leitura ocorre a reincidência de alguns aspectos físicos da área já citados anteriormente no texto. Posteriormente, são discutidos e integrados os dados obtidos nestes dois capítulos de forma a compreender a evolução da barreira holocênica.

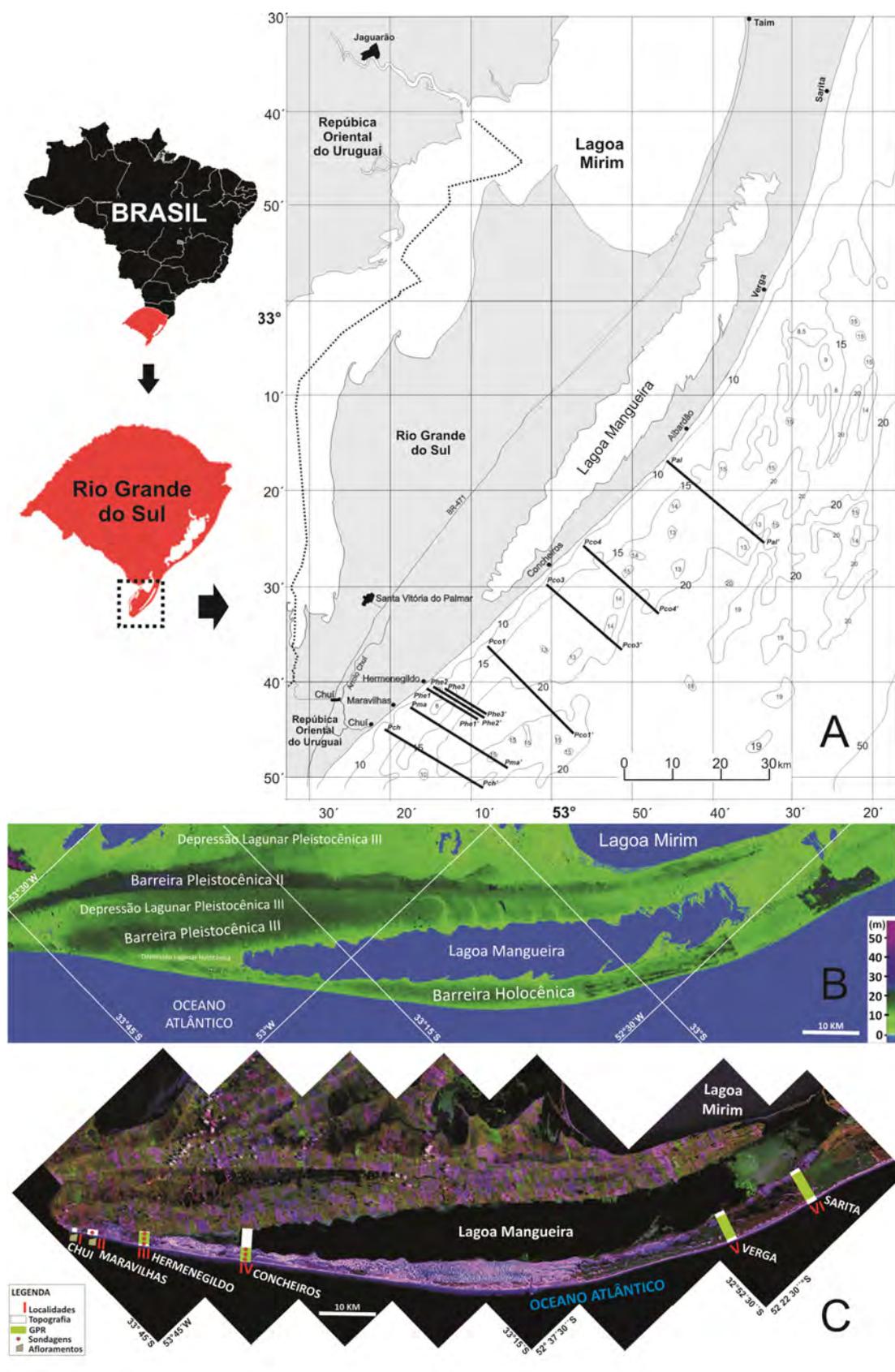


Figura 2: A) Localização dos perfis batimétricos realizados na plataforma continental adjacente B) Imagem gerada a partir de dados altimétricos de radar (SRTM) destacando os sistemas deposicionais quaternários. C) Imagem orbital (Landsat 1997) destacando os métodos aplicados nas localidades estudadas.

HIPOTESE

Partindo da premissa que os elementos geomorfológicos, estratigráficos e geocronológicos podem registrar características do empilhamento retrogradacional dos sistemas costeiros, ou seja, tipicamente o registro da barreira holocênica transgressiva na região costeira de Santa Vitória do Palmar, a hipótese central desta Tese é que a evolução deste trecho da barreira não foi somente condicionada pela elevação do nível do mar ocorrida durante a última Transgressão Pós-Glacial (TPG). O balanço sedimentar e a topografia antecedente constatadas na porção submersa (antepraia e plataforma continental inferior) contrapostas à porção emersa da barreira são importantes elementos na evolução deste setor. As diferenças morfológicas atuais encontradas ao longo da barreira podem também estar condicionadas a estes elementos ao longo do seu desenvolvimento durante o Holoceno.

CAPÍTULO I

MORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA DA ANTEPRAIA-PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA DO CHUÍ AO SUL DO FAROL DO ALBARDÃO E SEU SIGNIFICADO NA EVOLUÇÃO NA DA BARREIRA HOLOCENICA ADJACENTE

I.1 – INTRODUÇÃO

A porção do extremo sul da costa do Rio Grande do Sul não tem contribuição sedimentar atual através de descarga de grandes rios, portanto, as barreiras costeiras são principalmente supridas de sedimentos costeiros e marinhos. Como reportado por Reison (1992), o sistema barreira além de ser composto pela parte emersa, como praias e campos de dunas, também se faz presente a parte submersa, representada pela antepraia.

A carência de trabalhos na costa do Rio Grande do Sul que relacionam a porção submersa (anterpaia) com a porção emersa (praia-duna) na evolução da barreira costeira durante o Holoceno motiva a contribuir no conhecimento sob este aspecto nesta zona costeira. A região estudada se estende desde a Barra do Arroio Chuí até o Farol do Albardão e apresenta peculiaridades na morfologia e textura tanto nas regiões emersas quanto submersas, também apresentando características únicas sob o aspecto estratigráfico. Este Capítulo procura relacionar características preservadas na antepraia e plataforma continental interna aos aspectos estratigráficos e evolutivos da barreira holocênica adjacente.

A antepraia pode ser definida como a região situada a partir da zona de surfe, estendendo-se ao limite superior da plataforma continental interna (Swift *et al.*, 1979; Nieroda *et al.*, 1984). As dominadas por ondas exibem normalmente um perfil côncavo ascendente, com o mergulho do *foreshore* entre 2-3° sobrejacente a antepraia superior com um mergulho de 0,1-0,3° e uma plataforma de *offshore* de mergulho de 0,01-0,03° (Elliott, 1986; Walker & Plint 1992). Este perfil representa uma geometria de equilíbrio entre o diâmetro dos sedimentos, processos deposicionais ativos e o nível energético (Bruun, 1962; Walker & Plint, 1992).

A profundidade do limite superior e inferior da antepraia é muito variável dependendo do aporte e remoção local de sedimentos por condições de ondas e correntes. Esta zonation paralela à linha de costa pode ser temporariamente desfocada ou pontuada pelos efeitos das maiores tempestades. Estudos sugerem como limite inferior as profundidades entre -16 e -20 m (Swift, 1975; Swift *et al.*, 1985).

O perfil de equilíbrio da antepraia no litoral norte do RS é configurado pela interação da dinâmica do mar e da morfologia da plataforma continental, reproduzida pela distribuição sedimentar e as características do fundo. Ele revela na sua morfologia, a controle do substrato antecedente pela influência da herança geológica contemplada durante a evolução costa durante Holoceno (Gruber *et al.*, 2003, 2006a). De acordo com Gruber *et al.* (2006b) o limite morfológico externo da dinâmica da antepraia é definido entre -16 e -25 m de profundidade.

Considerando que nesta zona da costa do Rio Grande do Sul a zona de surfe varia de 0,5 a 1,5 km em situações de tempestades, pode-se admitir que a região esta compreendida entre antepraia superior até a plataforma interna considerada como o prolongamento da parte submersa da barreira holocênica.

Características preservadas na antepraia e plataforma continental interna podem contribuir no entendimento dos aspectos estratigráficos e evolutivos da barreira holocênica. Para Martinsen & Helland-Hansen (1995) a preservação de antigos depósitos de plataformas/antepraia é dependente do ângulo de migração da linha de costa; sendo também controlada pela acomodação e suprimento sedimentar (Nummedal *et al.*, 1993).

Quando se discute o processo evolutivo de implantação de uma barreira costeira, leva-se em consideração modelos que exemplificam as configurações estratigráficas que as mesmas apresentam perante o processo transgressivo da linha de costa. De maneira geral consideram-se as características da antepraia frente ao processo transgressivo resultando em barreiras costeiras que se configuram com características erosivas, translacionais e estacionárias.

A configuração erosiva, ou recuo da barreira (Sanders & Kumar, 1975), também chamada de recuo da antepraia (Swift, 1968) se estabelece quando a base da antepraia migra em direção ao continente, truncando os depósitos pré-existentes por ação das

ondas formando uma superfície de ravinamento. Neste caso, relacionados à fase transgressiva podem ser preservados depósitos transgressivos podem ser preservados abaixo, como as turfas e acima, depósitos de *shoreface* fora do nível de ação das ondas.

A configuração translacional acontece quando a barreira migra transversalmente ao declive do substrato sem a perda de material. Esta transladação em direção ao continente ocorre normalmente sobre depósitos de sedimentos finos característicos de ambientes lagunares Oertel *et al.* (1989).

As configurações estacionárias podem ser denominadas como feições relíquias preservadas na plataforma interna que foram afogadas durante o processo transgressivo. Sanders & Kumar (1975) explicam este mecanismo como um afogamento local onde a barreira é submersa devido ao aumento da taxa de elevação mar do nível ou uma redução do suprimento sedimentar. O potencial de preservação de depósitos de retrobarreira é elevado, abaixo da superfície de ravinamento. Esse processo é característico em costas de baixo gradiente. Carter (1988) destaca outros fatores onde a barreira teria este comportamento: interação entre a retrobarreira e a antepraia (*inlets*); ancoragem a altos topográficos e interação com os padrões de ondas.

Para Swift *et al.* (1991) o mecanismo de migração de barreiras costeiras em direção ao continente foi chamado de *overstep* e *set-up* apontando processos transgressivos pontuados com aumento no suprimento sedimentar e de regressão temporária da linha de costa, ambas resultando em superfícies diacronas de erosão na antepraia (Swift *et al.*, 1991). O modo barreira *overstep*, é similar ao afogamento local, denotando um pulso transgressivo da linha de costa. O termo barreira *set-up*, expressa a retração dos perfis da antepraia mediante a uma interrupção episódica de progradação.

Independentemente do mecanismo de formação, as barreiras modernas provavelmente se formaram e evoluíram até suas posições atuais como consequência da migração da mesma durante o processo transgressivo ocasionado pela Transgressão Marinha Pós-glacial (TMP), combinado com a disponibilidade de sedimentos, mantendo-as estáveis ou progradando nos últimos 7-6 ka (Dillenburg & Hesp 2009).

Portanto, espera-se que a migração da barreira cessou ao final do processo de elevação do nível do mar, ou mesmo antes, no caso de ter ocorrido uma situação de balanço positivo de sedimentos no sistema costeiro. Diferentemente em alguns setores

da costa do RS reportados por Dillenburg *et al.* (2000, 2009), no Jardim do Édem, em Tramandaí e mais recentemente o trabalho de Lima *et al.* (2013) no Balneário Hermenegildo, as barreiras costeiras nestes setores apresentam características tipicamente transgressivas mesmo depois do rebaixamento no N.R.M durante o Holoceno, portando os autores apontam outros fatores que condicionaram este comportamento, destacando o balanço sedimentar.

O efeito do declive do substrato na influência da formação e evolução de barreiras estão muito bem demonstrados nos trabalhos de Roy *et al.* (1994), Cowell & Thom (1994) e particularmente em Dillenburg *et al.* (2000) para a costa do Rio Grande do Sul. Em plataformas continentais autóctones (Swift, 1976), a morfologia da plataforma assemelha-se a do substrato sobre o qual as barreiras transladado durante a TMP (Roy *et al.*, 1994.; Dillenburg *et al.*, 2000). Nestas plataformas, variações longitudinais na morfologia do substrato das barreiras modernas podem corresponder às variações semelhantes adjacentes a morfologia da plataforma. (Dillenburg & Hesp, 2009). Tais variações podem influenciar fortemente os níveis de energia onda ao longo da costa (Wright, 1976), que, por sua vez, poderiam determinar variações *onshore* e fornecimento de sedimentos ao longo da costa (ou seja, no estoque de sedimentos costeiros), e no tamanho de barreira (McCubbin, 1982) apud: Dillenburg & Hesp, (2009),

De acordo com Dillenburg & Hesp, (2009), a disponibilidade de sedimentos (especialmente areias) é crucial para o desenvolvimento de barreiras. O estoque de sedimentos é um dos principais controles, se não principal, na evolução da barreira em condições de estabilidade ou quasi estabilidade do nível do mar (Davies, 1980; Dillenburg *et al.*, 2004). Sob tais condições, uma barreira agrada, permanece estável (estoque equilibrado), prograda (estoque positivo) ou retrograda (estoque negativo) Dillenburg & Hesp (2009). Riggs *et al.* (1995) mencionam que costas com limitado suprimento de areia, são significativamente influenciadas pela estrutura geológica das unidades estratigráficas anteriores que ocorrem abaixo e ao largo da antepraia.

De acordo com Stive *et al.* (2002), nos períodos de *quasi* estabilidade do nível do mar, tais como durante o final do Holoceno até o presente, efeitos da “regra de Bruun” operam, no entanto podendo ser substituído pelo balanço de sedimentos. Sob rápida elevação do nível do mar a morfologia do substrato torna-se mais importante nas

mudanças da zona costeira, em contraste com as condições de lenta elevação, onde o balanço de sedimentos exerce maior controle, (Roy *et al.*, 1994). Em termos de escala de tempo, a *shoreface* superior se reajusta rapidamente (dias) às alterações (Larson & Kraus, 1995), ao passo que a *shoreface* inferior, o tempo de resposta é geralmente na ordem dos séculos para milênios (Cowell *et al.*, 1999).

I.I.I Plataforma Continental do Rio Grande do Sul

A plataforma continental do Rio Grande do Sul apresenta uma alternância quanto ao comportamento das suas linhas isobatimétricas, Corrêa (1990). Registros da regressão do Pleistoceno superior e da transgressão holocênica são encontrados ao longo da plataforma do Rio Grande do Sul na forma da distribuição dos seus sedimentos, que encontram-se atualmente, bastante retrabalhados. O regime sedimentar apresenta-se predominantemente terrígeno, onde a presença de sedimentos relíquias e palimpséticos ocupam a maior parte da sua área e onde suprimentos atuais são limitados às regiões de influência das descargas do rio de La Plata e da Lagoa dos Patos.

Para Martins *et al.* (1972) os sedimentos arenosos encontrados atualmente, foram depositados em um período mais antigo por suspensão gradacional e por rolamento que seriam os sedimentos relíquias. Os sedimentos de texturas transicionais são considerados como sedimentos palimpséticos, bem como os sedimentos arenosos que contém misturas com material bioclástico ou mesmo material bioclástico e lama. As texturas siltico-argilosa e argilo-sílticas, presentes na plataforma externa e talude, são formadas por sedimentos relíquias associados aos sedimentos mais modernos que foram depositados pela paleodrenagem da área. A área de estudo na plataforma interna, localizada entre as profundidades de -10 e -20 m, segue uma descrição das fácies correspondentes a região, segundo Martins *et al.* (1967).

A fácies arenosa é a mais abrangente dentro da área e pela classificação de Martins *et al.* (1967), é constituída por areias quartzosas médias a finas com características muito similares as atuais areias de praias e dunas da planície costeira. Estas areias são consideradas relíquias, depositadas durante a fase regressiva pleistocênica e retrabalhadas durante a fase transgressiva holocênica. Encontram-se representadas em praticamente toda a extensão da plataforma interna (Martins *et al.*, 1967; Urien & Martins, 1974; Kowsmann & Costa, 1979). Esta fácies é interdigitada pela fácies carbonática em três áreas: na altura do Farol do Albardão, ao norte de Rio

Grande (aproximadamente 55 km) e próximo a Mostardas. É também interdigitada pela Fácies Patos nas adjacências da desembocadura da Laguna dos Patos.

A fácies carbonática é formada por cascalhos e areias bioclásticas de composição carbonática altamente fragmentados e arredondados, resultantes da fragmentação de conchas de moluscos litorâneos. O que caracterizaria um ambiente de alta energia na sua fase de deposição. Esta fácies é encontrada entre as isóbatas de -15 a -30 m, e normalmente está associada a bancos lineares arenosos. Dentre os trabalhos efetuados na região de estudo importantes contribuições relacionadas aos depósitos biodetríticos encontram-se em: Martins *et al.* (1972), Kowsmann & Costa (1974b), Figueiredo Jr. (1975, 1981), Corrêa & Ponzi (1978), Calliari *et al.* (1994), Tomazelli (1978), Calliari & Abreu (1984), Asp (1996, 1999) e Buchmann (2002).

Na área adjacente a desembocadura da Laguna dos Patos ocorre a presença da Fácies Patos que é constituída por sedimentos areno-sílticos e areno-argilosos, provenientes da drenagem atual que desemboca na Laguna dos Patos misturadas com as areias da plataforma interna. Essa fácies é mais abrangente na foz da desembocadura lagunar e pode abranger até a isóbata de -22 m com extensões de até 29,5 km (Martins, 1967; Villwock & Martins, 1972; Calliari & Abreu, 1984; Corrêa, 1987; Borzone & Griep, 1991). As fácies argilo-síltica e síltico-argilosa também foram mapeadas por Calliari & Fachin (1993) que observaram a presença de “bolsões de lama” ao sul da desembocadura entre as isóbatas de -15 e -17 m, e nas adjacências a praia do Cassino Calliari *et al.* 2009.

Ainda destacam-se os trabalhos de Gruber (2003, 2006a, 2006b), Seeliger (2004), Goulart (2010), região norte e central da costa do RS que descrevem a morfologia e sedimentologia da antepraia nestas regiões, com enfoque morfodinâmico.

Na região sul, entre Rio Grande e o Chuí as linhas isobatimétricas se apresentam irregulares e indicam a ocorrência de diversos altos topográficos e, provavelmente, refletem também a morfologia associada à paleodrenagem do Rio de La Plata, (Corrêa 1990). Para esta região destacam-se os trabalhos de Figueiredo Jr. (1975), Figueiredo Jr. *et al.* (1980, 1981), Calliari & Abreu (1984), Calliari *et al.* (1994) e Asp (1996, 1999) os quais, através da Sedimentologia e de registros de sonar de varredura lateral, descreveram altos topográficos submersos (parcéis) na costa do Rio Grande do Sul, com ênfase no Banco do Albardão e no Parcel do Carpinteiro. Buchmann & Tomazelli (1999, 2000, 2003) analisaram mais detalhadamente estes altos topográficos, e

relacionaram com níveis de estabilização do mar durante o Pleistoceno superior. Devido ao seu grau de consolidação estes depósitos resistiram à erosão associada à elaboração da superfície de ravinamento e encontram-se atualmente expostos na antepraia e, mesmo, na linha de praia atual, Buchmann (2002).

A maioria destes trabalhos está concentrada na caracterização da morfologia e sedimentologia da plataforma interna, no entanto, Dillenburger (1994), Dillenburger *et al.* (2000, 2009), Martinho *et al.* (2008) e mais recentemente Lima *et al.* (2013), comentam o papel da parte submersa (*shoreface*) na evolução da barreira costeira holocênica do Rio Grande do Sul. Detaca-se a contribuição de Dillenburger *et al.* (2000), que avaliaram o papel da antepraia no desenvolvimento da barreira costeira holocênica do Rio Grande do Sul. Os autores utilizaram um modelo numérico (STM), e concluíram que a morfologia e a estratigrafia da mesma variam substancialmente em resposta aos gradientes da antepraia.

O foco deste Capítulo foi gerar informações morfológicas e texturais na parte submersa da barreira holocênica (antepraia - plataforma interna) do Farol do Chuí, ao sul do Farol do Albardão através de perfis perpendiculares a linha de costa nas profundidades em torno de -20 m até a máxima aproximação da linha de praia atual. Figura 4. Posteriormente, relacionar os resultados obtidos com a evolução da barreira costeira holocênica adjacente.

I.II OBJETIVOS

Geral:

Avaliar os aspectos morfológicos e texturais da antepraia e plataforma interna e contrapor a evolução da barreira holocênica da região costeira de Santa Vitória do Palmar.

Específicos:

Caracterizar e comparar os aspectos texturais de cada setor da plataforma interna estudada.

Caracterizar e comparar os aspectos morfológicos de cada setor da plataforma interna estudada.

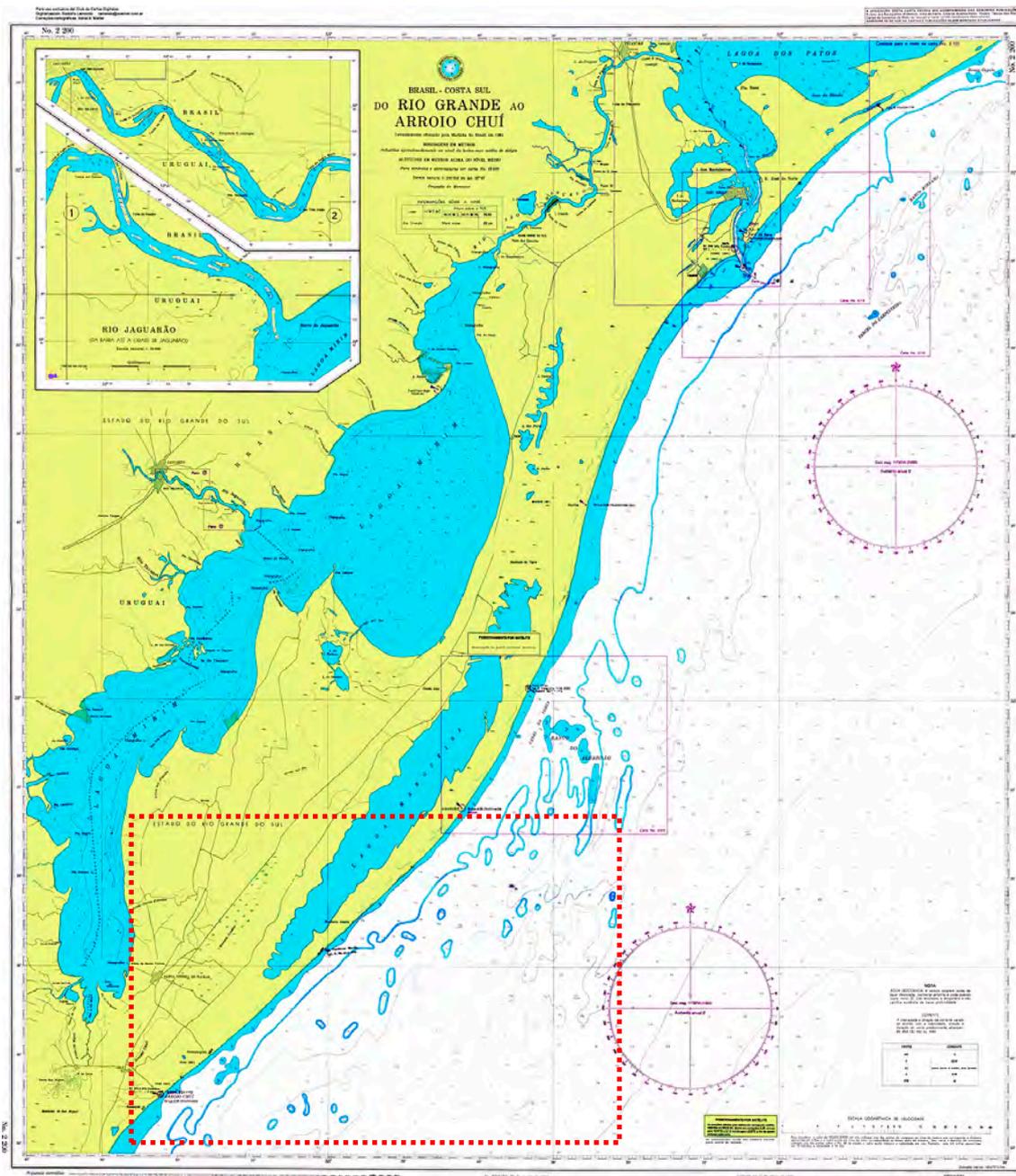


Figura 3: Carta náutica 2:200 (1965) da Marinha do Brasil, e em destaque o retângulo que limita a área de estudos.

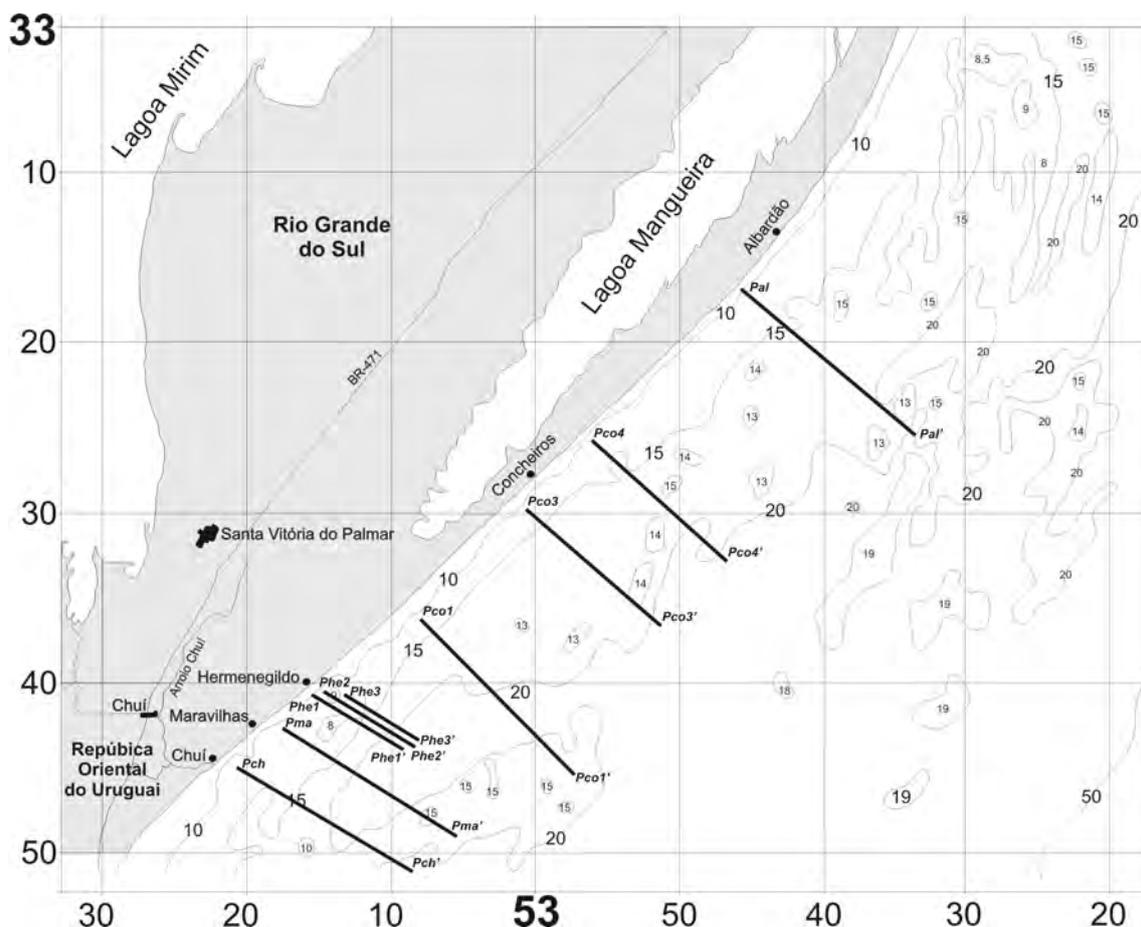


Figura 4: Localização dos perfis batimétricos na antepraia. Base: Carta 2:200 da Marinha do Brasil.

I.III – MATERIAL E MÉTODOS

Foi realizada uma campanha como o navio Oceanográfico Atlântico Sul - FURG com foco na antepraia e plataforma continental interna do Rio Grande do Sul entre o Farol do Albardão e o Chuí com a realização perfis batimétricos perpendiculares a linha de costa aliado a coleta superficial de sedimentos. No total foram realizados nove perfis, nomeados: Perfil Chuí (Pch); Perfil Maravilhas (Pma); Perfil Hermenegildo 1, 2 e 3 (Phe1, 2, 3); Perfil Concheiros 1, 3, 4 (Pcc1, 3, 4) e o Perfil Albardão (Pal), Figura 4. A aquisição dos dados de profundidade foi realizada com o ecobatímetro ODOM[®] Hydrotrack 200 kHz, com precisão de 5 cm devidamente calibrado antes do levantamento e acoplado a um sistema de GNSS. Procurou-se manter a navegação com velocidade constante de 5 nós. A saída de dados batimétricos foi impressa em papel termo-sensível com escala pré-definida e em meio digital com saída de um arquivo “.txt” contendo informações do posicionamento geográfico, profundidade e hora.

I.III.I Processamento e geração de perfis batimétricos

Inicialmente foi construído um programa no ambiente Matlab[®] para leitura dos dados adquiridos. A análise dos dados neste programa permitiu a identificação de erros (posicionamento, repetição, não obtenção) durante a aquisição. Após as correções foram gerados perfis de modo que descrevessem a distância pela cota batimétrica utilizando os programas Excel[®], Grapher[™] 8 e Coreldraw[®] X3. Procurou-se definir e adequar escalas a fim de se observar as principais características morfológicas de cada perfil comparando com os dados registrados nos papéis termos-sensíveis. Foi definido o exagero vertical de 200 vezes para representar as feições batimétricas, localização das amostras e suas características sedimentológicas, adequadas a tamanho padrão da folha apresentada neste trabalho.

I.III.II Sedimentologia das Amostras

Para otimizar o tempo do embarque optou-se por utilizar a draga do tipo Gibbs, na qual se coletaram amostras de fundo com a embarcação em movimento, Figura 5. O tempo de arrasto da draga foi de 1 min após atingir o fundo, e representa aproximadamente 150 m de arrasto, na velocidade de 5 nós. Foram coletadas 88 amostras superficiais de fundo.

Em laboratório foram submetidas à análise granulométrica. As amostras foram secas, quarteadas, pesadas e a separação por peneiras nas frações com detalhamento em $\frac{1}{4}$ de ϕ . Os parâmetros estatísticos foram calculados segundo o método proposto por Folk & Ward (1957) utilizando o programa Sysgran, de Camargo (2006). A classificação faciológica de superfície foi com base no tamanho médio de grão segundo Folk & Ward (1957) seguido pelo seu grau de seleção. Os gráficos foram gerados no programa Sysgran e Coreldraw[®]X3. Utilizou-se também a classificação de Lasonneur (1977) modificada por Dias (1996), que leva em consideração a mediana e a composição das amostras.

Foram realizados testes com amostras que continham cascalho biotrófico. Realizou-se o peneiramento com o conteúdo total da amostra e na sequência a queima de carbonatos totais e posteriormente novamente outro peneiramento. Deste modo foi possível identificar que as frações mais grossas (cascalho) são compostas predominantemente por bioclóstos. Também foi observado que quando se queima o carbonato antes da separação em amostras onde as frações grossas predominam, a

quantidade restante (siliciclásticos) não teria representatividade para uma análise com aceitável precisão. Outra observação, e que não se obteriam os tamanhos de grãos mais grossos da amostra, relevantes para caracterizá-las. Portanto se optou por representar a sgranulometria das amostras com o conteúdo carbonático junto com o controle das porcentagens de carbonatos totais e os tamanhos no qual estavam presentes. Nos histogramas, a letra B, representa as frações que contém bioclastos nas amostras e seus respectivos tamanhos.



Figura 5: Foto da vista boreste do navio Oceanográfico Atlântico Sul - FURG realizando a amostragem de fundo. Na porção externa da embarcação a draga Gibbs e lastro sendo operada pelo gincho oceanográfico.

I.IV – RESULTADOS

Os resultados foram apresentados de forma agrupada, determinando duas zonas. A Zona A, correspondente a plataforma interna limitada ao SW pelo Farol do Chuí e a NE pela praia do Hermenegildo, caracterizada pelos perfis Chuí (Pch), Maravilhas (Pma) e Hermenegildo 1, 2, e 3 (Phe1, Phe2, Phe3). E a Zona B, limitada a SW pela praia dos Concheiros e a NE pelo Farol do Albardão, caracterizada pelos perfis Concheiros 1, 3 e 4 (Pcc1, Pcc3, Pcc4), e Perfil albardão (Pal).

I.IV.I Zona A

Pch: O perfil Pch inicia à cerca de 1,5 km da linha de costa e totalizou 22,2 km de comprimento, variando em profundidades de 11,2 m (início) até 20,3 m (fim) caracterizado por 9 amostras, Figura 6. As principais variações topográficas encontradas são entre 6,5 e 10,5 km com pequenos altos de 2 a 3 m ocorrendo nas profundidades entre -13,5 e -16,5 m. Novamente, entre 15,5 e 21 km deste perfil, altos topográficos de até 6,5 m nas profundidades de -20,5 a -14 m e de 4 m nas profundidades de -20 a -16,5 m, Figura 6A. Apesar da fração areia predominar, (PCH05, 57% a PCH1, 100%) percebeu-se variabilidade textural nas fácies. Notou-se significativas contribuições de material fino PCH05 (31% silte e 10% argila), PCH04 (20% silte e 7% argila) e PCH02 (10% silte e 12% argila) nas regiões mais profundas, entre os altos topográficos, Figura 6D. Nota-se também no início do perfil a presença de cascalho biodetrítico PCH09 (8%) e PCH07 (5%) que são confirmados por pequenas concentrações de carbonatos totais nestas amostras 8 e 6% respectivamente, Figura 6E. Nos altos topográficos pode ser identificada a presença de areias médias moderadamente selecionadas a areias muito finas bem selecionadas.

A classificação faciológica proposta por Folk & Ward (1957) mostrou uma zona do início até 7 km, nas profundidades de -11 a -15 m, de areias finas a médias moderadamente selecionadas. Na distância entre 7 a 15 km, nas profundidades de -15 a -20 m entre os altos topográficos, ocorrem facies arenosas de finas a muito finas de moderadas a pobremente selecionadas e fácies siltosa grossa muito pobremente selecionadas. No topo dos altos, fácies arenosas finas muito bem selecionadas e siltosas grossas muito pobremente selecionadas, Figura 6C. Na classificação de Lasonneur (1977) a zona inicial foi classificada como areias litoclásticas de finas a muito finas passando a médias. Entre os altos topográficos lamas terrígenas arenosas, e no topo, areias litoclásticas finas a muito finas, Figura 6B.

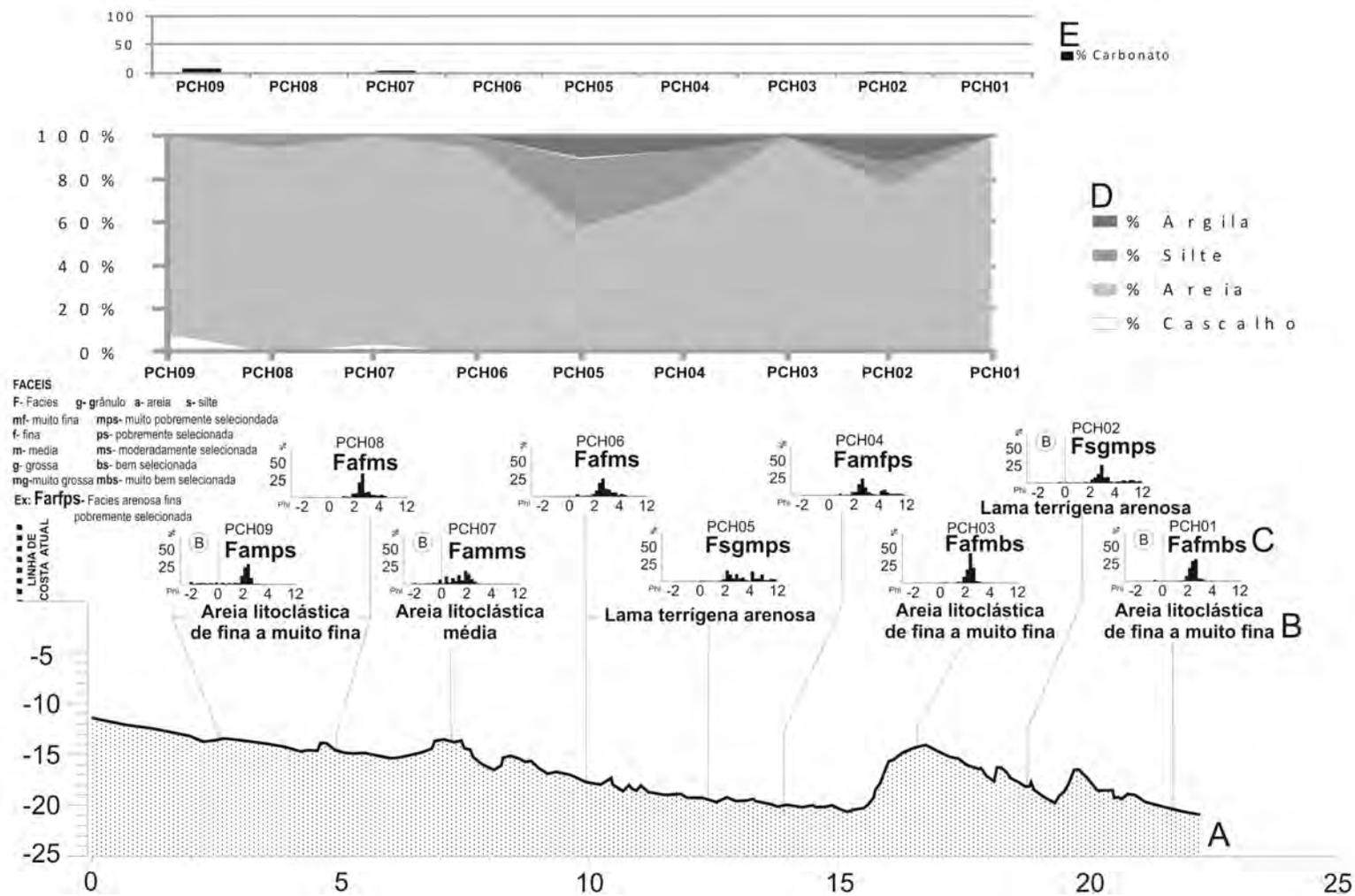


Figura 6: Perfil Chuí: A) Perfil batimétrico, B) Classificação Lasonneur (1977), C) Classificação Folk & Ward (1957), D) Composição textural, E) Porcentagem de carbonato.

Pma: O perfil Pma inicia a cerca de 1,2 km da linha de costa com 21,8 km de comprimento, variando em profundidades de -10 até -20,8 m. Neste perfil foram coletadas 11 amostras, Figura 7. As principais variações topográficas encontradas foram entre 5 e 7,5 km com pequenos altos de ~2,3 m nas profundidades de -14 a -11,7 m e -15 a -12,8 m. Novamente, entre 15 e 21 km, desse perfil, são observadas variações topográficas de 7,5 m nas profundidades -21 a -13,5 m e de 3 m nas profundidades de -19,5 e -16,5 m, Figura 7A. No perfil predomina a fração arenosa PMA9 (61%) a PMA12 (100%), no entanto com a presença material fino PMA09 (8% silte e 15% argila), PMA10 (15% silte e 10 % argila) na região mais profunda, entre os altos topográficos. Nota-se a marcante presença de cascalho biotrófico PMA01 (31%), PMA09 (14%) e PMA10 (5%), confirmados por concentrações de carbonatos totais, 38, 15, 5% respectivamente, Figuras 7D e 7E.

Na classificação de Folk & Ward (1957) do início do perfil até 5 km em profundidades entre -10 a -12 m areias muito grossas passando a finas moderadamente selecionadas. A 7 km de distância em profundidades de -12 m, mais precisamente no topo de um alto topográfico ocorrem facies arenosas grossas e na base, arenosas finas moderadamente selecionadas. Na continuidade, entre -16 e -21 m, entre os altos, uma zona marcada por areias muito finas, muito pobremente selecionadas. Associado ao segundo alto topográfico na sua face menos íngreme areias finas a médias, ambas muito bem selecionadas, são identificadas, Figura 7C.

Na classificação de Lasoneur (1977) o início do perfil é marcado por areias biotróficas de grossas a muito grossas passando a litotróficas de finas a muito finas. Associadas ao topo do alto topográfico, areias biotróficas de grossas a muito grossas e na base, areias litotróficas de finas a muito finas. Entre os altos, uma zona marcada por lamas terrígenas arenosas. Novamente, no outro alto topográfico associado a sua face menos íngreme, são identificadas areias litotróficas finas a muito finas e passando a médias, Figura 7B. Este perfil foi marcado pela presença de organismos vivos (bivalves, gastrópodes e cirripédios) coletados sobre o substrato duro, pois continham pequenos fragmentos de arenitos presos aos organismos. Este material esteve associado à base do alto topográfico próximo a linha de costa atual, também ocorrendo no topo do alto mais distante. Uma importante característica é que na região mais profunda associada à base deste alto, foi caracterizada pela presença de areia média,

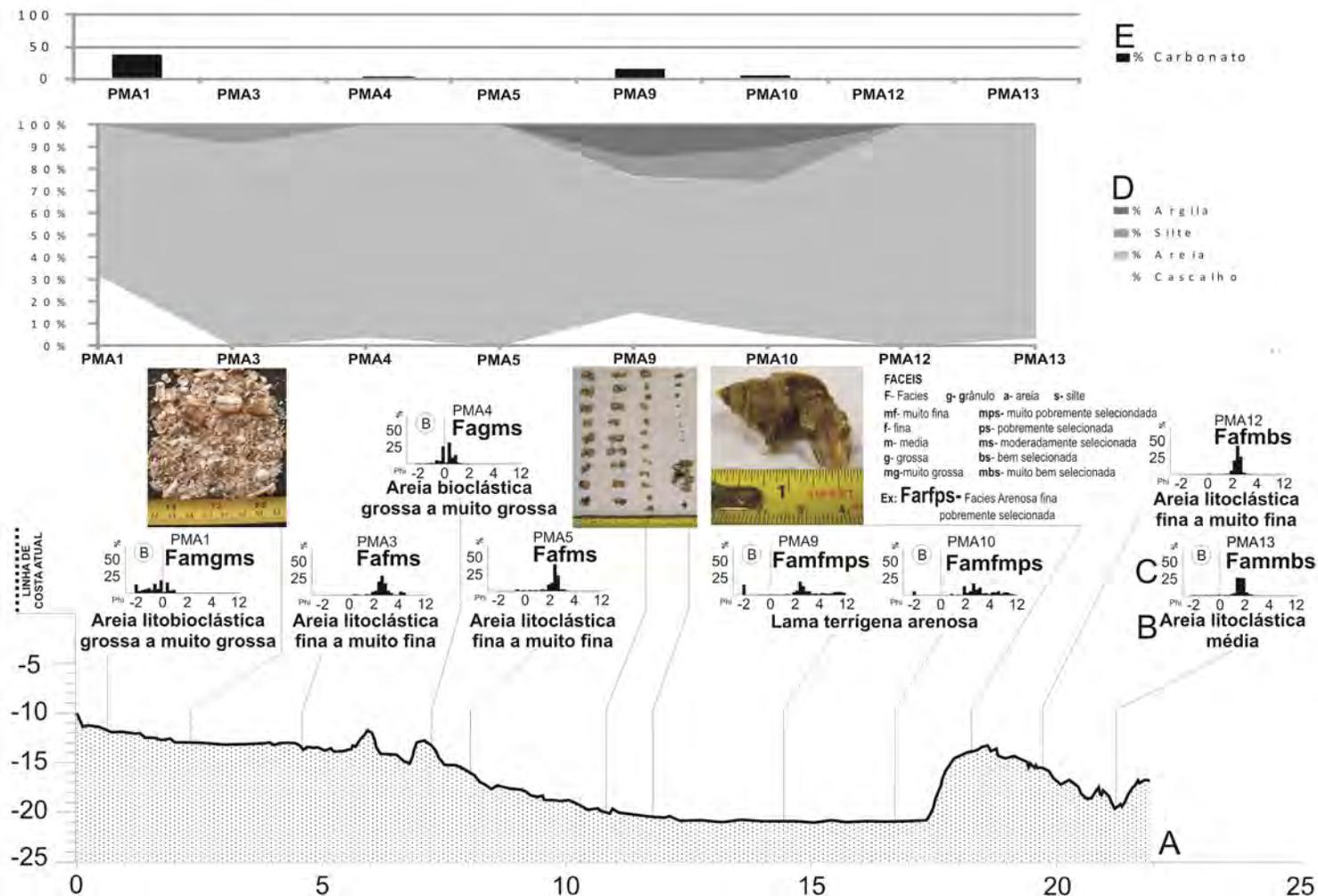


Figura 7: Perfil Maravilhas: A) Perfil batimétrico, B) Classificação Lasonneur (1977), C) Classificação Folk & Ward (1957), D) Composição textural, E) Porcentagem de carbonato.

moderadamente selecionada (PMA13) com a presença de cascalho biodetrítico (4%), mostrando que nas cavas, entre os altos, também pode ocorrer este material.

Phe1: O perfil PheI inicia a cerca de 0,5 km da linha de costa e totalizou 11,3 km de comprimento variando em profundidades de -7 m (início) até -21 m (fim), com seis amostras coletadas, Figura 8. As principais variações topográficas encontradas estão entre 3 e 7,5 km com altos de 4 m nas profundidades de -13,5 a -9,5 m e de 3 m nas profundidades -13,5 a -10,5 m, Figura 8A. Este perfil apresenta grande variabilidade textural com importante contribuição da fração areia, no entanto com a presença material fino PHE105 (19% silte e 13% argila), PHE104 (38% silte e 11% argila), na região mais profunda, Figura 8D. Também nota-se a marcante presença de cascalho biodetrítico PP7 (7%), PP6 (82%), confirmados por concentrações de carbonatos totais nestas amostras 6,84%, respectivamente, Figura 8E. Uma importante característica deste perfil (Phe1) é a proximidade dos altos topográficos a linha de costa atual, a cerca de 3,5 km. O topo destes altos (pelo menos três destacados) foram caracterizados por duas amostras compostas por areia médias moderadamente selecionadas a areia finas bem selecionadas. Também como no perfil Pma, nas cavas entre os altos foi relatado pela amostra PHE106.

Na classificação de Folk & Ward (1957) uma zona do início até 3 km em profundidades entre -7 a -11 m foi classificada como fácies arenosa média, pobremente selecionada passando à granulosa, moderadamente selecionada e areias finas moderadamente selecionadas. Entre 3 e 7 m associados aos altos topográficos areias médias. Passando o alto em profundidades de -13 a -20 m uma zona marcada por fácies siltosa grossa muito pobremente selecionada, Figura 8C. Na classificação de Lasonneur (1977) a zona do início foi classificada como areias litoclásticas de finas a muito finas passando a granulos biolitoclásticos. Associados aos altos topográficos foram classificadas como areias litoclásticas médias. Após o alto, uma zona caracterizada por lamas terrígenas arenosas é identificada, Figura 8B.

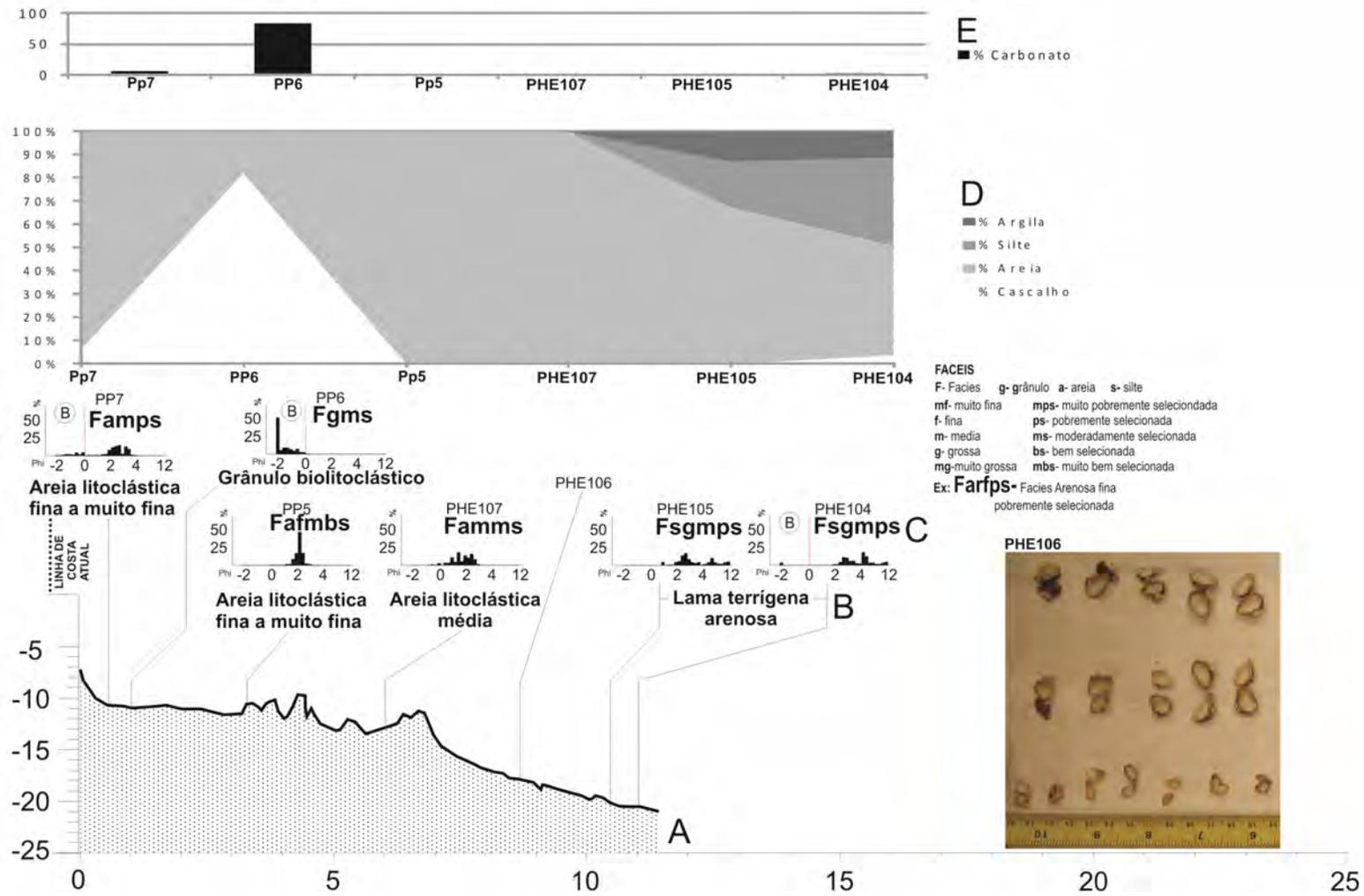


Figura 8 Perfil Hermenegildo 1: A) Perfil batimétrico, B) Classificação Lasonneur (1977), C) Classificação Folk & Ward (1957), D) Composição textural, E) Porcentagem de carbonato.

PheII: O perfil PheII inicia cerca de 0,8 km da linha de costa e totalizou 11,8 km, variando em profundidades de -10 m (início) até -20 m (fim), com sete amostras coletadas, Figura 9. As principais variações topográficas encontradas estão entre 2 e 6,5 km com altos destacados de 3,5 a 4,5 m nas profundidade de -12 m. Apesar de apresentar a fração arenosa como predominante (PHE207, 55% e PHE206, 98%) também se mostra com certa variabilidade textural. Significativas concentrações de cascalho biotétrico PHE204 (22%), PHE205 (23%) PHE209 (14%) confirmados pela concentração de carbonatos totais 23, 21 e 13% respectivamente, estão, principalmente associadas aos altos topográficos, Figuras 9A e 9D.

Também foi identificado um trecho após os altos, onde se encontram importantes concentrações de sedimentos finos, PHE207 (27,7% silte e 17,1% argila), PHE208 (20% silte e 17% argila) e PHE209 (12% silte e 12% argila). Uma característica marcante deste perfil é que do início até 3 km, não foram obtidas amostras, e isso foi atribuído ao substrato rígido (arenito) não sendo possível amostrá-lo.

Na classificação de Folk & Ward (1957) a zona associada aos altos topográficos esta associada às fácies arenosa muito grossa a grossa moderadamente selecionada. Passando os altos, em profundidades de -14 a -21 m fácies siltosa grossa e arenosa fina, ambas moderadamente selecionadas, Figura 9C. Na classificação de Lasonneur (1977) associados aos altos topográficos areias litoclásticas grossas a muito grossas e passando o alto em profundidades de -14 a -21 m lamas terrígenas arenosas. Figura 9B.

