

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**ESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA DE UMA BARREIRA
COSTEIRA TRANSGRESSIVA/REGRESSIVA,
LITORAL NORTE DO RIO GRANDE DO SUL, BRASIL**

LEONARDO GONÇALVES DE LIMA

ORIENTADOR:

Prof. Dr. Sérgio Rebello Dillenburg

CO-ORIENTADOR:

Prof. Dr. Eduardo G. Barboza

COMISSÃO EXAMINADORA:

Prof. Dr. Luiz José Tomazelli

Prof. Dra. Maria Cristina de Souza

Prof. Dr. Nils Edvin Asp Neto

Tese de Doutorado apresentada como requisito
parcial para a obtenção do título de Doutor em
Geociências.

Porto Alegre, 2012

Lima, Leonardo Gonçalves de
Estratigrafia e evolução holocênica de uma barreira
costeira transgressiva/regressiva, Litoral Norte do Rio Grande
do Sul, Brasil. / Leonardo Gonçalves de Lima. - Porto Alegre:
IGEO/UFRGS, 2012.
119 f.] il.

Tese (Doutorado). - Universidade Federal do Rio Grande
do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação
em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2012.
Orientador: Prof. Dr. Sérgio Rebello Dillenburg
Co-Orientador: Prof. Dr. Eduardo Guimarães Barboza

1. Geologia Marinha. 2. Evolução Costeira. 3. Barreiras
Costeiras. 4. Estratigrafia. 5. Transgressão/Regressão I. Título.

Catálogo na Publicação
Biblioteca Geociências - UFRGS
Renata Cristina Grun CRB 10/1113

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer minha família por sempre me apoiar nas minhas realizações e a minha esposa (Cláudia) por partilhar todas as experiências comigo.

Meus sinceros agradecimentos ao meu orientador Prof. Dr. Sérgio Dillenburg pela oportunidade de estudar a singularidade da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS) ao longo do meu mestrado e doutorado, e ao meu amigo Prof. Dr. Francisco Buchmann por todos os ensinamentos passados durante a minha formação.

Um muito obrigado a querida Prof. Dr. Svetlana Medeanic (em memória) que me mostrou o universo dos palinomorfos e o valor da ciência.

Gostaria de agradecer ao pessoal do CECO e aos meus amigos pela ajuda nos trabalhos de campos na PCRS: Felipe Caron, Boris (Rogério), Luana, Anderson, Júlio, Michel, Luciano, Miguel, Stevaux, Thiago e Maria Luíza.

Um muito obrigado aos proprietários das áreas onde foram realizadas as etapas de campo desta tese, Sr. Inácio e Sr. Valim.

Por fim, agradeço a todos que de alguma forma contribuíram para esta Tese de Doutorado, principalmente ao Curso de Pós-graduação em Geociências da UFRGS pelo apoio recebido e oportunidade.

SUMÁRIO.....	IV
RESUMO.....	VI
ABSTRACT.....	VII
LISTA DE FIGURAS.....	VIII
LISTA DE TABELAS.....	IX
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Objetivos.....	3
1.2. Justificativa.....	4
2. CONFIGURAÇÕES REGIONAIS	
2.1. O Clima e a Hidrodinâmica Costeira.....	4
2.2. Geologia da Planície Costeira do Rio Grande do Sul.....	5
2.2.1. Sistemas deposicionais.....	7
2.3. Variação do nível do mar no Holoceno.....	9
3. MÉTODOS	
3.1. Etapas de Campo.....	10
3.2. Etapas de Laboratório.....	12
4. RESULTADOS	
4.1. CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA.....	14
4.2. REGISTRO GEOFÍSICO (Radar de Penetração de Solo - GPR).....	23
4.2.1. Transecto ITAPEVA	
Perfil GPR-1.....	27
Perfil GPR-2.....	32
Perfil GPR-3.....	33
4.2.2. Transecto ARROIO DO SAL	
Perfil GPR-4.....	34

4.3. REGISTRO SEDIMENTAR (Sondagens SPT e Vibrocore).....	39
4.3.1. Sondagens ITAPEVA.....	42
Sondagem IT-8.....	42
Sondagem IT-3.....	47
Sondagem IT-4.....	53
Sondagem IT-5.....	59
4.3.2. Sondagens RONDINHA NOVA.....	62
Sondagem IT-6.....	63
Sondagem FS-15.....	66
Sondagem FS-16.....	68
Sondagem FS-17.....	70
4.3.3. Sondagens ARROIO DO SAL.....	73
Sondagem IT-7.....	73
Sondagem IT-1.....	75
Sondagem IT-2.....	80
5. INTEGRAÇÃO DOS RESULTADOS E DISCUSSÃO	
5.1.1. TRANSECTO ITAPEVA.....	83
5.1.2. TRANSECTO RONDINHA NOVA.....	95
5.1.3. TRANSECTO ARROIO DO SAL.....	100
5.2. MODELO EVOLUTIVO.....	104
6. CONCLUSÕES.....	108
6.1. Referências Bibliográficas.....	110