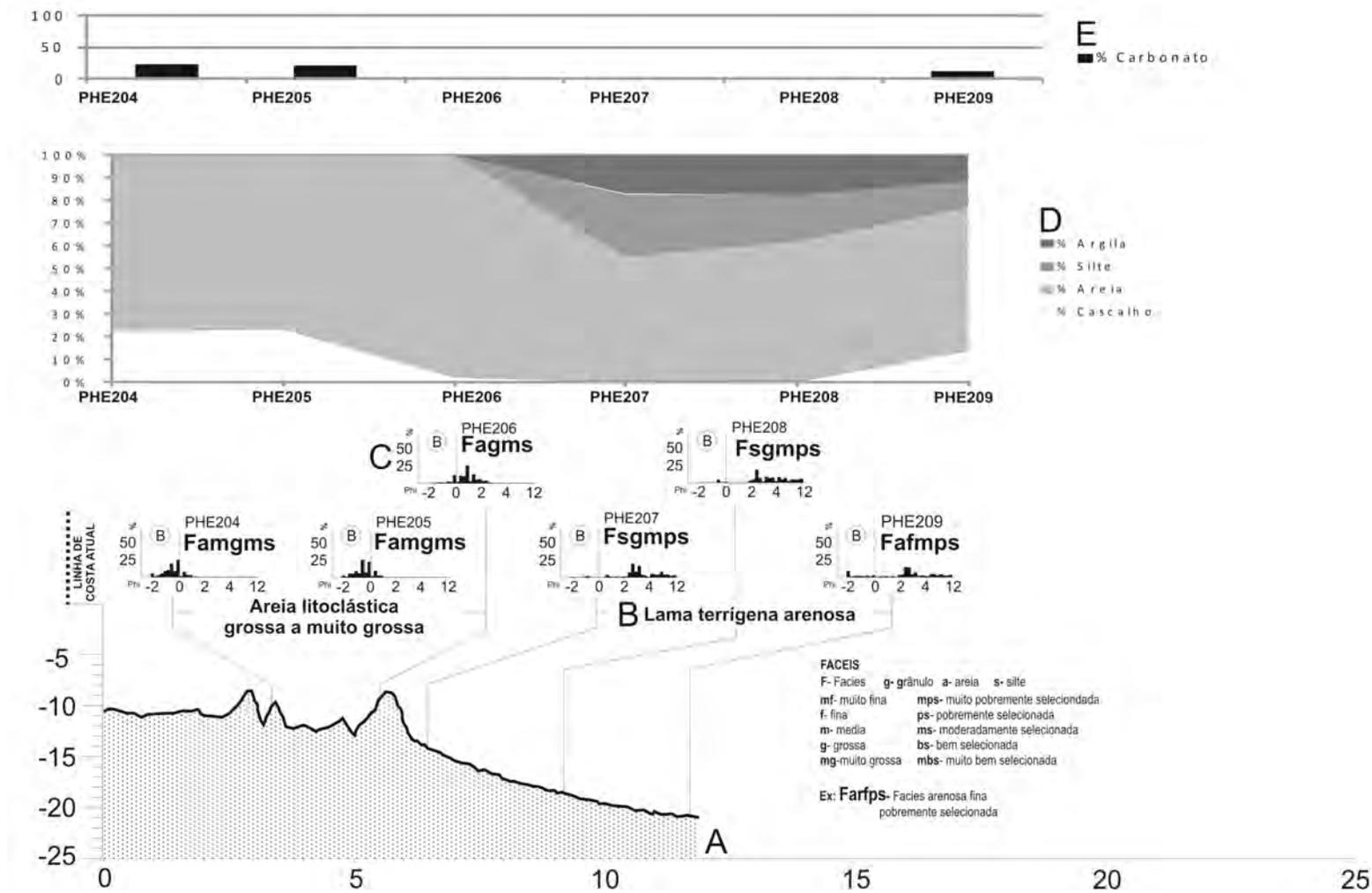


Figura 9: Perfil Hermenegildo 2: A) Perfil batimétrico, B) Classificação Lasonneur (1977), C) Classificação Folk & Ward (1957), D) Composição textural, E) Porcentagem de carbonato.

PheIII: O perfil PheIII inicia cerca de 3,0 km da linha de costa e totalizou 9,7 km de comprimento sendo representado por cinco amostras, Figura 10. O primeiro trecho do perfil foi descartado devido a problemas no ecobatímetro, no entanto foi possível a caracterização de altos topográficos próximos à linha de costa atual, como nos perfis Phe1 e Phe2 (entre 3 e 4 km). As principais variações topográficas são encontradas do início do perfil até 5 km de distância, com dois principais altos topográficos destacando-se, Um com 4,5 m de desnível nas profundidades de -8 a -12,5 m de e outro com 5 m de desnível nas profundidades de -9 a -14 m, Figura 10A. A fração arenosa foi predominante (PHE306, 61% a PHE308, 99%), no entanto importantes concentrações de cascalho biodetrítico foram reveladas pelas amostras PHE307 (35%), PHE306 (38%), PHE305 (19%) confirmados pelos carbonatos totais 37, 29, 16%, respectivamente. Com características semelhantes aos outros perfis da zona A, a amostra PHE305 revelou significativa parcela de finos (9% silte, 10% argila) também estando localizada na região mais profunda, após os altos, Figuras 10D e 10E.

Na classificação de Folk & Ward (1957) a zona associada aos altos topográficos foi caracterizada por fácies arenosa fina bem selecionada e fácies de areias grossas moderadamente selecionadas a muito grossas pobremente selecionadas. Passando o alto nas profundidades de -20 a -21 m, areias finas muito pobremente selecionadas a muito bem selecionadas, Figura 10C. Na classificação de Lasonneur (1977) a zona associada aos altos topográficos esta relacionada às areias litoclásticas finas a muito finas e areias litobioclásticas com cascalho. Passando o alto, fácies arenosas litoclásticas finas a muito finas, Figura 10B.

Portanto a zona A, representada pelos perfis Pch, Pma PheI, PheII, PheIII, foi caracterizada como uma região de alta variabilidade sedimentológica e presença marcante de altos topográficos próximos à linha de costa (~3 km). Ocorre o predomínio da fração areia, no entanto revelou importantes concentrações de cascalho biodetrítico normalmente associadas aos altos topográficos. Em alguns trechos destes altos, ocorre a exposição de substrato rígido (arenitos). Já nas regiões mais profundas, principalmente entre os altos, ocorre a presença de material fino (silte a argila).

Um modelo tridimensional gerado a partir dos dados dos perfis do Hermenegildo retrata a influência destes altos topográficos que se destacam muito próximo à zona costeira, Figura 11.

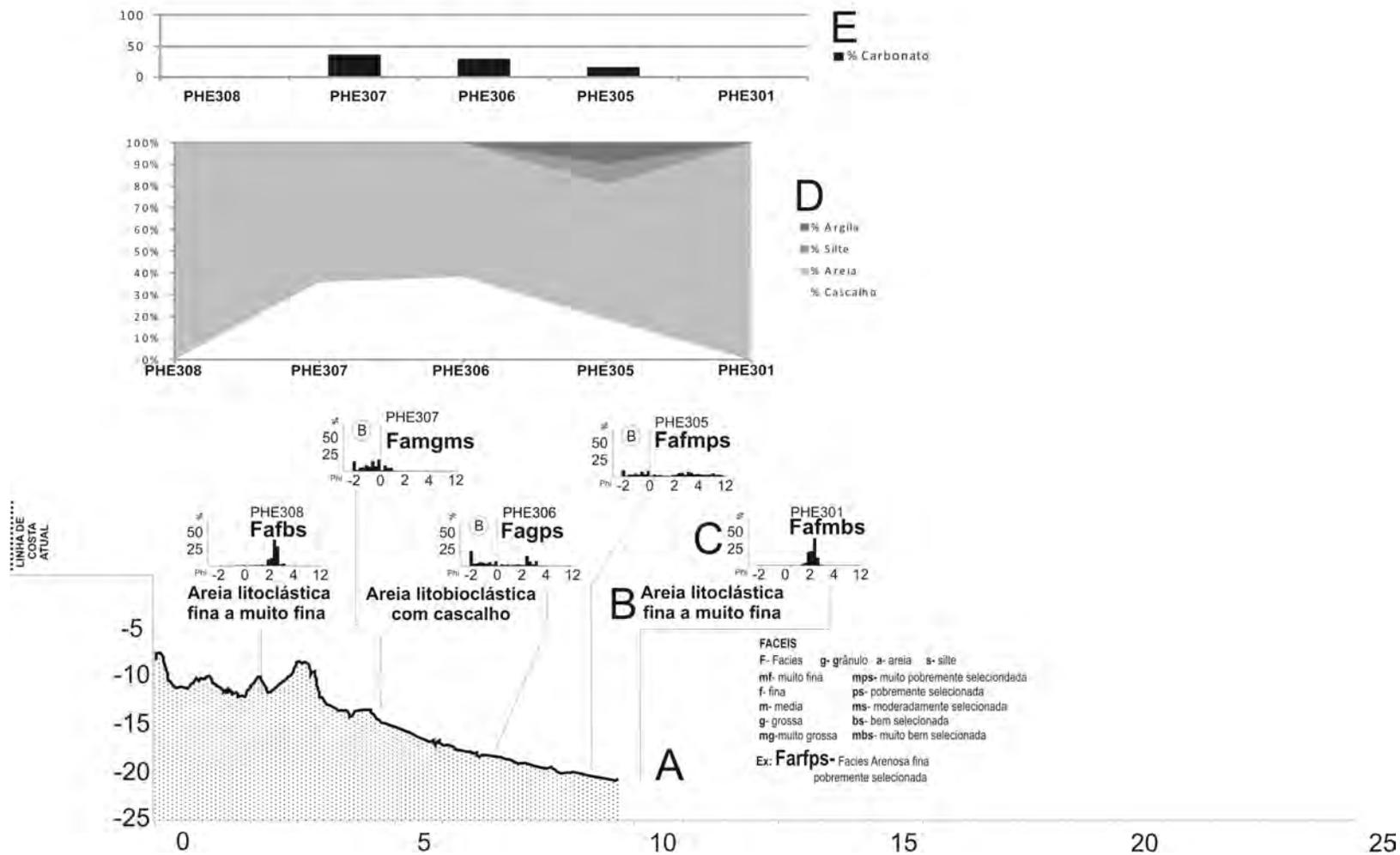


Figura 10: Perfil Hermenegildo 3: A) Perfil batimétrico, B) Classificação Lasonneur (1977), C) Classificação Folk & Ward (1957), D) Composição textural, E) Porcentagem de carbonato.

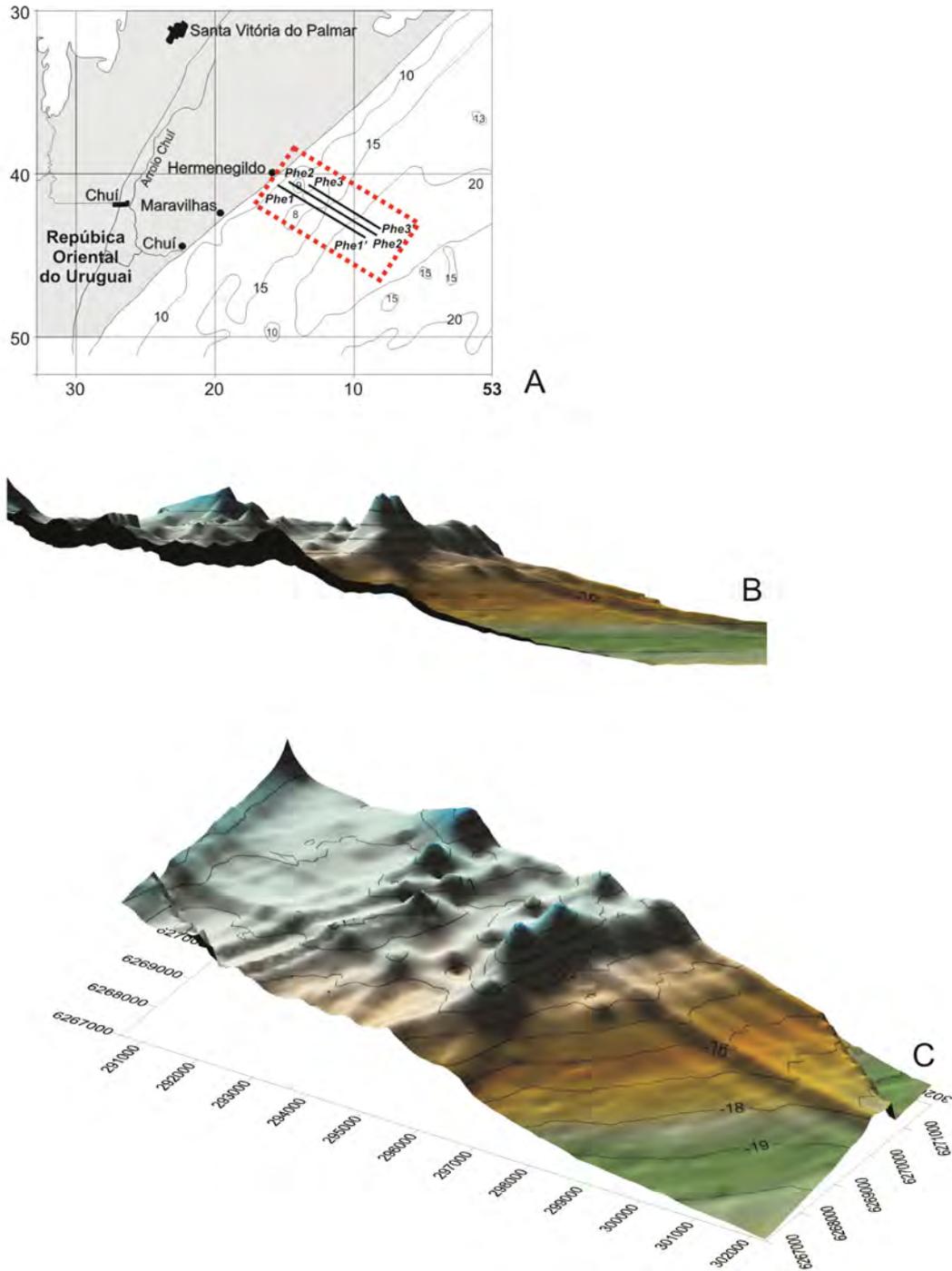


Figura 11: Modelo batimétrico a partir da interpolação de dados dos três perfis (Phe1, Phe2, Phe3) da região do Hermenegildo. A: Mapa com destaque no retângulo vermelho da área. B: Corte visão de SW para NE. C: Panorâmica, visão de S para N.

I.IV.II Zona B

PccI: O PccI inicia a 2,4 km da linha de costa atual, totalizando 23,7 km e foi representado por onze amostras, Figura 12. Nos primeiros 8 km de comprimento é marcado por um declive suave, com pouca rugosidade, inicia a -12 m e alcança -18 m

de profundidade. Neste primeiro trecho a textura superficial é predominantemente arenosa PCC102 (72 %), PCC103 (73%), no entanto com importante contribuição de finos: PCC101 (76% silte, 13% argila), PCC102 (14% silte, 13% argila), PCC103 (9% silte, 7% argila), Figura 12A.

O segmento seguinte do perfil, ~15 km, é marcado por três proeminências. A primeira entre 8 e 12 km varia 3 m entre as profundidades de -19 e -16 m e 2 m entre -20 e -18 m e apresentando-se rugosa. A segunda entre 14 e 18 km, é marcada por um desnível de 5 m nas profundidades de -21 a -16 m apresentando uma face íngreme e outra mais suave. A terceira proeminência entre 18 e 22 km é tem um desnível de cerca de 4 m nas profundidades entre -21 a -17 m se apresentando suave nas duas faces, Figura 12A.

A textura deste trecho de ~15 km é marcada pela variabilidade textural com a maioria das amostras predominando a fração areia, com a contribuição de material fino PCC105 (24% silte, 12% argila), PCC106 (6% silte, 7% argila) entre as duas proeminências entre -18 a -20 m de profundidade. Uma característica importante deste perfil é a contribuição de cascalho biodetrítico. As amostras PCC103 (11%), PCC105 (3%), PCC106 (34%), PCC107 (47%) PCC111 (65%) mostram valores significativos, confirmados pela concentração de carbonatos totais, 9, 3, 32, 42, 69%, respectivamente, Figuras 12D e 12E.

Na classificação de Folk & Ward (1957) do início do perfil até 10 km nas profundidades entre -11 e -17 m foi caracterizada por fácies siltosa média pobremente selecionada, siltosa grossa muito pobremente selecionada e arenosa fina bem e pobremente selecionadas. Na sequência, entre 10 e 15 km e fácies arenosas muito finas muito pobremente selecionadas, fácies arenosas médias muito pobremente selecionadas e muito arenosas grossas pobremente selecionadas. Entre -15 m e o fim do perfil batimétrico foram classificadas por fácies arenosas finas de bem a muito bem selecionadas, Figura 12C. Na classificação de Lasonneur (1977) do início do perfil até 8 km esta associada a lamas terrígenas arenosas, na sequência, areias litoclásticas finas a muito finas e areias litobioclásticas com cascalho. Passando o alto, fácies arenosas litoclásticas finas a muito finas, Figura 12B.

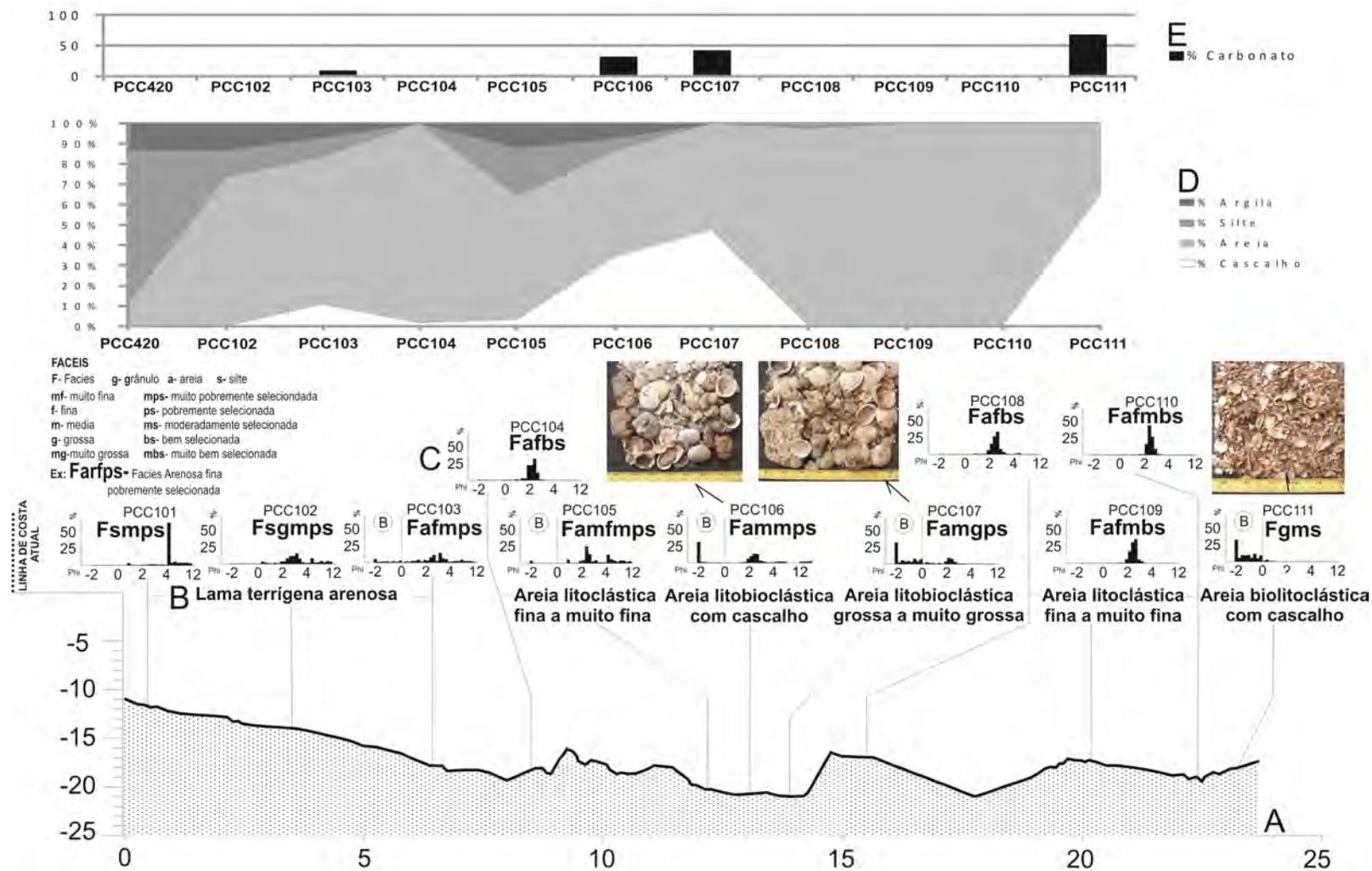


Figura 12: Perfil Concheiros 1: A) Perfil batimétrico, B) Classificação de Lasonneur (1977), C) Classificação de Folk & Ward (1957), D) Composição textural, E) Porcentagem de carbonato.

PccIII: O perfil Concheiros III (PcIII) O PccIII inicia a 2,2 km da linha de costa atual, totalizando 19,2 km e foi representado por quinze amostras, Figura 13. Nos primeiros 8 km de comprimento é marcado por um declive suave, com pouca rugosidade, inicia a -12 m e alcança -18 m de profundidade. Neste primeiro trecho a textura superficial é predominantemente arenosa PCC308-314 (70 a 100%), no entanto com contribuição de finos: PCC308 (15% silte, 9% argila), PCC309 (10% silte, 12% argila), PCC310 (9% silte, 14% argila), PCC311 (8% silte, 8% argila), PCC312 (7% silte, 7% argila). Também neste trecho apresenta-se pequena contribuição de cascalho biodetrítico PCC308 (5%) e PCC309 (7%), confirmado pela presença de carbonatos totais 4 e 6% respectivamente, Figuras 13D e 13E.

O restante do perfil, cerca de 11 km é marcado por três proeminências. A primeira entre 8,5 e 10 km varia 2 m, apresentando-se suave com uma das faces mais inclinada entre -18 e -15 m de profundidade. A segunda entre 12 e 14 km varia 4,5 m entre -19 e -14,5 m de profundidade e apresenta uma face íngreme e outra suave. A terceira proeminência entre -19 e -13 m de profundidade, variando cerca de 6 m com formato diferenciado por apresentar no seu término uma cava que separa uma nova proeminência, parcialmente mapeada. Uma característica importante a destacar, como no perfil Pma na zona A, é que na região mais profunda associada à base de dois altos foi caracterizada mais uma vez pela presença de cascalho biodetrítico (27%), mostrando que nas cavas, entre os altos, também ocorre este material, Figura 13A.

A textura deste trecho de ~11 km é marcada pela predominância da fração areia (PCC319, 7% a PCC315, 100%) com material fino PCC319 (4% silte, 0,004% argila), PCC322 (16% silte, 8% argila) entre as proeminências nas profundidades de -19 a -21 m. Outra característica deste perfil é a contribuição de cascalho biodetrítico. As amostras PCC308 (5%), PCC309 (11%), PCC311 (2%), PCC320 (27%) PCC321 (15%) mostram valores confirmados pela concentração de carbonatos totais, 4, 7, 28, 17%, respectivamente, Figuras 13D e 13E.

Na classificação de Folk & Ward (1957) do início até 3 km em profundidades de -11 até -13 m foi caracterizada por fácies arenosa muito fina muito pobremente selecionada, fácies siltosa grossa muito pobremente selecionada passando a fácies arenosa fina pobremente selecionada. Na sequência a partir de 3 até 18 km em profundidades de -15 até -18 m, zona associada aos altos topográficos foi caracterizada por fácies arenosas finas pobremente, bem e muito bem selecionadas. Também se

encontram fácies arenosas grossas e médias pobremente selecionadas. Passando o alto em profundidades de -20 a -21 m, areias finas muito pobremente a muito bem selecionadas, Figura 13C. Na classificação de Lasonneur (1977) porção inicial do (até 3 km) foi caracterizada por lamas terrígenas arenosas. Na região associada aos altos topográficos as areias litoclásticas finas a muito finas e areias litoclásticas, grânulos e areias litoclásticas com cascalho. Passando o alto, fácies arenosas litoclásticas finas a muito finas e lamas terrígenas arenosas, Figura 13B.

PccIV:

O perfil Concheiros IV (PcIV) inicia a 1,9 km da linha de costa atual, totalizando 19,2 km e foi representado por quinze amostras. Este perfil é marcado por irregularidades topográficas em toda a sua extensão, com alternância entre proeminências e cavas com variações de 1 até 5 m, Figura 14A.

Nos primeiros 7,5 km iniciam em -12 e alcançam -18 m de profundidade marcados por com irregularidades. Importantes feições de fundo localizadas entre 1,5 e 4 km de distância em -12 e -15 m de profundidade com variações de 1 a 3 m, e de 4 até 7,5 km em profundidades de -15 a -18 m, variações de 1 a 2 m e com menores de 0,7 a 0,5 m. Neste primeiro trecho de 2 km do perfil é marcado pela predominância de sedimentos finos PCC420 (57% silte, 25% argila), PCC419 (66% silte, 20% argila) figuras 14A e 14D. Na sequencia é caracterizada por uma textura superficial bastante variável com significativa contribuição de cascalho biodetrítico, PCC418 (67%), PCC417 (15%), PCC415 (47%), PCC414 (37%), confirmados pela porcentagem de carbonatos totais, 63, 14, 47, 35%, respectivamente, Figuras 14D, 14E.

O segundo trecho, de 7,5 km de comprimento até o fim deste perfil (-19,2 m de profundidade) também é marcado por irregularidades, apresentando um comportamento diferenciado. As profundidades variaram de -13,5 a -21 m e são marcadas por duas grandes feições topográficas. A primeira caracterizada por duas cristas e um vale ocorre entre 7,5 e 10,5 km, com as profundidades variando de -18 a -13,5 m figura 14A. A segunda próximo ao fim do perfil, foi caracterizada por uma crista proeminente com variação de 5 m nas profundidades de -20,5 a -15,5 m seguidas por pequenas feições de 0,5 a 1 m. A textura deste trecho de ~12 km é marcada pela predominância da fração areia (PCC413, 98% a PCC408, 94%) e pequena contribuição de material fino PCC308 (2% silte) e PCC405 (5% silte). No fim deste perfil, novamente significativa contribuição de cascalho biodetrítico é evidenciado pelas amostras PCC407 (75%) e

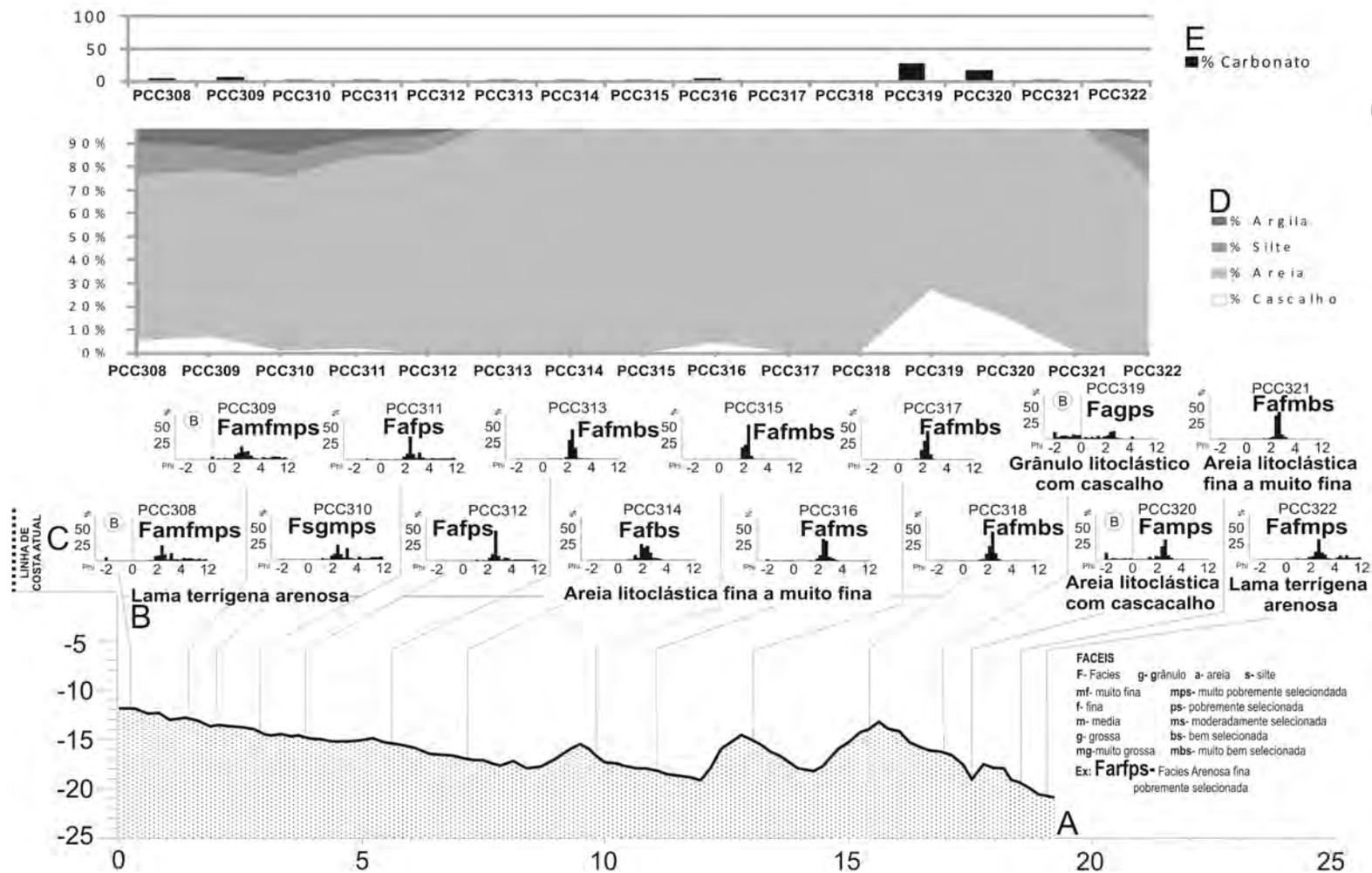


Figura 13: Perfil Concheiros 3: A) Perfil batimétrico, B) Classificação de Lasonneur (1977), C) Classificação de Folk & Ward (1957), D) Composição textural, E) Porcentagem de carbonato.

PCC406 (36%), mostram valores confirmados pela concentração de carbonatos totais, 77 e 35%, respectivamente. Figuras 14D, 14E.

Na classificação de Folk & Ward (1957) o primeiro trecho, foi caracterizado por fácies siltosas médias muito pobremente selecionadas. Na sequência, fácies granulosas moderadamente selecionadas e arenosas grossas e muito grossas pobremente selecionadas; e ainda areias finas muito bem selecionadas. Este trecho foi também representado por fácies arenosas médias moderadamente selecionadas. O segundo trecho foi marcado por fácies arenosas finas a muito finas de bem a muito bem selecionadas, seguidas por fácies granulares a areias muito grossas de moderadas a pobremente selecionadas, Figura 14C.

Na classificação de Lasonneur (1977) apresentou grande variabilidade na classificação de fácies. Inicialmente lamas terrigenas arenosas, grânulos biolitoclastos com cascalho, areias litoclasticas finas a muito finas e grossas a muito grossas, e ainda areias biolitoclasticas com cascalho, e marga arenosa. O segundo trecho é marcado por zona de fácies de areias litoclásticas, coquinas e areias litobioclástica com cascalho, Figura 14B.

Pal:

O Perfil Albardão (Pal) iniciou a 0,8 km da linha de costa atual, totalizando 25 km e foi caracterizado por quinze amostras, Figura 15. Este perfil é caracterizado por um trecho de batimetria suave e outro por irregularidades topográficas, com alternância entre proeminências e cavas com variações de 1 até 5 m.

Os primeiros 7,5 km iniciam em 8,5 m e alcançam -12 m de profundidade marcados por suavidade do terreno. Neste primeiro há predominância de sedimentos finos PAL101 (39% silte, 34% argila), PAL102 (50% silte, 35% argila) e PAL 103 (40% silte, 33% argila). Também estão presentes concentrações de cascalho biodetrítico neste trecho PAL101 (15%), PAL103 (2%), confirmados pelas concentrações de carbonatos totais 14 e 2%, respectivamente. Dos 7,5 até os 15 km a batimetria é caracterizada por um declive suave de partindo da profundidade -12,5 a -18 m. Apenas uma proeminência de 1,5 m aos 13 km de distância, nas profundidades de -14 a -15,5 m. Neste trecho há predominância de sedimentos arenosos PAL105 (94%), PAL107 (98%) e PAL 108 (88%) e concentrações de cascalho biodetrítico PAL105 (5%), PAL108 (15%), confirmados pelas concentrações de carbonatos totais 4 e 12%, respectivamente, Figuras 15A, 15D, 15E.

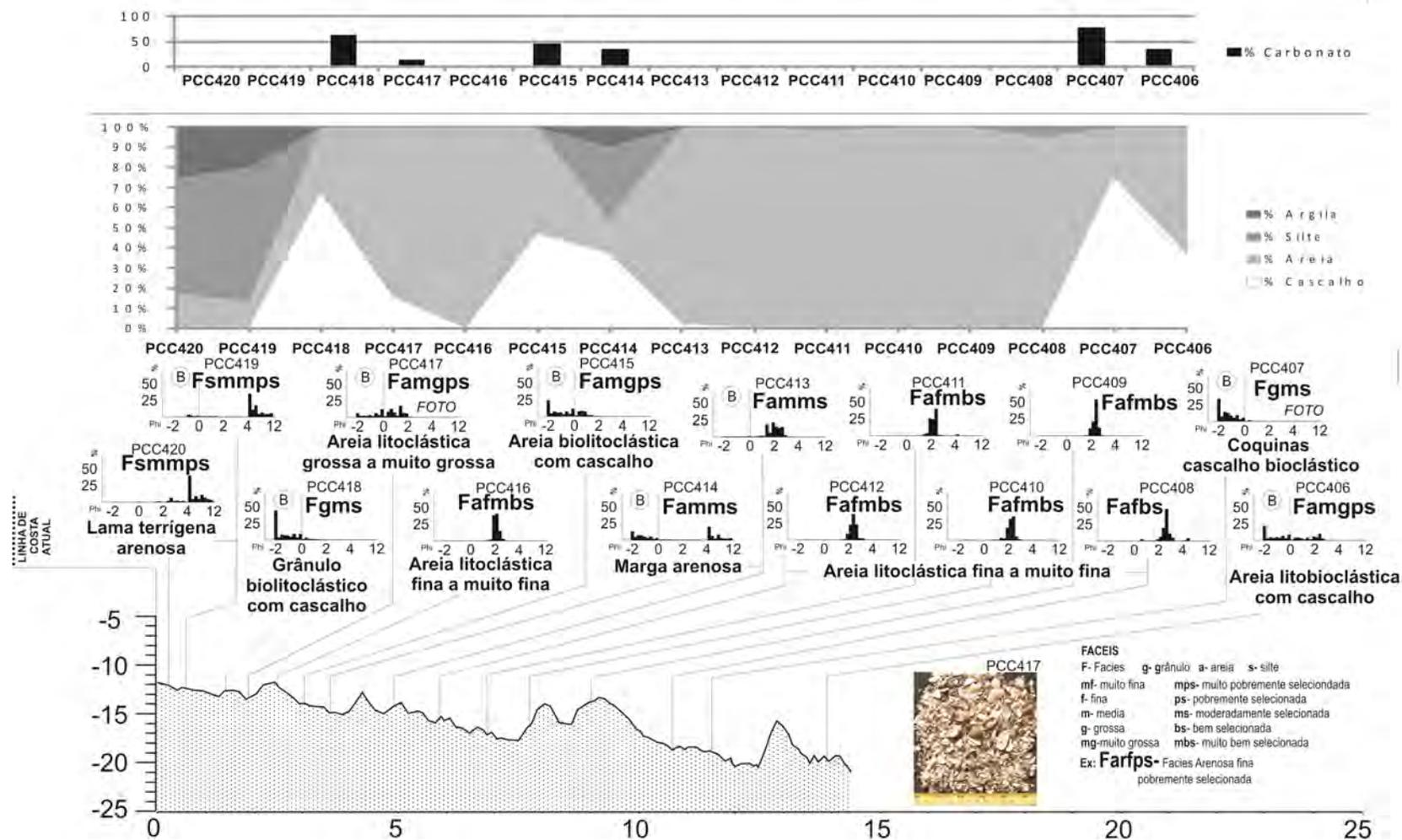


Figura 14: Perfil Conheiros 4: A) Perfil batimétrico, B) Classificação de Folk & Ward (1957), C) Classificação de Lasonneur (1977) D) Composição textural, E) Porcentagem de carbonato.

Dos 15 km de comprimento até o fim deste perfil (25 km), importantes feições de fundo apresentaram-se destacadas. Dos 15 aos 20 km são observadas variações topográficas de 2 m com uma face mais proeminente e outra mais suave entre as profundidades de -17 e -21 m. O último trecho deste perfil (dos 20 aos 25 km) foi caracterizado por grandes irregularidades de fundo, com altos topográficos de 3 até 5 m, destacados entre as profundidades de -21 e -15 m apresentando declives acentuados. Percebe-se um conjunto que se apresenta muito irregular, um padrão “serrilhado” com cristas e cavas muito próximas. A textura deste trecho é predominantemente arenosa, variando de PAL 110 (67%) a PAL112 (99%). Também é notada a presença de sedimentos finos, PAL 109 (4% silte), PAL110 (18% silte, 14% argila) e cascalho biodetrítico, PAL 111 (4%), PAL113 (2%), PAL114 (13%), PAL115 (31%), confirmados pela concentração de carbonatos totais 4, 2 12 e 32% respectivamente, Figuras 15A, 15D, 15E.

Na classificação de Folk & Ward (1957) o primeiro trecho varia suas fácies de siltosa grossa, fina e muito fina, de bem a pobremente selecionada. O segundo trecho apresentou fácies arenosas finas, bem, moderadamente e muito bem selecionadas. O terceiro trecho é marcado por areias médias moderadas a pobremente selecionadas, areias finas muito pobremente selecionadas e siltosa grossa muito pobremente selecionada. Ainda no fim deste trecho areias grossas e muito grossas pobremente selecionadas, Figura 15C. Na classificação de Lasoneur (1977) o primeiro trecho foi classificado como lamas terrígenas arenosas o segundo, apresentou-se como areias litoclásticas finas a muito finas. O terceiro trecho apresentou variabilidade sendo alternado por areias litoclásticas finas a muito finas e médias terminando com areias litobioclásticas grossas a muito grossas, Figura 15B.

Resumindo, a zona B representada pelos perfis Pcc I, Pcc III, Pcc IV e Pal, também foi caracterizada por uma região de alta variabilidade sedimentológica, mostrando-se suaves declives nos primeiros 10 km (dos -10 aos -15 m de profundidade) sem importantes variações topográficas. A partir desta zona de batimetria suave, ocorre a presença de altos topográficos que se destacam de 2 até 5 m em profundidades de -15 a -21 m. Predominou a fração areia, no entanto revelou importantes concentrações de cascalho biodetrítico normalmente associadas aos altos topográficos. O início dos perfis caracterizados pela suavidade no relevo mostrou-se associados a sedimentos finos e pequenas concentrações de cascalho biodetrítico. Nas regiões entre os altos, também foi comum há presença de sedimentos finos (silte a argila).

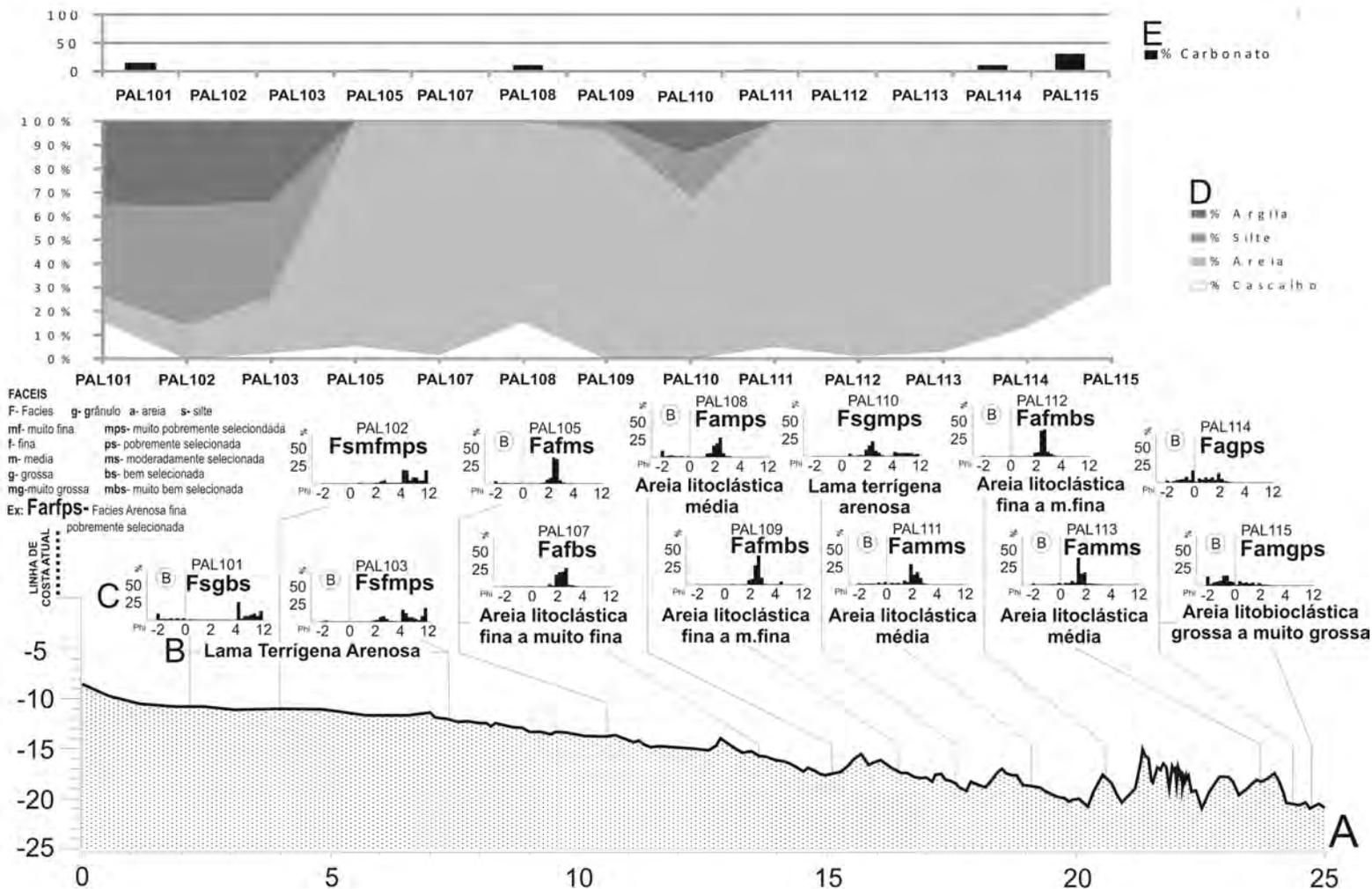


Figura 15: Perfil Albardão: A: Perfil batimétrico, B: Classificação de Lasonneur (1977), C: Classificação de Folk & Ward (1957), D: Composição textural, E: Porcentagem de carbonato.

I.V – DISCUSSÃO

A partir dos resultados obtidos e uma análise geral do comportamento batimétrico e sedimentológico da antepraia e plataforma interna estudada pode-se ressaltar alguns aspectos comparando a zona “A”, região ao largo do Chuí até o Balneário Hermenegildo, da zona “B”, região ao largo da Praia dos Concheiros até o farol do Albardão, Figura 16.

A zona “A” foi caracterizada por apresentar variabilidade sedimentológica com a presença marcante de altos topográficos próximos a linha de costa (~3 e 6 km), em profundidades de -12 m na base, a -7 m no topo em menos de 1 km de distância. Na base e por vezes próximo ao topo, estas feições caracterizaram-se pela exposição do substrato rígido (arenitos) colonizados por biota típica deste ambiente.

Este alinhamento em relação à linha de costa atual de tais feições NNE-SSW na plataforma interna estão relacionadas ao Parcel do Hermenegildo, destacadas nos perfis Phe1, Phe2, Phe3, em frente à praia e ao balneário que levam o mesmo nome. Associadas as estas irregularidades, foram verificadas regiões com menor concentração de sedimentos tamanho areia fina, sugerindo déficit deste material quando comparados à zona “B”.

O cascalho biodetrítico associado ao Parcel do Hermenegildo é composto basicamente por conchas desarticuladas de moluscos bivalves. As características de fragmentação e arredondamento, bem como a coloração avermelhada dos bioclastos indicam sedimentos palimpséticos, sugerindo o retrabalhamento na zona de arrebenção em condições de nível de mar mais baixo do que o atual (Figueiredo Jr, 1975; Asp, 1996, 1999). Buchmann & Tomazelli (2003) classificaram estes parciais como ativos, se encontrando submetidos diretamente à ação das ondas. A biota viva fixada sobre fundo rígido desnudo de sedimentos revela um ambiente de alta energia e que mantém, por período suficiente, o substrato desnudo, sem contribuição sedimentar.

Nos perfis Pch, e Pma, pouco mais distantes da linha de costa atual entre (~6 e 8 km) e menos proeminentes entre a base e o topo (máximo 3 m) foram interpretadas como fazendo parte do mesmo conjunto de feições submersas alinhadas no sentido NNE-SSW. Na base desta feição no perfil Pma também se verificou substrato rígido, desnudo de sedimentos cobertos por biota típica deste ambiente. Outra característica neste setor é que após a ocorrência dos altos topográficos mais próximos a linha de costa atual, há suavização de relevo de fundo marcado por uma depressão com poucas

irregularidades predominando sedimentos finos. Posterior a esta região até nota-se outro conjunto de altos topográficos destacados entre 18 e 22 km nas profundidades de -21 m na base, até -13 m no topo. Este conjunto de feições no perfil Pma, novamente apresenta trechos que ocorre a presença de substrato rígido colonizados por biota deste ambiente. Buchmann & Tomazelli (2003) classificaram estas feições como intermediárias onde o fundo é retrabalhado episodicamente por grandes ondas de tempestades.

A zona “B” apresentou alta variabilidade textural. Em geral, até 10 km (entre -10 e -15 m de profundidade) da linha de costa atual, foi marcada por sedimentos finos com pequenas concentrações de cascalho biodetrítico, não ocorrendo importantes variações batimétricas. A partir desta zona, altos topográficos destacam-se com 2 até 5 m em profundidades de -21 m na base a -15 m no topo. Ocorre o predomínio da fração areia, com importantes concentrações de cascalho biodetrítico associadas aos altos, e nas regiões mais profundas a presença de material fino (silte a argila) também acompanhada de cascalho.

Nesta zona as concentrações de cascalho biodetrítico se apresentavam muito semelhante ao encontrado na zona “A”, (coloração avermelhada e características de retrabalhamento). O domínio de sedimentos tamanho areia e a cobertura destes sobre os altos topográficos sugere uma zona com maior disponibilidade deste material quando comparados à zona “A”.

Na zona “B” também nota-se um alinhamento de altos topográficos na plataforma interna em relação à linha de costa atual. Nos perfis Pco1, Pco3, Pco4 ao largo da praia dos Concheiros dos 10 aos 18 km destacam-se dois altos com diferenças batimétricas que chegam a 4 m entre topo e base variando entre 1 e 4 km de distância. Foram interpretadas como dois conjuntos de feições submersas alinhadas: um entre 10 a 12 km e outro entre 14 e 20 km distantes da atual linha de costa.

Outra característica batimétrica marcante neste setor é relacionada à região do farol do Albardão, onde o perfil se mostra muito distinto dos demais por se apresentar próximo a zona costeira muito mais suave e com menores proeminências. Somente entre 20 e 25 km de distância é que se notam diferenças batimétricas importantes.

As feições proeminentes marcadas por altos topográficos preservadas na antepraia e plataforma interna, foram interpretadas pelas características morfológicas e texturais aliadas ao significado na evolução da barreira costeira holocênica. Para tanto, se consideráramos o conceito de antepraia (Swift *et al.*, 1979) e que nesta região da costa

do Rio Grande do Sul a zona de arrebenção varia de 0,5 até 1,5 km em situações de tempestades, podemos admitir que os perfis apresentados representam satisfatoriamente a zona compreendida entre a antepraia superior até antepraia inferior. De modo geral, apresentou complexidades tanto nas morfologias de fundo pelas irregularidades apresentadas quanto na sua distribuição textural pela variedade no tamanho e composição dos sedimentos.

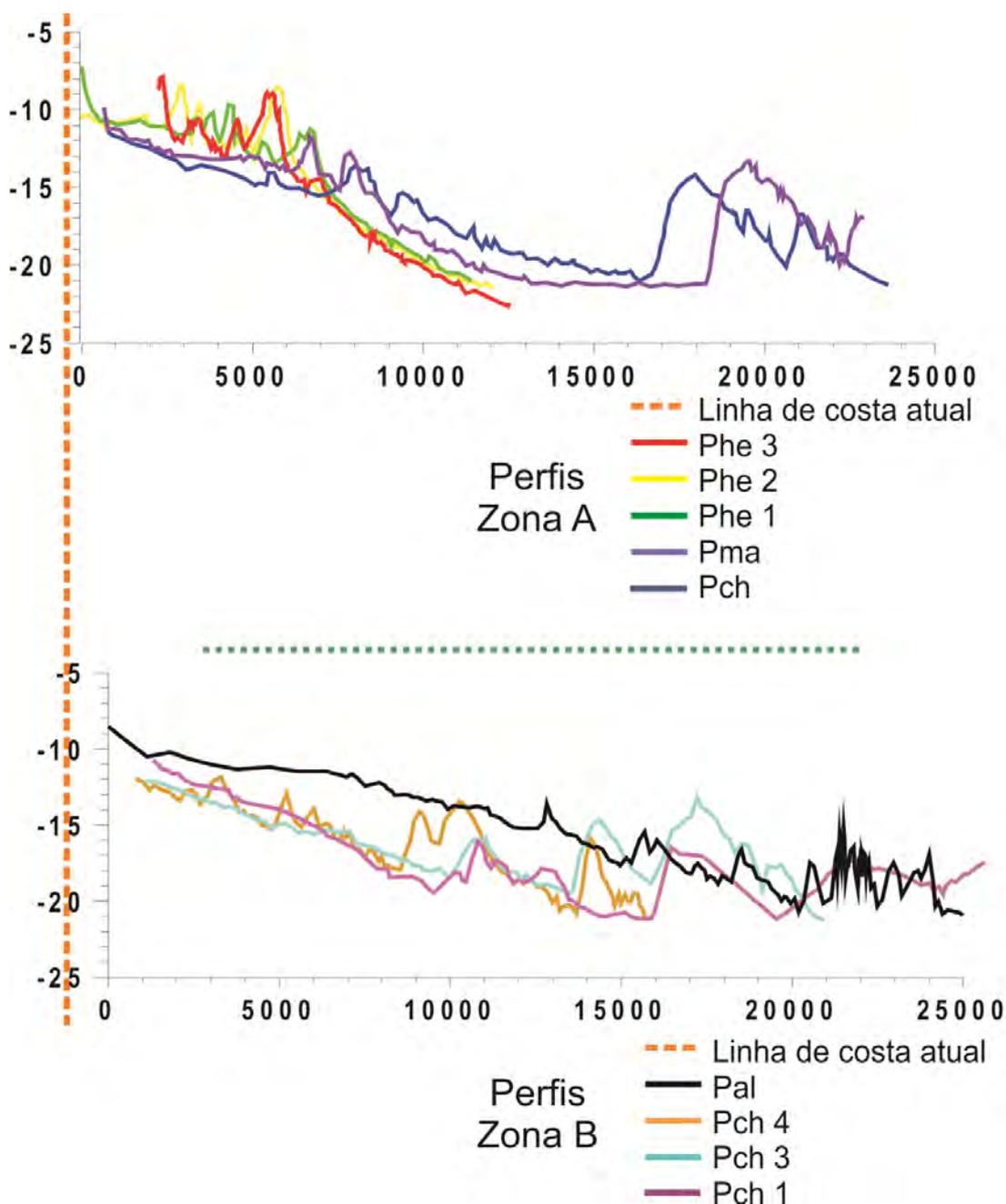


Figura 16: Perfis batimétricos da zona A (acima) e zona B (abaixo).

A preservação destas morfologias bem como nos sedimentos sugerem distintos comportamentos e mecanismos de migração da barreira holocênica durante o processo transgressivo:

Se considerarmos o mecanismo de recuo da barreira proposto por Sanders & Kumar, (1975), ou, recuo da antepraia de Swift, (1968): quando a base da antepraia migra em direção ao continente truncando depósitos pré-existentes pela ação das ondas gerando por consequência uma superfície de ravinamento; os depósitos transgressivos podem ser preservados tanto abaixo da superfície de ravinamento (turfas) como acima dela (*shelf sand ridges*).

Este mecanismo sugere a geração de “superfícies de ravinamento” podendo ser representadas pelas acumulações de cascalho biodetrítico, como depósitos de “lag” gerados durante o processo transgressivo da linha de costa. As topografias proeminentes (altos) representadas por mais de um perfil se mostrando paralelas ou suavemente oblíquas em relação a linha de costa atual, podem ser interpretadas como *shelf sand ridges*, assim também interpretadas por Figueiredo Jr. (1975, 1980) e Figueiredo Jr. *et al.* (1981). Portanto, estas feições podem sugerir este mecanismo como participante no processo de migração da barreira holocênica.

No entanto, também foi evidenciado que algumas destas feições mostram-se consolidadas por muitas vezes desnudas de sedimentos encontradas próximas à linha de costa na zona A, portanto não seriam relacionadas a feições tipicamente do tipo *shelf sand ridges*, formadas por substratos inconsolidados, mas que, ocasionalmente podem se ancorar em altos topográficos antecedentes.

Nos perfis Pch e Pma, demonstram características morfológicas que induzem a ser atribuídas a barreiras estacionárias, denominadas como feições relíquias preservadas plataforma interna, afogadas como durante o processo transgressivo. Sanders & Kumar (1975), explicam este mecanismo de afogamento local quando a barreira é submersa devido ao rápido aumento da taxa de elevação do nível mar ou uma redução do suprimento sedimentar, elevando o potencial de preservação de depósitos de retrobarreira abaixo da superfície de ravinamento. Carter (1988) corrobora este mecanismo ressaltando as possíveis ancoragens a altos topográficos e interação com os padrões de ondas.

Este mecanismo também não é descartado pela morfologia que se assemelha muito a barreira costeira, por exemplo, na região da praia dos concheiros onde tem alturas médias de 4 a 6 m e 4 km de largura. No entanto pela deficiência de dados de subsuperfície como testemunhos e datações aliados a dados sísmicos que poderiam esclarecer e diferenciar se estes altos tem esta morfologia por estarem ancorados a substrato antecedente ou se são totalmente inconsolidados. Também auxiliariam a compreender se sedimentos da retrobarreira (lagunares principalmente) se preservaram abaixo ou na retaguarda destas.

Para Swift *et al.* (1991), o mecanismo de migração de barreiras costeiras chamado de *overstep* (similar ao afogamento local, denotando um pulso transgressivo da linha de costa) e *set-up* (retração dos perfis da antepraia mediante a uma interrupção episódica por progradação) apontando processos transgressivos pontuados com aumento no suprimento sedimentar e de regressão temporária da linha de costa, ambas resultando em superfícies diacronas de erosão na antepraia. Se considerarmos o *overstep*, a evolução da barreira holocênica neste trecho com um possível afogamento local marcado pelas feições já discutidas no parágrafo anterior. Já o *set-up* poderia ser aplicado se barreira em algum momento que a taxa de elevação do nível do mar é superada pelo aporte de sedimentos, portanto progradaria por algum momento e isso tenha ficado preservado na forma de feições relíquias na plataforma interna e ou ancorando-se em altos topográficos já existentes na antepraia e plataforma interna.

A resposta translacional acontece quando a barreira migra transversalmente ao declive do substrato sem a perda de material. Esta transladação em direção ao continente pode ser sobre depósitos de sedimentos finos (Oertel *et al.*, 1989) normalmente de ambientes lagunares.

Sugere-se que estas feições podem estar relacionadas a estabilizações do NRM, estando provavelmente ligada a uma posição da linha de costa durante as oscilações do nível do mar. As variações topográficas mostram-se abruptas e a sedimentologia associada a estes altos denotam alta energia de correntes induzidas por ondas.

Apesar da escasses de dados geocronológicos que possam precisar as idades destas feições submersas é importante ressaltar as duas possibilidades quanto a evolução da plataforma interna bem como da barreira costeira holocênica:

A primeira é que se estas feições se formaram no Pleistoceno superior, durante a instalação do Sistema Laguna Barreira III e preservadas, influenciaram de modo expressivo quanto ao controle morfológico do substrato antecedente. Dessa forma, influenciando no processo de transladação da barreira durante a Última Grande Transgressão com uma possível.

O trabalho de Buchmann (2002) sugere que a presença destes altos topográficos na plataforma interna do RS estão relacionados as estabilizações do NRM no Pleistoceno, durante a Penúltima Grande Transgressão. Estes depósitos estão associados ao evento responsável pela formação do sistema deposicional Laguna-Barreira III, proposto por Villwock *et al.* (1986). Após este período, esta feições ficaram submetidas a exposição subaérea durante a regressão subsequente. Posteriormente, com a subida do nível do mar, durante a Última Grande Transgressão, os depósitos foram novamente afogados.

A segunda hipótese seria da formação deste sistema durante o Holoceno, marcando, portanto uma estabilização da linha de costa durante o processo transgressivo condicionado pela Última Grande Transgressão. A hipótese deste sistema ter sido originado durante o Holoceno, é sustentada pela morfologia muito semelhante a uma barreira afogada que ocorre principalmente nos Pch e Pma.

Estas feições topográficas submersas podem estar influenciando a evolução dos diferentes compartimentos costeiros em diferentes escalas de tempo. As evidências que zona “A” apresenta uma plataforma interna com déficit de sedimentos do tamanho areia é um importante parâmetro a ser considerado quando se discute a erosão do ambiente praias adjacentes.

Atualmente o sistema praias adjacentes a esta zona, tanto na praia das Maravilhas como no Balneário Hermenegildo, sofre intensos processos de erosão costeira. Tomazelli *et al.* (1998) e Dillenburg *et al.* (2004), propõem que a continuidade lateral dos depósitos de turfas e lamas orgânicas aflorantes nas imediações da praia do Hermenegildo sugerem uma formação associada a corpos lagunares e paludiais de significativas dimensões.

As exposições junto à praia atual revelam que nestes locais a barreira que protegia estes ambientes foi totalmente erodida. Tomazelli *et al.* (1999) abordaram as possíveis causas do processo erosivo que se desenvolve em alguns trechos da costa do Rio Grande do Sul e que incluem o segmento sul do litoral, especialmente as praias

entre Hermenegildo e a foz do Arroio Chuí. Entre as prováveis causas os autores consideraram: (1) elevação atual do nível relativo do mar (Tomazelli & Villwock, 1989; Tomazelli, 1990; Tomazelli *et al.*, 1998); (2) efeito das marés meteorológicas associadas à eventos de tempestades (Calliari *et al.*, 1998); (3) concentração de energia de ondas devido à refração em feições morfológicas submersas (Calliari *et al.*, 1998) e (Speranski & Calliari, 2000) e (4) concentração de energia de ondas controlada por feições morfológicas de grande escala associadas à topografia pleistocênica precedente à última grande transgressão (Dillenburg *et al.*, 1998). As causas apontadas não são excludentes sendo possível que o fenômeno erosivo resulte da superposição das mesmas, Tomazelli *et al.* (1999).

A zonação da antepraia é paralela à linha de costa e pode ser temporariamente desfocada ou pontuada pelos efeitos das maiores tempestades tendo limite inferior profundidades entre -16 e -20 m (Swift, 1975; Swift *et al.*, 1985), portanto é sabido que correntes induzidas por ondas agem, principalmente em condições de tempestades retrabalhando e transportando sedimentos nesta zona. O perfil representa uma geometria de equilíbrio entre o diâmetro dos sedimentos, processos deposicionais ativos e o nível energético (Bruun, 1962; Walker & Plint, 1992). A preservação de antigos depósitos de plataformas/antepraia é dependente do ângulo de migração da linha de costa (Martinsen & Helland-Hansen, 1995) controlado pela acomodação e o suprimento sedimentar (Nummedal *et al.* 1993).

Portanto, mesmo não definindo quais fatores teriam maior ou menor contribuição a erosão associada a este trecho costeiro, pressupõe-se que ajustes morfodinâmicos de larga escala, ou seja, o balanço de sedimentos entre a antepraia (porção submersa) e a barreira (porção emersa) principalmente pela transferência “*cross shore*”, é afetada havendo déficit sedimentos na porção submerça.

Considerando principalmete os fatores a longo prazo, o processo de desenvolvimento e evolução da Barreira IV na região costeira de Santa Vitória do Palmar também é influenciado pelo balanço de sedimentos entre a antepraia e o sistema praial adjacente. Pode-se considerar que como não existe aporte fluvial considerável nesta região costeira, o estoque de sedimentos seria resumido na sua grande maioria a antepraia adjacente.

A cobertura de sedimentar da ante praia estudada predominam as frações arenosas e importantes concentrações de cascalho biodetrítico, e nas regiões mais profundas entre os altos, ocorre a presença de material fino (silte a argila), em conjunto com o cascalho biodetrítico. Portanto a variabilidade sedimentar ocorre tanto na antepraia como na região praial adjacentes suas alterações estão sujeitas as variações morfodinâmicas de curto espaço temporal, onde as ondas de tempestades são capazes de remobilizar o fundo e aportar estessedimentos a porção emersa da barreira.

Sugere-se que entre cerca de 3 e 6 km da linha de cota atual mar a dentro, na localidade do Hermenegildo, altos topográficos constituídos de arenitos por muitas vezes desnudos de sedimentos inconsolidados entre as isobatas de entre -8 e -15 m fazem parte do Sistema Laguna Barreira III de Villwock *et al.* (1986) pela proximidade com este sistema em relação a zona costeira e que poderiam estar associados a uma estabilização de uma linha de costa durante a subida do nível do mar durante Holoceno, ou seja um momento de ancoragem da Barreira IV. E que os *sand ridges*, são o retrabalhamento atual dos sedimentos que compunham (um terraço marinho, uma estabilização uma barreira) durante a subida do nível do mar durante o Holoceno, que podem ou não estar ancorados em altos pleistocênicos.

CAPÍTULO II

ESTRATIGRAFIA DA BARREIRA HOLOCÊNICA NA REGIÃO COSTEIRA DE SANTA VITÓRIA DO PALMAR

III – INTRODUÇÃO

A evolução da PCRS durante o Holoceno é um tema que vem sendo desenvolvido desde pioneiros trabalhos desenvolvidos da década de 60. No entanto depois da proposta de Vilwock *et al.* (1986) de aplicar o modelo de sistemas deposicionais do tipo laguna barreira, houve um crescimento de contribuições neste sentido. Especificamente no estudo da evolução das barreiras costeiras holocênicas na PCRS, destacam-se os trabalhos de Tomazelli (1990), Vilwock & Tomazelli (1995), Dillenburg (1994), Dillenburg *et al.* (2000, 2004a, 2006, 2009), Clerot (2004), Travessas (2005), Lima (2008), Martinho *et al.* (2008), Tomazelli *et al.* (2008), Barboza *et al.* (2009, 2010, 2011, 2013), Lima *et al.* (2013), Rosa (2011, 2012) cada qual no seu enfoque, contribuindo para o conhecimento da evolução destes sistemas.

O presente Capítulo discorre sobre a parte emersa relacionada a região costeira do município de Santa Vitória do Palmar da PCRS, limitada ao leste pela Lagoa Mangueira ao oeste pelo Oceano Atlântico, ao norte pela praia adjacente ao faroete Verga e ao sul pela praia da Barra do Arroio Chuí. Com características peculiares quanto à textura (bioclóstos) associadas ao ambiente praiial, este segmento da barreira holocênica é menos conhecido sob os aspectos estratigráficos e evolutivos, quando comparado a outros setores da costa do Rio Grande do Sul. Neste contexto, o presente trabalho contribui no entendimento da evolução das barreiras costeiras holocênicas do Rio Grande do Sul.

III.I Contexto Geológico

A PCRS é composta por leques aluviais e pela justaposição de quatro sistemas deposicionais do tipo laguna-barreira formados por sucessivas elevações e rebaixamentos do NRM durante o Quaternário, Vilwock *et al.* (1986) e Tomazelli *et al.*, (2000). Foram propostos os sistemas Laguna-Barreira I, II, III, pleistocênicos (estágios interglaciais 11, 9 e 5 respectivamente) e o Sistema Laguna-Barreira IV holocênico, (estágio interglacial 1), figuras 17 e 18.

Na região de estudo destacam-se os Sistemas Laguna-Barreira II, III e IV. Recentemente uma importante contribuição de Lopes *et al.* (2010) datando fósseis de mamíferos relacionados ao sistema Laguna-Barreira II, mais precisamente a Barreira II, concluíram que este sistema deposicional está relacionado a uma transgressão marinha ocorrida a cerca de 200 ka podendo ser relacionada ao estágio interglacial 7.

De acordo com Villwock *et al.* (1986) o Sistema Laguna-Barreira III formou-se associado a um terceiro evento transgressivo-regressivo que atingiu a PCRS no final do Pleistoceno. A formação da Barreira III foi responsável pela implantação final do Sistema Lagunar Patos-Mirim (Villwock & Tomazelli, 1995). Os sedimentos da Barreira III são correlacionados ao último pico interglacial pleistocênico, correspondendo ao subestágio isotópico de oxigênio 5e, o que lhes conferem uma idade em torno de 120 ka. As características gerais dos sedimentos da Barreira III permitem correlacioná-los aos depósitos arenosos marinhos descritos em outras partes do litoral brasileiro e relacionados com a “Penúltima Transgressão” ou “Transgressão Cananéia” de Suguio & Martin (1978) e Bittencourt *et al.* (1979).

No norte do PCRS, Tomazelli & Dillenburg (2007) descreveram a sucessão estratigráfica da Barreira III correspondendo a uma sequência costeira tipicamente prográdante (regressiva) onde nível máximo é atribuído a depósitos de estirâncio marcado pela presença de ichnofósseis de *Ophiomorpha nodosa* a cerca de 7 m acima do NRM atual. Buchmann & Tomazelli (2003) dataram por termoluminescência um afloramento na linha de costa atual relacionado à Barreira III obtendo uma idade de 109.00 ka A.P. Os trabalhos de Caron (2007), e Lima *et al.* (2013) e Rosa (2012) mostram que na porção sul da PCRS a Barreira III teve um comportamento retrogradante (transgressivo), já que são encontrados depósitos de origem praial e eólica atribuídos a este sistema, sobrepondo depósitos lagunares pleistocênicos. Segundo Rosa (2012) as barreiras pleistocênicas também apresentam variabilidades nos padrões morfológicos, estratigráficos e contextos evolutivos como nas barreiras holocênicas, Figura 19.

Nesta região terrenos do Sistema Lagunar III estão posicionados entre as Barreiras II e III, em um espaço ocupado hoje em dia pelos banhados formadores dos arroios do Pastoreio e Chuí (Soliani Jr., 1973). Trabalhos realizados por Lopes *et al.* (2009, 2010) abordando principalmente o conteúdo fóssilífero (megafauna pampeana) discutem a

evolução do Arroio Chuí, diferenciando suas fases de preenchimento de depósitos lagunares a fluviais. Também são encontrados depósitos associados a este sistema em toda margem leste da Lagoa Mirim.

O sistema Laguna-Barreira IV da porção sul da PCRS é o principal objeto desse estudo. A barreira IV iniciou sua formação há cerca de 7 ka, com a migração de uma barreira transgressiva, durante os estágios finais da Transgressão Marinha Pós-Glacial (Dillenburg *et al.*, 2000). A formação da Barreira IV isolou grandes corpos lagunares, que foram segmentados durante o rebaixamento do nível do mar que se seguiu ao máximo transgressivo de 5 ka A.P. Tomazelli *et al.* (2000).

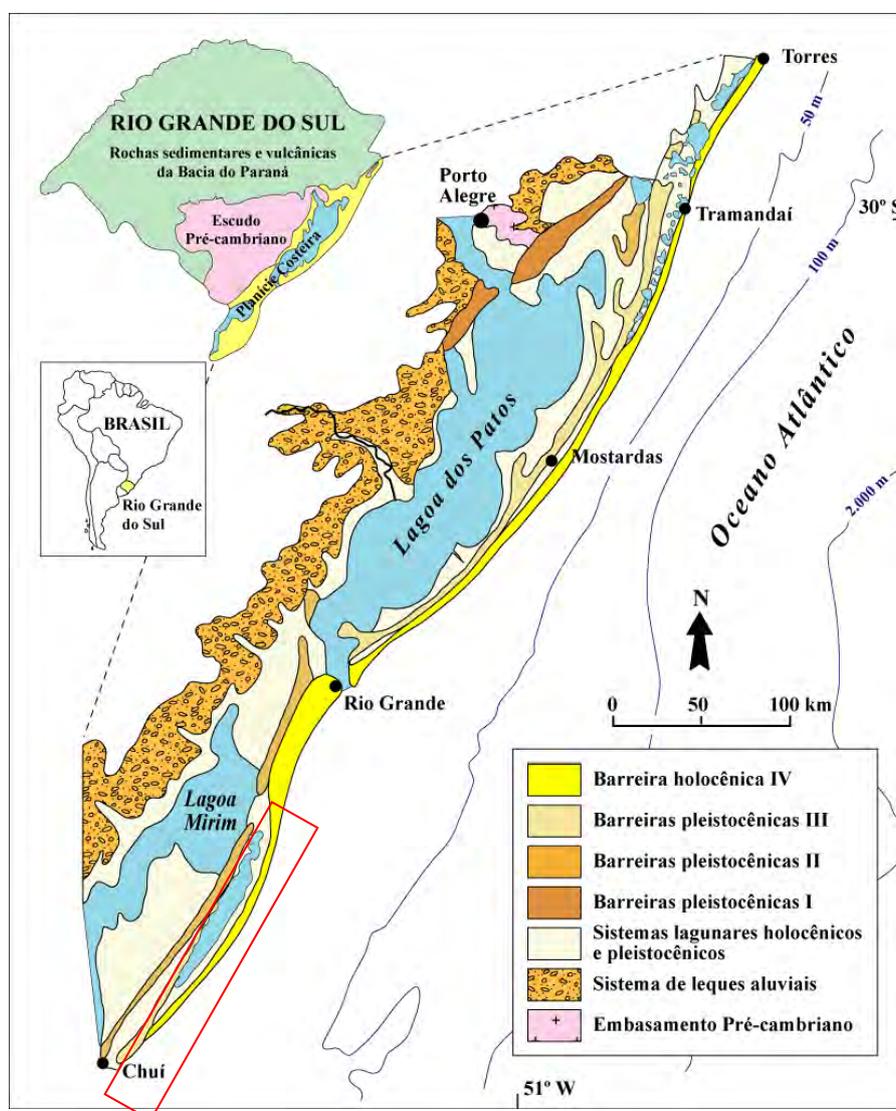


Figura 17: Mapa geológico da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS). Em destaque no retângulo vermelho, a área de estudos. Modificado de Tomazelli & Villvock 1996).

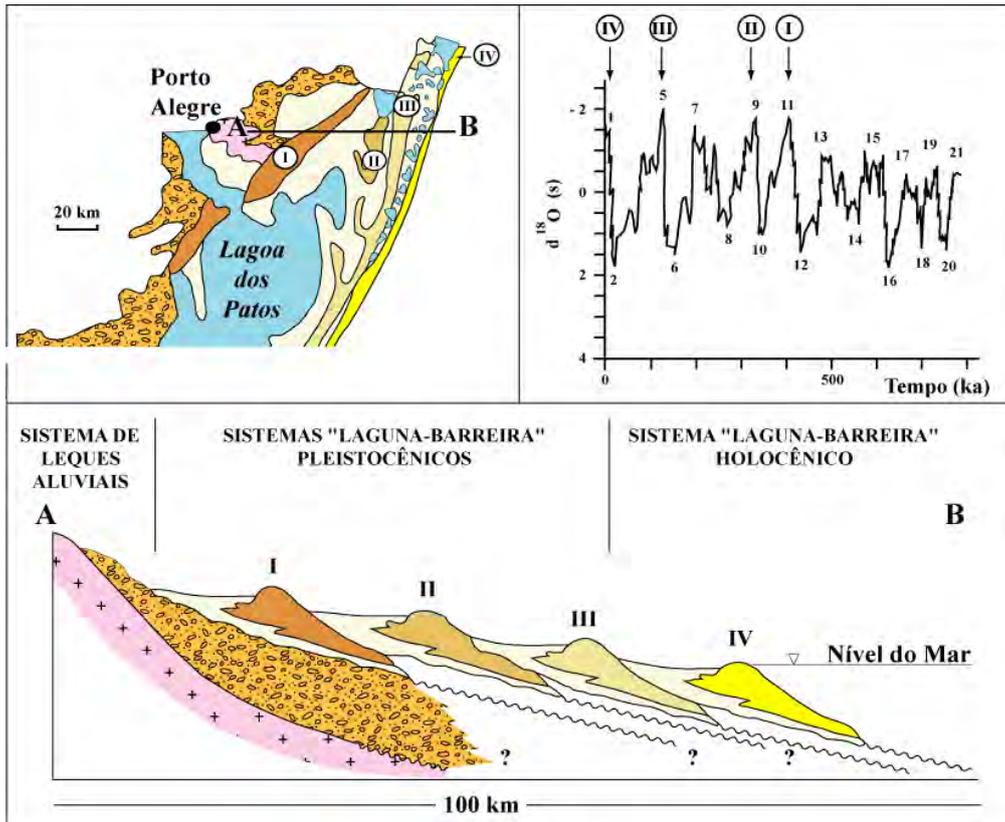


Figura 18: Perfil esquemático da PCRS com seus sistemas deposicionais e suas respectivas idades relacionadas. (modificado de Tomazelli & Villvock 1996).

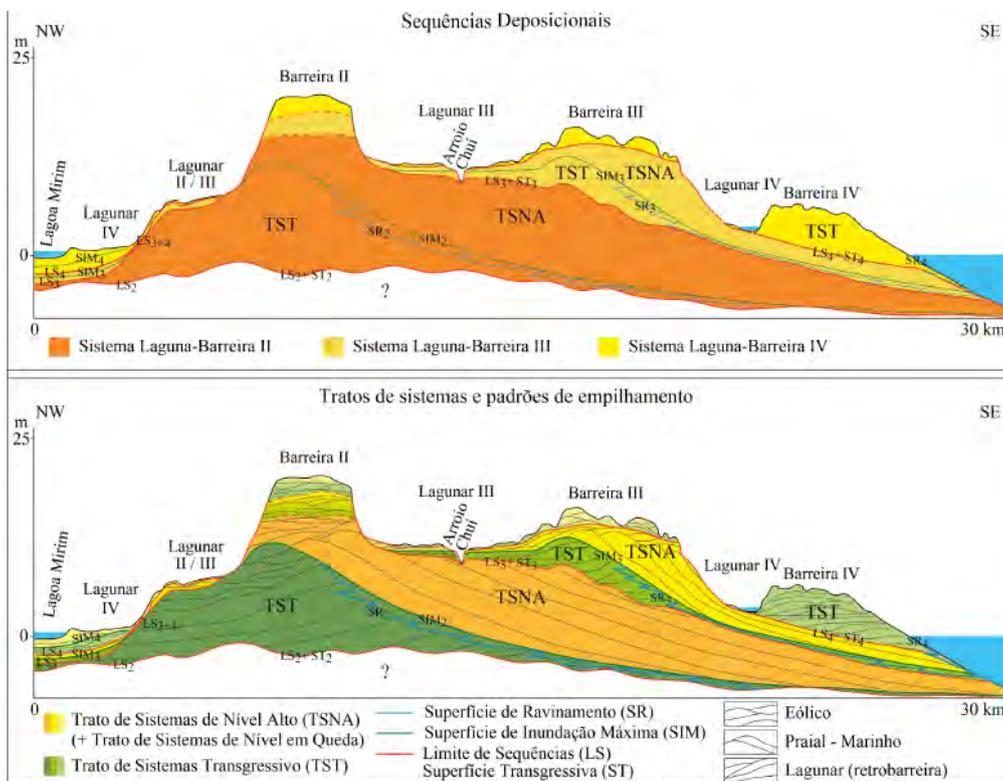


Figura 19: Perfil esquemático ao sul da PCRS (modificado de Rosa 2012).

II.I.II Nível do mar no Holoceno no sul do Brasil

Embora existam divergências pontuais entre os diversos autores, nascidas de efeitos locais e/ou metodológicos, as curvas que sintetizam a variação do nível do mar durante o Holoceno médio e tardio, mostram na sua maioria, que o nível atual foi ultrapassado em torno de 7 ka e que, entre 6 e 5 ka foi atingido um nível máximo situado alguns metros acima do nível atual. Martin *et al.* (1979, 1988) apresentam uma curva de variação do NRM durante Holoceno no litoral de Santa Catarina, mostrando que nível relativo do mar alcança seu nível atual em torno de 7 ka AP. Após esse período o NRM teria subido acima do nível atual três vezes, em 5.1, 3.6, e 2.5 ka AP anos, com o nível do mar atingindo as cotas de 4, 2,5 e 2 m acima do nível atual respectivamente ($\pm 0,5$ m de erro). A partir de datações de vermitídeos, Angulo *et al.* (2006) propuseram uma curva de variação do NRM para o litoral sul de SC, em que o nível de mar alto ocorreu há 5.4 ka A.P., chegando a $2,1 \pm 0,5$ m acima do nível atual, correspondendo ao máximo da transgressão marinha pós-glacial, e declínio contínuo do NRM desde 3 ka A.P. até os dias atuais (taxas de 0,4 mm/ano) Figura 20.

Barboza & Tomazelli (2003) identificaram uma feição de terraceamento associada a uma escarpa na Lagoa dos Patos que indica para a formação um nível máximo da mesma em torno de 2,5 e 3 m acima do nível atual. Assim, como a referida Lagoa mantém uma conexão permanente com o oceano a construção desta feição condiz com as variações propostas por Angulo *et al.* (2006).

Caron (2007), estudando a evolução paleogeográfica na região da desembocadura Arroio Chuí durante o Holoceno, identificou moluscos em posição de vida em depósitos de origem lagunar estuarina que dataram entre 5 e 6 ka a cerca de 2 m acima do NRM atual, sendo atribuídos ao nível de mar mais alto durante o Holoceno médio, corroborando também com os dados de Barboza & Tomazelli (2003) e Angulo *et al.* (2006).

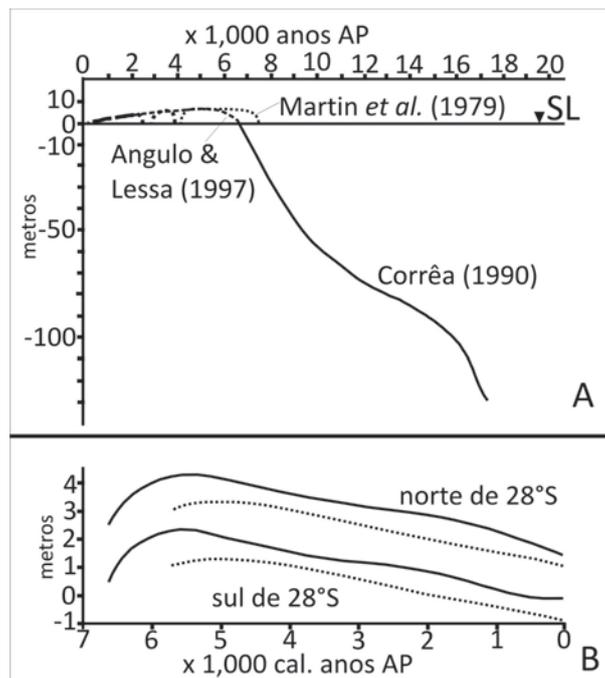


Figura 20: (A) Curvas do nível do mar no Holoceno para a costa leste do Brasil. Curva sólida de Corrêa (1990). Curva pontilhada após Martin et al. (1979). Curva tracejada após Angulo & Lessa (1997), (B) Curvas de variações do nível do mar para a costa brasileira durante o Holoceno ao norte de 28°S (linha sólida) e sul de 28°S (linha tracejada) de Angulo et al. 2006. Figura modificada de Dillenburg et al. (2009).

II.I.III As Barreiras Holocênicas do Rio Grande do Sul

Segundo trabalhos de Tomazelli (1990), Dillenburg *et al.* (2000); Dillenburg *et al.* (2003); Travessas (2003); Dillenburg *et al.* (2004 a, b); Hesp *et al.* (2005), Martinho *et al.* (2008a), Dillenburg *et al.* (2009), Barboza *et al.* (2011), Lima *et al.* (2013) durante o Holoceno, as barreiras costeiras tem apresentado diferentes tipos de morfologias e estratigrafia na costa do Rio Grande do Sul.

As barreiras holocênicas não exibem uma evolução uniforme o Holoceno médio e tardio. Nas reentrâncias, ocorrem barreiras regressivas, enquanto nas proeminências, barreiras transgressivas. Conforme Barboza & Rosa (2014) os setores transgressivos apresentam campos de dunas transgressivos, enquanto os setores regressivos são caracterizados por dunas frontais (*foredune ridges*) e lençóis de areias transgressivos chamados de *transgressive dunefields* por Hesp *et al.* (2005, 2007). Os contrastantes nos tipos de barreira são o resultado em longo termo, da existência de gradientes do poder de ondas ao longo da costa determinando diferentes aportes de sedimento, nos distintos setores costeiros, Dillenburg *et al.* (2009).

As barreiras progradantes (regressivas) são caracterizadas pela migração da linha de costa em direção ao mar por pelo menos os últimos 5 ka e ambas com a linha de costa côncava. O primeiro tipo (A) compreende dunas frontais reliquias intercaladas com campos de dunas transgressivos do Estreito ao Sarita. O segundo tipo de barreira progradante (B) apresenta um sistema lagunar na retaguarda da barreira e uma sucessão de lençóis de areias, separados por cordões de precipitação sendo encontrados entre Torres e Xangri-lá.

As barreiras retrogradantes (transgressivas) são as que tiveram a linha de costa migrando em direção ao continente durante os últimos 5 ka. Ocorrem na costa em três estágios evolutivos. O primeiro (D), é caracterizado pela erosão das praias e pela presença de campos de dunas transgressivos e depósitos lagunares na retaguarda da barreira, Figura 24. Destando presente no litoral norte de Dunas Altas a Mostardas e no litoral sul, do farol do Albardão à praia do Hermenegildo. O estágio (E) é caracterizado pelo afloramento de depósitos de lamas lagunares na face praial e pós-praia, e campos de dunas transgressivos sobre estes depósitos (E), são encontrados de Mostardas ao Estreito e próximos ao Hermenegildo e ao Jardim do Éden. A barreira retrogradante do tipo (F), é encontrada na região próxima a desembocadura do Arroio Chuí (F) (conhecido como “*mainland beach*” *sensu* Roy *et al.*, 1994), caracterizada pela erosão parcial e/ou completa dos depósitos holocênicos depósitos transgressivos e lagunares, alcançando o substrato pleistocênico. Entre as situações, progradantes e retrogradantes, estão as barreiras agradantes, caracterizada pela alternância de processos progradantes e retrogradantes durante os últimos 5 ka, produzindo um efeito de linha de costa quase-estacionária (C). São encontrados nos pontos de inflexão, onde a linha de costa passa de côncava para convexa (de Xangri-lá a Jardim do Éden; de Jardim do Éden a Dunas Altas; do farol da Verga ao farol do Albardão), Figuras 21 e 22.

As contribuições de caráter evolutivo durante o Holoceno na área de estudo destacam-se os trabalhos de Buchmann *et al.* (1998) sobre a evolução da Lagoa Mirim e banhado do Taim durante o Holoceno; Tomazelli *et al.* (1998) dando ênfase ao processo erosivo da linha de costa atual na porção sul da PCRS; Caron (2007) descrevendo sobre o afogamento da região da desembocadura do arroio chuí durante o máximo eustático holocênico; Tomazelli *et al.* (2008), sobre vales incisos e a evolução do banhado do Taim durante o Holoceno, Rosa (2012) a respeito da evolução dos sistemas

deposicionais quaternários com ênfase na porção sul da PCRS e Lima *et al.* (2013) sobre a estratigrafia da barreira holocênica na praia Hermenegildo.

II.IV Aspectos Climáticos e Oceanográficos

O regime de ventos e massas de ar estão vinculados principalmente ao anticiclone tropical semi fixo do Atlântico Sul e ao Anticiclone Polar Migratório (Fonzar, 1994). Os ventos da costa do RS como de alta energia e de baixa variabilidade direcional, com dominância dos ventos de NE na maior parte do ano, entretanto os ventos de S-SW-W os de maior velocidade, Tomazelli (1993). Segundo Davies (1964) a costa do RS é enquadrada a um regime de micromarés, dominada por ondas. As tábuas de marés (DHN) apresentam marés astronômicas médias anuais de 0,47 m e máximas de 1,2 m. Em períodos de tempestade os fortes ventos provindos principalmente de S-SW ocasionam sobre elevações do nível do mar na ordem de 1 a 2 m (marés meteorológicas) Tomazelli (1993), Tozzi & Calliari (2000) e Parise *et al.* (2008).

Estudando registros de onda da costa do RS, Motta (1969) observou que a altura significativa mais frequente é de 1,5 m e o período 9 s; e Strauch & Schimdt (1999) propuseram que a direção predominante incidente à costa é de SE. Dois regimes se destacam: o primeiro S-SE, com ondas de *swell* e um segundo de ondas de geração local, propagando-se E-SE. Barletta (2006) sugere que a refração causada pela morfologia da antepraia teria uma participação determinante na altura e direção das ondas ao longo de grandes trechos da costa do RS e que os parciais atuariam de forma pontual em menor escala. Este resultado estaria de acordo com a interpretação dos resultados apontados por Dillenburg *et al.* (2003), e Martinho (2008), que encontram um gradiente de ondas na costa do RS com menores alturas significativas nos setores que correspondem as reentrâncias e um progressivo crescimento nas projeções costeiras.

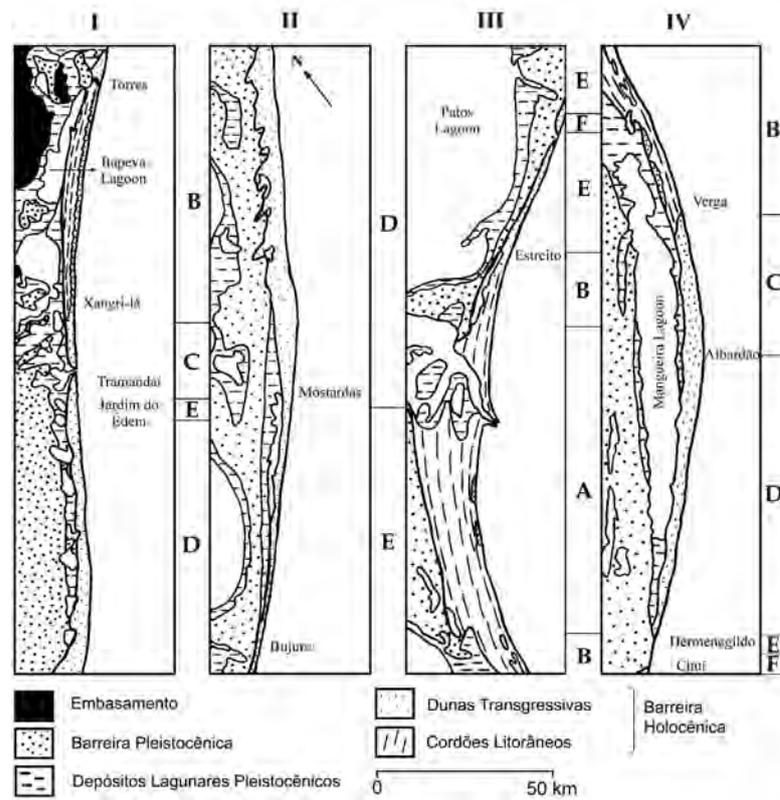


Figura 21: Setores da costa do RS (I, II, II, IV) e os tipos de barreira encontrados (A, B, C, D, E, F) (modificado de Dillenburg et al., 2000).

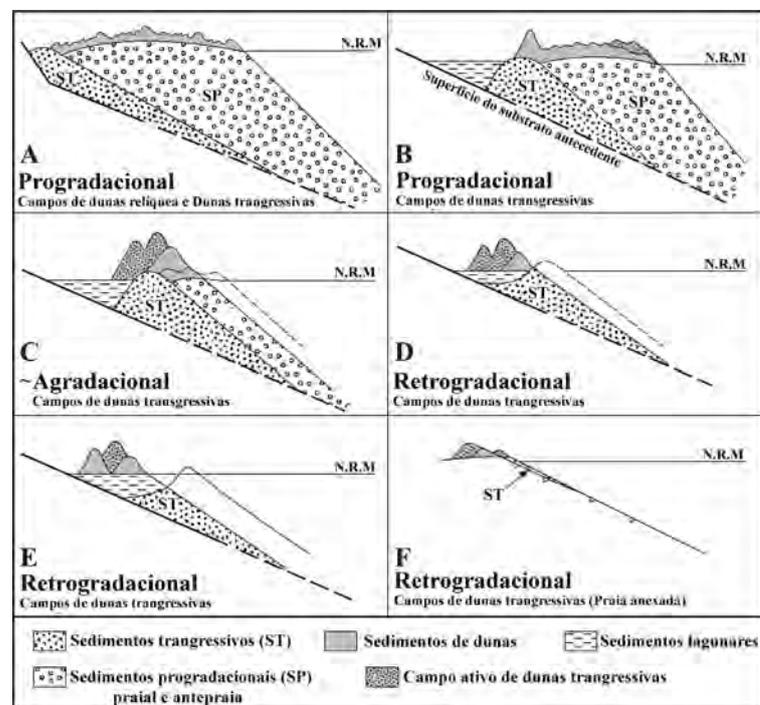


Figura 22: Setores costeiros e tipos de barreiras holocênicas encontrados ao longo da costa do Rio Grande do Sul, com as seções estratigráficas esquemáticas correlatas (modificado de Dillenburg et al., 2000).

As correntes costeiras apresentam-se paralelas à linha de costa em ambos os sentidos com entre 0,10 e 0,20 m/s Motta (1967), sendo que as por ventos apresentam um transporte preferencial de finos em direção ao sul, entretanto, as geradas por incidência oblíqua de ondas resultam na remobilização de sedimentos arenosos, apresentando um transporte preferencial para norte (Motta, 1969). O transporte induzido pela incidência oblíqua de onda do quadrante sul, resulta em pelo menos 30% do transporte longitudinal total, na praia do Hermenegildo, próxima zona de estudo, a taxa de deriva é de $-2.900.000 \text{ m}^3/\text{ano}$, com resultante para NE, Lima *et al.* (2001).

II.I.V Características da área de estudo

Na área de estudo o sistema da Barreira IV é constituído pela faixa praial composta de areia de fina a muito fina, Martins (1967), no entanto em períodos de tempestade é comum a presença de bioclastos de composição variada, representados por fragmentos de moluscos, arenitos de praia e coquinas, Figueiredo Jr. (1975), Calliari & Klein (1993), e ossos de mamíferos da megafauna pleistocênica, Buchmann (2002). O campo formado predominantemente por dunas eólicas varia com larguras que entre 2 a 6 km. Na região do farol do Albardão é representado principalmente por um campo de dunas livres de características transversais com até 30 m de altura, já na região dos Concheiros predominam lençóis de areia e dunas do tipo precipitação, e por vezes intercalados por áreas úmidas mais baixas e bosques de acácias.

O sistema Lagunar IV está representado principalmente pela Lagoa Mangueira, um corpo lacustre raso (média de 3 m) com larguras de 2 a 12 km, e comprimento de aproximadamente 100 km.

II.II OBJETIVOS

II.II.I Objetivo geral

Através do reconhecimento da Geologia de superfície e subsuperfície do trecho costeiro compreendido entre o Chuí e as praias adjacentes ao farol Sarita município de Santa Vitória do Palmar o objetivo geral é contribuir para o entendimento da evolução da barreira holocênica relacionando-a ao estoque sedimentar e flutuações de NRM no sul do Brasil.

II.II.II Objetivos específicos

*Caracterizar os principais elementos morfológicos e texturais de superfície na barreira costeira holocênica.

*A partir de dados geofísicos, reconhecer e interpretar terminações de refletores, superfícies e radarfácies buscando definir as geometrias deposicionais resultantes.

*Através de dados de sondagens, reconhecer a arquitetura das fácies a partir dos elementos texturais, paleontológicos e geocronológicos

*Integrar dados geofísicos e estratigráficos no intuito aliar a geometria a arquitetura de fácies.

*Contrapor a morfologia e estratigrafia e evolução da barreira do setor SW (da barra do Arroio Chuí - praia dos Concheiros) com o setor NE (forelete Verga - Farol Sarita).

*Baseado na caracterização geológica e geomorfológica elaborar um modelo da evolução da Barreira IV do setor costeiro estudado.

II.III – MÉTODOS

O cenário central do trabalho e a concentração do esforço amostral foram direcionados para a investigação do setor da barreira holocênica situada na praia dos Concheiros, localizada cerca de 25 km ao norte do Balneário Hermenegildo. Foram aproveitadas informações de outros três setores já previamente estudados, cada qual com seu enfoque, também avaliados para compreensão do trecho da barreira uma vez que apresentam características morfológicas e estratigráficas importantes no entendimento da evolução deste setor costeiro durante o Holoceno (Tabela 1).

Tabela 1 Setores e os dados utilizados para elaboração do trabalho.

SETOR	MORFOLOGIA	ESTRATIGRAFIA
Sarita	Este trabalho	Este trabalho
Verga	Este trabalho	Este trabalho
Concheiros	Este trabalho	Este trabalho
Hermenegildo	Lima (2007)	Lima (2007)
Maravilhas	Buchman <i>et al</i> (1998) Tomazelli <i>et al</i> (1998)	Buchman <i>et al</i> (1998) Tomazelli <i>et al</i> (1998)
Chuí	Este trabalho	Este trabalho

II.III.I Geologia de superfície

Para o mapeamento geológico de superfície, foram primeiramente consultados os mapas geológicos elaborados em estudos anteriores, como os de Soliani Jr.(1973), Villwock & Tomazelli (1995) e CPRM/CECO (2000). Fez-se o uso de fotografias aéreas verticais de grande formato, cedidas pela UFPEL, com os levantamentos realizados pelo Exército Brasileiro em 1947, 1964 e 1996, nas escalas de 1:40.000, e 1:60.000. Foram também utilizadas imagens orbitais Landsat 7 (ETM+b:8), com resolução de 15 m por pixel, georeferenciadas e ortoretificadas, cedidas pelo “*Global Land Cover Facility*” (GLCF) e de mosaicos de imagens do Google construído no programa Adobe® Photoshop®. Dados altimétricos de radar do tipo SRTM, com resolução de 30 m por pixel, cedidos também pelo “GLCF” também foram utilizados na compreensão da altimetria geral da área de estudo. Os mapas geológicos, imagens orbitais e fotografias aéreas, foram catalogadas e carregadas em um banco de dados do tipo SIG (Sistema de Informações Geográficas) no programa Global Mapper, e conforme suas necessidades foram georeferenciadas utilizando pontos de apoio reconhecidos em campo e bases cartográficas já estabelecidas.

A navegação terrestre, o posicionamento de pontos de referência e a geração de dados altimétricos foi realizada a partir de um sistema de DGPS marca Trimble. Para pontos de controle fixos como as amostragens superficiais, afloramentos, sondagens, georeferenciamento das fotos aéreas e mosaicos de imagens orbitais utilizou-se o modo estático de posicionamento com aquisição média de 30 min por ponto. Já na geração de perfis altimétricos a fim de caracterizar a topografia dos ambientes foi utilizado o modo de aquisição cinemático, adquirindo dados em movimento. Após a etapa de aquisição, foi realizado o tratamento dos dados a partir uma base fixa com precisão e nível conhecido. O tratamento dos dados demonstrou um erro máximo de posicionamento de 10 cm, e um erro máximo altimétrico de até 20 cm. As plotagens dos perfis altimétricos foram realizadas com auxílio dos programas Excel, ESRI-ArcMAP, Grapher e Coreldraw. O sistema GNSS foi também utilizado para estabelecer um datum para correlação regional dos elementos arquiteturais relacionados aos depósitos de margem lagunar.

III.III.II Geologia de sub-superfície

III.III.II.I Radar de penetração no solo-GPR

O GPR tem sido utilizado pelos sedimentologistas/estratígrafos para reconstruções do ambiente deposicional e a natureza dos sedimentos bem como a variedade dos processos sedimentares atuantes, investigações hidrogeológicas (também a caracterização de reservatórios) e estudos análogos de reservatórios de hidrocarbonetos Neal (2004). A técnica do GPR baseia-se no envio ao subsolo uma onda eletromagnética de alta frequência (10-1.000 MHz). O pulso eletromagnético é enviado por uma antena transmissora se propagando pelo subsolo até encontrar um horizonte com contraste nas propriedades dielétricas (constante dielétrica). Desta maneira parte do pulso é refletida para a superfície e parte é transmitida, se propagando em subsuperfície. A onda refletida é recebida pela antena receptora, amplificada, digitalizada, e armazenada na memória da unidade controladora.

Para o estudo foi utilizada uma antena na frequência de 200 MHz da GSSI™ (*Geophysical Survey Systems, Inc.*). O arranjo utilizado foi o “*common offset*” que obtém uma seção contínua em profundidade, com traço zero, análogo a uma seção sísmica convencional. Consiste no deslocamento simultâneo da antena emissora e da

antena receptora, mantendo uma distancia fixa entre elas obtendo-se uma seção contínua de imageamento sob a linha de deslocamento. A correção de dados altimétricos foi feita através do acoplamento deste sistema ao DGPS no modo cinemático, gerando um arquivo de posicionamento espacial e altimétrico para as devidas correções da seção.

Inicialmente foi realizado um levantamento de caráter regional obtendo um perfil perpendicular à barreira holocênica no sentido SE-NW, da margem da Lagoa Mangueira à praia dos Concheiros onde foram obtidos 3 km de registro. Após processar a seção e realizar uma análise prévia, foram definidas áreas que apresentaram resultados satisfatórios, portando áreas de enfoque, e locais onde os resultados foram insuficientes, com ruídos, ou mesmo ausência de sinal, portando descartadas. Para a área de enfoque, optou-se para um mapeamento de detalhe projetou-se então um grid de 1.000 x 500 m correspondente da porção central da barreira em direção à margem lagunar. Foram dispostas 20 linhas com média de 500 m de comprimento espaçadas por 50 m paralelas entre si e perpendiculares à linha de costa (transversais à barreira). Nas outras localidades, como na região do farois Sarita e Verga, também foram realizados perfis perpendiculares a barreira holocênica, ou seja, da margem lacustre até o sistema praiial oceânico.

Após adquiridos os dados foram carregados e processados nos programas Radan™ e Reflex-Win®. Os procedimentos no processamento dos dados foram: remoção dos ruídos de altas e baixas frequências, edição e alinhamento de traços, remoção do ruído ambiental, filtro de passa banda trapezoidal, ganho exponencial, conversão de profundidade, correção topográfica, quando necessária. Os ajustes de velocidade foram realizados de acordo com limites faciológicos diferenciados (lama – areia) obtidos nas sondagens. Na etapa seguinte as seções foram interpretadas a partir da metodologia proposta por Mitchum *et al.* (1977) e Neal (2004) que utilizam as terminações dos refletores, bem como as características dos padrões estabelecendo radar fácies. Segundo Jol & Smith (1991) as radar fácies podem ser definidas como unidades sedimentares tridimensionais mapeáveis, compostas por padrões de reflexões característicos e que diferem das unidades adjacentes.

II.III.II.II Sondagens

Os trabalhos de investigação de subsuperfície envolveram a realização de sete sondagens à percussão, e duas sondagens do tipo SPT, posicionadas sobre os perfis topográficos e de GPR, transversais a barreira holocênica.

Foram realizadas sete sondagens à percussão, perpendiculares a barreira holocênica. Cinco destas sondagens foram obtidas sob perfis de GPR; duas sobre o perfil 16 (16-2 e 16-4), duas sobre o perfil 14 (14-1 e 14-5), e uma sobre o perfil 46 (46-7). As demais P-1 e P-2 foram realizadas no sistema praia duna onde o sinal de GPR não teve penetração. Os critérios das locações das sondagens foram de acordo com a disposição dos ambientes deposicionais identificados na superfície da barreira aliadas a distribuição das linhas de GPR. A altimetria das sondagens foi estabelecida através de cotas obtidas pelo sistema DGPS.

A sondagens rasas a percussão foram realizadas com tubos de PVC (75 mm diâmetro e 6 m de comprimento) penetrados (amostrador) através do seu martelamento. Foi utilizado um peso batente de ± 10 kg que percutiu sobre uma braçadeira móvel presa ao cano, obtendo um registro amostral contínuo. Após a introdução do tubo, mediu-se a compactação do pacote de sedimentos amostrado. Com o auxílio de um cabo preso a braçadeira, retirou-se com a talha o testemunho. Após, os mesmos foram identificados e segmentados para facilitar o transporte.

Foram realizadas duas sondagens do tipo SPT (*Standart Penetration Testing*), uma na parte central da barreira e outra próxima a margem lagunar. O SPT é uma técnica de sondagem que permite, além identificar informações sobre a resistência (dureza) de terrenos inconsolidados, fornece testemunhos para análises diversas.

As sondagens foram realizadas através da perfuração por tradagem e circulação de água utilizando-se de um trépano como ferramenta de escavação. Para sustentar a parede do furo foi utilizado revestimento metálico e lama estabilizante (bentonita). O diâmetro do furo foi de cerca de 100 mm. Amostras de solo foram coletadas a cada metro por amostrador padrão RAYMOND/TERZAGHI. O procedimento de ensaio consistiu na cravação do amostrador no fundo de uma escavação usando a queda de peso (65 kg) caindo de uma altura de 750 mm. O valor nSPT é o número de golpes necessários para fazer o amostrador penetrar 300 mm após ter penetrado 150 mm.. A

cada profundidade foi registrado o número de golpes necessários à penetração da cada 150 mm, sendo que os primeiros 150 mm foram referentes ao assentamento do amostrador. A soma de golpes necessários do segundo e terceiro segmentos foram denominados número de golpes de SPT.

Durante a sondagem amostras foram coletadas, neste momento foram feitas as descrições, incluindo a granulometria tato-visual, coloração (*Rock-Color-Chart*), Munsel (2009) e as estruturas sedimentares preservadas. Na sequência realizam-se as subamostragens dos testemunhos, priorizando amostras biológicas (taxonomia), datações e posteriormente análise granulométrica em laboratório.

II.III.III Análises laboratoriais

II.III.III.I Abertura e descrição dos testemunhos

Em laboratório, os testemunhos (percussão) foram abertos com o uso de serra circular acoplada a uma bancada, com auxílio de um cabo de aço foram cortados obtendo-se duas calhas, e posteriormente, fotografadas. . A partir das calhas foram realizadas as análises faciológicas preliminares sendo observados: os principais contatos entre as fácies, a cor dos sedimentos “*Rock-Color-Chart*” e as estruturas sedimentares preservadas. Posteriormente, foi realizada a amostragem de material biológico para identificação e datações por ^{14}C e análises granulométricas.

II.III.III.II Análises Granulométricas

As amostras coletadas para análise granulométrica após serem secas, quarteadas e pesadas, foram submetidas ao método de peneiragem (frações grossas) e pipetagem (frações finas) com intervalos de $\frac{1}{2}$ phi. Utilizou-se o método de Folk & Ward (1957) para a análise estatística nos programas Panicon de Toldo Jr. & Medeiros (1986), e Sysgran de Camargo (2006).

II.III.III.III Análises Paleontológicas

Para identificação do material biogênico fóssil, foi coletada uma amostra na sondagem SCO1 e duas amostras na sondagem SCO2. O material foi lavado, seco e triado. A determinação taxonômica dos moluscos, foraminíferos e ostracodes foi feita

em lupa binocular, acompanhada da consulta aos trabalhos de Rios (1985), Forti-Esteves (1974), Godolphim *et al.* (1985, 1989).

II.III.IV Análises Geocronológicas

Selecionou-se quatro amostras para datação através do método do ^{14}C , por (AMS) *Accelerator Mass Spectrometry*, as quais foram enviadas ao *Beta Analyticals Radiocarbon Dating Laboratory* (Miami, Flórida, EUA). Para a calibração das amostras utilizou-se da base de dados MARINE04 (Hughem *et al.*, 2004) e INTCAL04 (Reimer *et al.*, 2004) interpolados segundo o ajuste descrito em Talma & Vogel (1993).

Tabela 2: Idades das amostras de ^{14}C obtidas neste trabalho.

<i>Amostra/Número no Labor</i>	Material datado	Prof.^b (m)	$^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}$ ratios(o/oo)	Idade convencional (^{14}C anos AP)	Idade calibrada (cal anos AP)^c
SCO1#7/Beta^a - 285326	Concha	- 2,6	- 0.3	5.480 ± 40	5.575 ± 100
SCO1#10/Beta - 285327	Concha	- 3,0	+ 0.2	6.200 ± 40	6.540 ± 140
SCO-2#10/Beta - 285328	Concha	- 4,5	- 0,9	7.190 ± 40	7.580 ± 100
SCO-2#12/Beta - 295329	Sed. orgânico	- 6,0	-19.0	9.410 ± 50	10.630 ± 110

^a *Beta Analytic Inc., Miami, Florida, USA.*

^b *Profundidades de amostragem em relação ao NMM.*

^c *2 sigma calibração (95% probabilidade).*

II.III.VI Análises Faciológicas

Foi calculada a descompactação os testemunhos à percussão (fator que corrige as profundidades deformadas pela penetração do testemunhador) segundo os trabalhos de Dillenburg (1994) e Caron (2007).

Com a análise dos parâmetros observados durante a descrição dos testemunhos (fotografias de detalhes, contatos entre as fácies, cor e estruturas sedimentares), foram considerados os resultados da análise das amostras do material biológico, granulometria e geocronologia (^{14}C) obtidos.

Com este material analisado seguiu-se o princípio da análise faciológica sugerido por Walker & James (1992). As fácies foram analisadas e posteriormente agrupadas em associações de fácies a fim de se atribuir a um ambiente deposicional. Os

resultados foram expressos em forma de seções estratigráficas relacionadas o nível médio do mar (NRM) desenhadas no programa *Coreldraw*.

Em um último momento, procedeu-se a comparação e calibração de profundidades dos dados mapeados nas seções com GPR a partir dos resultados obtidos nas sondagens. Com estas informações sobrepostas partiu-se para a elaboração de um modelo evolutivo para este trecho da barreira holocênica baseado na integração e interpretação dos dados.

Ao nível de comparação foram também apresentados dados já publicados em outros trabalhos, de Buchmann *et al.* (1998), Caron (2007), Tomazelli *et al.* (2008), Rosa (2012) e Lima *et al.* (2013) que em conjunto auxiliaram na elaboração do modelo evolutivo da área.

II. IV RESULTADOS

II.IV.I Geologia Local

Como o objeto de estudo é a barreira holocênica, as principais descrições morfológicas e texturais de superfície estão relacionadas a este sistema deposicional. No entanto, procurou-se uma descrição geral dos depósitos plesitocênicos que fazem contato direto como sistema deposicional laguna barreira IV: o sistema deposicional da Barreira III e depósitos sobrepostos que fazem a interface entre a própria Barreira III e os depósitos holocênicos, representados na região principalmente por paleossolos. Após estas, as descrições do Sistema deposicional Laguna barreira IV dando ênfase a barreira costeira holocênica.

Sistema deposicional Barreira III

No contexto regional que engloba a área municipal de Santa Vitória do Palmar, ao sul do banhado do Taim até o Chuí, depósitos relacionados ao sistema deposicional da Barreira III em superfície, tem uma orientação preferencial NNE- SSW. Faz limite a NW com o sistema deposicional da barreira II ao norte, e com depósitos lagunares do sistema III ao sul. O limite SE é marcado pelo contato, por muitas vezes direto, com o sistema lagunar (holocênico), representado nos dias atuais pela Lagoa Mangueira. Nesta direção a sul, limita-se com depósitos de retro-barreira representados por banhados; e da praia das Maravilhas até o Chuí ocorrem afloramentos na linha de costa atual. Sua largura próxima ao banhado do Taim atinge poucos quilômetros e em direção sul preservaram-se depósitos atribuídos a este sistema com larguras de até 5 km. Dados altimétricos de SRTM, mostram altitudes que variam de 7 a 13 m em relação ao NRM atual. Dados morfológicos de um perfil topográfico a partir do Farol do Chuí até a praia atual revelam atitudes máximas de 11 m acima do NRM, Figura 23.

Depósitos atribuídos ao sistema deposicional Barreira III podem ser reconhecidos em superfície, ou logo abaixo do pacote sedimentar que representaria o processo retrabalhamento desde o Pleistoceno superior até os dias atuais. Foram caracterizados por depósitos areno-quartzosos finos a muito finos, de bem a moderadamente selecionados com coloração amarelada escura, alaranjada lembrando ferrugem (10YR 5/4, 10YR 6/2). Também ocorrem mosqueamentos por cores

amareladas avermelhadas atribuídas a processos diagenéticos posteriores. Contem marcas de raízes, e concreções ferruginosas aparentes.

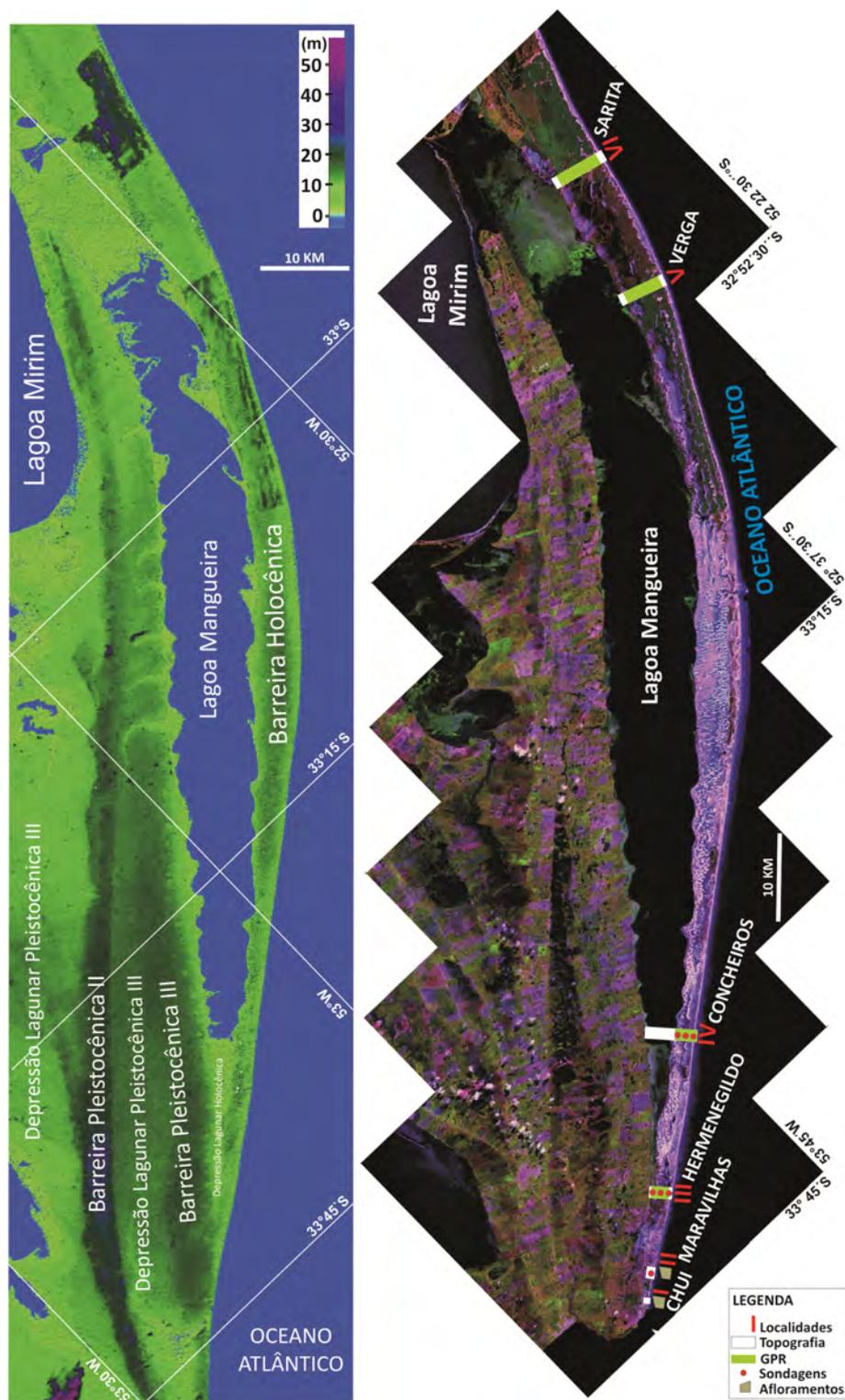


Figura 23: Esquerda: imagem gerada a partir de dados altimétricos do tipo SRTM, destacando os principais unidades deposicionais quaternárias. Direita: carta imagem Landsat (1997) a partir de base cartográfica do IBGE e com as localidades e principais métodos empregados na área de estudo.

Paleosolos

Estes depósitos podem ser reconhecidos em superfície, em toda margem NW da Lagoa Mangueira apresentando-se contínuos ou pontuais. Normalmente sobrepostos aos depósitos da Barreira III, estes paleosolos foram assim classificados por apresentarem fácies classificadas como siltosas de média a finas, muito pobremente selecionadas, com coloração esverdeada mosqueada com marrom escuro (5G4/1 e 5G2/1) e a presença marcante de concreções ferruginosas. Por vezes também se apresentam com cores amarelas e marrom clara (5Y8/1, 5Y6/1) contendo nódulos carbonáticos esbranquiçados (N3) de diversos tamanhos e marcas de raízes aparentes.

Sistema deposicional Laguna Barreira IV

O sistema laguna barreira IV se apresenta bem representativo na área de estudo, sendo representados por uma depressão lagunar (Sistema Lagunar IV), bem como a própria barreira costeira holocênica (Sistema Barreira IV), Figura 23.

Sistema Lagunar IV

O sistema lagunar IV é caracterizado por terrenos mais baixos marcados por uma região topograficamente deprimida entre as Barreiras III e IV, ocupada em grande parte pela atual Lagoa Mangueira, Figura 23.

Ao norte é limitada pelo banhado do Taim, ao sul pelo banhado dos Sales. A NW faz contato com depósitos relacionados ao sistema deposicional da Barreira III, e a SE pela barreira holocênica. A depressão lagunar IV alcança em torno de 100 km de comprimento é caracterizada na sua porção norte por larguras que variam de 8 até 10 km e a partir da metade sul estreita-se chegando a 2 km. Sua continuidade é marcada por banhados já condicionados pela morfologia das barreiras pleistocênica (III) e holocênica (IV). Ao sul, áreas úmidas caracterizadas pela drenagem do banhado dos Sales na direção SW, são condicionadas pelas margens lagunares da Lagoa Mangueira e campos de dunas da Barreira IV que avançam sobre o corpo lagustre. Estas drenagens em condições ativas mostram-se contínuas até a altura da praia das Maravilhas, Figura 23.

Atualmente, a Lagoa Mangueira é caracterizada por se apresentar como um corpo de água doce, sem conexão direta com o oceano. Morfológicamente é

caracterizada por um corpo alongado com margens que revelam pontais (*spits*) móveis ou estabilizados, dependendo dos condicionantes. Possui profundidades médias em torno de -3 m podendo chegar na sua porção central SE a -7 m. (*Inform. pessoal, Antikeira*). O nível da Lagoa mangueira durante os levantamentos de campo mostrou-se em torno de 3 a 4 m acima do NRM atual. Sabe-se que o controle hidrográfico é substancialmente influenciado pelo regime pluvial (épocas mais ou menos chuvosas) bem como taxas de infiltração e evaporação. No entanto além destes fatores relevantes outro aspecto muito importante é a conexão com a Lagoa Mirim bem como os controles de vazão entre ambas (Lagoa Mirim e Lagoa Mangueira) condicionadas pelos pecuaristas e produtores de arroz da região. O nível das margens também varia localmente já que a lagoa tem dimensões suficientemente plausíveis (mais de 100 km de comprimento) de represar porções de águas nas suas extremidades condicionadas pelos regimes de ventos locais atuantes, no caso o NE e menos frequentes mais não menos importantes S, SE e SW.

Sistema Barreira IV- Barreira Costeira Holocênica

No contexto regional que engloba a área municipal de Santa Vitória do Palmar, ao sul do banhado do Taim até o Chuí a barreira costeira holocênica dispõe-se na direção NE-SW. Os limites a NW A porção norte faz com o sistema lagunar (holocênico), representado nos dias atuais pela Lagoa Mangueira.

Neste sentido na porção sul, limita-se com depósitos de retro-barreira representados por banhados e ao sul da praia das Maravilhas até a barra do Arroio Chuí ocorrem afloramentos na linha de costa atual. Sua largura varia próximo ao banhado do Taim em poucos quilômetros e em direção sul preservaram-se depósitos atribuídos a este sistema larguras de até 5 km. Dados morfológicos de um perfil topográfico a partir do Farol do Chuí até a praia atual revelam atitudes máximas de 5 m acima do NRM. O limite SE é marcado pelo contato direto com o Oceano Atlântico, Figura 23.

Depósitos Eólicos e Praiais

Procurou-se caracterizar de modo a geral, as morfologias e texturas apresentadas no período atual dos ambientes eólico e praias, retrocedendo-se até 50 anos, através da análise de fotografias aéreas (1947, 1964, 1996). É importante ressaltar que a análise de escala temporal decadal fornece uma interpretação que remete a “situação atual” quando se retrata da evolução da barreira, desde o início do Holoceno. No entanto, revela-se um

importante instrumento de avaliação morfológica resultante dos processos costeiros vigentes. Foram avaliadas principalmente as diferenciações das morfologias presentes na barreira holocênica.

O sistema eólico que cobre grande parte da barreira costeira holocênica, apresentou variabilidade de morfologias condicionadas principalmente pelos regimes de ventos da região, bem como pelas taxas de precipitação. Foram caracterizadas por apresentarem areias finas de bem a muito bem selecionadas, de cores acinzentadas, bege pouco amareladas (5Y6/4).

A Figura 24 mostra que tanto nas fotografias de 1964 como 1996 os campos eólicos marcados por dunas e interdunas, bem como drenagens que convergem da porção mediana da barreira tanto para o ambiente praiado oceânico, como ambientes lagunares. As primeiras observações de comparação entre estes dois cenários mostra claramente que as porções identificadas como manchas mais escuras de cinza, ou seja áreas mais úmidas, que normalmente são cobertas por vegetação, aumentam substancialmente de 1964 para 1996. Pode-se observar nas fotografias de 1964 que os campos de dunas da porção média da barreira até próximos à margem da Lagoa Mangueira apresentam, principalmente, alternância entre morfologias de dunas transversais e interdunas. Mais restrito a porção costeira percebe-se lobos característicos de dunas que avançam no sentido do continente para áreas mais úmidas pelos contrastes mais escuros (cinza escuro). Pode-se observar nas fotografias de 1996 que os campos de dunas da porção média da barreira até próximo à margem da Lagoa Mangueira apresentam, principalmente, morfologia de dunas transversas. Já nas áreas intermediárias da barreira em direção costa oceânica percebe-se lobos característicos de campos de dunas transgressivos avançando no sentido do continente em maior número que em 1964.

Foram identificadas morfologias de dunas transversas, barcanas e cristas de precipitação (*precipitation ridge*), cobertas parcial ou totalmente pela vegetação. Como já ressaltado anteriormente, áreas úmidas estão mais presentes em 1996 e permitem maior contraste entre os ambientes de dunas e interdunas. Também neste período percebe-se aumento em relação ao ano de 1964 do número de feições do tipo sangradouros, seja migrando no sentido do corpo lagunar seja drenando as áreas médias da barreira em direção à praia oceânica.

A evolução das mudanças no ambiente eólico visto em cinquenta anos tem um importante aspecto quando se considera mudanças significativas principalmente nas áreas úmidas. Enquanto em 1947 a barreira se apresenta praticamente sem cobertura vegetal, já em 1964 começam indícios de áreas vegetadas principalmente associadas a dunas frontais. Em 1996 já se constata áreas em um estágio avançado de vegetação principalmente na parte média da barreira, Figura 25.

Nos dias atuais é possível observar os campos de dunas com amplas áreas vegetadas onde nas décadas passadas eram completamente desnudos de vegetação. Ainda em alguns casos ocorrem áreas bastante úmidas com o domínio de banhados. Locais onde houveram intervenções antrópicas, como o plantio de bosques de vegetação exótica (*Acácias*), se desenvolveram de maneira diferenciada, pois revelam uma paisagem com predominância de alagados interagindo com pequenas e esparsas dunas, comumente estabilizadas pela vegetação, Figura 25.

Atualmente, a região encontra-se em uma fase onde as dunas frontais foram totalmente remobilizadas, formando então uma nova fase de lençóis de areia com cristas de precipitação, Figura 25.

De conhecimento prévio da literatura, sabe-se que a praia oceânica dos Conheiros apresenta alta variabilidade textural, bem como morfológica, ajustando-se morfodinamicamente as condicionantes dos ventos, ondas, e regime pluviométrico pela erosão de sangradouros que a secciona perpendicularmente. Durante as etapas de campo o ambiente praiado mostraram tanto areias finas muito bem selecionadas (verão), de cores 5Y8/1, 5Y7/2, a areias grossas pobremente selecionadas de cores 5Y2/1, 10YR8/2, 10YR10/5 compostas por bioclastos composta principalmente por uma assembleia de moluscos com distintos tamanhos, formas, cores e graus de retrabalhamentos (inverno). Apesar de não ter o acompanhamento por perfis praiados da região, apresentou variabilidade na largura de praia, e notou-se principalmente fim do inverno, escarpas de erosões tanto por ação das ondas, como por sangradouros que cortam o ambiente praiado até alcançar o oceano.

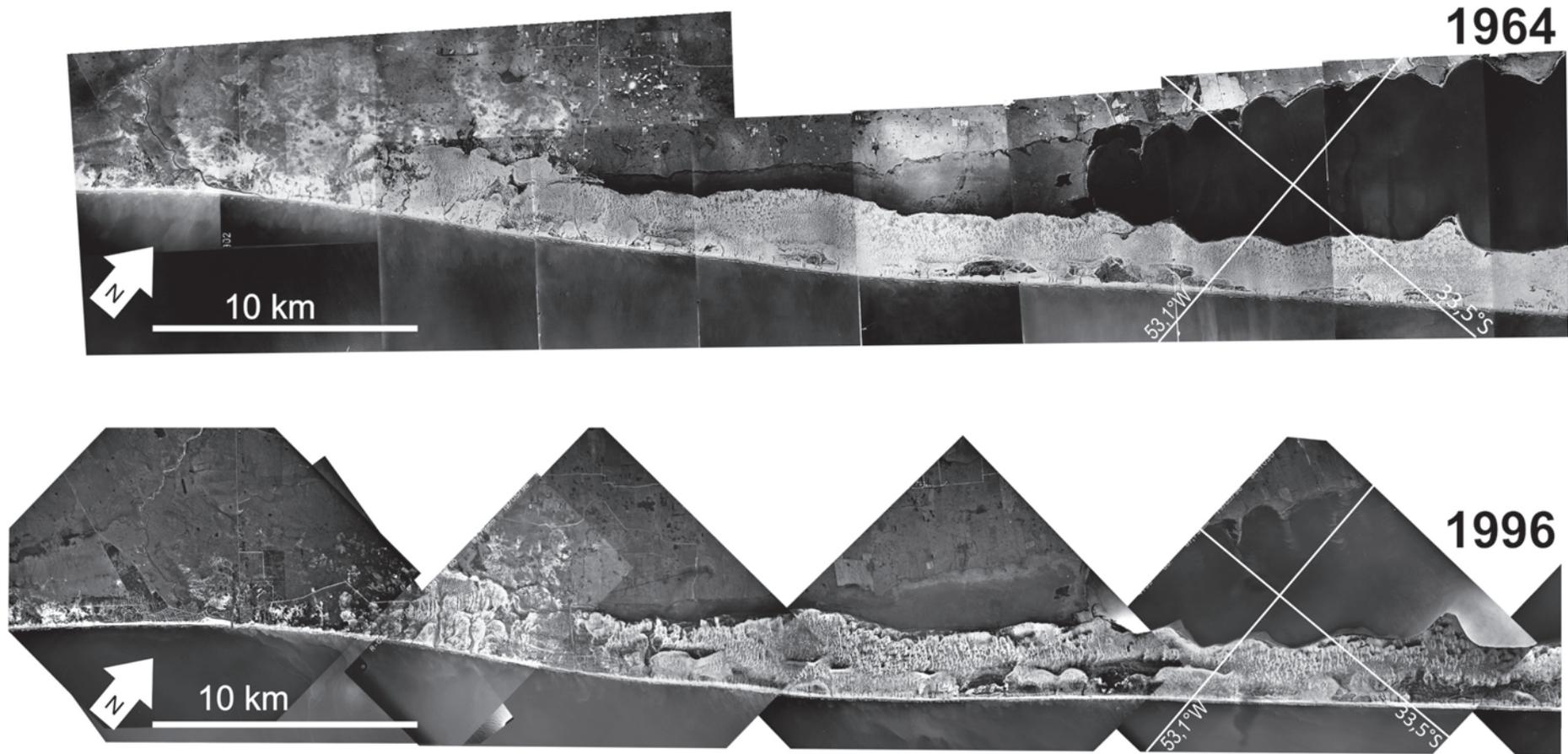


Figura 24: Mosaicos de fotografias aéreas de grande formato do Arroio Chuí ao sul até o sul da Lagoa Mangueira. Levantamentos do ano de 1964 (acima) e 1996 (abaixo)..
Notar no mosaico de 1964 (a própria seta que indica o N) a migração da barra do Arroio Chuí, condicionado pela deriva litorânea resultante para NE.

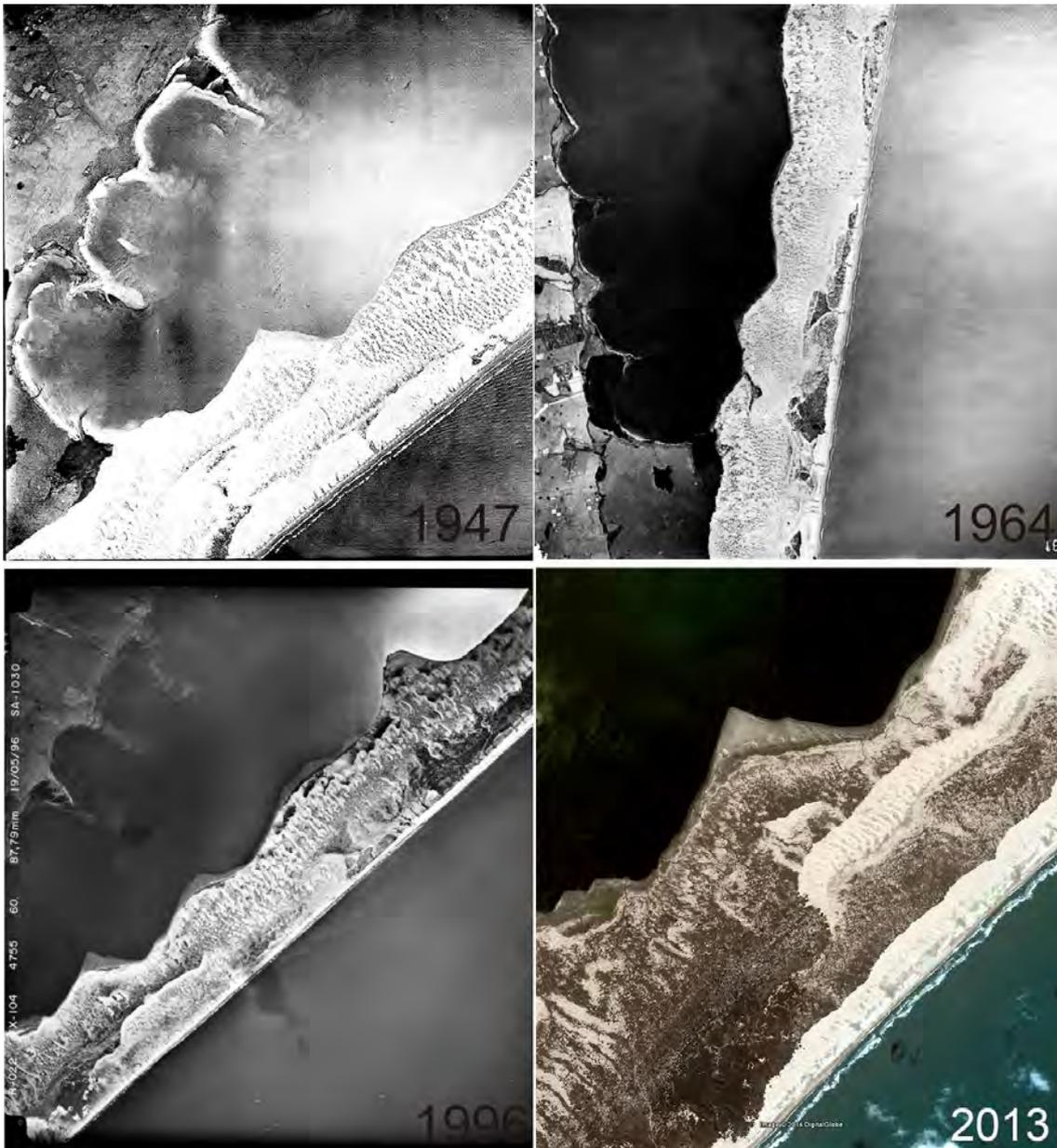


Figura 25: Fotografias aéreas verticais de grande formato do sul da Lagoa Mangueira, cedidas pela UFPEL, com os levantamentos do Exército Brasileiro em 1947 na escala de 1:40.000, 1964 e 1996 na escala de 1:60.000. Abaixo à direita imagem de satélite de 2013 (Google Earth).

II.IV.II Morfologia e Estratigrafia da Barreira Holocênica na região da Barra do Arroio Chuí

A barreira holocênica na região próxima a barra do Arroio Chuí é caracterizada em superfície por uma faixa de 30 a 50 m de depósitos praiais, e pequena faixa (200 m) de depósitos eólicos que recobrem terrenos pleistocênicos caracterizados pelo sistema deposicional da Barreira III. Assim, a largura entre a praia atual, até os limites com terrenos pleistocênicos é de cerca de 250 m, Figura 26. Os depósitos praiais e eólicos são compostos de areias finas a muito finas. A face do sistema praiial da barra do Arroio Chuí apresenta areias finas, como também verificado por Calliari & Klein (1993). Segundo Figueiredo (2005), nas praias adjacentes ao Arroio Chuí a distribuição dos sedimentos ao longo da praia e seus parâmetros granulométricos não é influenciada pelo aporte de sedimentos através desta desembocadura, já que esta é inexpressiva. A praia adjacente a esta localidade pode ser classificada como intermediária, Calliari & Klein (1993), Tozzi *et al.* (1999), e com moderada a baixa mobilidade Pereira *et al.* (2008).

Os depósitos eólicos nesta região da barreira podem ser caracterizados primeiramente pelo contato com sistema praiial, marcado pela presença de pequenas dunas embrionárias e dunas frontais com alturas entre de 1 e 4 m, algumas desudas e outras vegetadas por espécies típicas deste ambiente como *Panicum racemosum*, *Spartina ciliatada*. Os depósitos eólicos que recobrem o restante da barreira holocênica até encontrar os terrenos holocênicos são caracterizados pela densa da cobertura vegetal exótica do tipo *Acacia mearnsii*.

Os depósitos da barreira holocênica estão em contato direto sobre os depósitos pleistocênicos, não existindo, neste caso a depressão lagunar na morfologia nem mesmo depósitos desta origem alforando no pós praia atual, Figura 26.

O estudo elaborado por Caron (2007), que retrata a evolução paleogeográfica na região do Arroio Chuí durante o Holoceno, identificam-se depósitos de origem lagunar estuarina datados entre 5 e 6 ka a 2 m acima do NRM atual, sendo atribuídos ao nível de mar mais alto durante o holoceno médio. O autor atribui que a depressão lagunar de origem pleistocênica, entre os depósitos mais elevados atribuídos a Barreira II e a Barreira III onde atualmente corre o Arroio Chuí foi afogada durante neste período no

Holoceno, formando estes depósitos. Este conjunto de dados somados a situação atual sugere que a barreira holocênica durante este período se encontrava segmentada com uma desembocadura muito próxima a esta região. No entanto os depósitos de retro barreira correlatos a este evento foram totalmente erodidos com a transladação da barreira durante o processo transgressivo, preservando apenas os depósitos que ficaram restritos ao vale pleistocênico.

Portanto, a barreira holocênica na região próxima a desembocadura do Arroio Chuí pode ser classificada como uma barreira acoplada, ou *sensu scripto* Roy *et al.* (1994) como *mainland beach barrier*.

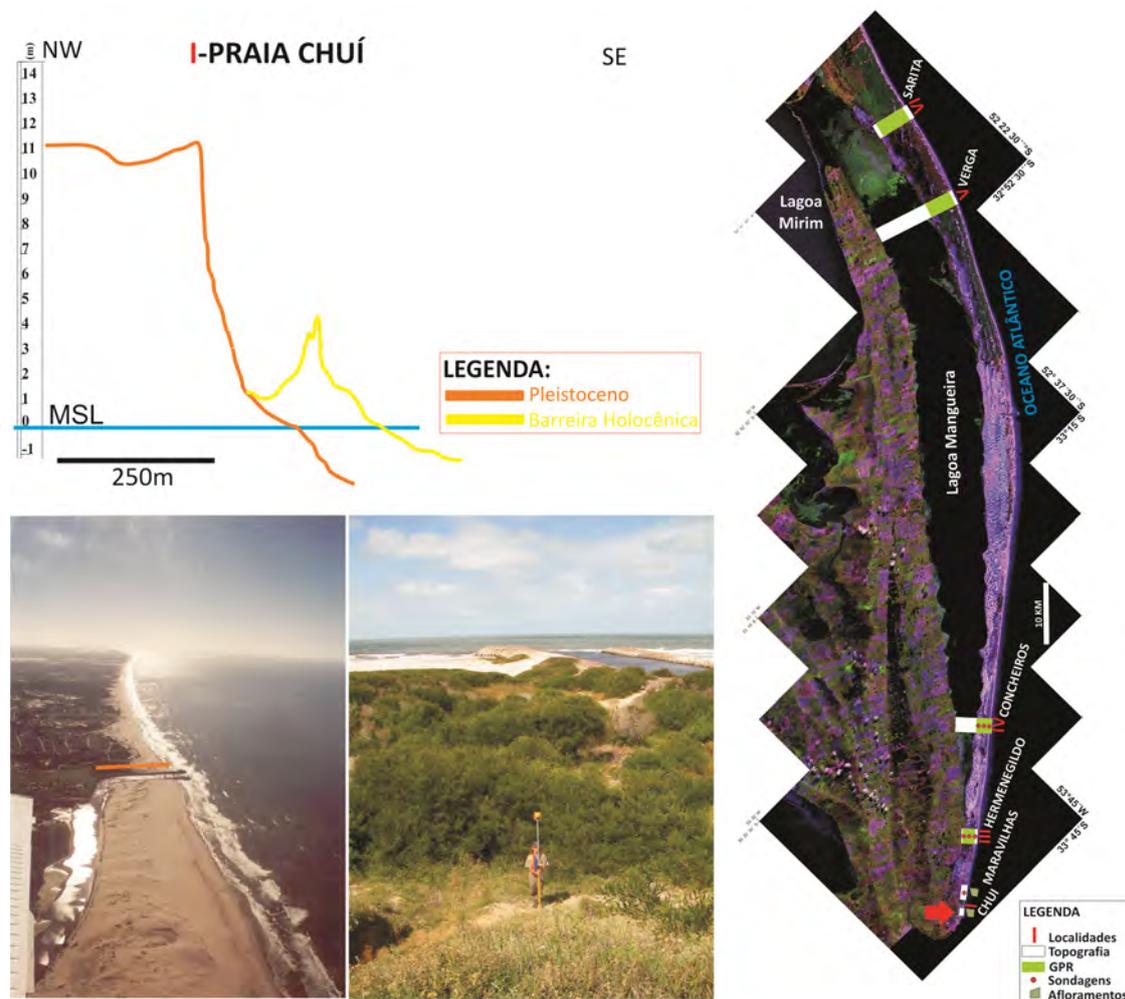


Figura 26: A direita, localização pela seta vermelha. Abaixo a esquerda: foto panorâmica com a indicação da seção. Abaixo centro: foto da realização do perfil topográfico. Esquerda acima perfil esquemático contendo dados de topografia da região da barra do Arroio Chuí.

II.IV.III Morfologia e Estratigrafia da Barreira Holocênica na região da Praia das Maravilhas

A barreira holocênica na região da praia das Maravilhas é caracterizada em superfície por uma faixa de cerca de 50 a 70 m depósitos praias, constituídas de areias finas, e uma faixa de depósitos eólicos de cerca de 200 m que encobrem terrenos pleistocênicos caracterizados como Barreira III, Figura 26. Segundo Calliari & Klein (1993) e Tozzi *et al.* (1999), as praias adjacentes a esta localidade podem ser classificadas como intermediárias e com moderada a baixa mobilidade Pereira *et al.* (2009).

Os depósitos eólicos nesta região da barreira são marcados pela presença de dunas frontais com alturas entre de 1 e 6 m, na maioria vegetadas por espécies típicas deste ambiente como *Panicum racemosum* e *Spartina ciliatada*.

Ocorrem diferenças no comportamento da morfologia do sistema eólico ao longo desta região, pois em alguns locais se encontram sangradouros que drenam as porções mais altas das quais o sistema eólico está acoplado, criando morfologias mistas entre áreas drenadas e coberturas por dunas. Outra característica deste trecho da barreira é que os depósitos eólicos que se desenvolveram entre o ambiente praias e os terrenos pleistocênicos são caracterizados principalmente pela agradação local interagindo com a cobertura vegetal exótica do tipo *Acacia mearnsii*. Deste modo, a distinção do limite em superfície entre os depósitos eólicos da barreira holocênica e os terrenos pleistocênicos é difícil de ser reconhecida. Em alguns trechos percebe-se que a cobertura de depósitos eólicos atuais sobre os terrenos pleistocênicos é de poucos centímetros, em outros atingem poucos metros.

A característica marcante são os afloramentos da retrobarreira que ocorrem no pós-praia e que demonstram a preservação de um importante registro em superfície da evolução do corpo lagunar durante a evolução da barreira durante o Holoceno. Estes afloramentos demonstram erosão de longo período neste setor da barreira holocênica Dillenburg *et al.* (2004b).

Apoiados em dados de Buchmann *et al.* (1998) e Tomazelli *et al.* (1998) somadas a novas interpretações, sugere-se que os depósitos na base do afloramento, são caracterizados por paleossolos (38 ka) que foram atribuídos a exposição do substrato

pleistocênico durante o período glacial durante o pleistoceno tardio. Recobrimo este pacote, depósitos de fundos lagunares-estuarinos (4,3 ka) com influência marinha rasa, demonstrariam a fase que a barreira holocênica ainda estava fragmentada, ou seja com conexão ao oceano. Os depósitos de turfas com idades de 2,5 ka representam uma fase úmida e de estabilização da margem do corpo em situação lacustre, sem conexão com o oceano, Figura 27.

Este conjunto de dados somados a situação atual sugere que a barreira holocênica na região da praia das Maravilhas pode ser classificada como uma barreira recuada, ou *sensu scripto* Roy *et al.* (1994) como *receded barrier*.

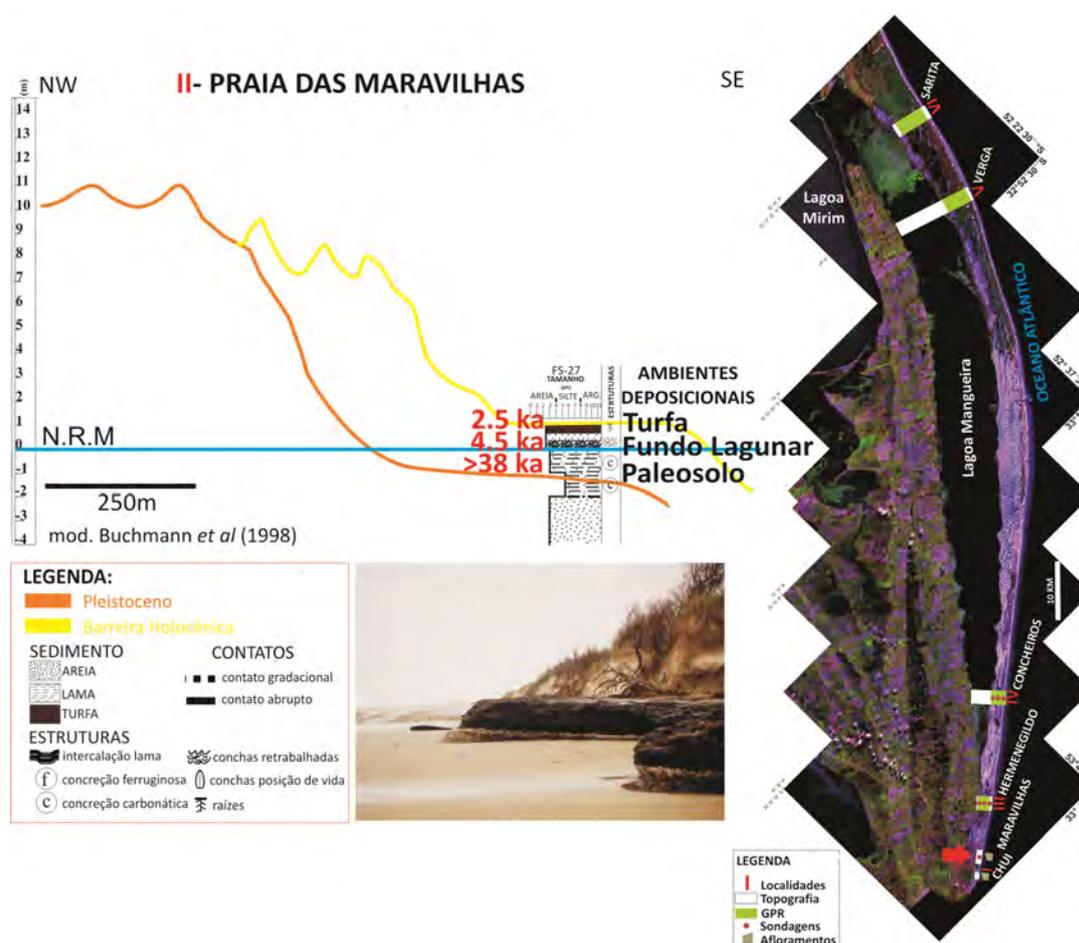


Figura 27: A direita: localização e indicação pela seta vermelha. Centro: foto da exposição dos afloramentos de lamias lagunares e turfas no pós-praia da praia das Maravilhas. Acima a esquerda: perfil esquemático contendo dados de topográficos, estratigráficos e geocronológicos da barreira holocênica da região da praia das Maravilhas.

II.IV.IV Morfologia, Geometria Depositional e Estratigrafia da Barreira Holocênica na região da Praia do Hermenegildo

A barreira holocênica na região da praia do Hermenegildo é caracterizada em superfície por depósitos praias e eólicos que encontram a depressão marcada por zonas alagadas e banhados (continuação da Lagoa Mangueira) se estreitando ao SW até encontrar terrenos pleistocênicos. Sua largura entre a praia atual, até os limites com terrenos pleistocênicos é de cerca de 2 km, Figura 28. Os depósitos praias são compostos de areias finas areias muito finas notando-se ser comum a presença de bioclastos retrabalhados (moluscos, coquinas, arenitos de praia, fósseis de vertebrados e invertebrados) na região do pós-praia, principalmente após a ação de tempestades. Nestas situações, ou na sequência de eventos de grande poder erosivo, a remobilização de sedimentos depositados no ambiente praias afloram lamelas de origem lagunar neste ambiente.

O cenário do ambiente praias é marcado pela erosão, com raras porções de dunas embrionárias e dunas frontais em frente ao balneário. Diversas formas de enrroncamentos limitam a praia ao sistema urbano que sofre com o processo erosivo. A ocupação humana, iniciada em 1964, ocorreu sobre as dunas, e hoje as propriedades sofrem ataque direto das ondas devido ao encurtamento do perfil, estando grande parte sob a proteção ineficaz de revestimentos de blocos de rocha (Calliari *et al.* 1998).

Segundo Figueiredo (2005) a mobilidade da praia do Hermenegildo esta provavelmente relacionada à alta suscetibilidade erosiva podendo ser atribuída aos depósitos holocênicos de lama observados na face da praia e no pós-praia, e ao seu alto grau de exposição às tempestades de SE. Segundo Calliari & Klein (1993) e Tozzi *et al.* (1999), pode ser classificada como intermediária e com moderada a alta mobilidade Pereira *et al.* (2008).

Os depósitos eólicos nesta região da barreira podem ser caracterizados por pelo menos três setores: o primeiro, marcado pelo contato com sistema praias com presença de dunas frontais com alturas que variam entre 1 e 4 m, na maioria vegetadas por espécies típicas deste ambiente como *Panicum racemosum* e *Spartina ciliatada*. Tozzi (1999) realizou estudos morfodinâmicos nos mesmos pontos monitorados por Calliari & Klein (1993), encontrando os mesmos comportamentos já observados, no entanto

analisando dados morfológicos obtidos entre 1991 e 1996 o autor ressalta pequena variação na posição da linha de costa e mudança no volume sedimentar subaéreo da ordem de $50 \text{ m}^3/\text{m}$, resultando em uma retração de 4 m das dunas frontais.

O segundo setor que recobre quase que totalmente a barreira holocênica é caracterizada por interações de tipos morfológicos distintos do sistema eólico costeiro. Notam-se lobos de campos de dunas transgressivos atuais e relíquias (atualmente vegetadas) interagindo com cristas de precipitação e regiões com baixios alagados e a preseça de pequenos banhados. Na porção mais próxima aos ambientes de retro barreira também é notada a presença de campos de dunas livres transversais que alcançam até 7 m de altura. O contato desta região com a depressão lagunar é caracterizado por depósitos eólicos e de margem lagunar avançando sobre os banhados.

Estudos detalhados realizados por Lima *et al.* (2013) elaborados através de análise dos depósitos em subsuperfície, a partir de dados de GPR e sondagens, permitiu identificar basicamente depósitos da barreira sobrepondo depósitos lagunares, conferindo características tipicamente retrogradantes a este trecho da barreira holocênica, Figura 28.

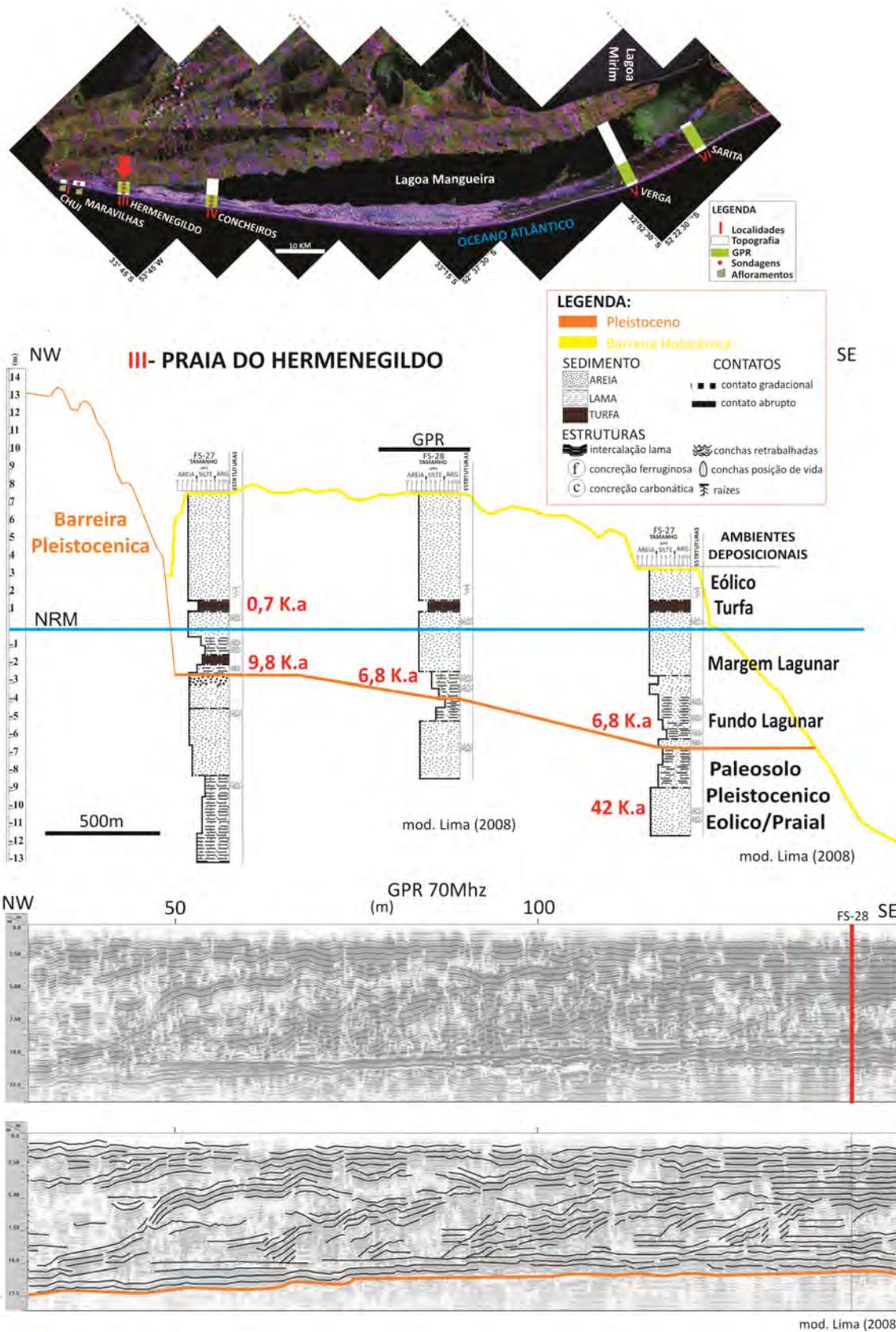


Figura 28: Acima: localização e indicação pela seta vermelha. Centro: perfil esquemático da barreira holocênica da região do Hermenegildo contendo dados topográficos, estratigráficos e geocronológicos. Abaixo: dados de GPR, indicados no perfil esquemático e sua respectiva interpretação.

II.IV.V Morfologia, Geometria Depositional e Estratigrafia da Barreira Holocênica na região da Praia dos Concheiros

Os resultados apresentados neste trecho da barreira holocênica tem maior volume por serem totalmente inéditos e fornecerem importantes subsídios aos objetivos propostos neste trabalho.

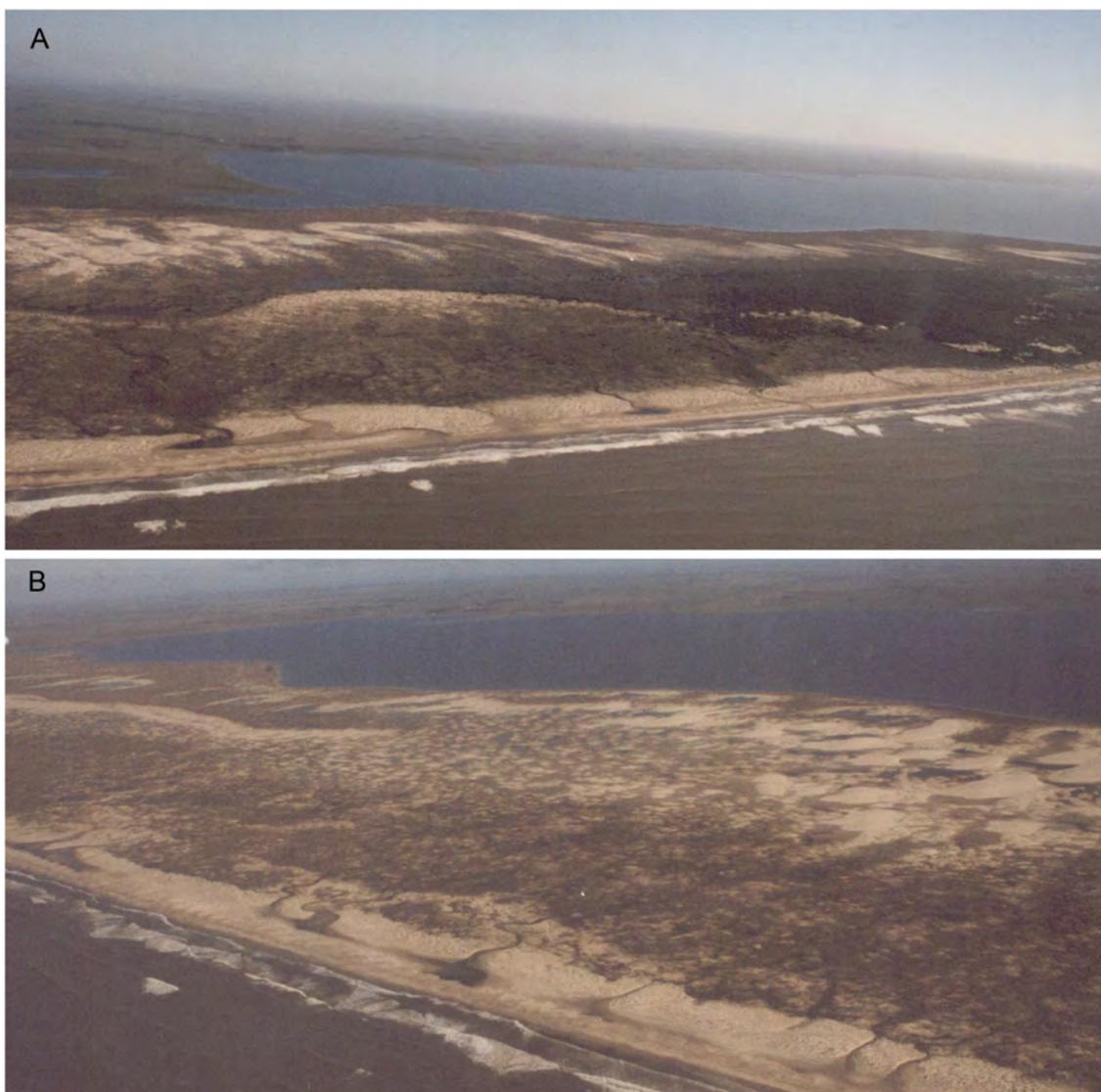


Figura 29: Vista oblíqua da barreira holocênica na região da praia dos Concheiros. Praia dos Concheiros, Lagoa Mangueira e depósitos pleistocênicos ao fundo. A: sentido N-S. B: sentido de S-N. Foto: Francisco S. C. Buchmann.

O procedimento de descrição e análise geomorfológica detalhada deste setor ocorreu de maneira transversal à barreira holocênica, no sentido SE-NW, iniciando na praia dos Concheiros até a margem da Lagoa Mangueira, Figura 30: Deste modo foram utilizados dados morfológicos oriundos de três perfis topográficos (P-PR, P-46, P-14)

aliados as descrições morfológicas, características gerais da vegetação e granulometria de amostras da superfície, Figura 29.



Figura 30: Acima, imagem da área de estudo com a localização em planta dos três perfis topográficos (P-PR, P-46, P-14) e suas respectivas amostras sedimentológicas superficiais. Abaixo a legenda para esta e para as figuras seguintes.

O perfil P-PR descreve o sistema praia-duna, avançando até o campo de dunas vegetadas. A praia dos Concheiros é caracterizada pela variável morfologia em respostas aos ajustes morfodinâmicos desta região. O perfil que caracterizou o sistema foi realizado no período de verão encontrando uma praia com uma largura de 130 m, e variabilidade topográfica da cota 0 até 1,2 m na presença de uma berma bem definida. A amostra coletada entre a zona de estirâncio e a berma caracterizou-se por uma fácies arenosa grossa pobremente selecionada com presença de bioclastos. Esta composição biodetrítica é composta principalmente por uma assembleia de moluscos com distintos tamanhos, formas, cores e graus de retrabalhamento. Ainda compondo a porção

biodetrítica, são encontrados clastos de arenitos de praia e coquinas, fragmentos fósseis de invertebrados e vertebrados. Da berma até o pé da duna frontal, o sistema apresentou uma variabilidade topográfica de 1,2 a 2,3 m, sendo marcada pela presença de pequenos montes isolados com vegetação do tipo *Spartina ciliata* e pequenas dunas embrionárias colonizadas pelas espécies *Senécio crassiflorus*, *Blutaparon portulacoides*, *Spartina ciliata*, associações vegetais típicas destas feições na região. Esta zona do pós-praia foi caracterizada por uma fácies arenosa média pobremente selecionada que também apresentou bioclastos de origem biogênica muito semelhante aos descritos na amostra anterior.

A duna frontal apresentou variações altimétricas entre 2,3 a 3,4 m. A morfologia foi caracterizada por um talude frontal vegetado predominantemente por *Spartina ciliata* culminando em uma crista, pouco vegetada. O dorso da duna frontal foi caracterizado por vegetação esparsa encontrando um pequeno vale e uma nova crista, menor, projetando-se para uma região mais baixa, totalmente vegetada. Em seguida ocorre uma região marcada por uma depressão conhecida como “*slack*”, que em períodos mais úmidos se encontra totalmente alagada. Amostras referentes a esta zona demonstraram, uma fácies arenosa fina, bem selecionada. Uma importante característica desta feição morfológica é que em um trecho lateralmente de cerca de 5 km, não se apresentou contínua, e sim por muitas vezes seccionadas por sangradouros. Em alguns trechos praticamente não se apresentam como feição típica “duna frontal”, predominando lençóis de areia com montículos vegetados por *Spartina ciliata* encontrando áreas mais planas densamente vegetadas predominantemente por *Juncus acutus*, Figura 31.

Por problemas na aquisição de dados entre os perfis P-PR e P-46, não foi possível caracterizar a topografia deste trecho. No entanto a morfologia pode ser descrita por cotas estabelecidas dentre 2,3 e 5,1 m tratando-se de uma área dominada por dunas de 1 a 1,5 m de altura, isoladas e irregulares, sem padrões e direções preferenciais de migração. Encontra-se em um estágio de parcial a totalmente vegetadas em sua grande maioria, principalmente por *Spartina ciliata* e *Juncus acutus*. Percebeu-se na porção final deste trecho uma feição que se estende lateralmente com alturas regulares entre 4 e 6 m, caracterizada por um lobo que representa uma crista de um

sistema de dunas transgressivas remanescentes, que nos dias atuais também encontra-se vegetada.

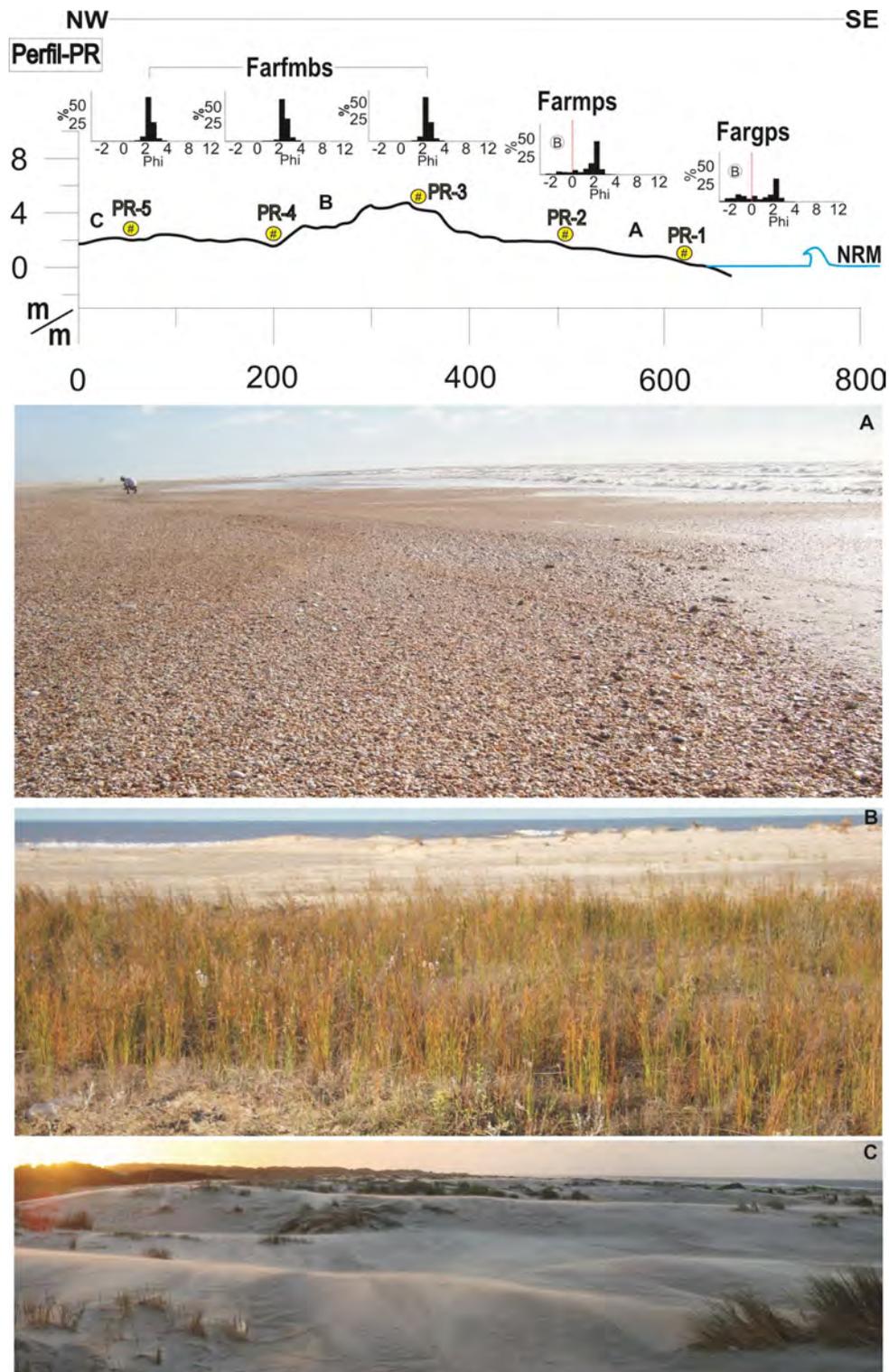


Figura 31: Acima perfil topográfico PR caracterizando o sistema praia-duna com detalhes da textura superficial (histogramas e fácies) e abaixo fotografias (A, B e C) correspondentes a cada segmento.

O perfil P-46 descreve o sistema interdunas marcado predominantemente por uma região plana com pouca variabilidade topográfica (entre 5,5 e 7 m) apresentando em épocas úmidas que totalmente alagada, caracterizada tipicamente como banhados, que em períodos mais secos persiste em pequenos alagados e um campo vegetado. Associada a esta área plana, apresenta a continuidade de um bosque de *Acacias* (vegetação exótica) que se estende a partir de 10 km a SW da barreira holocênica. Encontram-se fácies marcadas por areias finas bem selecionadas a muito bem selecionadas, Figura 32.

O perfil P-14 descreve a transição das áreas planas ainda com domínio da vegetação exótica passando para um sistema de dunas vegetadas chegando até a margem SE da Lagoa Mangueira. O início do perfil é marcado pela presença de uma duna com variações topográficas entre 4,5 e 8 m. A duna se mostrou praticamente vegetada (*Spartina ciliata*, *Juncus acutus*), e foi interpretada como parte de uma crista de duna transversa. A cerca de 5 km a NE desta área ocorre um campo dunas transversais livres, portanto esta feição foi atribuída ainda como remanescente deste sistema que em um tempo anterior, encontravam-se ativas neste ponto. Este trecho apresentou uma fácies arenosa fina muito bem selecionada. O próximo trecho que liga este campo de dunas é marcado por pequenas ondulações típicas de dunas estabilizadas pela vegetação com variações altimétricas de 4 a 5 m. A continuidade deste perfil também inclui uma pequena depressão (de 4 para 5,5 m), que corta um canal que drena as partes médias da barreira (banhados) até a Lagoa Mangueira. Neste trecho, as fácies se apresentaram como arenosa fina muito bem selecionada, marcado muitas vezes pela presença de matéria orgânica (até 13%). Em seguida é caracterizado pela margem que apresenta uma pequena duna associada a praia lagunar, que na ocasião do levantamento se preservou bastante reduzida, provavelmente pelo acúmulo de água proporcionado pelo vento NE que incidia por 3 dias contínuos. As fácies foram caracterizadas como arenosa fina bem selecionada. O nível da lagoa ficou em torno de 3,4 m acima do NRM atual, Figura 33.

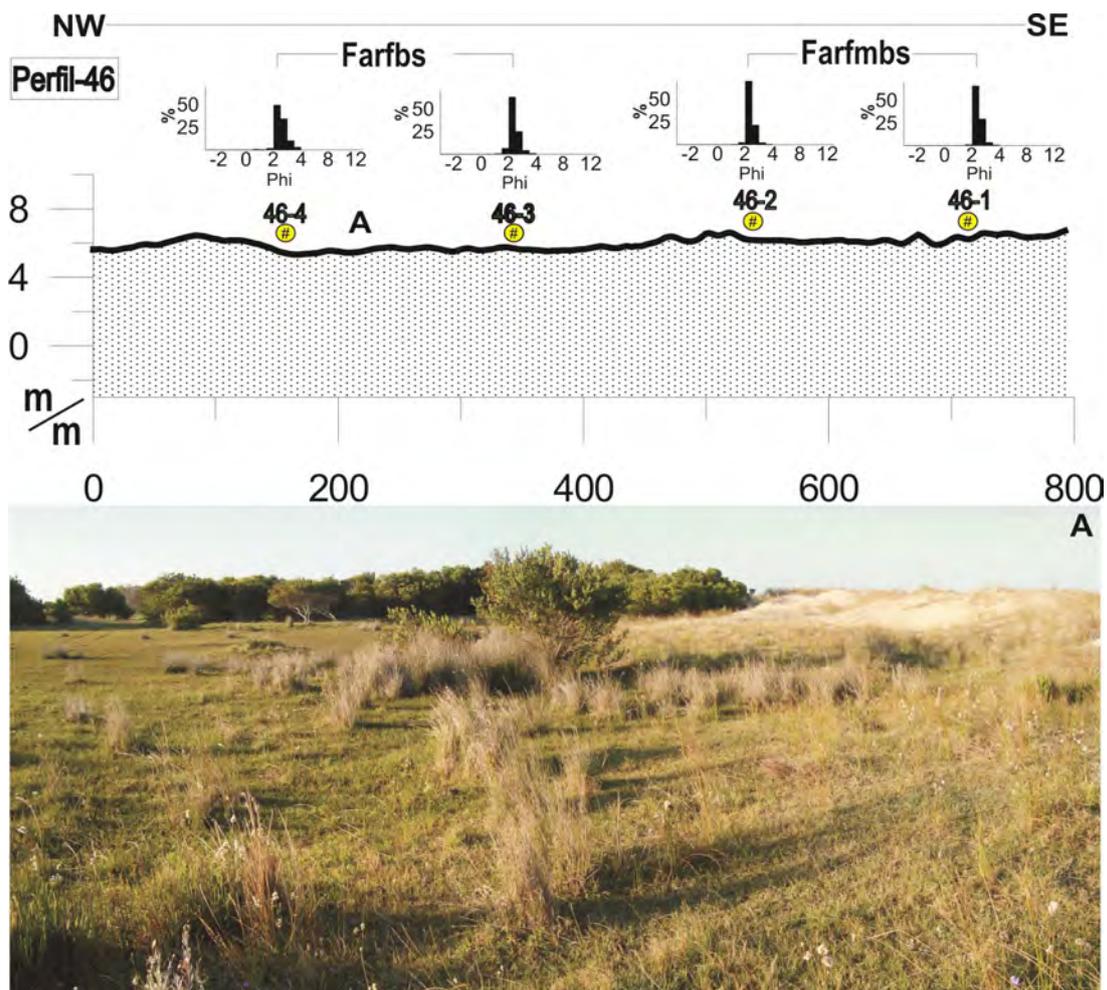


Figura 32: Acima perfil topográfico Perfil 46 caracterizando a porção média da barreira, com detalhes da textura superficial (histogramas e fácies) e abaixo a fotografia (A) correspondente a este segmento.

Também foram realizados 22 perfis altimétricos partindo da margem lacustre até a porção mediana da barreira holocênica, Figura 34. Ao longo dos 22 perfis é possível perceber uma tendência das maiores altitudes (5 e 6 m) da porção mediana diminuírem em direção a margem lacustre de 4 a 4,5 m acima do nível do mar.

As características gerais deste perfil mostram a grande variabilidade de alturas associadas as cristas de precipitação, muitas fazem parte de fragmentos de lobos de lençóis de areiastransgressivos (reliquias) e/ou dunas transversais ambas atualmente vegetadas. Em algumas exceções encontram-se topos de cordões de precipitação que chegam a 8 m (Perfis 14 e 22) e baixios causados pela erosão de sangradouros que drenam a barreira com 2 a 3 m (Perfis 10, 16 e 18).

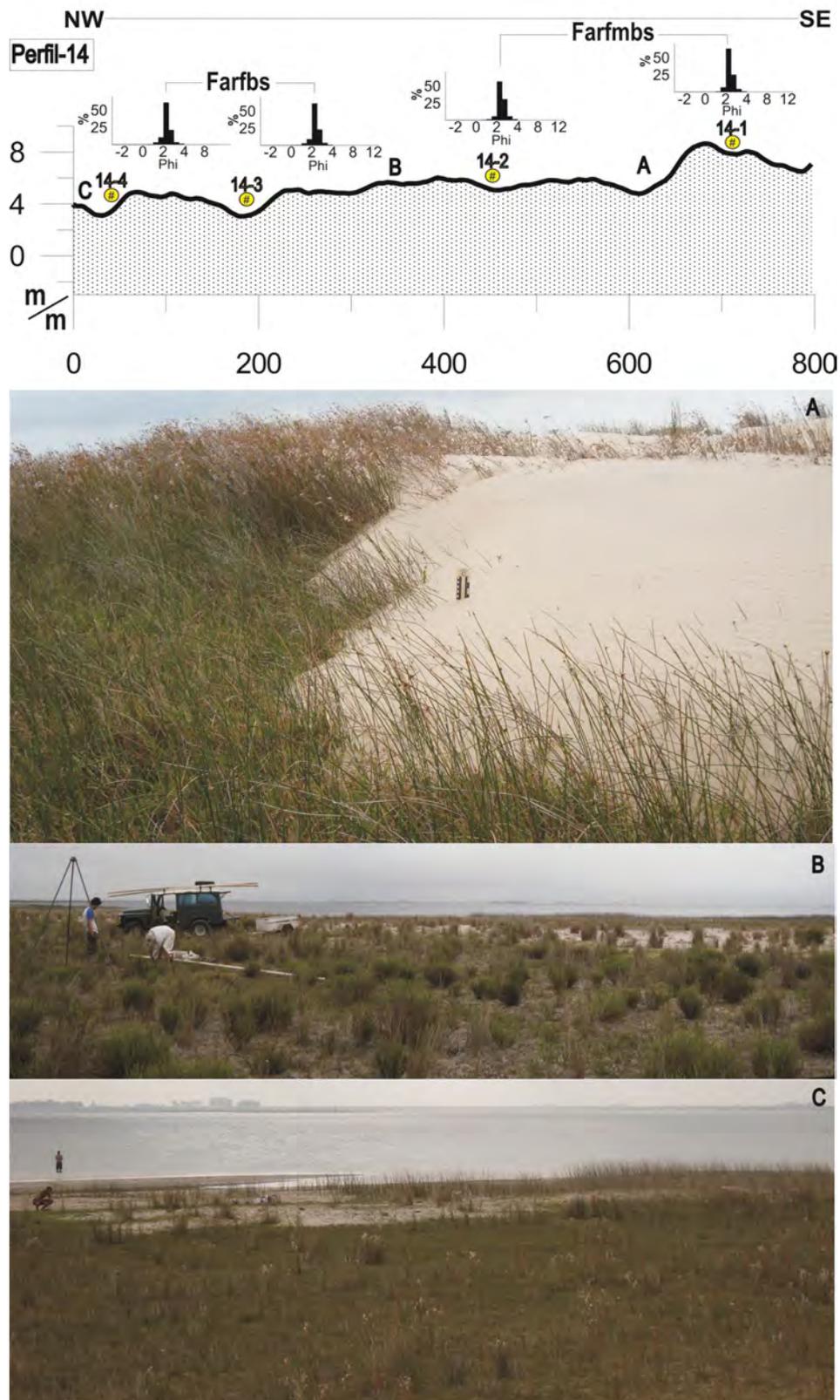


Figura 33: Acima perfil topográfico Perfil 14 caracterizando a margem lacustre da barreira, com detalhes da textura superficial (histogramas e fácies) e abaixo a fotografias (A, B e C) correspondente a cada segmento.

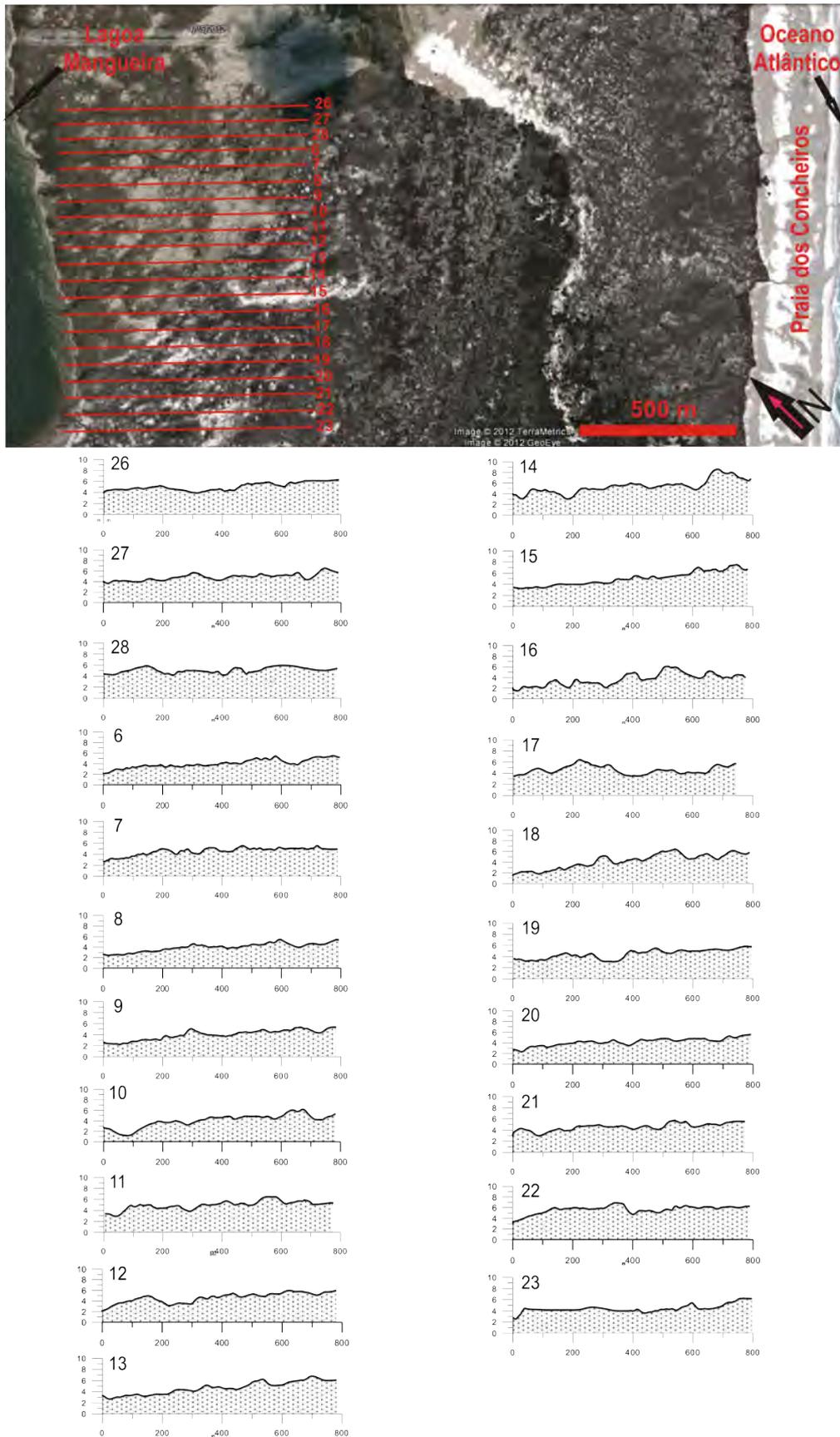


Figura 34: Acima imagem com a localização e abaixo perfis topográficos detalhados da porção média da barreira até a margem lacustre.

II.IV.IV.I Geometria Depositional

A geometria deposicional da barreira holocênica pode ser representadas por terminações de refletores, superfícies, e os padrões reconhecidos nos registros de GPR.

Primeiramente, as observações foram realizadas a partir de uma única linha, denominada linha PL (porção média da barreira-margem lacustre) que imageou a barreira de modo transversal SE-NW. Nesta linha foram identificados os principais tipos e ocorrências nas terminações de refletores, e os padrões (denominadas radarfácies) que subsidiaram bases para as interpretações de outras linhas regionais e de detalhe, Figuras 35 e 36.

A penetração do sinal GPR foi variavel entre 5 e 10 m. O sinal distinguido por apresentar reflexões, foi interpretado como corresponder aos depósitos holocênicos, já que foram calibrados a partir da litologia e geocronologia. A partir da interpretação dos registros de carater regional e detalhe, foram denominadas três importantes superfícies (SI, SII e S3) e cinco radar radarfácies (RA, RB, RC, RD, RE), abaixo descritas. As superfícies foram reconhecidas e interpretadas a partir da terminação enquanto as radarfácies pelos padrões internos dos refletores.

SI: Esta superfície foi reconhecida pela incidência de refletores simoidais oblíquos do tipo “*down-lap*” no topo de refletores paralelos ou subparalelos. Ocorre em uma profundidade de -4 a -2 m, em linhas regionais perpendiculares a barreira holocênica, esta superfície mostra-se contínua por até 1.700 m. Marca uma importante referência progradacional de um sistema deposicional subaquoso (margem lagunar, deltas, pontais) migrando em direção ao continente, sob o fundo lagunar.

SII: Esta superfície foi reconhecida pela incidência de refletores simoidais oblíquos do tipo “*top-lap*” no topo de refletores paralelos ou subparalelos. Ocorre em uma profundidade de -1 a 0 m, em linhas regionais perpendiculares a barreira holocênica, esta superfície mostra-se contínua por até 1.500 m.

SIII: Reconhecida pela incidência de refletores oblíquos do tipo “*down-lap*” no topo de refletores paralelos ou subparalelos. Ocorre profundidades de 0 a 1 m. em linhas regionais perpendiculares a barreira holocênica, esta superfície mostra-se contínua por até 1.700 m.

RA: Fundo lagunar estuarino

Revela refletores horizontais contínuos plano-paralelos, uniformemente espaçados, por vezes com baixo contraste. Esta Radarfácies tem um comportamento diferenciado ao longo do registro. Em perfis na parte média da barreira holocênica, apresenta-se segmentada e em alguns casos praticamente imperceptível. Já em registros próximos na margem lagunar, apresenta-se totalmente contínua. O limite inferior é marcado por atenuação de sinal tanto nas turfas que ocorrem na base quanto com os depósitos pleistocênicos.

RB: Margem lagunar estuarina

Acima da Radarfácies A, é possível identificar da parte mediana da barreira com 2 a 3 m de espessura, por pelo menos 1.000 m de distância até se extinguir completamente da margem lagunar atual. Trata-se de uma estrutura formada por uma série contínua de refletores sigmóides-oblíquos que migram no sentido do continente.

Os refletores possuem terminações em downlap, que caracterizam uma progradação no sentido do continente. A geometria deste padrão deposicional sugere interpretar que estes sedimentos foram depositados através de dois principais mecanismos atuando de modo individual, ou sobrepostos: migração do sistema eólico em direção as margens lagunares e aportando sedimentos para a lagoa; e/ou através da progradação da porção subaquosa das margens lagunares sobre o fundo lagunar. Esta progradação é condicionada pelas drenagens da porção média da barreira (interdunas) em direção à margem, formando pequenos sistemas fluviais (sangradouros) que quando encontram o corpo lagunar, resultam em pequenos deltas.

Como as porções finais desta feição deposicional intercala com sedimentos do fundo lagunar e demonstra claramente um cavalgamento sobre os terrenos pleistocênicos sugere-se que este processo foi forçado pela elevação do nível do mar no entre 7 a 6 ka AP.

RC: Fundo lacustre

Acima da Radarfácies B, ocorrem refletores plano-paralelos por vezes pouco ondulados, se apresentando contínuos a subcontínuos. Variam entre 1 e 3 m na sua espessura, sendo mais espessos, principalmente na parte mediana da barreira. É possível

sugerir que esta radarfácies represente um fundo lacustre correspondente ao momento após o fechamento da desembocadura lagunar. A radarfácies plano paralela indica agradação deste sistema, já que o regime deposicional foi controlado pelo aporte de areia pelo regime eólico e pelas variações de nível da lagoa através das variações pluviométricas. Quando observada em escala regional, percebe-se que muitos refletores seriam a continuidade da margem lacustre descrita logo abaixo.

RD: Margem lacustre

Radarfácies D possui 4 m de espessura e é formada por refletores contínuos e oblíquos. Alguns refletores contínuos e truncados encontram-se com médio a alto ângulo de mergulho, demonstrando variação na aptitude de reflexão, com maior ou menor sinais de reflexão. É comum a presença de terminações em downlap. O ângulo de mergulho da maioria dos refletores diminui verticalmente em direção à base. Ao longo dos radargramas de regionais é possível perceber refletores de pequena amplitude (0,5 m) mas grandes dimensões em comprimento (200 m) que segmentam praticamente todas as seção em planos oblíquos, representando o registro da margem lacustre em tempos distintos.

O conjunto destes refletores representados por esta Radarfácies foi interpretado como a progradação da margem lacustre através do aporte de areia eólica através da interação com as dunas que margeiam a lagoa. Também este aporte possui a contribuição de influxos dos sangradouros que drenam as partes mais altas da barreira até a Lagoa Mangueira.

O menor ângulo de refletores basais é uma consequência de ambos, do ângulo de repouso de areia, da água saturada, e da dispersão de areia devido à ação das ondas e correntes lagunares.

RE: Eólico

Radarfácies E possui 2 a 4 m de espessura, com reflexões paralelas descontínuas e subparalelas. Na grande maioria foram interpretadas como superfícies que representariam interdunas e planícies de deflação dos campos de dunas. Estruturas onduladas representam pequenas dunas ocorrem dispersas no registro.

RF- *Backshore-Foreshore*

Radarfácies E possui 3 a 6 m de espessura e os refletores tem terminações em downlap, caracterizam uma progradação no sentido do oceano. Série contínua de refletores com baixo ângulo de mergulho oblíquos com terminações em downlap que migram no sentido do oceano.

Abaixo a tabela 3, que resume o padrão encontrado das Radarfácies.

Tabela 3: Radarfácies reconhecidas nas seções através da geometria deposicional:

RADARFÁCIES	DESCRIÇÃO DE PADRÕES	
F		Série contínua de refletores com baixo ângulo de mergulho oblíquos com terminações em downlap que migram no sentido do oceano.
E		Refletores ondulados, descontínuos, paralelos a sub-paralelos por vezes cruzados com inversões de direções.
D		Refletores contínuos e truncados com médio a alto ângulo de mergulho mostrando variação na amplitude de reflexão. É comum perceber terminações em downlap.
C		Refletores plano-paralelos por vezes pouco ondulados, se apresentando contínuos a sub-contínuos.
B		Série contínua de refletores com médio ângulo de mergulho sigmóides-oblíquos com terminações em downlap que migram no sentido do continente.
A		Refletores horizontais contínuos plano-paralelos, uniformemente espaçados, por vezes com baixo contraste.



Figura 35: Abaixo o mapa indicando os segmentos da seção de GPR denominada Perfil PL que representa uma única seção perpendicular a barreira holocênica na região da Praia dos Concheiros e as sondagens SCO1 e SCO2. Inicia na margem da Lagoa Mangueira (A), até a porção média marcada por uma crista de precipitação (D). Acima em sequência os segmentos A-B, B-C, C-D e D-E.

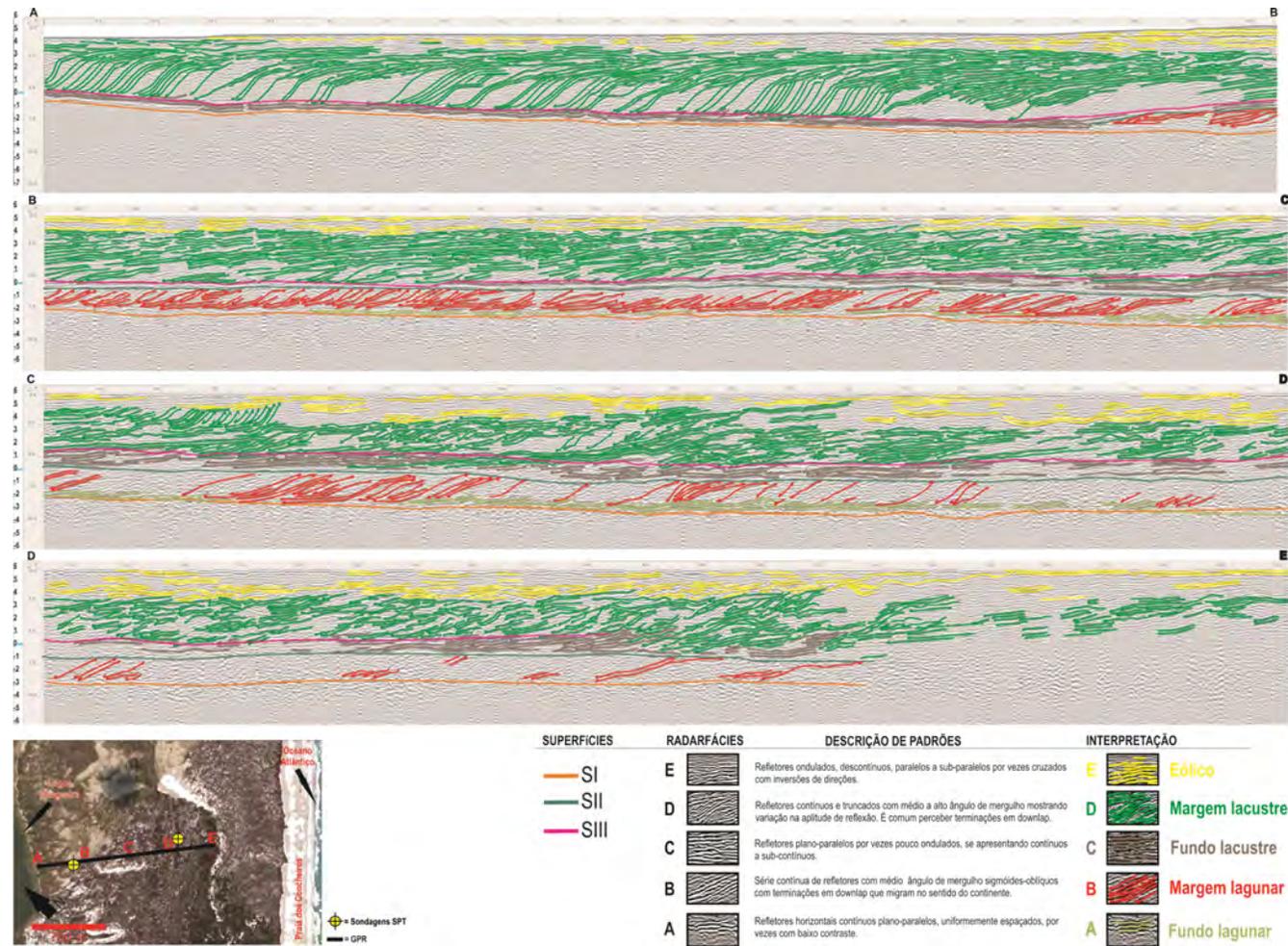


Figura 36: Abaixo o mapa indicando os segmentos da seção de GPR denominada Perfil PL e as sondagens SCO1 e SCO2 e legendas. Inicia na margem da Lagoa Mangueira (A), até a porção média da barreira marcada por uma crista de precipitação (D). Acima em sequência os segmentos A-B, B-C, C-D e D-E e suas respectivas interpretações.

II.IV.IV.II Estratigrafia

Os dados estratigráficos são apresentados a partir dos dados obtidos nas sondagens profundas (SPT) SCO1 e SCO2, Figuras 37 e 38 e posteriormente a partir de seções esquemáticas que contêm o perfil altimétrico aliado às sondagens realizadas sobre o mesmo. Portanto perfis P-PR, P-46, P-14 P-16, já apresentados com relação à morfologia agora revelam as sondagens rasas em detalhes, respectivamente nas Figuras 40, 41, 42, 43. Optou-se apresentar as sondagens profundas anteriormente com as associações de fácies interpretadas da base para o topo. Posteriormente a organização faciológica foi realizada na forma de uma tabela simplificada contendo as principais características de cada associação faciológica e os ambientes deposicionais correspondentes. Por fim, apresentou-se uma seção que integra, com os dados estratigráficos simplificados a composição e interpretação dos depósitos encontrados.

Abaixo a descrição das associações faciológicas reconhecidas:

P1: Depósitos Eólicos e Praiais Pleistocênicos

Os depósitos foram caracterizados por uma associação faciológica de pelo menos 5 m de espessura já que não foram reconhecidas fácies abaixo desta. Foram identificadas a partir de registros obtidos na base das sondagens SCO1 e SCO2, Figuras 37, 38 e 44. Caracterizados por fácies areno-quartzosas finas a muito finas, de moderadas a bem selecionadas, com alta compactação, de cores amareladas, alaranjadas e acinzentadas (10YR 5/4, 10YR 6/2, 5YR 6/6). Nesta fácies notou-se a presença de conchas de moluscos na qual não foi possível a identificação dos taxa, devido à ausência nas condições de preservação. No entanto foram observadas características de retrabalhamento. A quantidade de finos de (6 a 12%) e as diversas colorações apresentadas nesta associação foram atribuídas às distintas condicionantes diagenéticas preservadas nestes depósitos. A presença de camadas de moluscos retrabalhados imersos em uma matriz areno-quartzosa sugerem um ambiente praiial/eólico relacionados ao sistema deposicional pleistocênico Barreira III de Villwock *et al.* (1986) que pode ser reconhecido na região, na margem NW da Lagoa Mangueira e muito próximo a linha de costa atual entre as praias das Maravilhas e da barra do Arroio Chuí. As idades de depósitos associados a este sistema são atribuídas ao estágio isotópico do oxigênio 5, em torno de 120-125.ka AP (Villwock *et al.*, 1986, Villwock & Tomazelli,

1995, Tomazelli & Dillenburg, 2007). No litoral médio do Rio Grande do Sul, no Farol da Conceição, depósitos relacionados a este sistema foram datados por termoluminescência apresentando uma idade de 109.000 +/- 10 anos AP, Buchmann & Tomazelli (2000).

P2: Depósitos de Paleosolos Pleistocênicos

A associação faciológica atribuída a estes depósitos foram identificadas a partir de duas fácies reconhecidas nas sondagens SCO1 e SCO2, atingindo de 2 a 3 m de espessura, Figuras 37, 38 e 44. Na base foi reconhecida uma fácies classificada como siltosa, de média a fina muito pobremente selecionada, compactação média, com coloração esverdeada mosqueada com marrom escuro (5G4/1 e 5G2/1) e a presença marcante de concreções ferruginosas. E sobrepondo esta, uma fácies siltosa média a grossa, muito pobremente selecionada, de compactação média e colorações cinza esverdeada, por vezes amarelada e marrom clara (5Y8/1, 5Y6/1) contendo nódulos carbonáticos esbranquiçados (N3) de diversos tamanhos e marcas de raízes aparentes. As porcentagens de argila nesta fácies variam de 10 a 30%. Nas duas fácies percebe-se que houve processos diagenéticos e pedogenéticos diferenciados, permitindo sugerir-los como paleosolos de idades pleistocênicas. Estes paleosolos podem ser associados a depósitos encontrados nos trabalhos de Delaney (1962), Bombim & Klam (1971), Soliani (1973), Lopes *et al.* (2001), associados ao Sistema Laguna-Barreira III de Villwock *et al.* (1986), e também decorrente como substrato pleistocênico identificados nos trabalhos de Caron (2007), Lima (2008) e Tomazelli (2008) na porção sul da PCRS. Este paleosolos são correlacionáveis a um clima continental mais seco do último estágio glacial, como afirma Delaney (1962) e Bombim & Klam (1971).

H1: Depósitos de Turfas

Esta fácies foi reconhecida apenas na sondagem SCO2 caracterizada por sedimentos carbonosos com espessura máxima de 1 m, Figuras 38 e 44. Apesar de análises granulométricas não caracterizarem muito bem este tipo de ambiente, esta fácies foi classificada como siltosa fina pobremente selecionada, sendo 40% argila, com colorações de marrom escuro a preto (N4), de baixa compactação, contendo 35% de matéria orgânica. Uma amostra desta matéria orgânica foi datada revelando uma idade de 10.630 ± 110 cal. anos AP a -6 m abaixo do NRM atual. Esta fácies foi então

interpretada como um ambiente deposicional que representava regiões mais baixas (banhados) e protegidas com razoável acúmulo de matéria orgânica. Esta idade também permitiu interpretar que depósitos abaixo destes são relacionados ao Pleistoceno.

As associações de fácies P1, P2 e H1, não foram possíveis de serem identificadas nos radargramas, pela total ausência no sinal. Este fato foi atribuído à composição textural, diagênese, e presença de sedimentos finos (silte e argila). Para tanto a resposta de não haver características de reflexão, serviu como ferramenta de rastrear esta superfície, funcionando como limítrofe entre os paleossolos (P2) e/ou depósitos de turfas de depósitos de fundo lagunares estuarinos a seguir descritos.

H2: Depósitos de Fundo Lagunar Estuarino

Esta associação faciológica foi reconhecida nas sondagens SCO1 e SCO2, atingindo uma espessura de 1 a 2,5 m Figuras 37, 38 e 44. Foram representadas por fácies classificadas como arenosas finas a muito finas, com seleção moderada a pobre, baixa compactação, com cores acinzentadas claras a escuras (5Y2/1, 5Y4/1, 5Y6/1) variando na concentração de sedimentos finos (de 2 a 7%) e bioclastos (de 3 a 7%). Na base desta, foi identificada uma pequena camada de 3 cm de cascalho biodetrítico, composta predominantemente de moluscos retrabalhados.

Nesta fácies foi identificada uma assembléia biogênica composta por moluscos, (*Adrana* sp, *Amiantis purpuratus*, *Anachis isabellei*, *Bucciamops* sp., *Cylichna bidentata*, *Cylichna discus*, *Corbula patagônica*, *Corbula caribabaea*, *Cadulus* sp *Heliobia australis*, *Mactra isabelleana*, *Núcula semiornata*, *Núcula uruguiensis*, *Ostrea equestris*, *Parodizia uruguayensis*, *Venericardia tridentata*), foraminíferos (*Ammonia beccarii parpinsoriana*, *Elphidium depressulum*, *Elphidium galostones*, *Miliolinella subrotunda*, *Quinqueloculina lamarckiana*, *Quinqueloculina seminulum*) e ostracodes (*Callistocythere litoralensis*, *Cyprideis* sp., *Cytherella* sp., *Loxoconcha* sp.), muitos em posição de vida e se apresentando em distintos estágios de desenvolvimento, caracterizando um ambiente estuarino a marinho raso, Tabela 5 e Figura 39. Três amostras, consideradas em posição de vida “*in situ*” foram selecionadas e datadas: um exemplar de *Corbula caribabaea*, situada a -4,5 m do NRM datada em 7.580 ± 100 cal. anos AP, um exemplar de *Buccianops* sp., situada a -3,0 m datada em 6.540 ± 140 cal.

anos AP, e um exemplar de *Adrana* sp., situada a -2,6 m datada em 5.755 ± 155 cal. anos AP.

Esta associação de fácies correspondem a radarfacies A. Este conjunto de características geométricas, litológicas, paleontológicas e geocronológicas desta associação permite sugerir um paleoambiente lagunar estuarino, relativamente protegido, mantendo uma conexão com o ambiente marinho raso (desembocadura) representando a fase de elevação do nível do mar durante o Holoceno.

H3: Depósitos de Margem Lagunar Estuarina

Esta associação de fácies foi identificada a partir, das sondagens SCO1 e SCO2, com uma espessura de 1 a 2 m, Figuras 37, 38 e 44. Foi caracterizada por fácies arenosas finas bem selecionadas, alta a média compactação, de cor cinza clara (5Y2/1, 5Y4/1), por vezes com intercalações material fino (silte, argila) e presença de fragmentos vegetais. Esta associação faciológica corresponde a Radarfacies B, permitindo sugerir pelo comportamento geométrico que a margem subaquosa lagunar migra sobre o fundo estuarino, ainda conectado com o ambiente marinho controlado principalmente pela elevação do nível do mar durante o Holoceno.

H4: Depósitos de Fundo Lacustre

Esta associação faciológica foi identificada a partir de registros nas amostras da sondagem SCO1, SCO2, 14-1, 16-2, 16-4 e a espessura varia entre 1 e 2 m, Figuras 37, 38, 42, 43 e 44. É caracterizada por areias finas de bem a muito bem selecionadas, de cores cinza (5Y3/2, 5Y5/2, 5Y7/2) a bege e marrom clara (10YR4/2) com pouca a média compactação. Devido à sondagem 14-1 ter amostragem contínua, foi possível a identificação na base de uma pequena camada (0,3 m) com acúmulo de matéria orgânica e logo acima, laminação de sedimentos finos e estruturas plano paralelas. Esta associação faciológica corresponde a Radarfacies C.

H5: Depósitos de Margem Lacustre

Esta associação de fácies foi identificada a partir de registros nas sondagens profundas SCO1, SCO2, e nas rasas 14-1, 14-5, 16-2, 16-4, 46-7, possui 2 a 4 m de espessura, Figuras 37, 38, 41, 42, 43 e 44. Foi constituída de areias finas de bem a muito bem selecionadas, de cores cinza (5Y5/2, 5YR5/2) a bege e marrom clara (10YR4/2)

com pouca a média compactação. Nas sondagens rasas foi possível a identificação de diversos detalhes por se apresentarem contínuas. São visíveis estruturas plano paralelas e cruzada planar, acumulações de matéria orgânica (3 a 5 cm), marcas de raízes, e concentrações de minerais pesados na forma de lentes. Esta associação faciológica correspondem a Radarfacies D, que são representadas por reflexões inclinadas migrando em direção ao corpo lagunar. As variações nas espessuras e composição desta associação pode ser explicada pela dinâmica sedimentar (preservação e erosão) da margem lagunar. Este sistema é constantemente alterado por fatores como: ventos, ondas, variações de nível do corpo lacustre, disponibilidade de sedimentos, via eólica, transporte induzido por ondas (refração) e influxos, na forma de sangradouros que drenam a parte mediana barreira (mais alta) até a margem lagunar.

H6: Depósitos Eólicos de Dunas e Interdunas

Esta associação de fácies foi identificada a partir de registros nas sondagens profundas SCO1, SCO2, e nas rasas 14-1, 14-5, 16-2, 16-4, 46-7, PR-1, possui 2 a 5 m de espessura, Figuras 37, 38, 40, 41, 42, 43 e 44. Foi constituída de areias finas de bem a muito bem selecionadas, de cores que variaram de cinza a bege com muitas tonalidades (5Y6/1, 5Y6/4, 5Y7/2, 5YR3/2, 5YR6/4, 10YR4/2, 10YR6/2, 10YR7/4) com pouca compactação. Nas sondagens rasas foi possível a identificação de estruturas plano paralelas acumulações de matéria orgânica em forma de lentes de 2 a 3 cm, presença e marcas de raízes, e concentrações de minerais pesados na forma de lentes. Esta associação pode ser interpretada próxima à praia oceânica como representativa de depósitos de dunas vegetadas, caracterizados por dunas do tipo precipitação, já na parte mediana da barreira predominam regiões planas com depósitos de interdunas e perto da margem lagunar estes dois ambientes se alternam.

H7: Depósitos Praiais atuais

Esta associação de fácies foi identificada a partir de registros apenas nas sondagens rasa PR-2 e possui 3 m de espessura Figuras, 41 e 44. É constituída de pelo menos três fácies: na base areias finas muito bem selecionadas, de cores 5Y8/1, 5Y7/2 contendo bioturbações, na sequência, areias finas bem selecionadas gradam para areias grossas pobremente selecionadas na forma de lentes e cores 5Y2/1, 10YR8/2, 10YR10/5 compostas por bioclastos composta principalmente por uma assembleia de

moluscos com distintos tamanhos, formas, cores e graus de retrabalhamentos, estruturas plano paralelas e concentrações de minerais pesados. Acima desta fácies arenosa media pobremente selecionada também com presença de bioclastos, apresentando predominantemente a cor 5YR5/4. A variabilidade nas fácies praias em um pequeno espaço de deposição pode ser atribuída aos ajustes morfodinâmicos condicionadas pelos ventos, ondas, marés meteorológicas, disponibilidade de sedimentos, influxos e erosões causadas por sangradouros que drenam a parte mediana barreira (mais alta) para o sistema praias oceânico adjacente.

Tabela 4: Principais características das associações de fácies reconhecidas nas sondagens.

Ass. fácies	Espessura	Compactação	Fácies	Estruturas	Cores	Biologia	Amb. deposicional
H7	3 m	Média	Farfbs Fargps Farmps	Plano-paralela Min. pesados	5Y:7/2, 8/1, 2/1 5YR:8/2, 10/5, 5/4	Moluscos	Praial Oceânico
H6	2 a 5 m	Baixa	Farfbs Farfmbps	Plano-paralela Min. pesados Lentes de M.O	5Y:6/1, 6/4, 7/2 5Y:R3/2, 6/4 10YR:4/2, 6/2	Raízes	Eólico Dunas e interdunas
H5	2 a 4 m	Média a baixa	Farfbs Farfmbps	Cruzada Min. pesados Lentes de M.O	5Y5/2, 5YR5/2, 10YR4/2	Raízes	Margem Lacustre
H4	1 a 2 m	Média a baixa	Farfbs Farfmbps	Plano-paralela Lentes de M.O	5Y5/2, 5YR5/2 10YR4/2	Estéril	Fundo Lacustre
H3	1 a 2 m	Média a alta	Farfbs	Intercalações de finos	5Y2/1 5Y4/1	Fragmentos vegetais	Margem Lagunar Estuarina
H2	1 a 2,5 m	Baixa	Farfms Farmfps	Intercalações de finos e biotritos	5Y2/1, 5Y4/1, 5Y6/1	Moluscos Foraminíferos Ostracodes	Fundo Lagunar Estuarino
H1	1 m	Baixa	Fsfps	35% de M.O	N4	Fragmentos vegetais	Turfas Basais
P2	2 a 3 m	Média	Fsfps, Fsmmps Fsgps	Marcas de Raízes	5G4/1, 5G2/1 5Y8/1, 5Y6/1	Concreções carbonáticas ferruginosas	Paleosolos
P1	5 m	Alta	Farmfms Farmfms	Intercalações biotriticas	10YR 5/4, 10YR 6/2, 5YR 6/6	Bioclastos retrabalhados	Eólico Praial

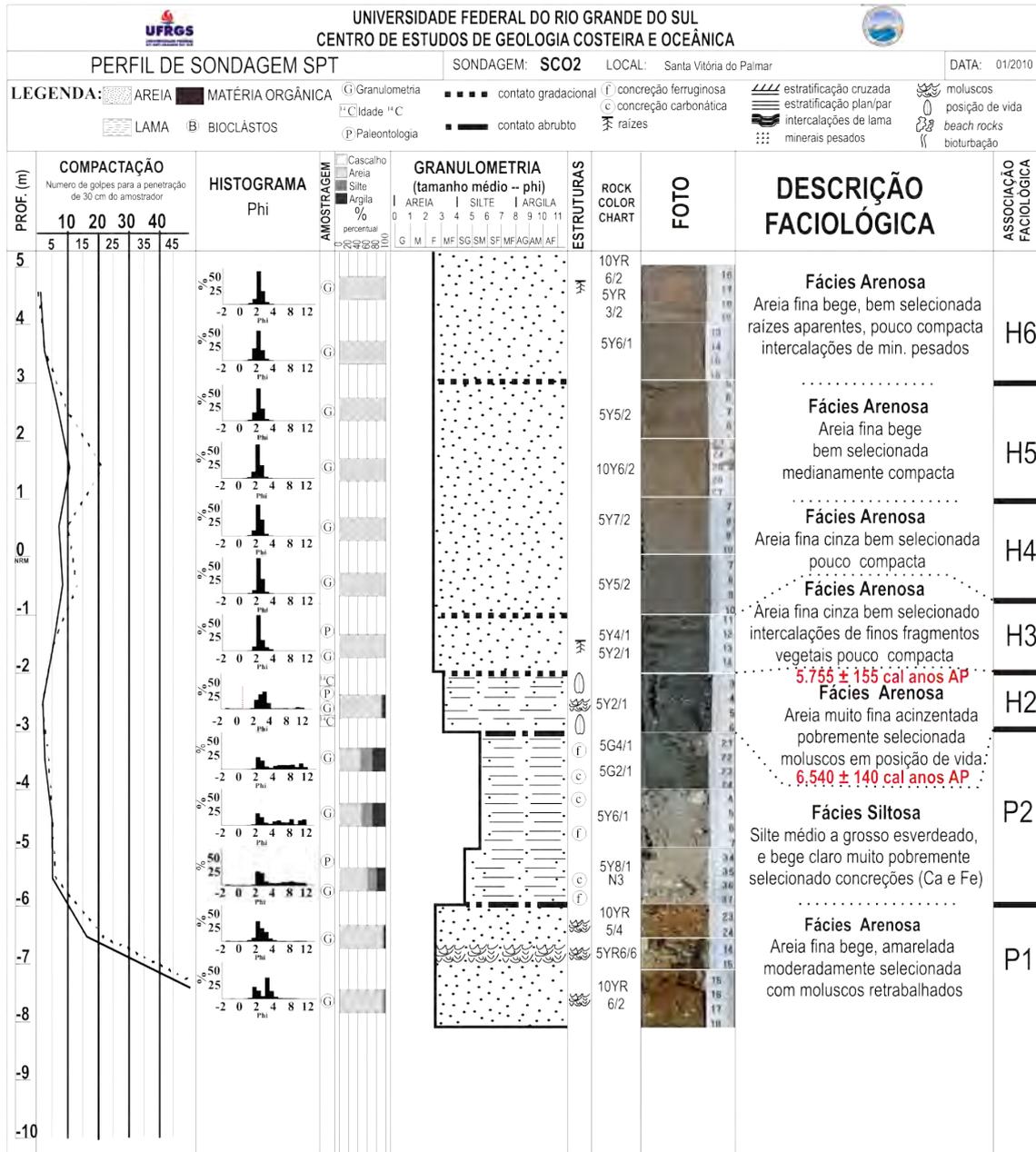


Figura 37: Perfil detalhado da sondagem SPT, SCO1.

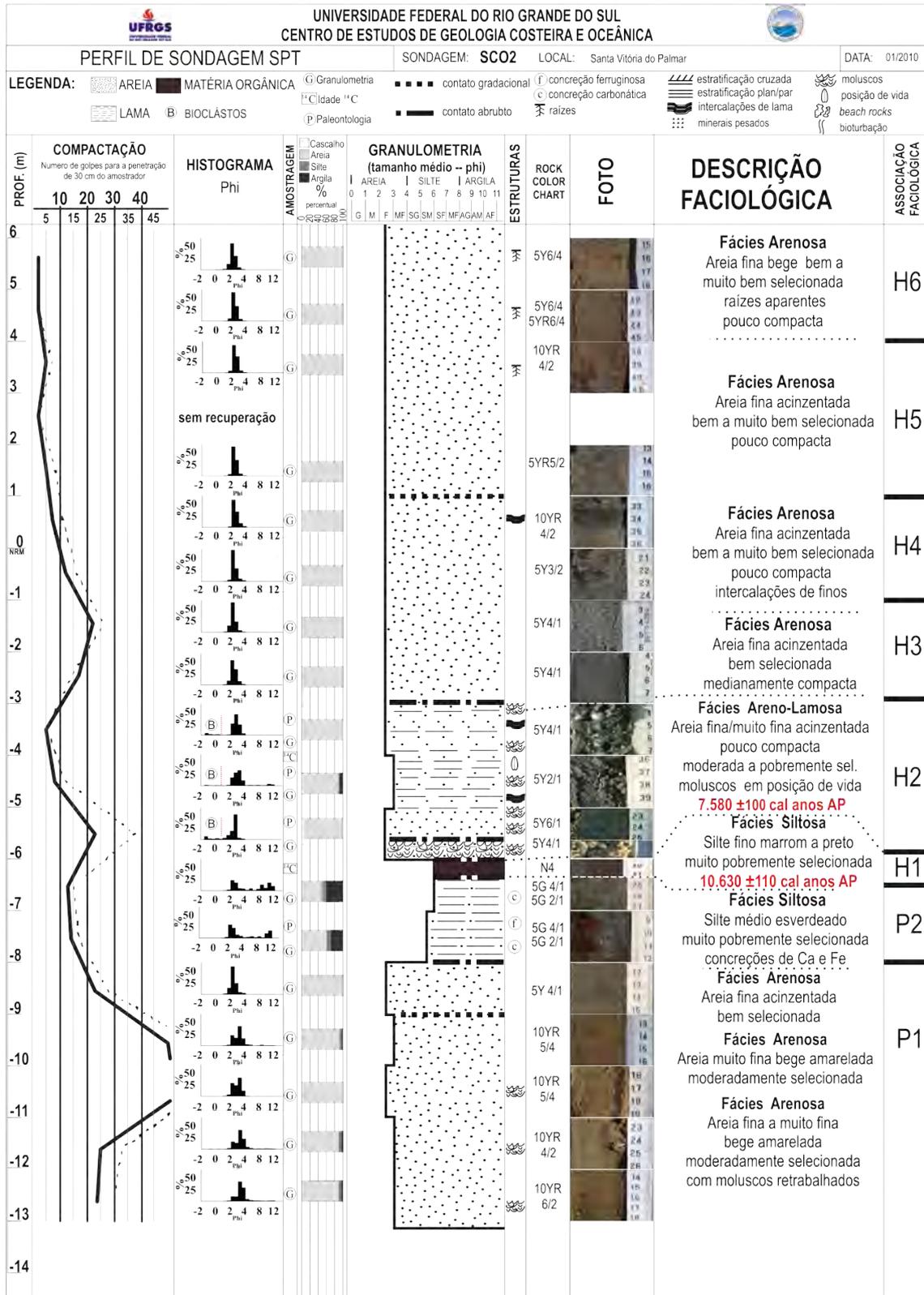


Figura 38: Perfil detalhado da sondagem SPT, SCO2.

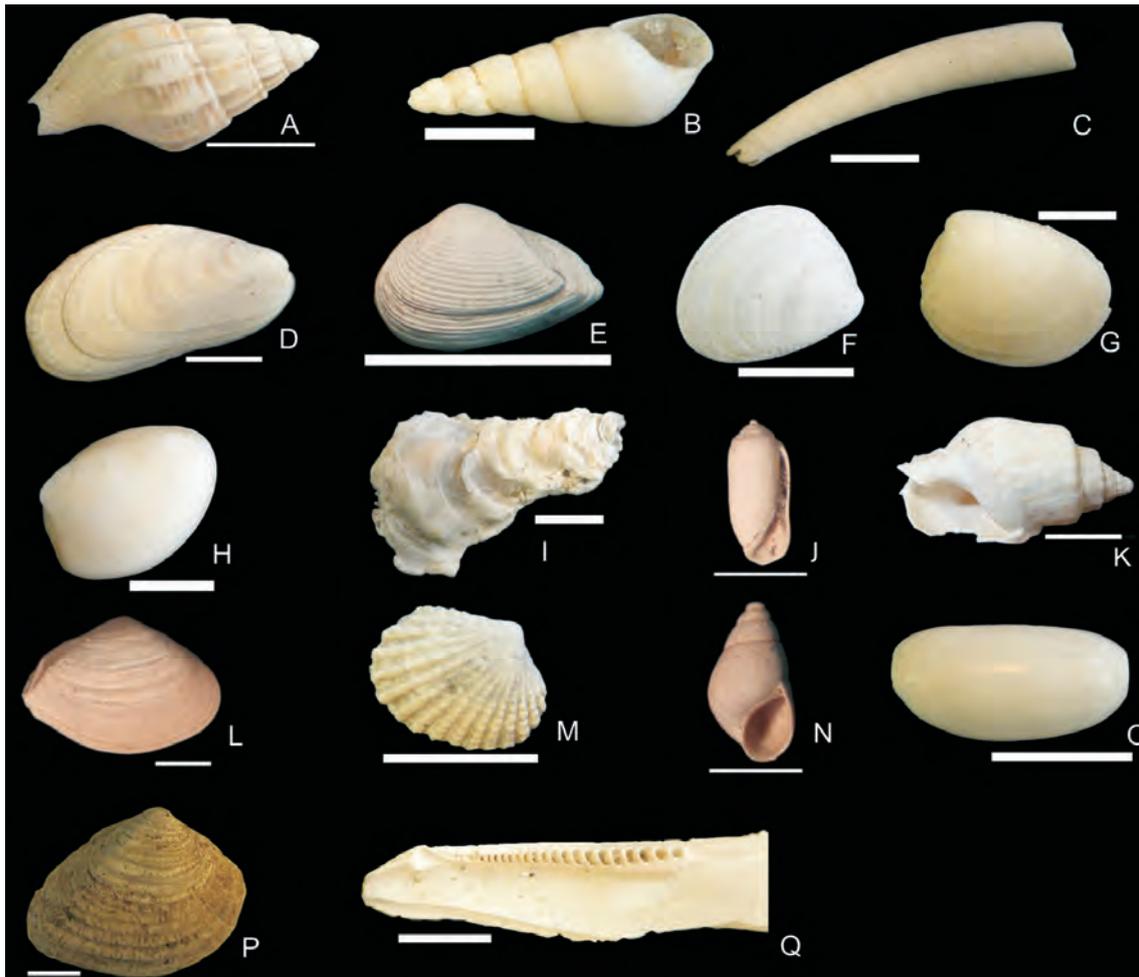


Figura 39: Prancha com fotografias dos moluscos identificados na associação de fácies H2: A- *Anachis isabellei*, B- *Heliobia australis*, C- *Cadulus* sp., D- *Braquiodontes*.sp., E-*Corbula cariabaea*, F- *Amiantis purpuratus*, G- *Núcula semiornata*, H- *Núcula uruguayensis*, I- *Ostrea equestris*, J- *Cylichna bidentata*, K- *Buccianops* sp., L- *Corbula patagônica*, M- *Venericardia tridentata*, N- *Parodizia uruguayensis*, O- *Cylichna discus*, P- *Mactra isabelleana*, Q- *Adrana* sp. Escala em branco representa 2 mm.

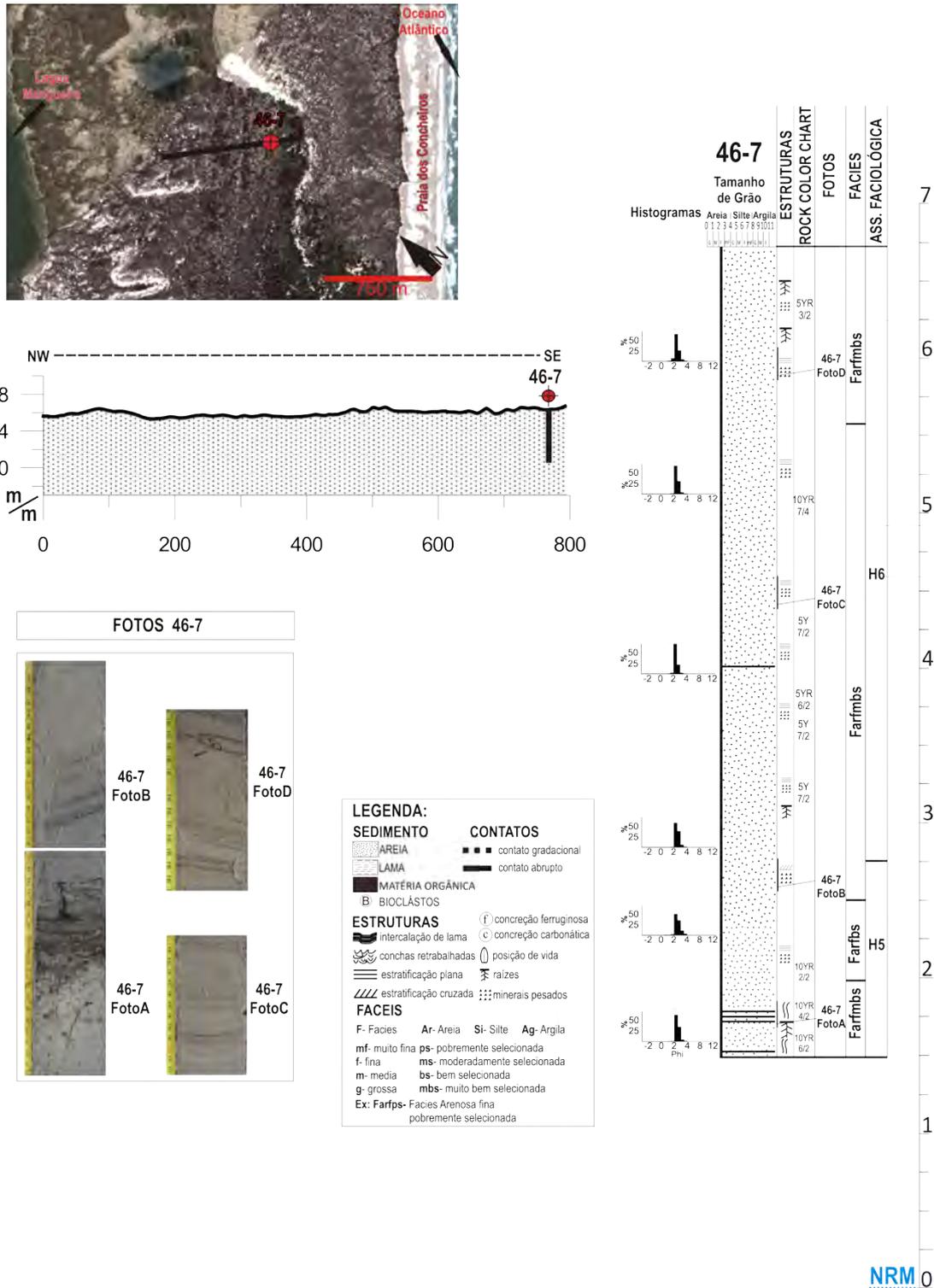


Figura 41: Acima a esquerda : localização em planta e logo abaixo perfil topográfico correspondente com locação da sondagem 46-7. Abaixo, fotos, legenda e descrição estratigráfica em detalhes da sondagem 46-7.

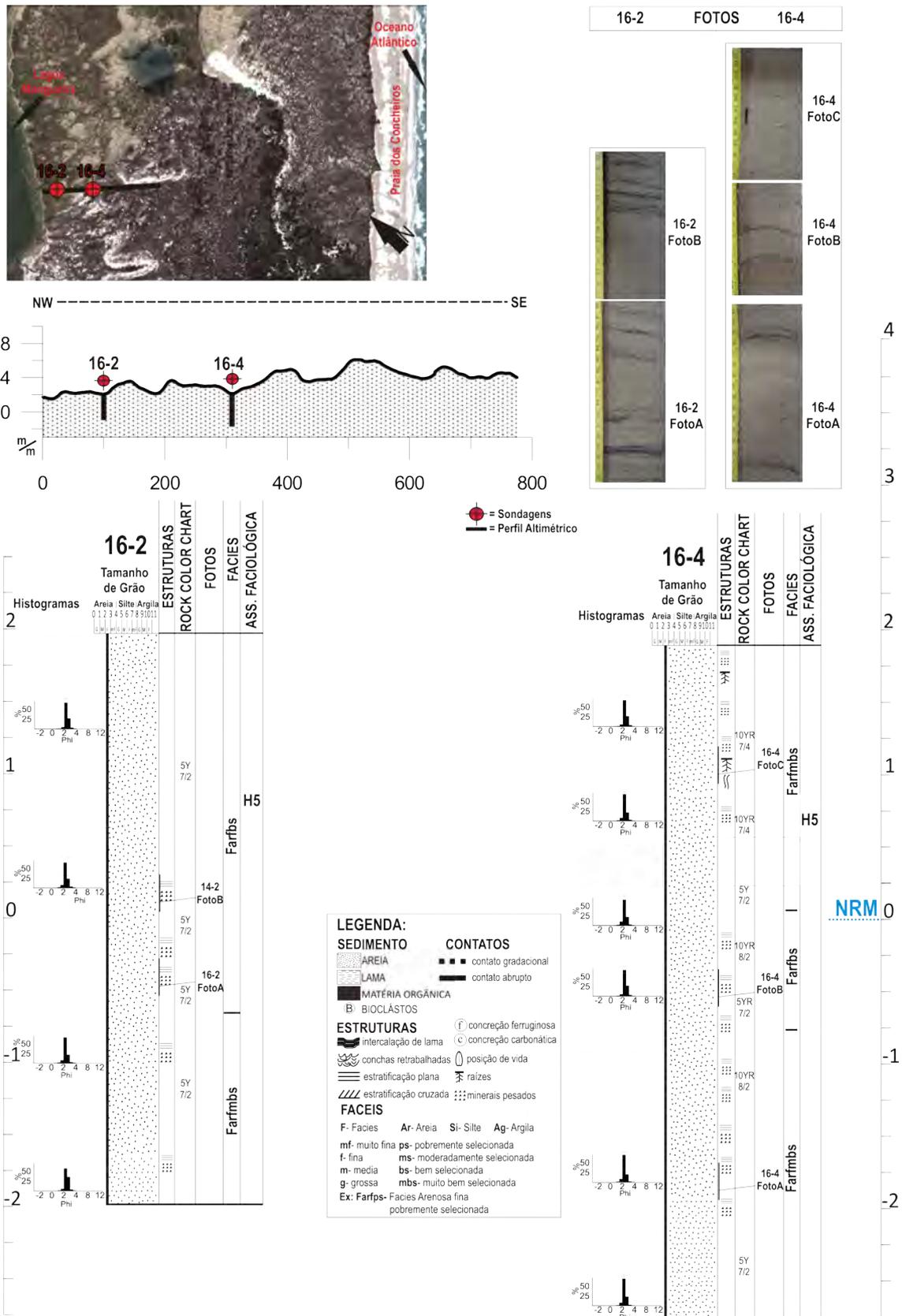


Figura 43: Acima a esquerda: localização em planta e logo abaixo perfil topográfico correspondente com locação da sondagens PR-1 e PR-2. Abaixo: legenda e descrição estratigráfica em detalhes das sondagens 16-2 e 16-4. Acima a direita: fotos correspondentes.

Após a análise faciológica procurou-se compreender a distribuição estratigráfica geral das associações faciológicas e geocronologia obtida através de uma única seção em relação ao NRM, Figura 44. Deste modo teve-se a compreensão da disposição dos depósitos ao longo de toda a barreira holocênica na região dos Concheiros.

A integração dos dados das sondagens as seções de GPR, Figuras, 45, 46, 47, 48 possibilitou compreender em detalhes a geometria juntamente com os dados estratigráficos e será abordada na discussão de forma comparativa.

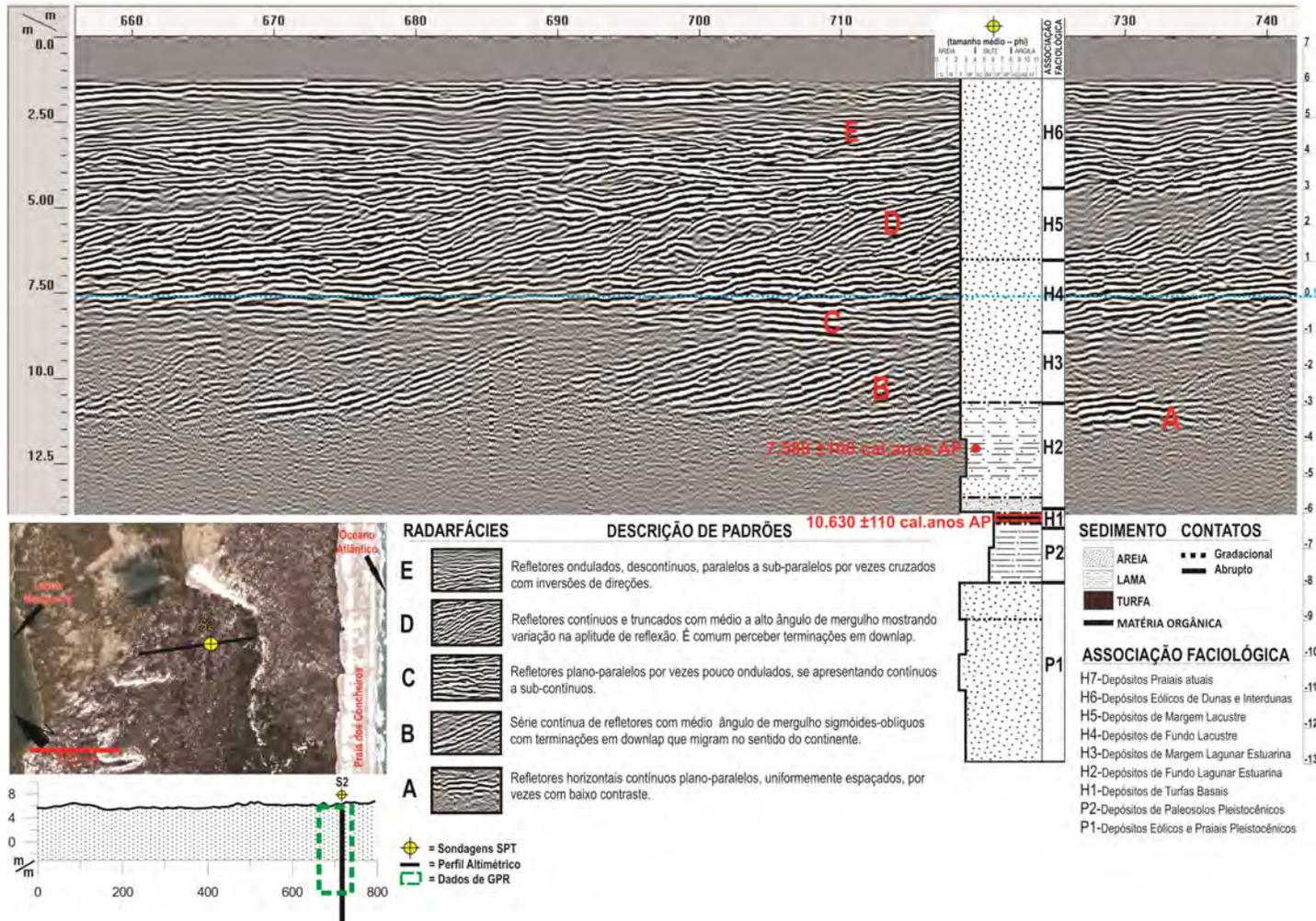


Figura 45: Abaixo a esquerda: localização, topografia, locações das sondagens e dos registros de GPR. Acima: Integração do registro de GPR e da sondagem SCO2 com a combinação das Radarfácies, associações faciológicas e datações.

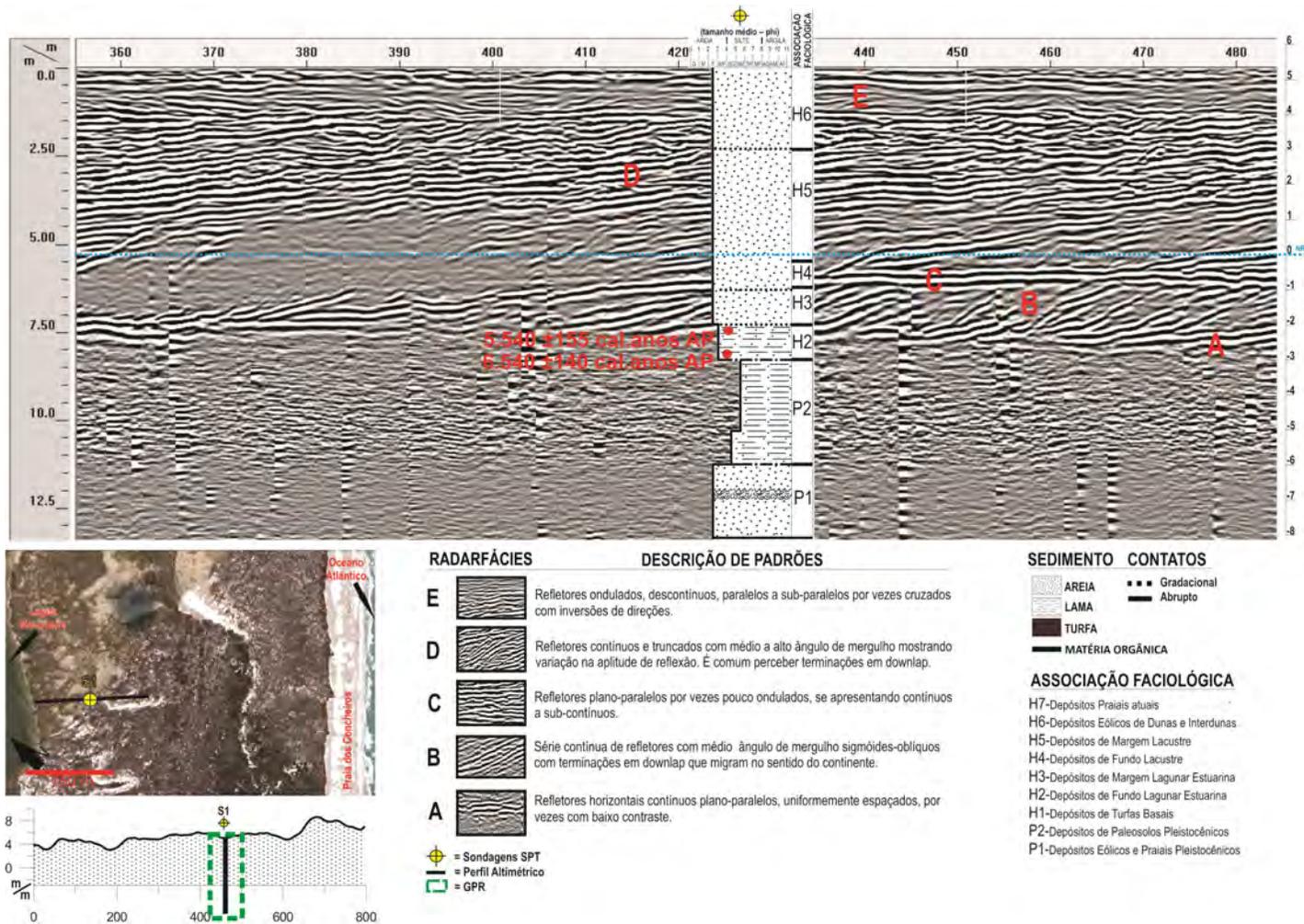


Figura 46: Abaixo a esquerda: localização, topografia, locais das sondagens e dos registros de GPR. Acima: Integração do registro de GPR e da sondagem SCO1 com a combinação das Radarfácies, associações faciológicas e datações.

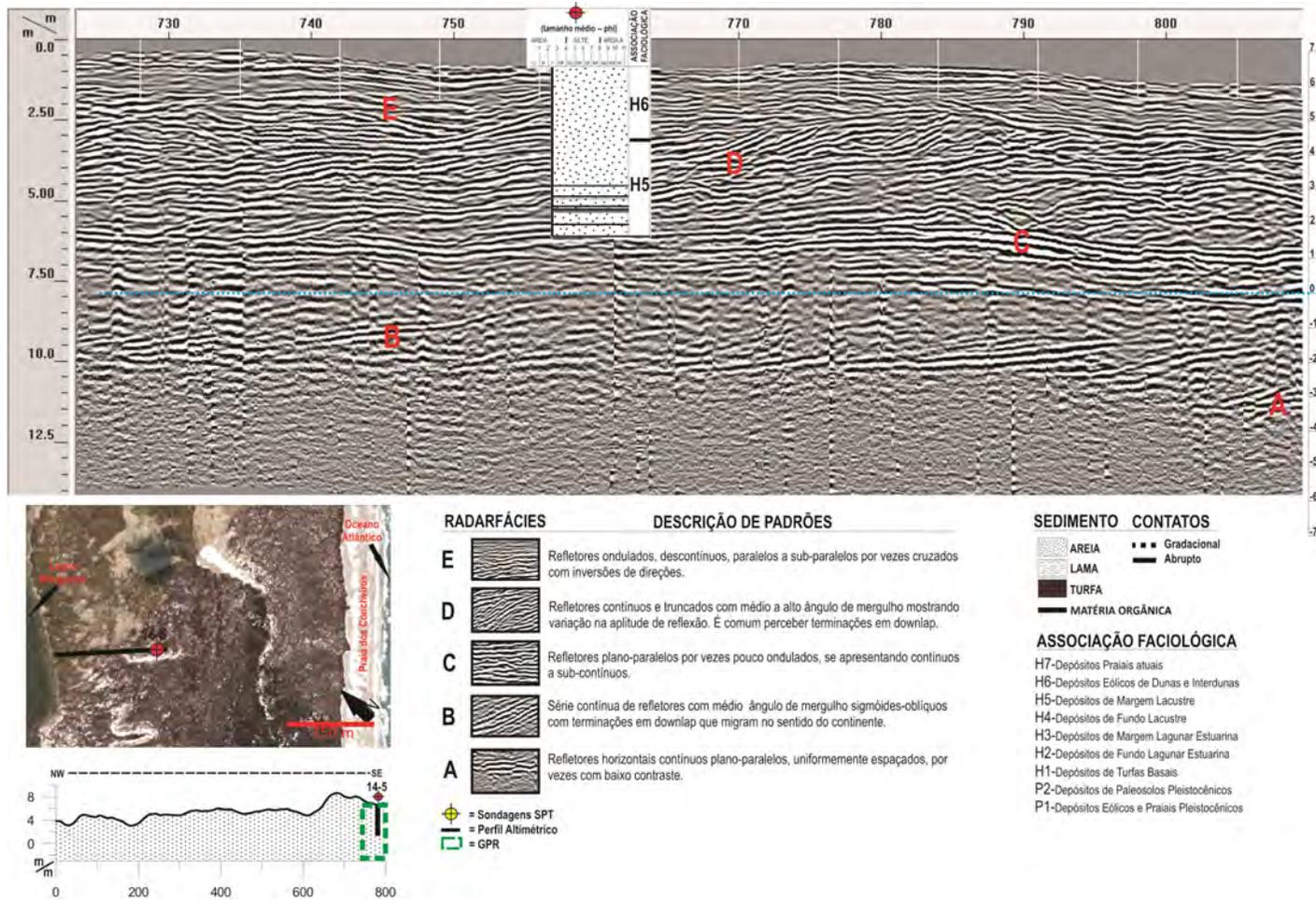


Figura 47: Abaixo a esquerda: localização, topografia, locais das sondagens e dos registros de GPR. Acima: Integração do registro de GPR e da sondagem 14-5 com a combinação das Radarfácies, associações faciológicas.

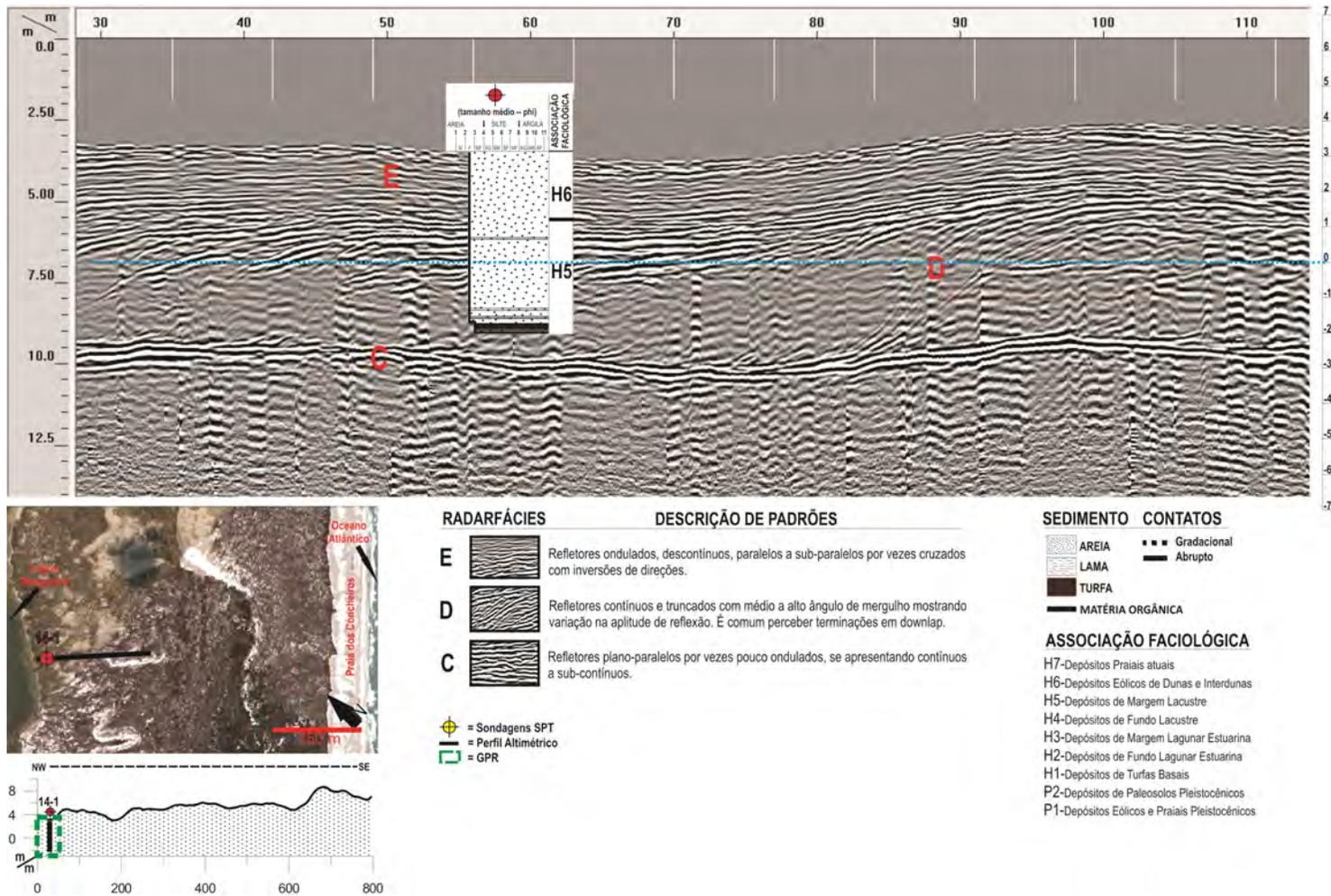


Figura 48: Abaixo a esquerda: localização, topografia, locações das sondagens e dos registros de GPR. Acima: Integração do registro de GPR e da sondagem 16-1 com a combinação das Radarfácies, associações faciológicas.

II.IV.IV.III Resumo da Morfologia, Geometria Depositional e Estratigrafia da região da Praia dos Concheiros

A barreira holocênica na região da praia dos Concheiros é caracterizada em superfície por depósitos praias e eólicos e de margem lagunar, associados à Lagoa Mangueira. A largura entre a praia atual, até os limites com terrenos pleistocênicos é entre 2 e 3 km.

Os depósitos praias são compostos de areias finas a médias sendo marcante a concentração de bioclastos retrabalhados (moluscos, coquinas, arenitos de praia, fósseis de vertebrados e invertebrados) na região do pós praia, principalmente após a ação de tempestades. As diferenças de tamanho de grãos e o zoneamento sedimentar na face da praia dos Concheiros foram relacionados diferenças na densidade de sedimentos. Quando ondas se espalham sobre a face da praia, e sedimentos quartzos calcáreos iniciam o movimento ao mesmo tempo. No entanto, a densidade de grãos de carbonato é inferior a um quartzo, portanto requerer menos energia das ondas para ser transportado. Assim, os grãos de areia grossa calcárea são depositados em conjunto com os grãos de quartzo mais finos na parte intermediária da face de praia, Nuber *et al.* (2004).

Este sistema praias apresenta características típicas, segundo Calliari & Klein (1993) e Pereira *et al.* (2008), praias na área de abrangência dos Concheiros podem ser classificadas como praias intermediárias com tendências reflectivas.

Os depósitos eólicos nesta região da barreira podem ser observados por pelo menos três setores: o primeiro, é marcado pelo contato do sistema praias e a presença de dunas frontais com alturas que variam entre de 1 e 4 m, na maioria vegetadas por espécies típicas deste ambiente como *Panicum racemosum*, *Spartina ciliatada* e dunas transgressivas. O segundo setor que recobre quase totalmente a barreira holocênica é caracterizado por interações de tipos morfológicos do sistema eólico costeiro. É possível observar lobos de campos de dunas transgressivos relíquias, (atualmente vegetadas) intercaladas com planícies de deflação, cordões do tipo “*precipitation*” e regiões com baixios alagados e banhados. Na porção mais próxima aos ambientes de retro barreira também é notada a presença de campos de dunas livres transversais que alcançam até 7 m de altura. O contato desta região com a depressão lagunar é marcado por depósitos eólicos e de margem lagunar avançando sobre a Lagoa Mangueira. Este avanço é notado

pela alternância entre depósitos eólicos de dunas que avançam sobre a lagoa, e a presença de dezenas de pequenos deltas formados a partir de sangradouros que drenam as porções mais altas da barreira em direção ao corpo lacustre. Quando estes se aproximam da margem lacustre, lobos deltáicos são mantidos preservados e/ou são retrabalhados pela dinâmica litorânea lacustre, distribuindo lateralmente os sedimentos formando as praias e pontais.

A análise dos depósitos em subsuperfície a partir de dados de GPR e sondagens, permitiu identificar basicamente depósitos da barreira representados por margens lagunares e lacustres sobrepondo depósitos de fundo lagunar e lacustres conferindo características tipicamente retrogradantes a este trecho da barreira holocênica, Figura 49.

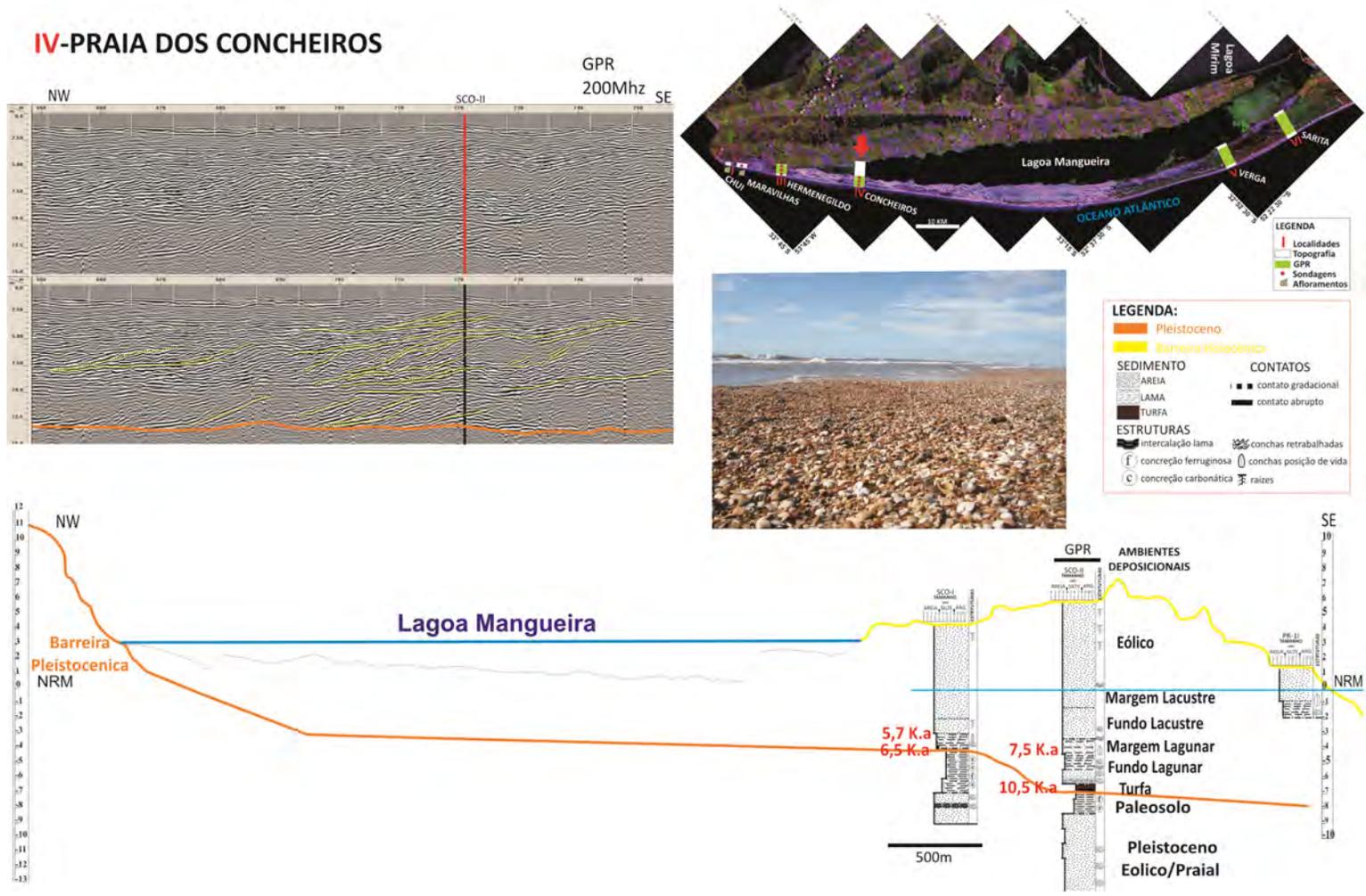


Figura 49: A direita acima, localização pela seta vermelha; esquerda acima GPR e interpretação; centro, foto da praia dos Concheiros; abaixo perfil esquemático da região dos Concheiros.

II.IV.V Morfologia, Geometria Depositional e Estratigrafia da Barreira Holocênica da região do Farolete Verga

A intenção de apresentar dados da porção NE (farolete Verga e Farol Sarita) da barreira holocênica é a comparação do comportamento evolutivo deste setor em relação a região ao SW (barra do Arroio Chuí até a praia dos Concheiros).

A barreira holocênica na região do farolete Verga apresenta características diferenciadas quando comparada ao setor SW. Em superfície sua morfologia é caracterizada por depósitos eólicos, praias e de margem lagunar e alcança cerca de 5,3 km de largura.

A praia adacente ao farolete Verga tem larguras que variam de 50 a 120 m, é constituída de areias finas a muito finas concordando com Calliari & Klein (1993). Segundo Pereira *et al.* (2008), as praias adjacentes ao Farol Sarita, foram classificadas como intermediárias com moderada a baixa mobilidade.

O sistema eólico inicia no sistema praias através de um cordão de dunas frontais onde em diversos locais não é muito bem definido, mas sim interagindo com áreas de deflação e lençóis de areia compostos por pequenas dunas (0,5 a 1 m) ocasionalmente vegetadas, evoluindo para dunas um pouco maiores (até 2,5 m) por cerca de 300 m de distância em direção a Lagoa Mangueira. Da porção média da barreira até a margem lacustre percebe-se uma área caracterizada pela cobertura vegetal em quase sua totalidade por cristas de precipitação. Nesta área também são encontrados lobos de campos de dunas transgressivos totalmente estabilizados pela vegetação, e ainda alguns fragmentos de dunas transversas também vegetadas. Outra característica deste setor são as grandes extensões do cultivo de espécies exóticas, como o Pinus e o Eucalipto.

A margem lacustre deste setor é caracterizada pela presença de grandes pontais totalmente vegetados e na sua retaguarda banhados, que denotam estabilização e processo de colmatação nesta região da Lagoa Mangueira. A estabilização das margens é diferenciada do setor SW que apresenta pontais densos de vegetação e torna as margens caracterizadas por praias com grande mobilidade sedimentar. Os deltas que caracterizam as margens SW e porção média da Lagoa Mangueira, são formados pela drenagem das porções mais altas da barreira em direção ao corpo lagunar na forma de sangradouros que encontram o corpo lacustre. Já a porção NE é diferenciada por se

verificar as marges totalmente estabilizadas pela vegetação e formação de canais que encontram o corpo lagunar, sem formar feições deltaicas típicas, encontrando os banhados e porções vegetadas na retaguarda dos pontais.

Com os dados de subsuperfície desta porção da barreira holocênica representados pelo perfil de GPR foi possível identificar tanto o registro transgressivo como o registro regressivo.

O registro transgressivo é representado por margens lagunares e lacustres sobrepondo os fundos lagunares e lacustres, como também visto no setor SW, Figura 50. Já o registro regressivo é marcado por refletores inclinados que migram em direção ao oceano. Este fato é de grande relevância uma vez que este padrão não tinha sido identificado até então na área de estudo. Pelos padrões de reflexão, comparando com trabalhos que mapearam este tipo de registro na barreira holocênica, na PCRS, estes refletores com “*downlap*” em direção ao oceano foram interpretados como porções do “*backshore-foreshore*”, ou seja, o ambiente praiial e de zona de arrebentação, portanto representando um padrão progradacional, caracterizando tipicamente a porção regressiva da barreira, Figura 51.

Na sequência é apresentado um resumo da situação da barreira holocênica na região do farolete Verga, Figura 52.

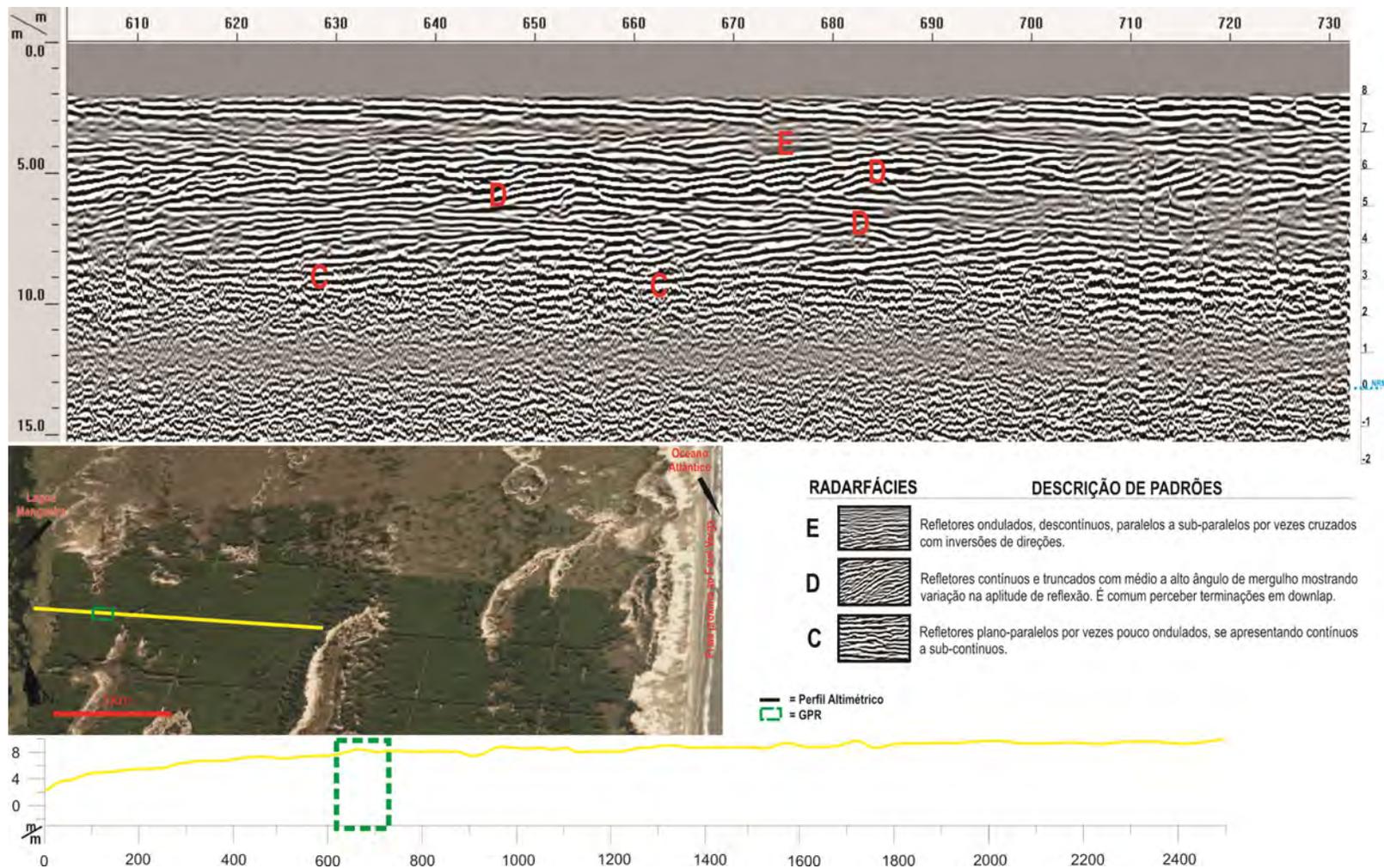


Figura 50: Centro: Localização em imagem orbital (Google Earth) do perfil topográfico e dados de GPR, Abaixo perfil topográfico e localização dos dados de GPR. Acima: registros de GPR da região do farolete Verga com radarfácies identificadas.

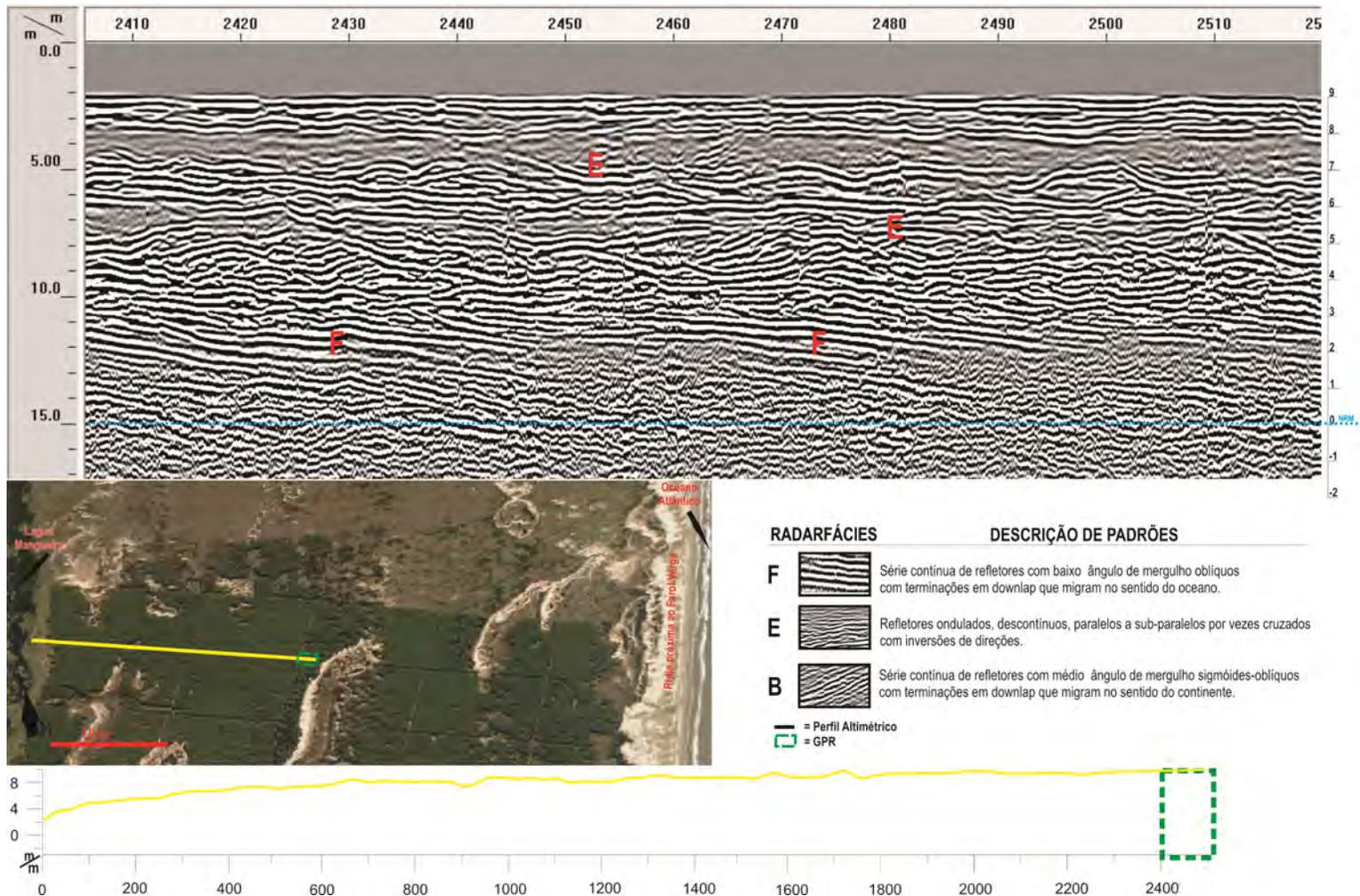


Figura 51: Centro: Localização em imagem orbital (Google Earth) do perfil topográfico e dados de GPR, Abaixo perfil topográfico e localização dos dados de GPR. Acima: registros de GPR da região do farolite Verga com radarfácies identificadas.

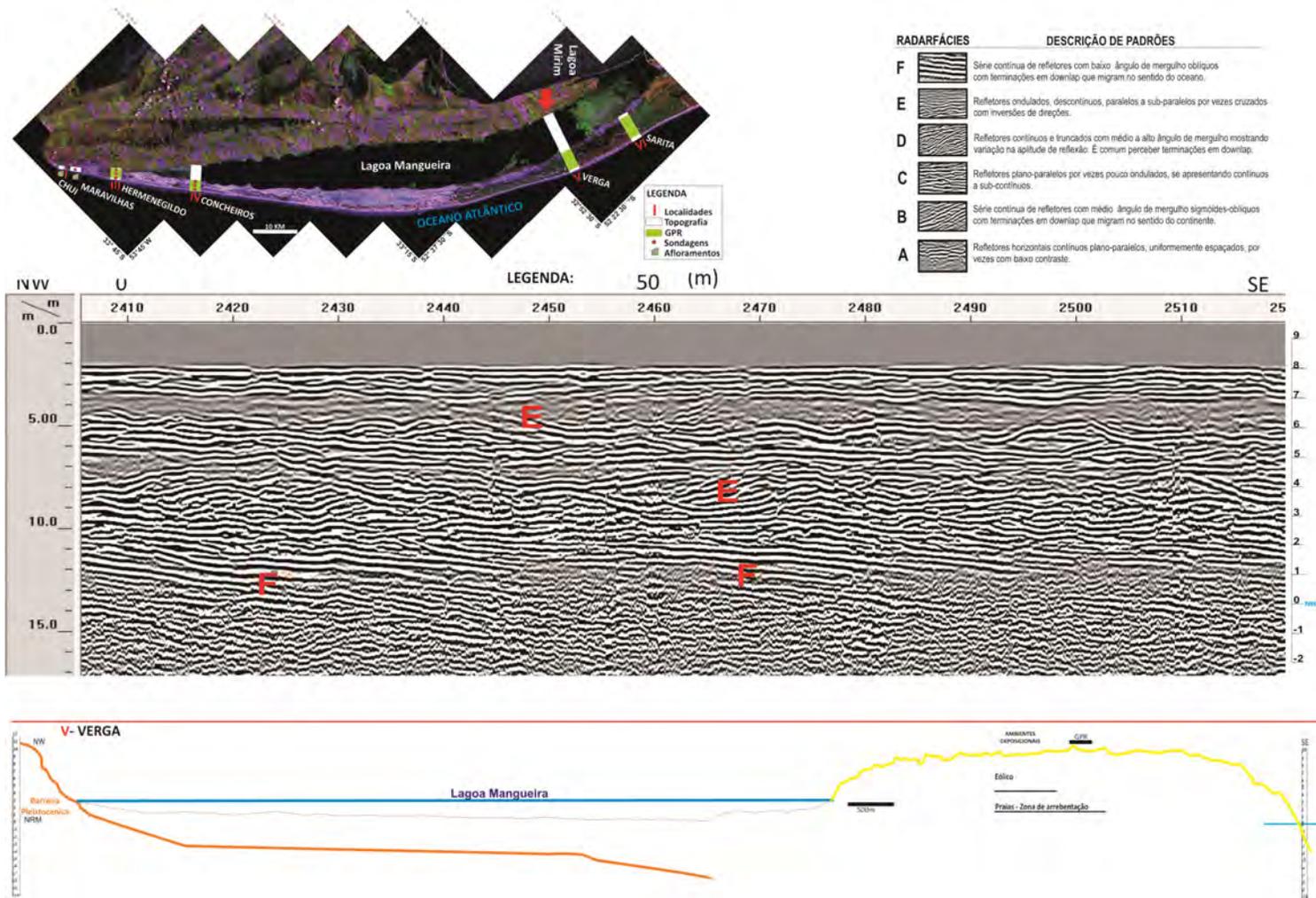


Figura 52: Acima: localização e indicação pela seta vermelha. Centro: perfil esquemático da região do farolete Verga com dados topográficos e a interpretação através de dados de GPR. Abaixo: dados de GPR indicados no perfil acima e suas interpretações a partir das Radarfácies.

III.IV.VI Morfologia, Geometria Depositional e Estratigrafia da Barreira Holocênica da região do Farol Sarita

A barreira holocênica na região do Farol do Sarita apresenta características diferenciadas quando comparada ao setor sul. Em superfície sua morfologia é caracterizada por depósitos eólicos, praias e de margem lagunar e alcança cerca de 5,3 km de largura.

A praia adacente ao Farol Sarita tem larguras que variam de 50 a 100 m, é constituída de areias finas a muito finas concordando com Calliari e Klein (1993) que também apresentam esta granulometria. Segundo Pereira *et al* (2008), praias adjacentes ao Farol Sarita, foram classificadas como intermediárias com moderada a baixa mobilidade.

O sistema eólico é caracterizado pelo contato do sistema praias com uma área de dunas pequenas e esparsas, vegetadas principalmente por *Panicum racemosum*, *Spartina ciliatada* (não desenvolvendo um típico cordão de dunas frontais) que interagem com áreas de deflação e lençóis de areia evoluindo para dunas maiores (até 2,5 m) por cerca de 600 m de distância em direção a Lagoa Mangueira. Também estão presentes cristas de precipitação com áreas baixas totalmente vegetadas, que em períodos mais úmidos, tornam-se totalmente alagadas. Nesta área também são encontrados lobos de campos de dunas transgressivos atualmente totalmente estabilizados pela vegetação. Também como na região do farolete Verga são marcantes as grandes extensões do cultivo de espécies exóticas (reflorestamentos), como o Pinus, Eucalipto e Acácia.

A margem lacustre deste setor é caracterizada pelo contato com um grande complexo de banhados, totalmente estabilizados e em processo de colmatção, conhecida como Banhado do Taim, ao norte da Lagoa Mangueira.

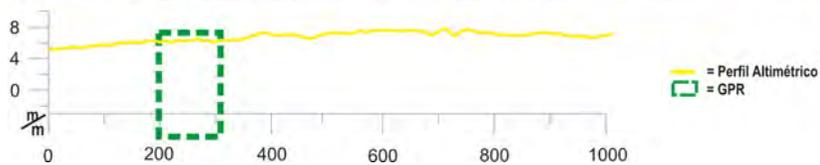
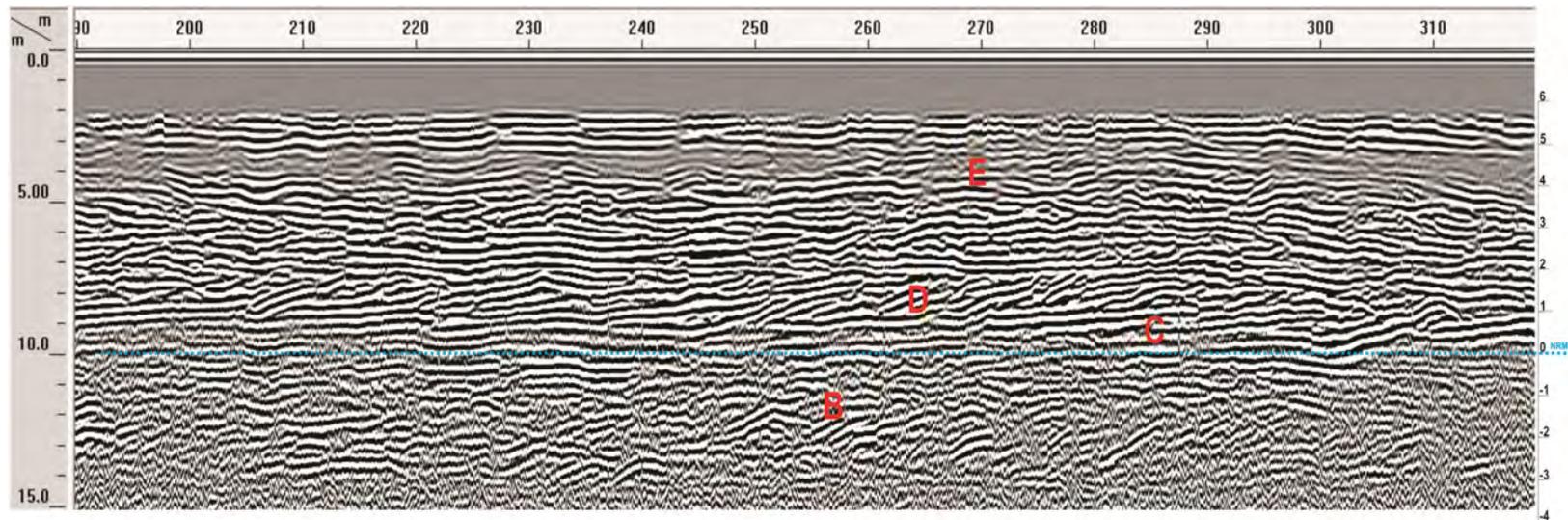
Em superfície os cordões litorâneos são muito bem representados na região ao sul da desembocadura da Lagoa dos Patos se estendendo até as proximidades do Farol Sarita, e representam a progradação da barreira holocênica (regressiva). No setor do Farol Sarita assim como ocorre próximo ao farolete Verga, percebe-se que a progradação composta por cordões litorâneos esta recoberta por campos de dunas

transgressivos, fragmentos de dunas transversas, cristas de precipitação e áreas de florestamento por espécies exóticas.

Com os dados de subsuperfície desta porção da barreira holocênica representados pelo perfil de GPR, também como na seção mais a SW desta foi possível identificar tanto o registro transgressivo como o registro regressivo.

O registro transgressivo é representado por margens lagunares e lacustres sobrepondo os fundos lagunares e lacustres, como também visto no setor SW, Figura 53. Já a porção regressiva é marcada por refletores em downlap que migram em direção ao oceano, como na região do Farol Sarita. Estes conjunto de refletores foram interpretados como porções do *backshore-foreshore*, ou seja, o ambiente praias e de zona de surfe, representando, portanto um padrão progradacional e caracterizando tipicamente a porção regressiva da barreira, Figura 54. Neste mesmo registro, Figura 54 é possível identificar o contato entre a barreira transgressiva (retrogradante) Radarfácies B e a barreira regressiva (progradação), Radarfácies F, marcando portanto, a superfície de ravinamento que corresponde a inversão do comportamento transgressivo para o regressivo da barreira.

Na sequência é apresentado um perfil esquemático da barreira holocênica na região do Farol Sarita, Figura 55.



RADARFÁCIES	DESCRIÇÃO DE PADRÕES
E	Refletores ondulados, descontínuos, paralelos a sub-paralelos por vezes cruzados com inversões de direções.
D	Refletores contínuos e truncados com médio a alto ângulo de mergulho mostrando variação na amplitude de reflexão. É comum perceber terminações em downlap.
C	Refletores plano-paralelos por vezes pouco ondulados, se apresentando contínuos a sub-contínuos.
B	Série contínua de refletores com médio ângulo de mergulho sigmoides-obliquos com terminações em downlap que migram no sentido do continente.

Figura 53: Centro: Localização em imagem orbital (Google Earth) do perfil topográfico e dados de GPR, Abaixo perfil topográfico e localização dos dados de GPR. Acima: registros de GPR da região do Farol Sarita com radarfácies identificadas.

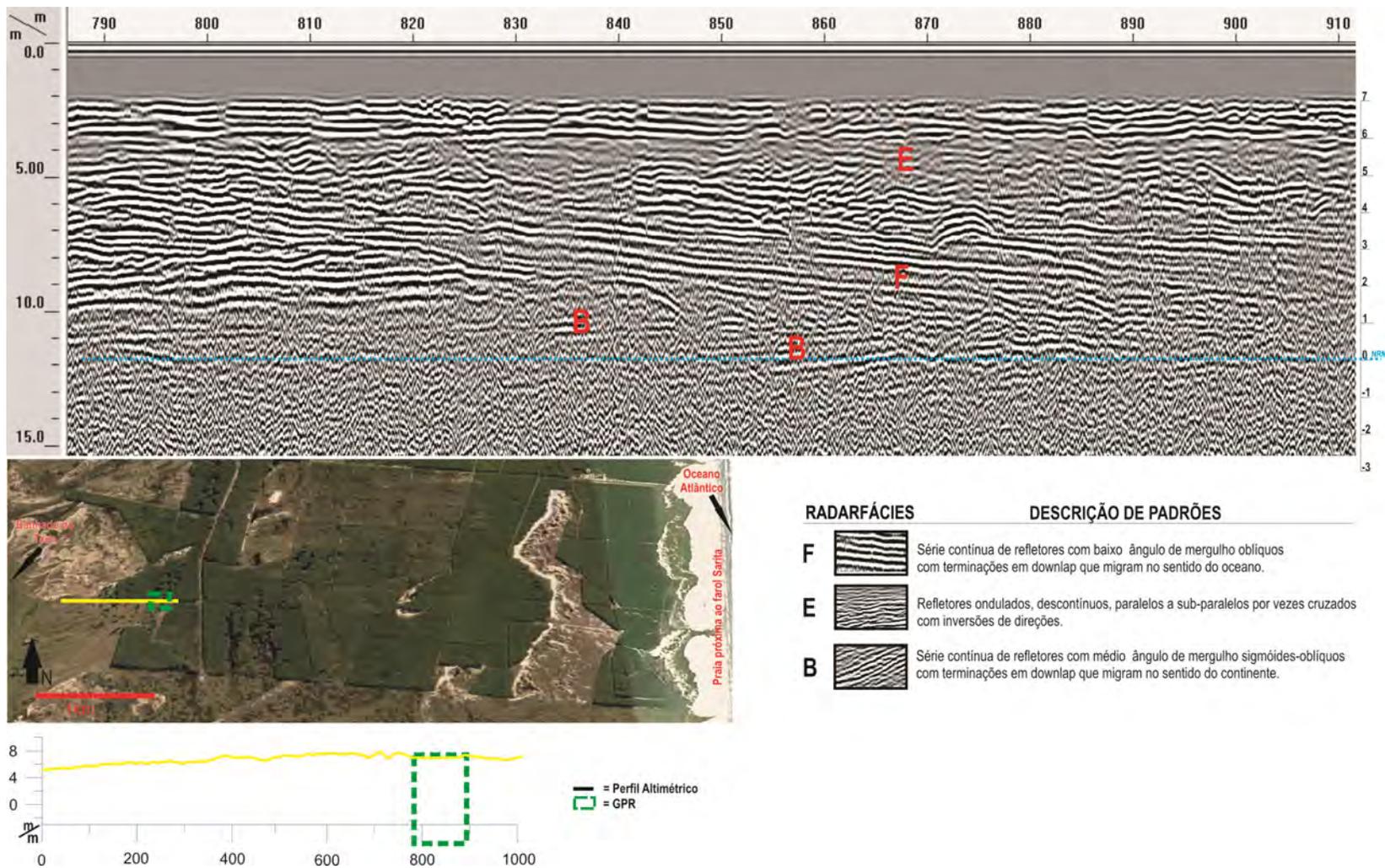


Figura 54: Centro: Localização em imagem orbital (Google Earth) do perfil topográfico e dados de GPR, Abaixo perfil topográfico e localização dos dados de GPR. Acima: registros de GPR da região do Farol Sarita com radarfácies identificadas.

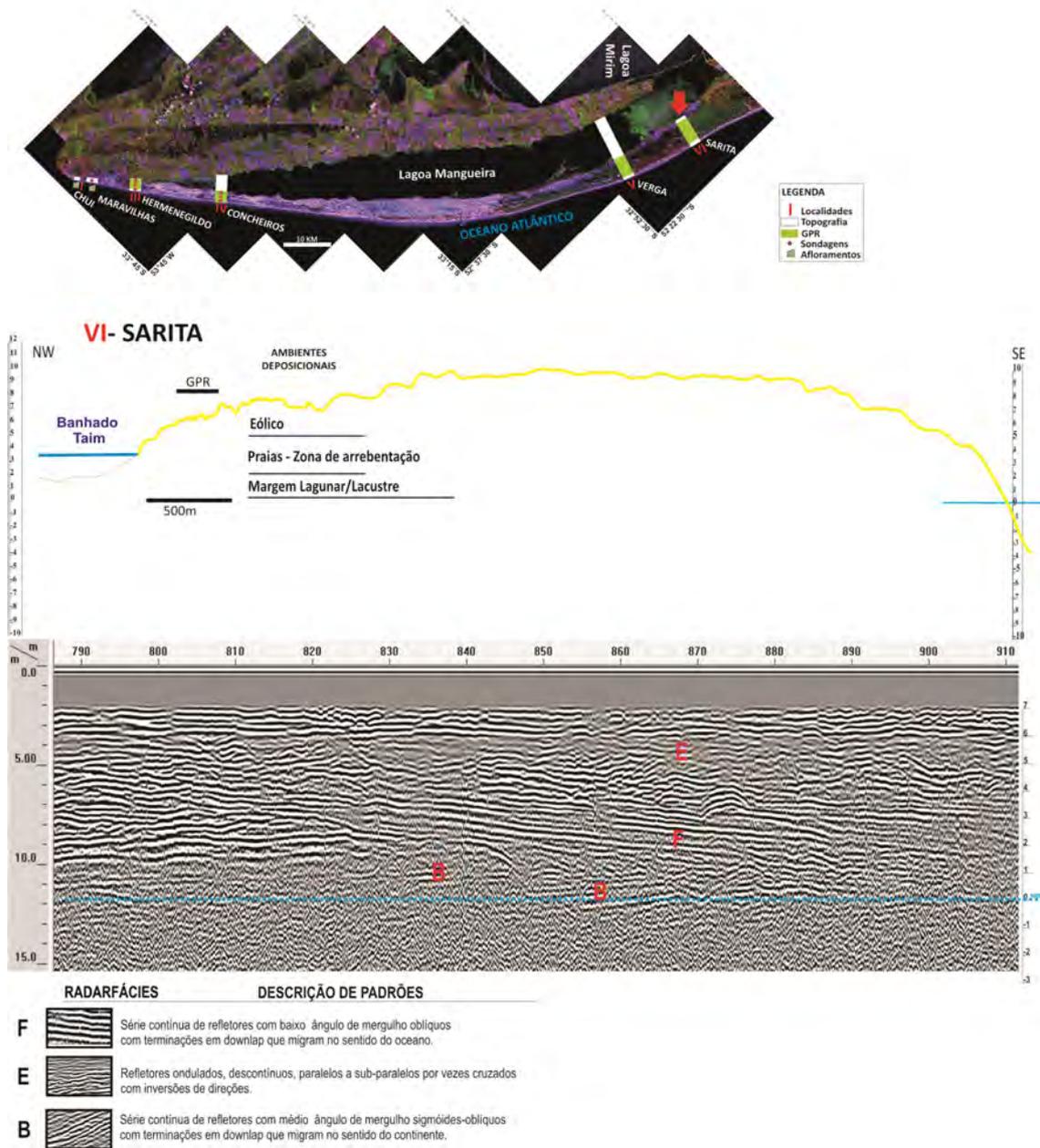


Figura 55: Acima: localização e indicação pela seta vermelha. Centro: perfil esquemático da região do Farol Sarita com dados topográficos e a interpretação através de dados de GPR. Abaixo: dados de GPR indicados no perfil acima e suas interpretações a partir das Radarfácies.

III.V – DISCUSSÃO

O mapa geológico-geomorfológico da área de trabalho demonstra que a topografia pré-existente, representada pela configuração dos terrenos pleistocênicos, teve grande importância quanto à distribuição e preservação dos depósitos holocênicos enfocados neste estudo. Os terrenos mais elevados da porção emersa, constituídos pela Barreira III condicionaram a distribuição espacial e preservação dos depósitos holocênicos. Os depósitos relacionados ao sistema deposicional da Barreira III, são encontrados dispostos lateralmente em toda margem NW da Lagoa Mangueira no sentido NE-SW, reconhecidos em superfície quando aflorantes e descobertos pela vegetação, alcançando entre 10 e 15 m em relação ao NRM atual. Associados a estes, também são encontrados paleossolos que afloram em superfície associados ao Sistema Laguna Barreira III.

A depressão lagunar ocupada pela Lagoa Mangueira, na região do Farol do Albardão alcança cerca de 10 km de largura e à medida que se projeta ao SE, diminui progressivamente. Na região da praia dos Concheiros a largura é de 3,5 a 6 km e caracteriza-se por compor a porção final ao Sul do corpo lagunar. Na sua continuidade na direção SE a depressão lagunar afunila-se entre a barreira holocênica e os terrenos pleistocênicos formando banhados e por fim drenagens que atingem até a porção da sul da retrobarreira na até praia do Hermenegildo. Na sua continuação a barreira holocênica solda-se aos terrenos pleistocênicos e a depressão extingue-se. Nota-se que a diminuição do espaço da depressão lagunar é progressiva, no entanto após a extinção da depressão em menos de 10 km depósitos da barreira holocênica sobrepõem diretamente terrenos holocênicos.

Durante o último interglacial, há cerca de 120 ka, o espaço atualmente ocupado pela desembocadura do Arroio Chuí correspondia, provavelmente, a um canal de ligação (*inlet*) que conectava o Sistema Lagunar III com o mar. Existem evidências morfológicas de que, nesta parte sul da PCRS e avançando pelo território uruguaio, a Barreira III apresentava uma configuração de barreira segmentada (*barrier island*) Barboza *et al.* (2005, 2006), Caron (2007), também verificado na região do Taim, Tomazelli *et al.* (2008). Com o posterior rebaixamento do nível do mar que se seguiu ao máximo de 120 ka estabeleceu-se, nos terrenos de retrobarreira antes ocupados pelo Sistema Lagunar III, uma planície fluvial. Vales incisos foram entalhados na paisagem,

em resposta ao nível de base baixo, e, entre eles, o vale precursor do atual Arroio Chuí, Caron (2007), Lopes *et al.* (2010), também identificado no Taim por Tomazelli *et al.* (2008).

O panorama acima descrito permaneceu, pelo menos, até cerca de 17,5 ka, quando, durante o Último Máximo Glacial o nível do mar situou-se em torno de -120 m abaixo do nível atual, desenvolvendo sistemas deltáicos na borda da plataforma, (Dillenburg, 1987; Corrêa, 1990).

Com o degelo das calotas glaciais iniciou-se a Transgressão Pós-Glacial com um rápido deslocamento da linha de costa em direção ao continente, através da plataforma continental. Durante este período iniciou-se o preenchimento dos vales incisos por ambiente estuarinos e lagunares, com o deslocamento dos sistemas costeiros perpendiculares a linha de costa (Tomazelli *et al.*, 2008, Rosa, 2012) e o desenvolvimento de barreiras transgressivas.

A elevação do NRM até seu ápice (entre 2 e 3 m acima do atual) em torno de 6 ka foi principal condicionante na evolução das barreiras costeiras, no entanto, e após seu rebaixamento até o nível atual, o balanço de sedimentos teve papel fundamental no controle evolutivo das mesmas. (Dillenburg *et al.*, 2000, 2004, 2009; Hesp *et al.*, 2005, Martinho *et al.*, 2009).

Portando pode-se assumir que a barreira holocênica da região costeira de Santa Vitória do Palmar possui diferenciações morfológicas, geométricas e estratigráficas que permitem classificá-la de modo geral sob dois aspectos: uma configuração tipicamente transgressiva com padrão de empilhamento retrogradacional, ao longo de toda barreira (da barra do Arroio Chuí – ao Farol Sarita) e que foi preponderantemente forçada pela elevação do NRM. E outra configuração com características transgressivas na porção SW (barra do Arroio Chuí até a praia dos Concheiros) e características regressivas com um padrão de empilhamento progradacional na porção NE (faroete Verga e Farol Sarita) ambas condicionadas principalmente pelo balanço de sedimentos. Figura 56.

O início do processo transgressivo relatado na região de estudo se deu a partir do desenvolvimento de uma barreira transgressiva francamente condicionada pela elevação do nível do mar durante a Transgressão Pós-Glacial que se desenvolveu a partir de 17.5 ka. Depósitos de turfas datados no vale do Arroio Chuí (10.905 ± 365 anos cal. AP), a -

1 m do NRM, Caron (2007) na praia do Hermenegildo (9.855 ± 305 anos cal. AP) a -2 m do NRM, Lima *et al.* (2013) e na praia dos Conheiros (H1), (10.630 ± 110 anos cal. AP), a -6 m do NRM, neste trabalho, representariam o melhoramento climático e a preservação de ambientes alagados que posteriormente foram recobertos por sedimentos lagunares.

Estes depósitos servem de referência do controle da topografia antecedente já que todos estão depositados sobre o substrato pleistocênico, Figuras 28, 38, 44, 46, e 56. A variedade na composição da matéria orgânica preservada e da posição altimétrica destas fácies, pode ser explicada pela própria variabilidade da morfologia do substrato pleistocênico, no entanto a similaridade das idades sugere-se como excelente ferramenta de controle da topografia antecedente. Estes depósitos não puderam ser verificados nas seções de GPR, pois os depósitos que sobrepõem este registro atenuam totalmente o sinal.

A associação faciológica H2, caracterizada por sedimentos arenosos muito finos rica em conteúdo fossilífero, representariam os depósitos de fundo lagunar. Moluscos de espécies marinhas rasas e estuarinas em posição de vida mar datadas entre 7.580 ± 100 cal anos AP a -4,5 m do NRM., 6.540 ± 140 cal anos AP a -3,5 m do NRM. e 5.575 ± 100 cal anos AP situada a -2,6 m do NRM, corroboram com esta interpretação. Estes depósitos com espessuras entre 1 e 2,5 m e os registros de GPR representados pela Radarfácies A (reflexões plano paralelas) representam e as dimensões que este corpo lagunar evoluiu condicionado pela elevação do nível do mar. Estudos desenvolvidos por Lima *et al.* (2013) na praia do Hermenegildo, Tomazelli *et al.* (1998) e Buchmann *et al.* (1998) na praia das Maravilhas, encontram depósitos com associações faciológicas com assembléia de moluscos muito semelhantes interpretadas também como fundo lagunares. Datando moluscos em posição de vida desta assembléia os mesmos autores encontraram idades de 6,8 ka (entre -5 e -3 m do NRM), e 4,9 - 4,3 ka (ao NRM atual) respectivamente. Registros de GPR encontrados por Lima *et al.* (2013) também foram atribuídos a este sistema.

Sobrepondo o fundo lagunar (H2 e RA) uma nova associação faciológica denominada H3 foi caracterizada por areias finas bem selecionadas, intercalações de material fino (silte, argila) e presença de fragmentos vegetais. Esta associação faciológica corresponde a Radarfácies RB, que pelo comportamento geométrico

(*downlaps*) permite sugerir estruturas de margens lagunares subaquosas (deltas e ou pontais) migrando sobre o fundo lagunar/estuarino, conectado com o ambiente marinho, controlado principalmente pela elevação do nível do mar durante o Holoceno, Figuras 36, 45 e 46. Lima *et al.* 2013, também constata na praia do Hermenegildo este comportamento

Uma informação importante deste conjunto de dados é o momento que esta margem lagunar cessa sua migração. Este período coincide, provavelmente, como o nível de mar mais alto no Holoceno na região (entre 6.540 ± 140 cal anos AP e 5.575 ± 100 cal anos AP), Figura 46. Apesar de não ter-se obtido idades na porção NE da barreira holocênica (Farol Sarita) é correlacionável a Radarfácies RB migrando em direção ao corpo lagunar representando a porção da barreira transgressiva neste segmento, Figura 53. Um registro que pode ser utilizado como referência para corroborar esta hipótese são as cotas que estas paleomargens lagunares sobrepõem o fundo lagunar, cerca de -3 a -4 m abaixo do NRM.

As Radarfácies RF que denotam a progradação de ambientes de *foreshore/backshore* em direção ao oceano, representam a porção da barreira regressiva, que pode é encontrada no setor NE (farolete Verga e Farol Sarita). Especificamente na região do Farol Sarita é possível visualizar nas seções de GPR o momento desta inversão, ou seja, a passagem do padrão de empilhamento retrogradacional para o progradacional da Barreira.

Considerando que o NRM entrou em declínio a partir do seu máximo (entre 6 e 5 k.a), o balanço de sedimentos se torna um importante fator a ser considerado para explicar como os setores da barra do Arroio Chuí, praia das Maravilhas, praia do Hermenegildo, praia dos Concheiros, continuaram demonstrando características transgressivas (padrão de empilhamento retrogradacional) e farolete Verga e Farol Sarita características regressivas (progradacionais), como já discutido nos estudos de Toldo Jr. *et al.* (1999, 2004, 2005); Lima *et al.* (2001); Esteves *et al.* (2006); Dillenburg *et al.* (2000, 2005, 2009).

A associação faciológica H4, constituídas por areias finas com acúmulo de matéria orgânica, correspondentes a Radarfácies RC (plano-paralelas) foi atribuída ao fundo lacustre, que marca o isolamento da Lagoa Mangueira em relação ao Oceano. Os

elementos estratigráficos e geométricos sugerem que a estabilização e preenchimento deste espaço de acomodação se deu apenas através do controle pluviométrico da lagoa que se mantinha conectada ao Sistema Mirim, Figuras 47, 48.

A associação fácies H5, constituída por areias finas e estruturas plano paralelas e cruzadas planares, acumulações de matéria orgânica (3 a 5 cm), marcas de raízes e concentrações de minerais pesados na forma de lentes é corresponde a Radarfácies D, representada por reflexões inclinadas (*downlap*) migrando em direção ao corpo lagunar. As variações nas espessuras e composição desta associação pode ser explicada pela dinâmica sedimentar (preservação e erosão) da margem lagunar. Este sistema é constantemente alterado por fatores como: ventos, ondas, variações de nível do corpo lacustre, disponibilidade de sedimentos via eólica, transporte induzido por ondas (refração) e influxos, na forma de sangradouros que drenam a parte mediana barreira (mais alta) até a margem lagunar, Figuras 47, 48.

Esta associação de fácies juntamente com os registros de GPR foram interpretados como a migração das margens lacustres, sobre o fundo lacustre (H4 e Radarfácies RC), condicionados principalmente balanço sedimentar através dos processos costeiros vigentes. É possível notar no registro que as progradações das margens lacustres foram fortemente influenciadas pelas variações do nível da Lagoa Mangueira. Superfícies de erosão e reativação são identificadas e mapeadas nos registros de GPR, Figuras 47, 48.

As associações facialógicas H4, RC e H5, RD, foram identificadas nos registros desde o setor da praia dos Concheiros até o farolete Verga, provavelmente devido ao maior estoque sedimentar disponível.

Neste trabalho, não se procurou a distinção em subsuperfície do ambiente eólico, todos foram incluídos na associação facialógica H6 e Radarfácies RE. Nos registros do GPR interpretados, a Radarfácies RE apresenta grande alteração na espessura relativas a este depósito.

Sugere-se que o aporte de sedimentos ao ambiente praiado de cada setor analisado da barreira holocênica está diretamente ligado à disponibilidade da porção submersa. Comparando os dados percebe-se que as distinções na granulometria e composição da porção submersa se refletem na porção emersa da barreira. Em alguns setores estas

distinções são evidentes, como os fragmentos de arenitos que são encontrados no pós praia do Hermenegildo correspondentes a erosão dos altos topográficos consolidados que são evidenciados na antepraia adjacente. Da mesma forma, na região dos Concheiros onde é comum a ocorrência de fragmentos de bioclastos, que são transportados da porção submersa à porção emersa deste setor da barreira. Os demais setores onde o aporte de areias litoclásticas é mais significativo, da mesma forma este setor da barreira é composta por este material.

O comportamento morfodinâmico ao longo dos sistemas praias entre o Farol Sarita e o Chuí também refletem a transição para o ambiente eólico adjacente, principalmente na diferenciação morfológica das dunas frontais e, por conseguinte na sua continuidade até a margem lacustre.

Um conjunto de fatores ambientais atuam simultaneamente em diferentes escalas temporais e espaciais, e acarretam em mudanças na morfologia das dunas ao longo do tempo, condicionando as características das dunas costeiras em escala local. Tais fatores são: a morfodinâmica da linha de costa, a sedimentologia, que influencia nas taxas de suprimento sedimentar e no tipo de praia (largura e declividade), as direções e velocidades dos ventos, a quantidade e sazonalidade da precipitação, e os padrões de distribuição e abundância das espécies vegetais (Short & Hesp, 1982; Carter *et al.*, 1990a; Costa *et al.*, 1996; Seeliger *et al.*, 2000).

Como no ambiente praial, também a evolução dos sistemas eólicos (dunas frontais e campos de dunas), através da análise expedita da topografia, imagens orbitais, fotos aéreas e análise de campo, compondo as características morfológicas encontradas em cada setor, sugerem importantes pistas quanto ao disponibilidade sedimentar acumulada na porção emersa da barreira holocênica. Enquanto no extremo sul, na região do Chuí encontramos dunas acopladas à barreira pleistocênica, nos Concheiros verificamos um vasto campo de dunas transversas e na região dos farolete Verga e Farole Sarita apresentam-se feições do tipo cordões litorâneos por vezes recobertos, por fases de lençóis transgressivos.

Esta distinção é visível quanto a disponibilidade de sedimentos na formação das dunas, com franca erosão no Chuí e progradação no forelete Verga e Farol Sarita, já apontado por Dillenburg *et al.* (2000) e fundamentado pelo conjuntos de dados de

geocrologia, estratigrafia e geometria, dos trabalhos de Tomazelli *et al.* (1998, 2008), Buchmann *et al.* (1998), Lima *et al.* (2013) em conjunto com dados apresentados neste trabalho.

As margens lacustres atuais, além de ser condicionadas pelo sistema eólico adjacente são fortemente influenciadas pelas drenagens dos interdunas através de sangradouros que encontram as margens lagunares e formam pequenos deltas. Estes podem ser retrabalhados pela dinâmica local, de ondas e correntes e os sedimentos serem redistribuídos nas praias e pontais. Variações do nível lacustre (pluviosidade) e a da vegetação das margens, também tem importante participação nestes sistemas possibilitando afogar e/ou fixar as mesmas. A evolução das margens da Lagoa Mangueira após ser isolada do Oceano (a cerca de 4 ka) bem como sua morfodinâmica são encontradas no trabalho de Antqueira (*no prelo*).

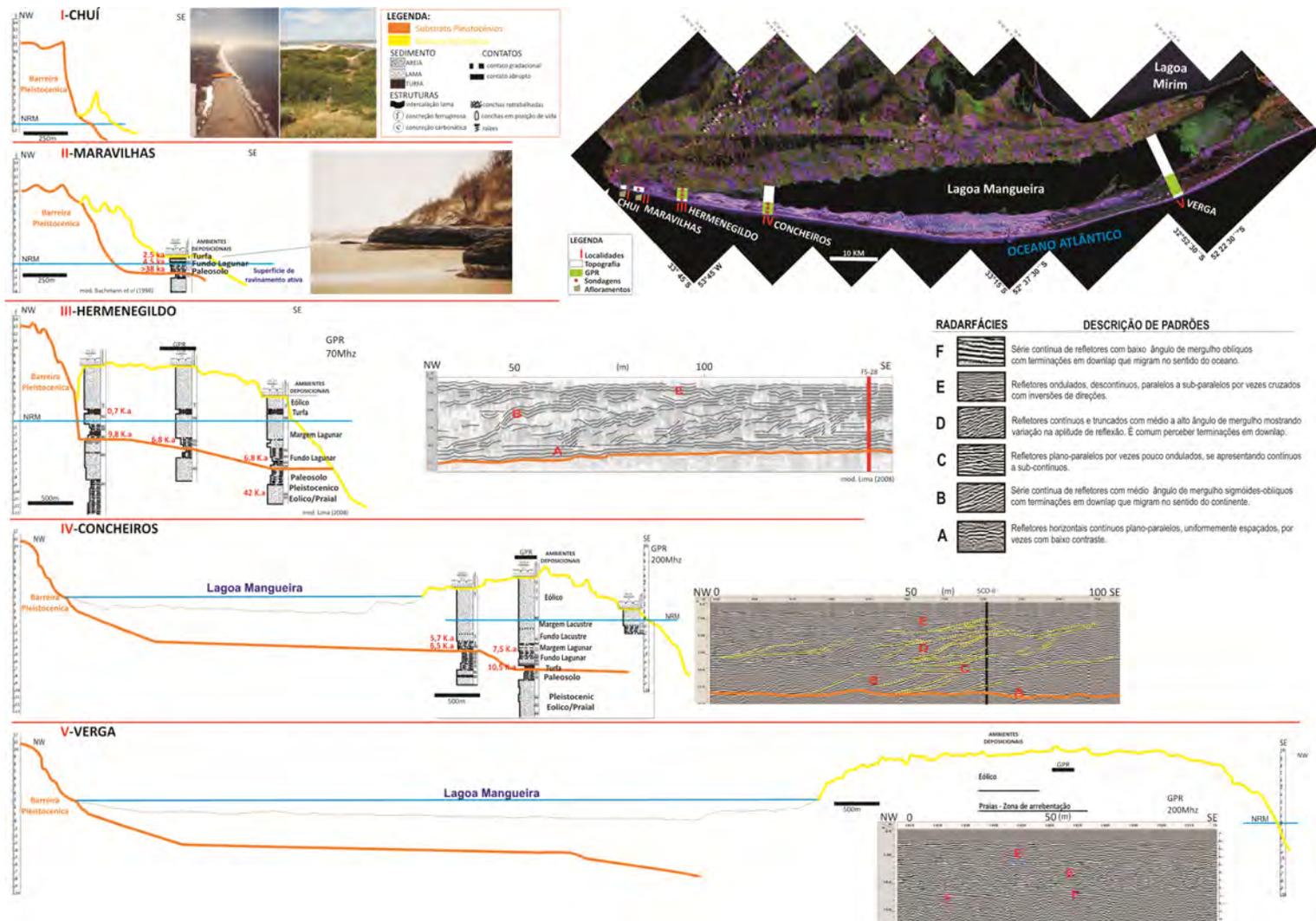


Figura 56: Resumo da evolução entre os setores da barreira costeira holocênica emergida de Santa Vitória do Palmar.

III – INTEGRAÇÃO DOS RESULTADOS DOS PARA O SETOR SW DA BARREIRA HOLOCÊNICA COSTEIRA DE SANTA VITÓRIA DO PALMAR

Aliando os dados da porção submersa com a porção emersa da região SW da barreira holocênica da região de Santa Vitória do Palmar, Figura 57 podemos ressaltar os seguintes aspectos:

As diferenças morfológicas e sedimentológicas entre os perfis batimétricos analisados sugerem que os ajustes morfodinâmicos de larga escala, condicionadas por processos costeiros (ondas e correntes) resultam em diferenças que também são notadas na barreira holocênica emersa adjacente.

As principais evidências são: setores onde há menor estoque de sedimentos tanto na antepraia como na porção emersa da barreira, como no caso do Hermenegildo; setores onde a composição atual da barreira é a mesma da antepraia, caso dos Concheiros, e setores onde a disponibilidade de sedimentos é maior na antepraia, ocasionando o desenvolvimento da barreira em maiores larguras, e conseqüentemente maior volume, caso da praia dos Concheiros.

A topografia antecedente controlou de maneira incisiva a evolução da barreira da região de Santa Vitória do Palmar durante o Holoceno através da presença de altos topográficos consolidados que alteram os padrões de migração, podendo também servir como pontos de ancoragem e/ou estabilizações da barreira.

A diferenciação da morfologia e estratigrafia da barreira do setor SW (da barra do Arroio Chuí até a praia dos Concheiros) se dá principalmente pela preservação e ou erosão dos depósitos da barreira e retro-barreira. Portanto este setor da barreira pode ser classificado como de características tipicamente transgressivas que foram inicialmente controlados pela elevação do nível do mar e após o seu rebaixamento controlados principalmente pelo balanço sedimentar.

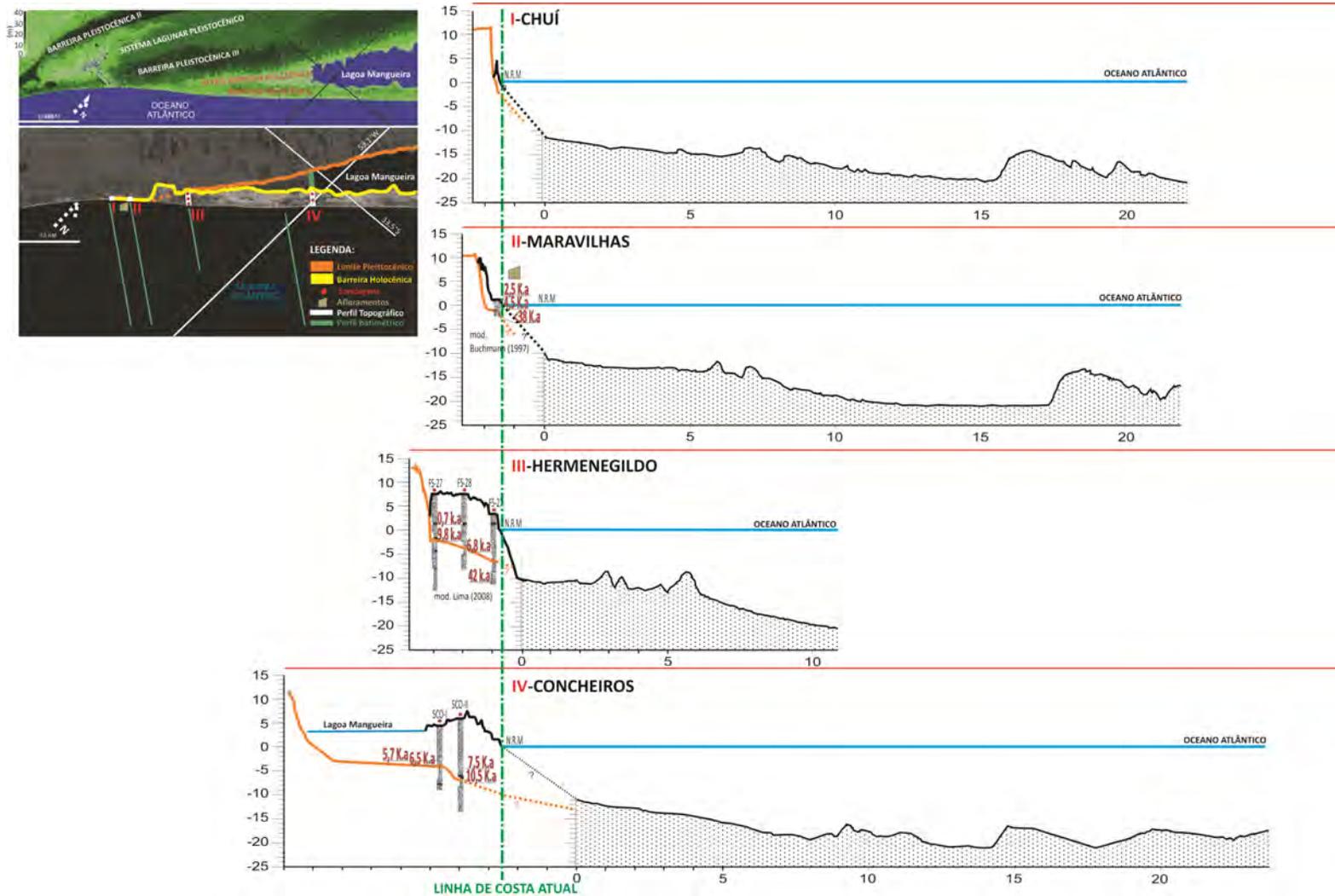


Figura 57: Resumo da evolução entre os setores SW da barreira costeira holocênica emersa e submersa de Santa Vitória do Palmar.

IV – MODELO EVOLUTIVO

A integração dos resultados propõe um modelo evolutivo da barreira costeira holocênica no setor sul da PCRS. O modelo é apresentado em sete estágios. O estágio I desenvolveu-se durante o Pleistoceno. O estágio II representa o desenvolvimento de regiões húmidas com o melhoramento do clima no final do Pleistoceno e no início do Holoceno. O estágio III é marcado pela inundação provocada pela ascensão do nível do mar durante o Holoceno. O estágio IV é relativo ao máximo eustático holocênico. O estágio V é atribuído ao fechamento do corpo lagunar (Mangueira), e o estágio VI representa o processo transgressivo atual da barreira holocênica.

Anterior ao estágio I pode se caracterizar a área de estudo pela associação faciológica P1 que atinge pelo menos 5 m de espessura com a presença de conchas de moluscos com características de retrabalhamento. Sugerem um ambiente praial/eólico relacionados ao sistema deposicional pleistocênico Barreira III de Villwock *et al.* (1986) reconhecido na região, em toda margem NW da Lagoa Mangueira e muito próximo à linha de costa atual entre a praia das Maravilhas e o Chuí. As idades de depósitos associados a este sistema são atribuídas ao estágio isotópico do oxigênio 5, em torno de 120-125.000 anos AP (Villwock *et al.* 1986, Villwock & Tomazelli 1995, Tomazelli & Dillenburg 2007) e, 109.000 +/- 10 anos AP de Buchmann *et al.* (2000).

ESTÁGIO I (< 10 ka)

EXPOSIÇÃO DA REGIÃO COSTEIRA EMERSA E SUBMERSA DURANTE O ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL PLEISTOCÊNICO

Este estágio é representado pela associação faciológica P2 que atinge de 2 a 3 m de espessura. Percebe-se que houve processos diagenéticos e pedogenéticos diferenciados, permitindo defini-los como paleossolos de idades pleistocênicas. Estes paleossolos podem ser associados a depósitos encontrados nos trabalhos de Delaney (1962), Bombim & Klam (1971), Soliani (1973), Lopes *et al.* (2001), associados ao Sistema Laguna-Barreira III de Villwock *et al.* 1986, e também decorrente como substrato pleistocênico identificados nos trabalhos de Caron (2007), Lima (2008) e Tomazelli (2008) na porção sul da PCRS. Estes paleossolos marcam um clima continental mais seco do último estágio glacial, Figura 58.

Estágio I : > 10 ka

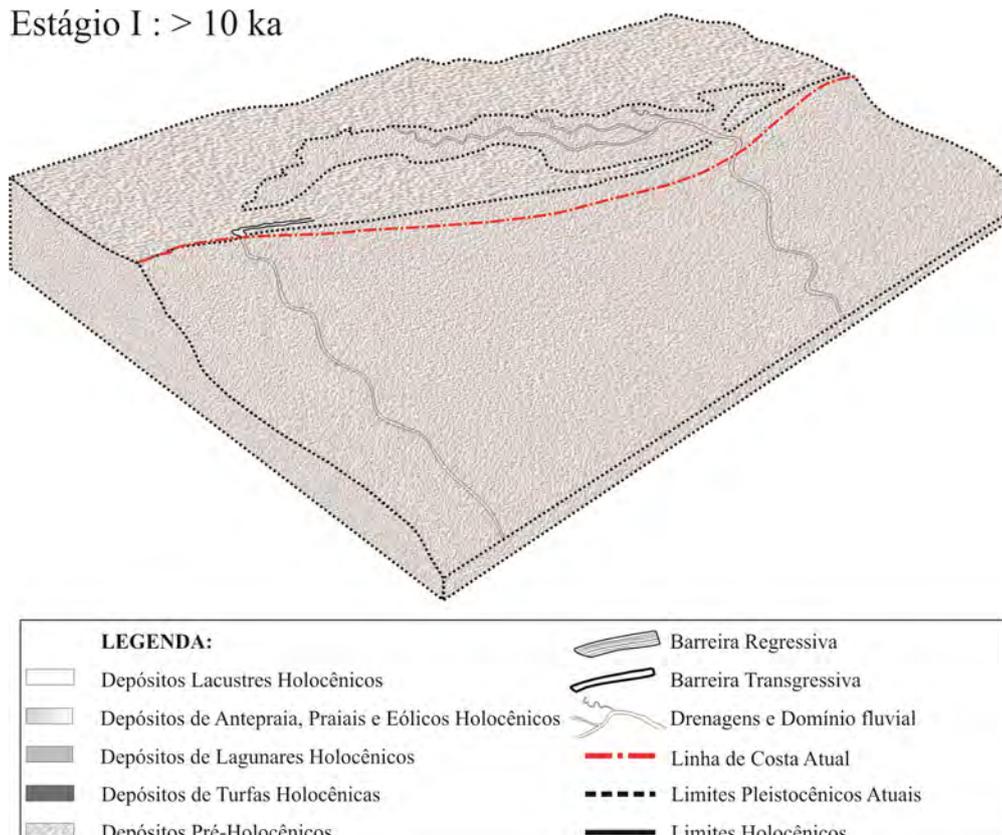


Figura 58: Estágio I do modelo evolutivo da barreira costeira holocênica de Santa Vitória do Palmar.

ESTÁGIO II (+/- 10 ka)
DESENVOLVIMENTO DE REGIÕES HÚMIDAS COM O
MELHORAMENTO DO CLIMA NO INÍCIO DO HOLOCENO

À medida que o clima começa a melhorar no Holoceno por volta 10.630 ± 110 anos AP, a vegetação costeira inicia a ocupação do substrato pleistocênico, preservando sob sua superfície um material orgânico e gerando um horizonte que é representado por turfas.

No decorrer da Transgressão Marinha Pós-Glacial (TMP) o substrato pleistocênico foi progressivamente inundado pelo lençol freático que acompanhava o nível do mar em elevação, transformando este horizonte de paleosolos em ambientes pantanosos. Estes ambientes deposicionais tiveram origem na margem continental do sistema lagunar, associado à barreira costeira transgressiva e nos preenchimentos de vales escavados durante o máximo regressivo, representando o primeiro registro da inundação sob a topografia antecedente, Figura 59.

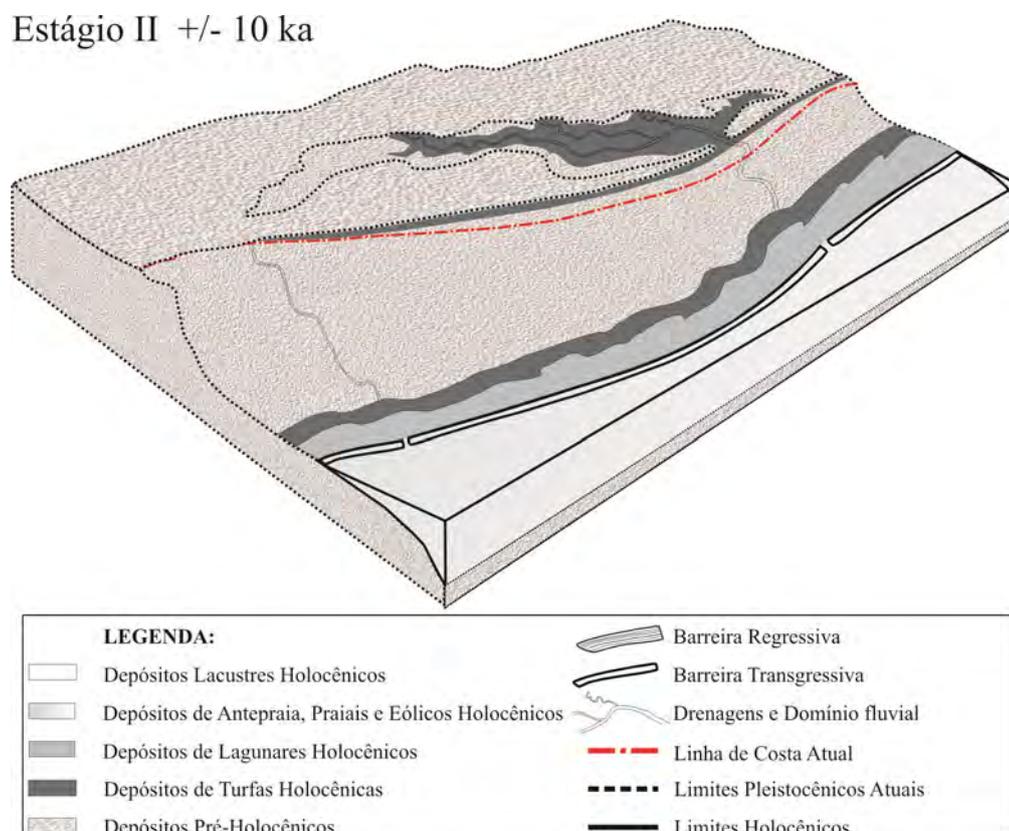


Figura 59: Estágio II do modelo evolutivo da barreira costeira holocênica de Santa Vitória do Palmar.

ESTÁGIO III (de 7,5 a 6,5 ka)
INÍCIO DA INUNDAÇÃO PROXIMA A REGIÃO COSTEIRA
PROVOCADA PELA TRANSGRESSÃO MARINHA PÓS-GLACIAL (TMP)
DURANTE O HOLOCENO

Este estágio marca a inundação marinha da retrobarreira, quando ambientes lagunares/estuarinos recobrem os pântanos por volta de 7.580 ± 100 cal. anos AP evoluindo até 6.540 ± 140 cal. anos AP. Este estágio condicionados pela elevação do NRM, desenvolveu-se sob alta taxa de migração da barreira transgressiva em direção ao continente, representada pela progradação das margens lagunares (pequenos deltas, pontais, praias) e/ou do sistema eólico sobre depósitos de fundo lagunar-estuarino.

Sugere-se que neste estágio, a barreira transgressiva apresentava-se segmentada por pelo menos dois canais de ligação: um na localidade do Taim (Buchmann *et al.*, 1997; Tomazelli *et al.*, 2008); Rosa, 2012 e Lima *et al.*, 2013) e outro no Chuí, Caron (2007), que promoviam o desenvolvimento de um amplo ambiente lagunar estuarino na retro-barreira incluído o afogamento de vales pleistocênicos, Figura 60.

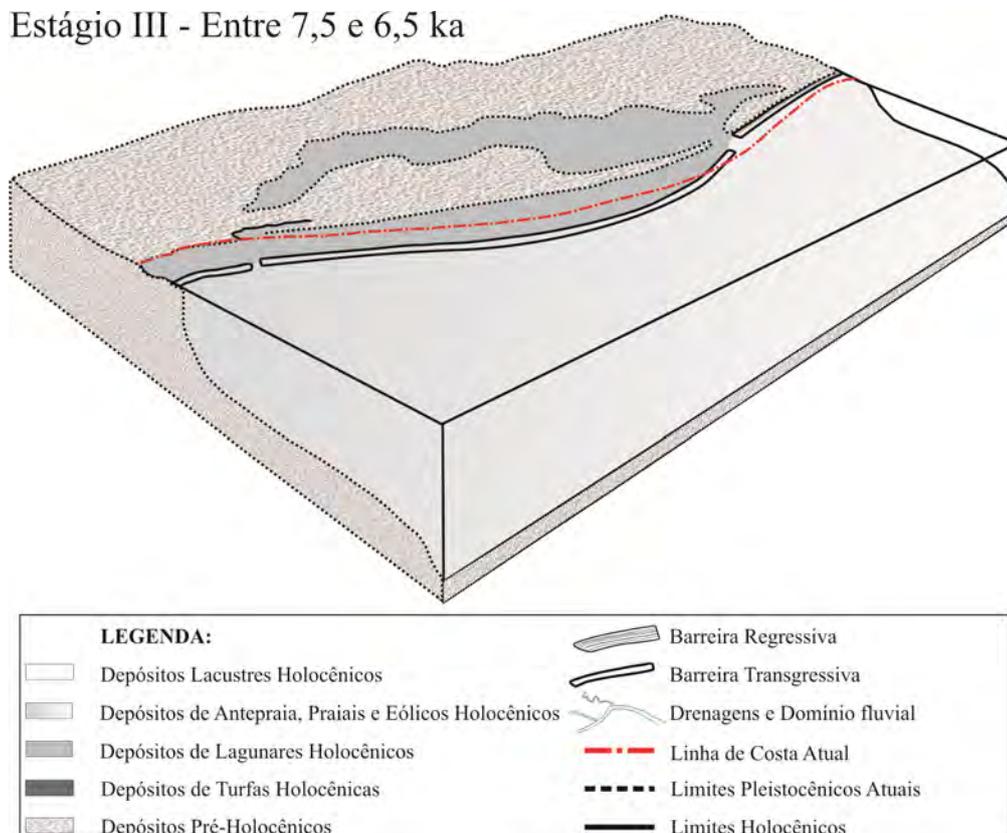


Figura 60: Estágio III do modelo evolutivo da barreira costeira holocênica de Santa Vitória do Palmar.

ESTÁGIO IV (de 6.5 a 5.7 ka)
MÁXIMO EUSTÁTICO HOLOCÊNICO E INÍCIO DA PROGRADAÇÃO NA
REGIÃO NE DA BARREIRA

Com o nível do mar ainda em elevação atingindo a posição relativa ao nível do mar mais alto (máximo eustático) a cota de pelo menos +2 m acima do NRM, foram preservados depósitos de ambientes estuarinos/lagunares com amplas espessuras colmatando a retrobarreira. Este estágio indica o estabelecimento em subsuperfície da porção indicada pela radarfácies RB, correspondente a margem lagunar subaquosa recobrimdo em seu último estágio fundo lagunar a 5.755 ± 155 cal. anos AP.

As cotas topográficas estabelecidas nestes ambientes junto à margem lagunar (moderna) da Lagoa Mangueira indicam que a retrobarreira encontrava-se com dimensões e profundidades maiores que as atuais da referida Lagoa.

Apesar de não se obterem dados geocronológicos, a partir da identificação nas seções de GPR do contato entre a fase transgressiva/regressiva ocorrerem na mesma profundidade, propõe-se que neste estágio a porção NE da barreira (Verga-Sarita) o início da progradação ocorreu junto ao máximo eustático, Figura 61.

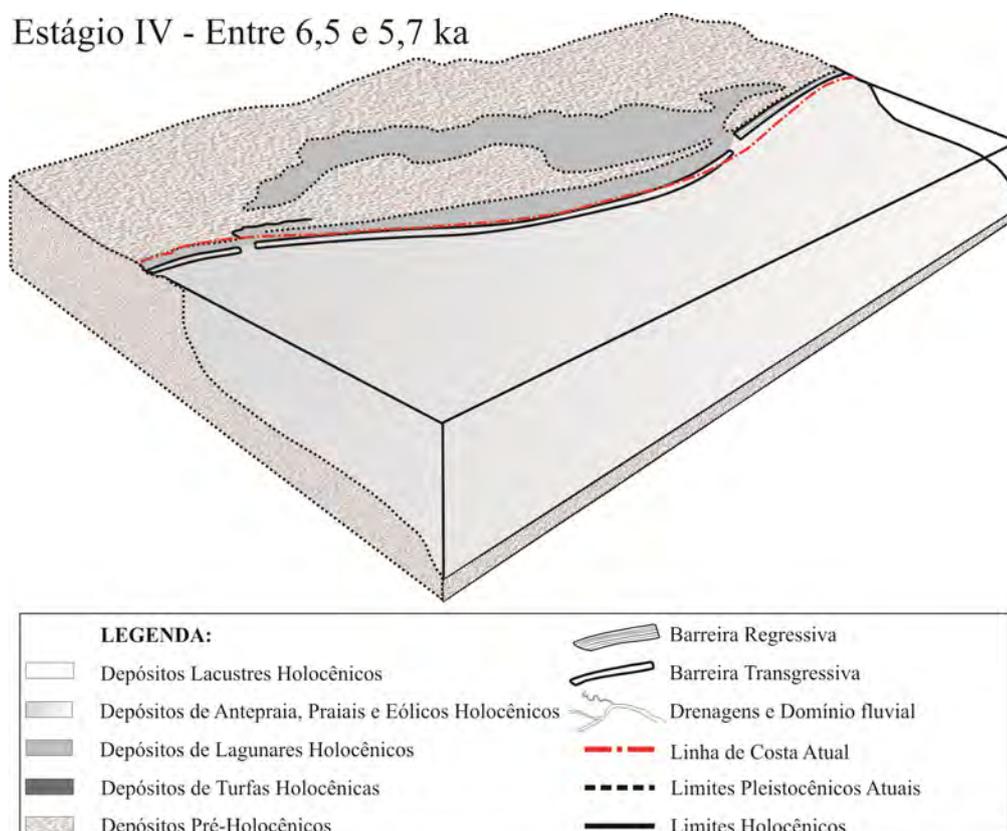


Figura 61: Estágio IV do modelo evolutivo da barreira costeira holocênica de Santa Vitória do Palmar.

ESTÁGIO V (5.7 até 4.3 ka)
INÍCIO DO FECHAMENTO DO CORPO LAGUNAR, ATUAL LAGOA
MANGUEIRA

Este estágio desenvolveu-se na fase final da transgressão da barreira condicionada pela elevação do nível do mar e provável o fechamento da porção NE da barreira (Taim) na Lagoa Mangueira. Datações de moluscos em posição de vida, realizadas por Tomazelli *et al.* (1998) e Buchman (1997) em depósitos lagunares estuarinos na praia das Maravilhas, e de Caron (2007) no vale do Arroio Chuí, sugerem que nas proximidades desta região ainda se mantinha uma conexão com o ambiente oceânico, Figura 62.

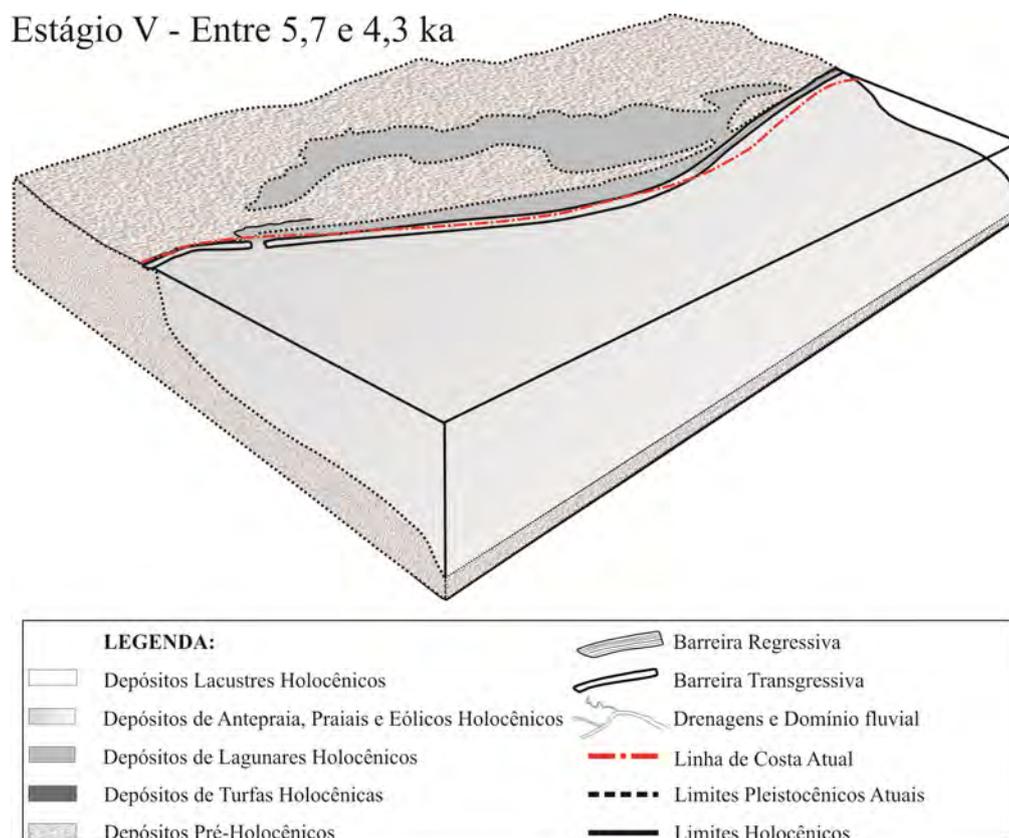


Figura 62: Estágio V do modelo evolutivo da barreira costeira holocênica de Santa Vitória do Palmar.

ESTÁGIO VI (< 4,3 e 2,5 ka)
ISOLAMENTO DO CORPO LAGUNAR, ATUAL LAGOA MANGUEIRA

A evidência do fechamento da Lagoa Mangueira não pode ser datado neste trabalho devido a ausência de matéria orgânica. Estudos anteriores (Tomazelli *et al.*, 1998; Buchmann *et al.*, 1998 e Lima *et al.*, 2013) datam amostras de depósitos correlacionáveis a estes obtendo as idades aqui propostas. Os refletores plano paralelos representados pela radarfácies RD atestam que após a progradação da margem lagunar cessada, acima desta, houve estabilização do fundo lacustre atribuída ao fechamento do corpo lagunar. Desta forma, o controle da margem lagunar foi estabelecido unicamente pela variação do regime pluviométrico local, ondas e correntes atuantes no sistema lacustre, com a migração de pontais e deltas intralacustres, Figura 63.

Estágio VI - Entre 4,3 a 2,5 k.a

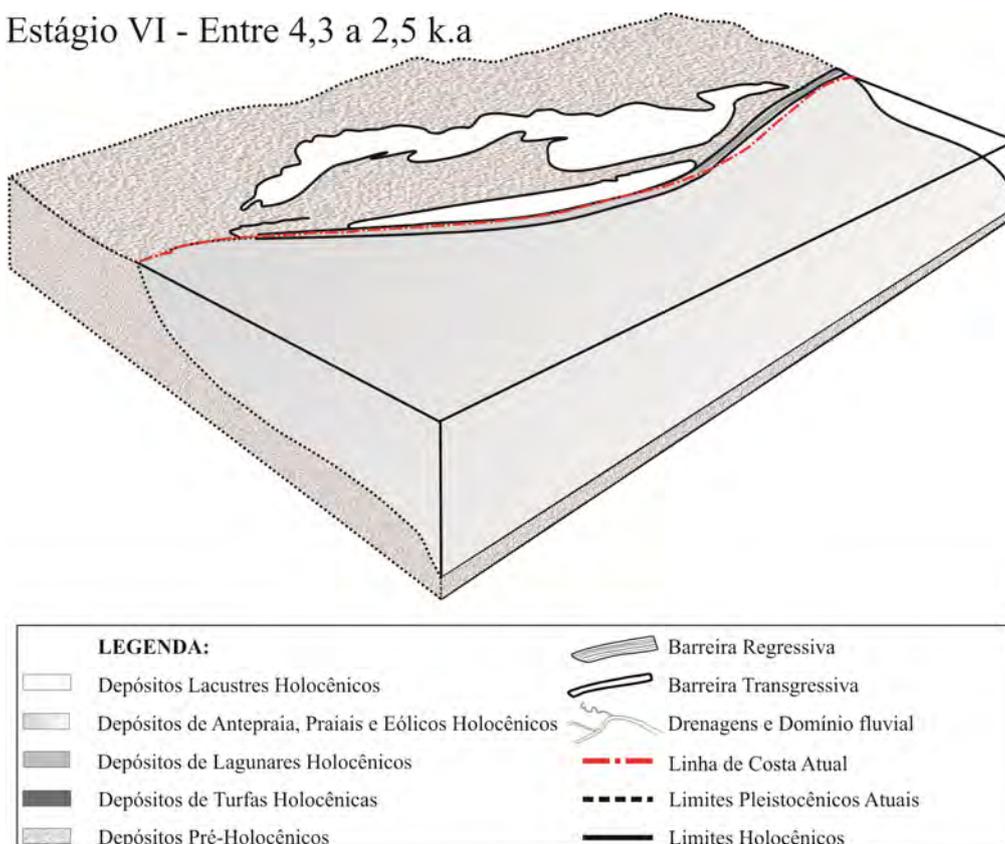


Figura 63: Estágio VI do modelo evolutivo da barreira costeira holocênica de Santa Vitória do Palmar.

V.VII ESTÁGIO VII (Situação atual)
TRANSGRESSÃO AO SW E REGRESSÃO AO NE DA BARREIRA

Na região SW da Barreira são identificados na morfologia do terreno cristas de precipitação associadas aos lençóis de areias transgressivos recobrimdo a margem lacustre. Esse recobrimento é verificado através dos registros de GPR. Em contrapartida, na região NE, as cristas de cordões litorâneos, formadas durante a regressão, são recobertas por fases de lençóis de areias transgressivos. Esses cordões são formados por dunas frontais/prais que progradam em direção ao oceano representando a regressão da Barreira nesta região, Figura 64.

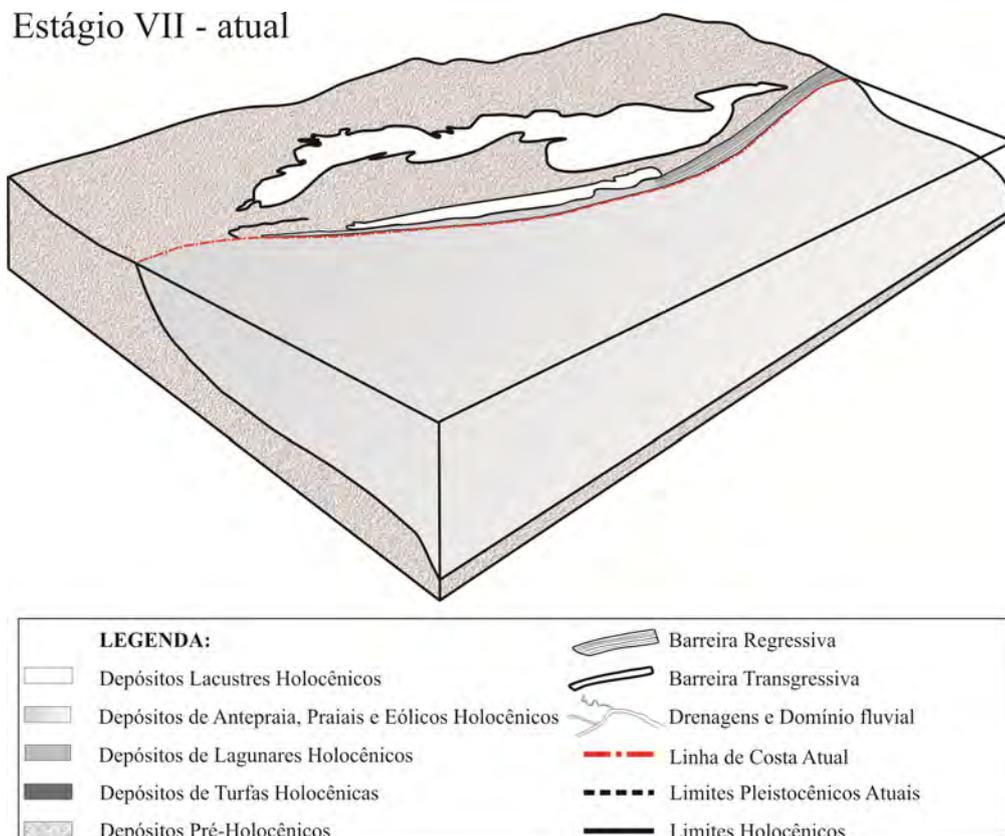


Figura 64: Estágio VII do modelo evolutivo da barreira costeira holocênica de Santa Vitória do Palmar.

V – CONCLUSÕES

A interpretação dos registros morfológicos e texturais da parte emersa e submersa, a Estratigrafia e a geometria deposicional possibilitou uma visão ampla e detalhada dos ambientes deposicionais encontrados bem como sua organização faciológica.

A variabilidade batimétrica e sedimentológica deste trecho da plataforma do Rio Grande do Sul é marcante, principalmente pelos depósitos biodetríticos associados aos altos topográficos e seu retrabalhamento em situações de tempestades e sua incorporação no ambiente praial da barreira holocênica.

A diversidade das fácies superficiais de distintas composições e texturas na porção submersa (antepraia) da barreira holocênica, principalmente entre o trecho da praia do Hermenegildo até as proximidades do Farol do Albardão evidenciam um processo evolutivo diferenciado durante o Holoceno, quando comparado a outros setores da costa do RS.

Os altos topográficos desnudos de sedimentos que se apresentam rígidos (arenitos) atualmente afogados, principalmente pela proximidade com este mesmo sistema em relação a zona costeira adjacente, foram considerados como parte do Sistema Pleistocênico III.

Estes altos certamente contribuíram de modo incisivo na evolução da barreira durante o Holoceno, uma vez que serviram de ancoragem, e ou estabilizações de linhas de costa com a subida do NRM durante este período.

O registros da antepraia mostram claramente que a evolução da Barreira foi e atualmente está, fortemente controlada pelas diferenças morfológicas e texturais entre a zona “A” (Chuí - Hermenegildo) e a Zona “B” (Concheiros - Albardão).

O mapeamento das unidades faciológicas através dos padrões das geometrias internas, externas e seus limites, pela terminação de refletores obtidas através dos dados de GPR, subsidiaram a compressão da complexidade das fácies e suas relações com os processos que originam estas unidades.

Os depósitos associados a barreira arenosa foram, inicialmente, fortemente controlados pela subida do nível do mar durante o holoceno médio (7 a 5,5 ka AP). Posteriormente, estes depósitos foram influenciados tanto pelo balanço sedimentar através dos processos costeiros vigentes (ondas, correntes). Conjuntamente, através da queda do nível do mar, registros de GPR sugerem estabilizações da margem lagunar.

Na base do registro holocênico, foi identificado um ambiente continental costeiro pré-transgressão representado por turfas datadas 10.630 ± 110 anos cal. anos AP. Estes ambientes deposicionais tiveram origem nas margens do sistema lagunar associado à barreira costeira transgressiva, representando o primeiro registro da inundação da topografia antecedente pelo lençol freático que acompanhava o nível do mar em elevação. O estabelecimento de um ambiente lagunar/estuarino sob franca elevação do nível do mar recobriu os estes ambientes rasos alagados por volta de 7.580 ± 100 cal. anos AP.

Dados paleontológicos sugerem que a barreira costeira apresentava-se conectada ao oceano através canais de ligação, e os ambientes de retrobarreira deveriam ser também abastecidos por um importante canal ao norte (Taim) através das drenagens dos sistemas lagunares pleistocênicos (Lagoa Mirim) e possivelmente, um ao sul (Chuí).

O registro de fundo lagunar/estuarino datado em 5.755 ± 155 anos AP. anos AP cal. anos AP indica os paleoníveis estuarinos de máxima inundação são vinculados a fase transgressiva da barreira costeira forçada pela subida do nível do mar durante o Holoceno.

A transferência de sedimentos arenosos em direção ao continente, durante a fase transgressiva da barreira, ocorreu pela progradação das margens lagunares em direção à Lagoa Mangueira através de pequenos deltas alimentados por sangradouros, e pela a entrada de areia via eólica. O truncamento dos refletores associados a Radarfácies da margem lagunar sobre o fundo lagunar evidenciam os últimos eventos desta deposição datados em 5.755 ± 155 anos AP, indicando o máximo da migração da barreira transgressiva forçada pela subida do NRM.

Os refletores plano paralelos representados pela Radarfácies RD atestam que após a progradação da margem lagunar cessada, acima desta, houve estabilização do fundo lacustre atribuída ao fechamento do corpo lagunar. Desta forma, o controle da

margem lagunar foi estabelecido unicamente pela variação do regime pluviométrico local, ondas e correntes atuantes no sistema lacustre, com a migração de pontais, e deltas intralacustres.

Neste tempo a morfologia do sistema eólico começa a ser preservada em subsuperfície com avanço dunas frontais sobre os depósitos de margem lagunar, e a presença de lençóis de areia que atualmente ocupam a superfície da barreira transgressiva. Ainda percebem-se cristas de precipitação relíquias associadas a paleo lençóis de areias transgressivos, atualmente vegetados que avançavam barreira adentro no sentido do continente na região SW. Em contrapartida, na região NE, cristas de cordões litorâneos, progradam em direção ao oceano representando a regressão da barreira nesta região.

Portanto, a evolução da barreira holocênica da região costeira de Santa Vitória do Palmar do Rio Grande do Sul envolveu a implantação de uma fase da barreira transgressiva controlada pelo nível do mar e outra fase da barreira transgressiva ao SW e regressiva ao NE controladas pelo balanço sedimentar.

A fase transgressiva controlado pelo nível do mar ocorreu atrelado a Última Transgressão Marinha Pós-Glacial, gerando a retrogradação da barreira. A fase também transgressiva, controlado pelo balanço de sedimentos, concomitantemente com a queda relativa do nível do mar gerou a transgressão campos eólicos e da margem lagunar sobre o fundo da Lagoa Mangueira, na porção SW e a progradação de ambientes *foreshore/backshore* em direção ao oceano na região NE.

Finalmente, conclui-se que a integração de dados da plataforma interna com o registro de superfície e subsuperfície da barreira, na região emersa da mesma, corrobora alguns modelos propostos por outros autores e apresenta novos dados acerca da evolução deste setor da PCRS.

VI – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANGULO, R.J.; LESSA, G.C. & SOUZA, M.C. 2006. A critical review of the mid- to late holocene sea-level fluctuations on the eastern brazilian coastline. **Quaternary Science Reviews**, 25: 486-506
- ASP, N.E., 1996. **Avaliação da potencialidade de depósitos de calcário biodetrítico da plataforma interna e linha de costa do Rio Grande do Sul**. Trabalho de Graduação em Oceanologia, 71p. (inédito).
- ASP, N.E., 1999. **Evidências de estabilizações no nível do mar no Quaternário da plataforma continental entre Rio Grande e Chuí – Rio Grande do Sul, Brasil**. Dissertação de mestrado em Geociências, 118 p. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- ASP, N.E., 1999. Evidence of pleistocenic and holocenic barriers on the inner continental shelf of Rio Grande do Sul state, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 71(4):832-833.
- CORRÊA, I.C.S. & PONZI, V.R., 1978. Depósitos de Calcáreo Biodetrítico das regiões de Albardão e Mostardas na Plataforma interna do Rio Grande do Sul. Congresso Brasileiro de Geologia, 30° **Anais...**, vol 2: 851-866.
- CORRÊA, I.C.S., 1990. **Analyse morphostructurale et evolution paleogeographique de la plate-forme continentale atlantique sud-bresilienne (Rio Grande do Sul - Bresil)**. Talente-França 314p. Tese de doutorado, Universite de Bourdeaux.
- CORRÊA, I.C.S., 1995. Les variations du niveau de la mer Durant les derniers 17500 ans BP: L'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul, Brésil. **Marine Geology**, 130: 163-178.
- COWELL, P.J., ROY, P.S., CLEVERINGA, J. e DE BOER, P.L. 1999. Simulating coastal systems tracts using the Shoreface-Translation Model, International Association of Sedimentologist: **Special Publication**, Oxford, Blackwell Scientific Pub 62:165-175
- BARBOZA, E.G. & TOMAZELLI, L.J., 2003. Erosional features of the eastern margin of the Patos Lagoon, southern Brazil: significance for Holocene history. **Journal of Coastal Research**, SI 35, 260-264.
- BARBOZA, E.G.; AYUP-ZOUAIN, R.N.; TOMAZELLI, L.J.; ROSA, M.L.C.C. & FERREIRA, H.P.L. 2005. Paleocanal Pleistocênico na Barreira III entre o Chuí e o Balneário Hermenegildo - Rio Grande do Sul. In: X Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. **Resumos**, v. CD-ROM.
- BARBOZA, E.G.; AYUP-ZOUAIN, R.N. & ROSA, M.L.C.C. 2006. Paleocanal Pleistocênico entre o Chuí (Brasil) e o Balneário La Coronilla (Uruguai). In: XLIII Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais do XLIII Congresso Brasileiro de Geologia**. Aracajú-SE: SBG, v. 1. p. 288.
- BARBOZA, E.G., DILLENBURG, S.R., ROSA, M.L.C.C., TOMAZELLI, L.J. & HESP, P.A., 2009. Ground-penetrating radar profiles of two Holocene regressive barriers in southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, SI 56, 579-583.
- BARBOZA, E.G., ROSA, M.L.C.C., DILLENBURG, S.R. & TOMAZELLI, L.J., 2010. The Holocene Coastal Barrier of Rio Grande do Sul (Southern Brazil): an Evaluation Based on GPR Data. In: 2010 Meeting of the Americas. **Eos Trans. AGU, Meet. Am. Suppl.**, v. 91. p. NS11A-03.
- BARBOZA, E.G., ROSA, M.L.C.C., HESP, P.A., DILLENBURG, S.R., TOMAZELLI, L.J. & AYUP-ZOUAIN, R.N., 2011. Evolution of the Holocene Coastal Barrier of Pelotas Basin (Southern Brazil) - a new approach with GPR data. **Journal of Coastal Research**, SI 64, 646-650.
- BARBOZA, E.G., ROSA, M.L.C.C., DILLENBURG, S.R. & TOMAZELLI, L.J., 2013. Preservation potential of foredunes in the stratigraphic record. **Journal of Coastal Research**, SI 65, 1265-1270.

- BARBOZA, E.G. & ROSA, M.L.C.C., 2014. Indicadores Geológicos e Geomorfológicos de Setores em Erosão na Costa do Rio Grande do Sul, Brasil. In: Goso C. (ed.), **Problemática de Los Ambientes Costeros**. Volumen II. DIRAC - FCIEN, v. 1, 1-16.
- BARLETTA, R.C., 2006. **Teste e aplicação de modelos parabólicos de refração-difração com ênfase na propagação de ondas sobre parcéis**. Tese de Doutorado, Engenharia Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina.
- BELKNAP, D.F. & KRAFT, J.C., 1981. Preservation potential of transgressive coastal lithosomes on the U.S. Atlantic shelf. **Marine Geology**, 42:429-442.
- BELKNAP, D.F. & KRAFT, J.C., 1985. Influence of antecedent geology on stratigraphic preservation potential and evolution of Delaware's barrier systems. **Marine Geology**, 63:235– 262.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; VILAS-BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. 1979. Quaternary marine formations of the coast of the State of Bahia (Brazil). In: Suguio, K., Fairchild, T.R., Martin, L., Flexor, J.M. (eds.), **Proceedings** of the International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, 232–253.
- BORZONE, C.A. & GRIEP, G.H., 1991. Características do Sedimento Superficial Infralitoral da Região Costeira Adjacente a Desembocadura da Laguna dos Patos, RS, Brasil. **Pesquisas**, Porto Alegre, 18(1): 71-78.
- BRUUN, P., 1962. Sea-level rise as a cause of shore erosion. Proceedings of the American Society of Civil Engineers. **Journal of the Waterways and Harbors Division** 88:117–130.
- BUCHMANN, F.S.C. & TOMAZELLI, L.J., 1999. Fósseis da megafauna terrestre coletados na plataforma continental interna, RS, Brasil, e sua relação com a dinâmica costeira passada e atual. 7º Congresso Brasileiro de Estudos do Quaternário, Porto Seguro, BA, **Anais...**, viiabequa_zco025.pdf.
- BUCHMANN, F.S.C.; TOMAZELLI, L.J. & BARRETO, A., 2000. Datação por termoluminescência de um afloramento pleistocênico na atual linha de costa do Rio Grande do Sul, Brasil.. In: 12o Semana Nacional de Oceanografia, Itajaí. **Anais**, Único 65-66
- BUCHMANN, F.S.C.; BARBOSA, V.P. & VILLWOCK, J.A., 1998. Sedimentologia e paleoecologia durante o máximo transgressivo holocênico na Lagoa Mirim, RS. **Acta Geológica Leopoldense**, XXI (46/47): 21-26
- BUCHMANN, F.S.C. & TOMAZELLI, L.J., 2000. Altos topográficos submersos (parcéis) na antepraia do Rio Grande do Sul, Brasil, e sua influência na morfologia e dinâmica praial. Simpósio Brasileiro sobre Praias Arenosas. Itajaí.. **Anais...**, p. 174-17
- BUCHMANN, F.S.C., 2002. **Bioclastos de organismos terrestres e marinhos na praia e plataforma interna do Rio grande do Sul: natureza, distribuição, origem e significado geológico**. Porto Alegre. 120p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- BUCHMANN, F.S.C. & TOMAZELLI, L.J., 2003. Relict nearshore shoals of RS, southern Brazil: origin and effects on nearby modern beaches. **Journal. Coastal. Research**. 35, 318–322 (Special Issue).
- CALLIARI, L.J. & ABREU, J.G.N., 1984. Litologia da plataforma continental interna adjacente do Rio Grande (RS), através da interpretação de registros de sonar de varredura lateral e amostragem superficial. 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro. **Anais...** 1553-1564.
- CALLIARI, L.J. & KLEIN, A.H.F., 1993. Características morfodinâmicas e sedimentológicas das praias oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. **Pesquisas**, 20(1): 48-56.

- CALLIARI, L.J. & FACHIN, S., 1993. Laguna dos Patos. Influência nos depósitos lamíticos costeiros. **Pesquisas**, Porto Alegre, **20**(1): 57-69.
- CALLIARI L.J.; ESTEVES, L.S.; OLIVEIRA, C.P.L.; TOZZI, H.A.M.; PEREIRA DA SILVA, R. & CARDOSO, J.N., 1994. Padrões sonográficos e sedimentológicos de um afloramento de beach rock na plataforma interna do Rio Grande do Sul (COMEMIR/OSNLR). **Notas Técnicas**, Porto Alegre, CECO-UFRGS, 7: 27-32.
- CALLIARI, L.J. & KLEIN, A.H.F., 1995. Variabilidade das praias oceânicas entre Cassino e Chuí, RS. **Publicação especial**, Instituto Oceanográfico, USP, São Paulo, **11**: 55-63.
- CALLIARI, L.J.; TOZZI, H.A.M. & KLEIN, A.H.F., 1998. Beach Morphology and Coastline Erosion Associated With Storm Surges in Southern Brazil – Rio Grande to Chuí, RS. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 70 (2): 231-247.
- CALLIARI, L.J.; SPERANSKI, N. & BOUKAREVA, I., 1998. Sable focus of wave rays as a reason of local erosion at the southern Brazilian coast. In: INTERNATIONAL COASTALSIMPOSIUM'98. **Proceedings...** Fort Lauderdale, p. 19-23.
- CALLIARI, L. J. ; WINTERWERP, J.C. ; FERNANDES, E. ; CUCHIARA, D. ; VINZON, S.B.; SPERLE, M. ; HOLLAND, K.T. 2009. Fine grain sediment transport and deposition in the Patos Lagoon Cassino beach sedimentary system. **Continental Shelf Research**, v. 29, p. 515-529,
- CAMARGO, M.G., 2006. *SysGran*: um sistema de código aberto para análises granulométricas do sedimento. **Revista Brasileira de Geociências**, 36(2): 371-378.
- CARON, F. 2007. **Depósitos sedimentares associados à desembocadura do Arroio Chuí (Planície Costeira do Rio Grande do Sul) e suas relações com as variações do nível do mar durante o Holoceno**. Porto Alegre. 63p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- CARTER, R.W.G., 1988. *Coastal environments*. Academic Press, London, 617 pp.
- CLEROT, L.C.P., 2004. **Estudo da Barreira IV na região do Cassino, Rio Grande-RS. Evolução e caracterização como reservatório**. Porto Alegre. 77p. Trabalho de conclusão de curso em Geologia. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- CORRÊA, I.C.S., 1987. Sedimentos superficiais da Plataforma Continental do RS. **Pesquisas** (Mar del Plata) 19, 95–104.
- CORRÊA, I.C.S. 1990. **Analyse morphostructurale et evolution paleogeographique de la plate-forme continentale atlantique sud-bresilienne (Rio Grande do Sul - Bresil)**. Talente-França 314p. Tese de doutorado, Universite de Bourdeaux.
- COSTA, C.S.B.; CORDAZZO, C.V. & SEELIGER, U., 1996: Shore disturbance and dune plant distribution. **Journal Coastal Research**. 12, 1: 133–140.
- COWELL P.J, THOM B.G., 1994. Morphodynamics of coastal evolution. In: Carter R.W.G., Woodroffe C.D. (eds) **Coastal evolution, late quaternary shoreline morphodynamics**. Cambridge University Press, Cambridge, pp 33–86
- CURRAY, J.R., 1964. Transgressions and regressions. In: Miller, R.L. (Ed.), *Papers in Marine Geology*. Macmillan, New York, p. 175– 203.
- DAVIS, R.A. Jr., 1994. Barrier island systems – a geologic overview. In: DAVIS, R.A. Jr. (ed), **Geology of Holocene barrier island systems**. Springer-Verlag, New York, 1-46.
- DAVIES, J.L., 1964. A morphogenic approach to world shorelines. **Z. Geomorphology**, **8**: 127-142
- DAVIES J.L. 1980. Geographical variation in coastal development, 2nd edn. Longman, London, p 212

- DIAS, G.M.T. 1996. Classificação de sedimentos marinhos proposta de representação em cartas sedimentológicas. *Annais do XXXIX, Congresso Brasileiro de Geologia*, Vol.3
- DILLENBURG, S.R., 1987. Evidências de Sedimentação Deltaica Pleistocênica na Borda da Plataforma Continental do Rio Grande do Sul. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - Abequa, **Anais do 1º Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário**. Porto Alegre-RS 1, 49-60.
- DILLENBURG, S.R., 1994. **A laguna de Tramandaí: evolução geológica e aplicação do método geocronológico da termoluminescência na datação de depósitos sedimentares lagunares**. Porto Alegre, 2.vl (il). Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- DILLENBURG, S.R., 1994. O potencial de preservação dos registros sedimentares do Sistema Depositional Laguna/Barreira IV na costa do Rio Grande do Sul. **Notas Técnicas**, Porto Alegre, **9**: 1-11.
- DILLENBURG, S.R.; ROY, P.S.; COWELL, P.J. & TOMAZELLI, L.J., 2000. Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by shoreface translation- barrier model (STM). **Journal of Coastal Research**, **16**(1): 71-81.
- DILLENBURG, S.R.; TOMAZELLI, L.J. & CLEROT, L.C.P., 2003. Gradients of wave energy as the main factor controlling the evolution of the coast of Rio Grande do Sul in southern Brazil during the Late Holocene. **Proceedings of the 5th International Symposium on Coastal Engineering and Science of Coastal Sediment Process**. New York, NY: American Society of Civil Engineers, v.1, CD-Rom, 2003.
- DILLENBURG, S.R.; TOMAZELLI, L.J. & BARBOZA, E.G., 2004a. Barrier evolution and placer formation at Bujuru southern Brazil. **Marine Geology**, **203**: 43-56.
- DILLENBURG, S.R.; ESTEVES, L.S. & TOMAZELLI, L.J., 2004b. A critical evaluation of coastal erosion in Rio Grande do Sul, Southern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, **76**(3): 611-623.
- DILLENBURG, S.R., 2005. As Barreiras Holocênicas do Rio Grande do Sul. In: X Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. Guarapari. CD-Rom de **Resumos Expandidos** - Resumo 83.
- DILLENBURG, S.R.; TOMAZELLI, L.J.; HESP, P.A.; BARBOZA, E.G.; CLEROT, L.C.P. & SILVA, D.B., 2006. Stratigraphy and evolution of a prograded, transgressive dunefield barrier in southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, **SI 39**(1):132-135
- DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J.; HESP, P.A.; CLEROT, L.C.P. & AYUP-ZOUAIN, R.N. 2009. The Holocene Coastal Barriers of Rio Grande do Sul. In: Dillenburg, S.R. & Hesp, P.A. (eds.) **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**. Lecture Notes in Earth Sciences, **107**, 53-91.
- DILLENBURG, S.R. & HESP, P.A. 2009. **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**. Lecture Notes in Earth Sciences, **107**.
- ELLIOTT, T., 1986. Clastic shorelines, in Reading, H.G., ed., **Sedimentary Environments and Facies**: Oxford, Blackwell Scientific Publications, p. 143-177.
- ESTEVES, L.S.; WILLIAMS, J.J. & DILLENBURG, S.R., 2006. Seasonal and interannual influences on the patterns of shoreline changes in Rio Grande do Sul, southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, v.22, p.1076-1093.
- FOLK, R.L. & WARD W.C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal Sedimentary Petrology**. **27**:3-26,

- FONZAR, B.C., 1994. A circulação atmosférica da América do Sul – Os grandes sistemas planetários e os subsistemas regionais que atingem o continente: localização e trajetórias. **Caderno de Geociências IBGE**, 11: 11-33.
- FORTI-ESTEVEZ, I.R. 1974. Bioestratigrafia e paleoecologia (Mollusca) do Quaternário da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. In: 28 Congresso Brasileiro de Geologia, **Anais**. 133-149.
- FIGUEIREDO Jr. A.G., 1975. **Geologia dos depósitos calcários biodetríticos da plataforma continental do Rio Grande do Sul. Porto Alegre**. Dissertação de Mestrado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 72 p.
- FIGUEIREDO Jr., A.G. & KOWSMANN, R.O., 1976. **Interpretação dos registros de sonar de varredura lateral obtidos na plataforma sul-riograndense durante a Operação GEOMAR VII**. Rio de Janeiro, Petrobrás, CPRM, DNPM, DHN, CNPQ.
- FIGUEIREDO Jr., A.G., 1978. Some notes about quaternary geology of Rio Grande do Sul inner continental shelf, Brazil. In: **International Symposium on The Quaternary, Southern Brazil**, 1975.
- FIGUEIREDO Jr., A.G., 1980. Response of water column to strong wind forcing Southern Brazilian inner shelf: implications for sand ridge formation. **Marine Geology**, Amsterdam, **35**: 367-376.
- FIGUEIREDO Jr., A.G.; SANDERS, J. & SWIFT, D.J.P., 1981. Storm-graded layers on inner continental shelves: examples from Southern Brazil and the Atlantic Coast of the Central United States. **Sedimentary Geology**, **31**: 171-190.
- GODOLPHIM, M.F.; ARTUSI, L.; DEHNHART, B.A.; VILLWOCK, J.A. & ESTEVES, I.R.F. 1989. Novas evidências da transgressão holocênica na porção média da Planície Costeira. **Acta Geológica Leopoldense** **12**(29): 23-36.
- GODOLPHIM, M.F., 1985. Paleogeografia da Região do Cassino no Município de Rio Grande, BR. **Pesquisas** **17**: 233-254.
- GRUBER, N.L.S.; TOLDO Jr., E.E.; BARBOZA, E.G. & NOCOLODI, J.L. 2003. Equilibrium Beach and Shoreface Profile of The Rio Grande do Sul Coast - South of Brazil. **Journal of Coastal Research**, SI 35, p. 253-259,
- GRUBER, N.L.S.; CORRÊA, I.C.; NICOLODI, J.L; BARBOZA, E.G. 2006a. Morphodynamic Limits of Shoreface and Inner Shelf at the Northern Coast of Rio Grande do Sul, Brazil. **Journal of Coastal Research**, SI 39, p. 664-668.
- GRUBER, N.L.S.; TOLDO Jr., E.E.; NICOLODI, J.L. & AYUP-ZOUAIN, R.N., 2006b. A Shoreface Morphodynamic Zonation and the Equilibrium Profile Variability on the Northern Coastline of Rio Grande do Sul, Brasil. **Journal of Coastal Research**, SI 39, p. 504-508
- GOULARD, E.S., 2010. **Morfodinâmica da antepraia adjacente ao Farol da Conceição: litoral médio do RS**. Dissertação de Mestrado Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica - FURG. 99p
- HAYES, M.O., 1979, Barrier island morphology as a function of wave and tide regime, *in* Leatherman, S. P. ed., **Barrier islands from the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico**: Academic Press, New York, NY, pp 1-29.
- HESP, P.A.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J.; AYUP-ZOUAIN, R.N.; ESTEVES, L.S.; GRUBER, N.L.S.; TOLDO Jr, E.E.; TABAJARA, L.L.C.A. & CLEROT, L.C.P., 2005. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, **77** (3): 493-508.

- HESP, P.A.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; CLEROT L.C.P.; TOMAZELLI, L.J. & AYUP-ZOUAIN, R.N., 2007. Morfology of the Itapeva to Tramandaí transgressive dunefield barrier system and mid-to late sea level change. **Earth Surface Process and Landforms**, **32**: 407-414
- HUGHEN, K.A.; BAILLIE, M.G.L.; BARD, E.; BECK, J.W.; BERTRAND, C.J.H.; BLACKWELL, P.G.; BUCK, C.E.; BURR, G.S.; CUTLER, K.B.; DAMON, P. E.; EDWARDS, R.L.; FAIRBANKS, R.G.; FRIEDRICH, M.; GUILDERSON, T. P.; KROMER, B.; MCCORMAC, G.; MANNING, S.; BRONK R., C.; REIMER, P.J.; REIMER, RON W.; REMMELE, S.; SOUTHON, J.R.; STUIVER, M.; TALAMO, S.; TAYLOR, F.W.; PLICHT, J. VAN DER & WEYHENMEYER, C.E., 2004 Marine04 Marine Radiocarbon Age Calibration, 0–26 Cal kyr BP. **Radiocarbon**, Vol 46, Nr 3, p 1059–1086.
- JOL, H.M., & D.G. SMITH, 1991, Ground penetrating radar of northern lacustrine deltas:Canadian **Journal of Earth Sciences**, 28 ,1939–1947.
- KOWSMANN, R.O. & COSTA, M.P.A., 1974a. Paleolinhas de costa na plataforma continental das regiões sul e norte brasileiras. *Revista Brasileira de Geociências*, **4**: 215-222.
- KOWSMANN, R.O. & COSTA, M.P.A., 1974b. Interpretação de testemunhos coletados n margem continental brasileira durante a operação GEOMAR VI. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 280. *Anais...* Porto Alegre: SBG, p. 297-304.
- KOWSMANN, R.O. & COSTA, M.P.A., 1979. *Bancos arenosos holocênicos da plataforma continental brasileira: Gênese e potencial*. CPRM, Relatório Interno da CPRM, Rio de Janeiro, 16p. (Inédito).
- KRAFT, J.C., 1971. Sedimentary facies patterns and geologic history of a Holocene marine transgression. *AAPG*, 82:2131-2158.
- KRAFT, J.C., & JOHN, C.J., 1979, Lateral and vertical facies relations of transgressive barrier: **AAPG**, 63:2145-2163.
- KRAFT, J.C., & CHRASTOWSKI, M.J., 1985. Coastal stratigraphic sequences. In: Davis (ed.), **Coastal sedimentary environments** 2° ed. Springer p.625 663.
- LARSONNEUR, C., 1977. La cartographie des dépôts meubles sur le plateau continental français: méthode mise au point et utilisée en Manche. **Journal. Research Oceanography**, v. 2, p. 34–39.
- LARSON, M., & KRAUS. N. C., 1995. Prediction of cross-shore sediment transport at different spatial and temporal scales. **Marine Geology** 126: 111-127.
- LIMA, S.F.; ALMEIDA, L.E.S.B. & TOLDO Jr.; E.E. 2001. Estimate of longshore sediments transport from waves data to the Rio Grande do Sul coast. **Pesquisas**, **48**(2): 99-107
- LIMA, L.G., 2008. Estratigrafia e evolução da barreira holocênica na praia do Hermenegildo, RS. *Dissertação de Mestrado*, UFRGS, Porto Alegre, RS.
- LIMA, L.G., DILLENBURG, S.R., MEDEANIC, S., BARBOZA, E.G., ROSA, M.L.C.C., TOMAZELLI, L.J., DEHNHARDT, B.A. & CARON, F. 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.
- LOPES, R.P. LOPES, R.P., OLIVEIRA, L.C., FIGUEIREDO, A.M.G., KINOSHITA, A., BAFFA, O., BUCHMANN, F.S.C. 2010. ESR dating of pleistocene mammal teeth and its implications for the biostratigraphy and geological evolution of the coastal plain, Rio Grande do Sul, southern Brazil. **Quaternary International**, p. 213-222,
- NIEDORODA A.W., SWIFT D.J.P., HOPKINS T.S. & CHEN-MEAN M.A., 1984. In: Hydrodynamics and Sedimentation in Wave-Dominated Coastal Environments (edited by GREENWOOD, B. and DAVIS, R.A.). **Marine Geology** 60:377–389

- NUBER, E.; KLEIN, A.H.F.; CALLIARI L.J., 2006. Foreshore morfodynamic changes in a bimodal sediment beach. **Journal of Coastal Research**, SI 39 (Proceedings of the 8th International Coastal Symposium, Brazil.), 660-663.
- MARTINHO, C.T.; DILLENBURG, S.R. & HESP, P.A. 2008. Mid to late Holocene evolution of transgressive dunefields from Rio Grande do Sul coast, southern Brazil. **Marine Geology**, **256**: 49–64
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; BITTENCOURT, A.C.S.P. & VILAS-BOAS, G.S., 1980. Le quaternaire marin brésilien (littoral pauliste, sud fluminense et bahianais). Cah. ORSTOM, **Ser. Géol.** **11**: 95–124
- MARTINS, L.R., 1967. Aspectos deposicionais e texturais dos sedimentos praias e eólicos da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. **Publicação Especial da Escola de Geologia**, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 13, 102p.
- MARTINS, L.R.; URIEN, C.M. & EICHLER, B.B., 1967. Distribuição dos sedimentos modernos da plataforma continental sul-brasileira e uruguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21O. **Anais...** Curitiba: SBG, v. 2, p. 29-43.
- MARTINS, L.R.; MELO, U.; FRANÇA, A.M.C.; SANTANA, L. & MARTINS, I.R., 1972. Distribuição da Margem Continental Sul-rio-grandense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26O. **Anais...** Belém: SBG, v. 2, p. 115-132.
- MARTINSEN, O.J. & HELLAND-HANSEN, W., 1995. Strike variability of clastic depositional systems: does it matter for sequence-stratigraphic analysis? **Geology** **23**:439–442.
- MITCHUM JR., R.M.; VAIL, P.R.; SANGREE, J.B. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphy Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. In: C. E. Payton (ed.) **Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration**. Tulsa, AAPG, Memoir, **26**: 165-184.
- MOTTA, V.F., 1967. Estudo em modelo reduzido para a regularização da embocadura lagunar de Tramandaí. 2º Congresso Nacional de Transportes Marítimos e Construção Naval. **Soc. Bras. de Eng. Naval**. Rio de Janeiro, RS. 67-117.
- MOTTA, V.F., 1969. Relatório-diagnóstico sobre a melhoria e o aprofundamento do acesso pela barra de Rio Grande. **Instituto de Pesquisas Hidráulicas**, Porto Alegre, RS.
- MUNSELL COLOR COMPANY I., 2009. Geological Rock-color charts. Baltimore, Maryland.
- NEAL, A., 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. **Earth-Science Reviews**, **66**: 261-330.
- NIEDORODA, A.W. & SWIFT, D.J.P., 1981. Maintenance of the shoreface by wave orbital currents and mean flow: observations from the Long Island coast. **Geophysical Research Letters**, **8**: 337-340.
- NIEDORODA A.W., SWIFT D.J.P., HOPKINS T.S. & CHEN-MEAN MA., 1984. In: **Hydrodynamics and Sedimentation in Wave-Dominated Coastal Environments** (edited by GREENWOOD, B. and DAVIS, R.A.). *Marine Geology* **60**:377–389
- NUMMEDAL, D. & SWIFT, D.J.P., 1987. Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous example. In: Nummedal, D., Pilkey, O.H., Howard, S.D. (Eds.), **Sea level Fluctuation and Coastal Evolution**. SEPM Special Publication, vol. 41, pp. 241–260.
- NUMMEDAL, D.; RILEY, G.W. & TEMPLET, P.L. 1993. High-resolution sequence architecture: A chronostratigraphic model based on equilibrium profile studies. In: Sequence Stratigraphy and Facies Associations, International Association of Sedimentologists **Special Publication 18**, H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq & G.P. Allen, (Eds.), pp. 55– 68.

- OERTEL, G.F., KEARNEY, M.S., LFATHEW, S.P. & WOO, H-J., 1989. Anatomy of a barrier platform: Outer barrier lagoon, southern Delmarva Peninsula, Virginia. **Marine Geology**, 88: 303-318.
- PARISE, C.K., CALLIARI, L.J. & KRUSCHE, N., 2009. Extreme storm surges in the south of Brazil: Atmospheric conditions and shore erosion. **Brazilian Journal of Oceanography**, 57(3): 175-188.
- PEREIRA, P.S., 2005. **Variabilidade da orla oceânica do Rio Grande do Sul e suas implicações na elaboração de planos de contingência: aspectos morfodinâmicos, sedimentol ógicos e geomorfológicos**. Dissertação de Mestrado do Programa de Pós-graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica Fundação Universidade Federal do Rio Grande. 160 p.
- PEREIRA, P.S.; CALLIARI, L.J. & BARLETTA, R.C., 2009. Heterogeneity and homogeneity of Southern Brazilian beaches: a morphodynamic and statistical approach. **Continental Shelf Research**, 30: 270-280.
- REIMER P.J., BAILLIE M.G.L., BARD E., BAYLISS A., BECK J.W., BERTRAND C., BLACKWELL P.G., BUCK C.E., BURR G., CUTLER K.B., DAMON P.E., EDWARDS R.L., FAIRBANKS R.G., FRIEDRICH M., GUILDERTSON T.P., HUGHEN K.A., KROMER B., MCCORMAC F.G., MANNING S., BRONK RAMSEY C., REIMER R.W., REMMELE S., SOUTHON J.R., STUIVER M., TALAMO S., TAYLOR F.W., VAN DER PLICHT J. & E WEYHENMEYER C.E., 2004. Marine04 marine radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46:1029-1058.
- REISON, G.E., 1992. Transgressive Barrier Island and Estuarine Systems *In*: Walker R. G. & James N.P (eds.), **Facies models response to sea level change**. Geological Association of Canada, St John's p 179-194
- RIGGS, S.R., CLEARY, J.C. & SNYDER, S.W., 1995. Influence of inherited geologic framework on barrier shoreface morphology and dynamics, **Marine Geology**, 126:231-234.
- RIOS, E. C., 1985. **Seashells of Brazil**. Rio Grande, Fundação Universidade do Rio Grande - Museu Oceanográfico, 328p.
- ROSA, M.L.C.C., BARBOZA, E.G., DILLENBURG, S.R., TOMAZELLI, L.J. & AYUP-ZOUAIN, R.N., 2011. The Rio Grande do Sul (southern Brazil) shoreline behavior during the Quaternary: a cyclostratigraphic analysis. **Journal of Coastal Research**, SI 64, 686-690.
- ROSA, M.L.C.C., 2012. **Geomorfologia, padrões de empilhamento e potencial de preservação do registro estratigráfico dos sistemas deposicionais costeiros no Quaternário do Rio Grande do Sul**. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre-RS. Tese de Doutorado. 246 p. <<http://hdl.handle.net/10183/66367>>.
- ROY, P.S.; COWELL, P.J.; FERLAND, M.A. & THOM, B.G., 1994. Wave-dominated coasts. *In*: Carter, R.W.G. & Woodroffe, C.D. (eds.), **Coastal evolution, Late Quaternary Shoreline Morphodynamics**. Cambridge, Cambridge University Press, p.121-186.
- SANDERS, J.E. & KUMAR, N., 1975. Evidence of shoreface retreat and in-place "drowning" during Holocene submergence of barriers, shelf off Fire Island, New York. **Geological Society of America Bulletin** 86:65-76.
- SEELIGER, M., 2004. **Influência da herança geológica na evolução do Quaternário tardio da plataforma continental interna, litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil**. 80p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- SEELIGER, U.; CORDAZZO, C.V.; OLIVEIRA, C.P.L. & SEELIGER, M., 2000. Long-term changes of coastal foredunes in the Southern Atlantic. **Journal Coastal Research**. 16: 1068-1072.

- SHORT A.D. & HESP, P.A., 1982. Wave, beach and dune interactions in south eastern Australia. **Marine Geology** 48: 259–284
- SOLIANI Jr., E. 1973. **Geologia da Região de Santa Vitória do Palmar, RS, e a Posição Estratigráfica dos Fósseis de Mamíferos Pleistocênicos**. Porto Alegre, 88p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- SPERANSKI, N. & CALLIARI, L., 2000. Bathymetric Lenses and Localized Coastal Erosion in Southern Brazil **Journal of Coastal Research**, ICS 2000 Proceedings: 209-215.
- SUGUIO K & MARTIN L. 1978. Quaternary marine formations of the states of São Paulo and southern Rio de Janeiro. In: International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, 1978, São Paulo. **Special Publication**, n. 1: 1-55
- SWIFT, D.J.P., 1968 *Coastal erosion and transgressive stratigraphy*. **Journal of Geology**, Vol. 76, pp. 444–456.
- SWIFT, D.J.P., 1975. Barrier-island genesis: evidence from the central Atlantic shelf, eastern U.S.A. **Sedimentary Geology**, 14: 1–43.
- SWIFT, D.J.P.; FREELAND G.C. & YOUNG Jr. A., 1979. Time and space distributions of megaripples and associated bedforms, Middle Atlantic Bight, North American Atlantic Shelf, **Sedimentology**, v.26, p 389-406
- SWIFT, D.J.P., NIEDORODA, A.W., VINCENT, C.E. & HOPKINS, T.S., 1985. Barrier island evolution, middle Atlantic shelf, U.S.A. Part 1: Shoreface dynamics. In: G.F. Oertel and S.P. Leatherman (Editors), *Barrier Islands*. **Marine Geology**, 63:307-330.
- SWIFT, D.J.P., PHILLIPS, S., & THORNE, J.A., 1991. Sedimentation on continental margins, IV: lithofacies and depositional systems, in SWIFT, D.J.P., OERTEL, G.G., TILLMAN, R.W., and THORNE, J.A., eds., **Shelf Sand and Sandstone bodies**: International Association of Sedimentologists, Special Publication 14, p. 89–152.
- SHEPARD, F.P., 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. **Journal Sedimentary Petrology**, 24: 151-158
- STIVE, M.J.F., AARNINKHOF, S.G.J., HAMM, L., HANSON, H., LARSON, M, WIJNBERG, K.M., NICHOLLS, R.J., CAPOBIANCO, M., 2002. Variability of shore and shoreline evolution. **Coastal Engineer** 47, 211–235
- STRAUCH, J.C. & SCHMIDT, R.M., 1999. **Estudo do Clima Ondulatório em Rio Grande (RS)**. Rio Grande Laboratório de Física, Fundação Universidade de Rio Grande. Relatório Técnico. 64p.
- TALMA, A.S., VOGEL, J.C., 1993. A Simplified Approach to the Calibration of *Radiocarbon* Dates. **Radiocarbon** 35 (2), p317-322.
- TOLDO JR., E.E.; MEDEIROS, R.K.. 1986. Programa Interpola em Linguagem Basic para Análise Estatística de Propriedades Texturais.. **Pesquisas**, 18, p. 91-100.
- TOLDO Jr., E.E.; ALMEIDA, L.E.S.B.; BARROS, C.E.; BAITELLI, R.; MARTINS, L.R.S. & NICOLODI, J.L., 1999. Retreat of the Rio Grande do Sul Coastal Zone, Brazil. In: Martins, L.R. and Santana, C.I. (eds.), **Non Living Resources of the Southern Brazilian Coastal Zone and Continental Margin**. Porto Alegre, Brasil: Editora UFRGS, p.62-68.
- TOLDO Jr., E.E.; NICOLODI, J.L.; ALMEIDA, L.E.S.B. & CORRÊA, I.C.S., 2004. Coastal Dunes and Shoreface Width as a Function of Longshore Transport. **Journal of Coastal Research**. Itajaí, SC, Special Issue, 39.

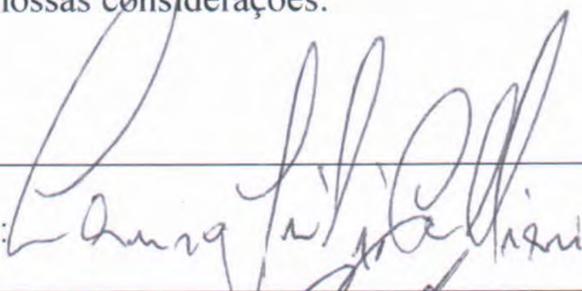
- TOLDO Jr., E.E.; ALMEIDA, L.E.S.B.; NICOLODI, J.L. & MARTINS, L.R.S., 2005. Retração e Progradação da Zona Costeira do Estado do Rio Grande do Sul. **Gravel**, v.3, p.31-38.
- TOMAZELLI, L.J. 1978. Minerais Pesados da Plataforma Continental do Rio Grande do Sul. **Acta Geológica Leopoldensia**, 3(5): 103-159.
- TOMAZELLI, L. J. & VILLWOCK, J. A. 1989. Processos Erosivos na Costa do Rio Grande do Sul, Brasil: Evidências de uma Provável Tendência Contemporânea de Elevação do Nível Relativo do Mar. **Resumos**, 2 Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Rio de Janeiro, ABEQUA, p. 16.
- TOMAZELLI, L.J., 1990. **Contribuição ao Estudo dos Sistemas Depositionais Holocênicos do Nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul, com Ênfase no Sistema Eólico**. Porto Alegre. 270p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- TOMAZELLI L.J., VILLWOCK J.A.. 1996. Quaternary geological evolution of Rio Grande do Sul coastal plain. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** 68(3):373–382
- TOMAZELLI, L.J., VILLWOCK, J.A., DILLENBURG, S.R., BACHI, F.A. & DEHNHARDT, B.A., 1998. Significance of present-day coastal erosion and marine transgression, Rio Grande do Sul, southern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** 70(2), 221-229.
- 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): 472-474.
- TOMAZELLI, L.J. & DILLENBURG, S.R., 2007. Sedimentary facies and stratigraphy of a last interglacial coastal barrier in south Brazil. **Marine Geology**, **244**: 33-45
- TOMAZELLI, L.J.; BARBOZA E.G; DILLENBURG, S.R.; ROSA, M.L.C.C; CARON, F.; LIMA, L.G. 2008. Implantação, desenvolvimento e preenchimento de vales incisos na porção sul da planície costeira do Rio Grande do Sul. **Relatório final**, 120f. il.+CDRom. Biblioteca do Instituto de Geociências, UFRGS.
- TOZZI, H.A.M., 1999. **Influência das Tempestades Extratropicais sobre o estoque subaéreo das praias entre Rio Grande e Chuí, RS**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências. Porto Alegre, Rio Grande do Sul, UFRGS 115 p.
- TOZZI, H.A.M. & CALLIARI, L.J. 2000. Morfodinâmica da praia do Cassino. **Pesquisas**, **27**: 29-42.
- TRAVESSAS, F.A., 2003. **Estratigrafia e evolução no Holoceno Superior da barreira costeira entre Tramandaí e Cidreira (RS)**. Porto Alegre. 38p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- URIEN, C.M. & MARTINS, L.R.S., 1974. Sedimentos da plataforma continental sul-americana entre o Cabo de Santa Marta (*Brasil*) e Terra do Fogo (*Argentina*). In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**, 28o. **Anais...**Porto Alegre: SBG, p. 213-223.
- VILLWOCK, J.A., TOMAZELLI, L.J., LOSS, E.L., DEHNHARDT, E.A., HORN, N.O., BACHI, F.A., DEHNHARDT, B.A., 1986. Geology of the RS coastal province. In: Rabassa, J. (Ed.), **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula** vol. 4, 79–97.
- VILLWOCK, J.A. & TOMAZELLI, L.J., 1995. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. **Notas Técnicas**, 8:1-45. CECO/IG/UFRGS. Porto Alegre, RS.
- WALKER R.G., PLINT A. G. 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: Walker R.G., James N.P. (eds) 1992. **Facies models: response to sea level change**. Geological Association of Canada, 219-238.

- WENTWORTH, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **Journal of Geology**, Amsterdam, **30**: 377-392.
- WOODROFFE, C.D., 2002. **Coasts: Form, Process and Evolution**. Cambridge University Press. 623p.
- WRIGHT, L.D. & SHORT, A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. **Marine Geology** 56, 93-118.

ANEXO I
Título da Tese:
“ESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO DA BARREIRA HOLOCÊNICA NA REGIÃO COSTEIRA DE SANTA VITÓRIA DO PALMAR, PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL, BRASIL”
Área de Concentração: GEOLOGIA MARINHA
Autor: FELIPE CARON
Orientador: EDUARDO GUIMARÃES BARBOZA
Examinador: LAURO JULIO CALLIARI
Data: 11/02/2014
Conceito: (A) EXCELENTE
PARECER:
<p>A tese apresentada envolve aspectos de batimetria e sedimentologia superficial numa área pouco explorada da plataforma interna do RS. Também inclui dados geológicos (superficiais e subsuperficiais),estratigráficos, geofísicos e geocronológicos inéditos em áreas ainda inexploradas da planície costeira do RS com o objetivo de elucidar e diferenciar setores adjacentes da barreira IV. Contribui de forma relevante na comprovação e elucidação dos modelos evolutivos da barreira IV propostos anteriormente. Há muito tempo se procuram evidências científicas mais detalhadas que comprovem a diferente evolução deste sistema no curso do Holoceno. A associação destes dados com dados sedimentológicos,geocronológicos e estratigráficos analisados conjuntamente sob o um enfoque geofísico-estratigráfico(radar fácies) fornecem fundamentos científicos substanciais as discussões e conclusões apresentadas. Estes aspectos preenchem os requisitos para uma tese de doutorado.</p> <p>O objetivo geral do capítulo II está bem enunciado e os específicos bem elaborados apresentando uma seqüência lógica que culmina com o modelo da evolução da barreira IV nos setores estudados. Já o objetivo geral e os específicos do capítulo I (morfologia e sedimentologia da ante praia interna entre o Chuí e ao Albardão e o seu significado na evolução da barreira IV) não estão bem claros. Faltou ressaltar que a caracterização morfo-sedimentológica foi feita no sentido de obter dados para substanciar e diferenciar os aspectos evolutivos dos dois setores. A redação (concordância e ortografia) prejudica a qualidade da tese (ao longo de toda a tese-iniciando pelo resumo) . As ilustrações são de boa qualidade e bastantes elucidativas.</p> <p>Na discussão sobre os aspectos da morfologia e sedimentologia dos setores do Chuí e especialmente entre Chuí, Albardão, Verga os trabalhos de Fachin (1998) sobre: <i>A caracterização do perfil de equilíbrio da ante-praia na costa do RS</i> deveria fazer parte da mesma e fornecer mais elementos para a discussão. Citando um parágrafo da dissertação de Fachin,1998 sobre os perfis do Farol do Verga e do Albardão: <i>São os perfis com os menores coeficientes de correlação, as maiores declividades e estão Associados a um padrão textural de granulometria variável e mais grosseira. Localizam-se em regiões mais susceptíveis a instabilidade costeira com perfis praias de estado modal intermediário.Estão localizados em regiões em que o fundo é coberto predominantemente por sedimentos de granulometria grossa com presença localizada de cascalhos biodetríticos e praticamente não sofrem influência de aporte de sedimentos atuais. Nestes locais a variabilidade morfológica e textural é maior e a presença de bancos arenosos propicia a formação de zonas de convergência e divergência de raios de ondas. Além disso, os fluxos de tempestade sobre estes bancos amplificam a complexidade da hidrodinâmica local.</i> Ou seja o que foi colocado anteriormente reforça os achados deste trabalho (tese atual). Também, a dissertação de mestrado de Goulart (2010)<i>Morfodinâmica da ante praia adjacente ao Farol da Conceição: litoral médio do RS</i> ,a qual trata da morfologia, sedimentologia e processos na ante-praia e plataforma interna num segmento da Barreira IV com características semelhantes ao Hermenegildo e Chuí poderiam contribuir nas discussões.Adicionalmente a dissertação de Santos da Vara (2012) <i>“Análise numérica da propagação de ondas na costa do RS entre Arroio Chuí e Sarita”</i> contribuiria com importante elementos na discussão da dos processos na evolução mais recente deste setor da costa.</p>

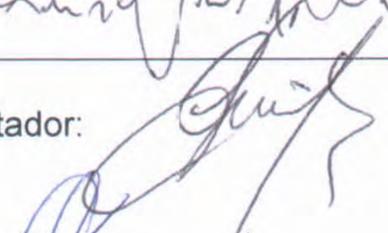
Com relação ao Capítulo II muito bem elaborado, demonstra um intenso e exaustivo trabalho de campo e processamento de dados todos bem interpretados. Achamos que a discussão poderia ser ampliada com a classificação dos diferentes setores da barreira com base nos trabalhos anteriores e analogias com outros setores semelhantes no litoral Norte e Central do RS (fechamento da tese). Ressaltamos que este capítulo está capítulo traz informações novas e traz importantes contribuições a evolução da barreira IV.
Essas são nossas considerações.

Assinatura:



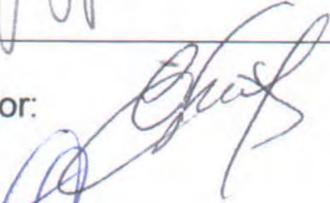
Data: 11/02/2014

Ciente do Orientador:



Ciente do Aluno:



ANEXO I	
Título da Tese:	
“ESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO DA BARREIRA HOLOCÊNICA NA REGIÃO COSTEIRA DE SANTA VITÓRIA DO PALMAR, PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL, BRASIL”	
Área de Concentração: GEOLOGIA MARINHA	
Autor: FELIPE CARON	
Orientador: EDUARDO GUIMARÃES BARBOZA	
Examinador: RODOLFO JOSÉ ANGULO	
Data: 11/02/2014	
Conceito: EXCELENTE	
PARECER:	
<p>A Tese apresenta-se bem redigida e organizada. As figuras são de boa qualidade e demonstram cuidados na sua elaboração. O conteúdo demonstra grande esforço de levantamentos de campo e de processamento dos dados. As discussões evidenciam madures científica. Os resultados obtidos e a discussão se constituem em avanço significativo no conhecimento da área e na compreensão da evolução das barreiras costeiras quaternárias. Os resultados poderão resultar em artigos científicos em revistas de circulação internacional. Em síntese, trata-se de uma excelente Tese.</p>	
Assinatura:	
	Data: 11/02/2014
Ciente do Orientador:	
Ciente do Aluno:	

ESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO DA BARREIRA HOLOCÊNICA NA REGIÃO COSTEIRA DE SANTA VITÓRIA DO PALMAR, PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL, BRASIL.

Autor: Felipe Caron

Orientador: Dr. Eduardo Guimaraes Barboza
Co-orientador: Luiz José Tomazelli

Examinador: Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Data: 11/02/2014

Conceito: *A* *ok* *mm*

Parecer:

A tese analisada trata-se de um trabalho de boa qualidade, onde o autor efetuou uma análise estratigráfica da barreira transgressiva holocênica na região de Santa Vitória do Palmar-RS, gerando como resultado final gerou um modelo evolutivo da costa ao longo do Holoceno. O autor demonstra de forma competente, através da conjunção de diferentes métodos e técnicas, que o registro da barreira holocênica transgressiva não foi somente condicionada pela subida do nível relativo do mar, tendo também o balanço sedimentar e a topografia de fundo influenciado na sua evolução.

O texto está razoavelmente bem escrito, cabendo ressaltar que existem vários erros de ortografia e de citações.

Faltou uma caracterização mais detalhada do problema a ser resolvido. Qual a problemática e qual o interesse internacional no tema? Qual a importância do estudo? No que o presente trabalho é diferente ou complementar aos trabalhos anteriores?

Os objetivos foram definidos para cada capítulo. Faltou definir um objetivo geral para tese, onde os objetivos gerais de cada capítulo estivessem contemplados. Isto daria uma visão sistêmica e integrada da tese.

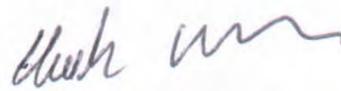
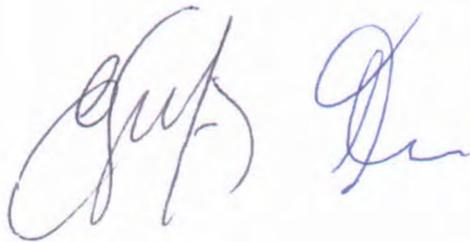
O capítulo I, que teve por objetivo avaliar os aspectos morfológicos e texturais da antepraia ^{da} ~~DA~~ barreira Holocênica em Santa Vitória do Palmar está bem estruturado, com os materiais e métodos descritos de forma sucinta e competente. Os resultados alcançados estão bem sustentados nos dados. As figuras ^{são} explicativas e complementares ao texto, embora ^{existam} algumas confusões de siglas (mesma localidade com diferentes simbologias – Pco x Pcc) que dificultam o entendimento.

O capítulo II trata da arquitetura estratigráfica e dos mecanismos controladores da sedimentação da barreira holocênica na região estudada. Este capítulo envolve um

número significativo de dados de subsuperfície (GPR e testemunhos) que permitiram a reconstrução da arquitetura de fácies da área estudada, que por sua vez resultou na elaboração de um modelo deposicional evolutivo da área em estudo (capítulo IV). Acredito que o autor poderia ter evoluído um pouco mais na discussão dos mecanismos controladores da sedimentação, comparando a barreira holocênica com outros estudos de caso na bibliografia, ressaltado as similaridades e diferenças e destacando os avanços trazidos pela presente tese.

A bibliografia utilizada é bastante atualizada, cobrindo de forma satisfatória os diferentes assuntos abordados na dissertação.

Em suma, considero a dissertação de boa qualidade, estando o Felipe Caron e seus orientadores de parabéns.



Prof. Dr. Claiton M. S. Scherer
Instituto de Geociências/UFRGS