RESUMO

No presente estudo, a origem e evolução da barreira costeira holocênica do litoral norte do Rio Grande do Sul, setor entre Torres e Curumim, foi definida por uma unidade basal transgressiva (retrogradacional) antecedendo uma regressiva (progradacional). A transição entre estas unidades (transgressiva/regressiva) ocorreu antes de ter sido atingido o nível mais alto da Transgressão Marinha Pós-Glacial (6–5 ka), gerando durante a progradação da barreira uma fase de regressão normal, sucedida de uma fase de regressão forçada. Sondagens geotécnicas Standard Penetrating Test (SPT), vibrocore e perfis de Ground Penetrating Radar (GPR) integram a aquisição de dados do registro sedimentar. Análises sedimentológicas, paleontológicas e geocronológicas fundamentam a descrição e a interpretação das fácies sedimentares e suas associações. A base do registro holocênico corresponde a ambientes continentais e costeiros pré-transgressão (pântanos basais), resultantes da inundação inicial da topografia antecedente (substrato pleistocênico) pelo lençol freático que acompanhava o nível do mar em elevação. Gradativamente o nível do mar inundou estes ambientes dando início a fase transgressiva da barreira, quando ambientes lagunares/estuarinos ocuparam a retaguarda da barreira na proximidade de canais de ligação laguna/oceano. Neste tempo, deltas de maré de enchente ocupavam posições avançadas continente adentro nestes canais, e a morfologia da barreira transgressiva correspondia à morfologia de leques de sobrelavagem que migravam em direção ao continente, como resultado do transporte dos sedimentos da praia para a retaguarda da barreira. Assim, enquanto no extremo continental da barreira os leques de sobrelavagem eram depositados sobre os sedimentos lagunares/estuarinos, no extremo oceânico da barreira estes depósitos eram erodidos durante a migração da superfície de ravinamento em direção ao continente. Os últimos eventos de deposição de leques de sobrelavagem, datados em 7,2 ka, ocorreram em sincronia com o fechamento dos canais de ligação, indicando o término da fase transgressiva. Após este isolamento da retrobarreira, os sedimentos litorâneos que anteriormente eram transportados transversalmente à linha de costa, pelos canais de ligação e processos de sobrelavagem adquirem uma componente de transporte longitudinal na ordem de centenas de quilômetros, iniciando efetivamente a fase regressiva (progradacional) da barreira. Com o nível do mar ainda em elevação, esta fase inicial de progradação da barreira correspondeu a uma regressão normal. Esta fase perdurou até o nível de mar mais alto da Transgressão Marinha Pós-Glacial (6–5 ka) sendo então sucedida por uma fase de regressão forçada até os dias atuais.

ABSTRACT

In this study the origin and evolution of the Rio Grande do Sul northern coast (sector between Torres and Curumim) was defined as a basal transgressive unit (retrogradational) followed by a regressive (progradational) one. The transition between these units (transgressive/regressive) occurred before the higher level of the Post-Glacial Marine Transgression was reached, resulting in a phase of normal regression followed by a forced regression during the process of barrier progradation. Standard Penetrating Test (SPT), vibrocore borehole and Ground-penetrating Radar (GPR) profiles integrated the acquisition data of the sedimentary record. Sedimentological, paleontological and geochronological analyses were the base of the description and interpretation of sedimentary facies and their association. The basal record of the Holocene corresponds to a pre-transgression continental and coastal environments (basal swamps) associated to the flooding of the antecedent topography (Pleistocene substrate), as a consequence of the rising of both the water table and sea-level. Gradually the sea-level proportioned the flooding of these environments initiating the transgressive barrier phase, when lagoonal/estuarine environments occupied the rear of the barriers, in the vicinity of lagoonal inlets. At this time, flood tidal deltas occupied the distal positions of these inlets, while the transgressive barrier morphology corresponded to washover morphology, which migrated towards mainland carrying sediment from the beach to the backbarrier. Thus, while in the continental side of the barrier washover processes were depositing beach sands over lagoonal/estuarine sediments, in the oceanic side of the barrier these deposits were eroded by waves and longshore currents, during the process of migration of the ravinement surface towards the mainland. The latest events of washover deposition dated on 7.2 ka, occurred coupled with the closure of inlets, indicating the end of the transgressive phase. After this isolation of the backbarrier, the littoral sediments that were transported across the coastline by the connecting channels and washover processes acquired a longitudinal component transport of hundreds of kilometers, and thus effectively starting the phase of regression of the barrier at around 7.2 ka. With the sea-level even still rising, this initial stage of barrier progradation corresponded to a normal regression. This phase lasted until the higher sea level of the Post-Glacial Marine Transgression (6-5 ka) was reached and then was succeeded by a phase of forced regression up to the current day.

ÍNDICE DE FIGURAS		Página
Figura 1	Sistema de barreiras costeiras onde se distingue a fase transgressiva e a fase regressiva da barreira costeira. O limite entre as duas fases é uma superfície erosiva (Superfície de Ravinamento). (modificado de ROY et al. 1994).	2
Figura 2	Mapa geológico simplificado da PCRS, mostrando a distribuição dos principais sistemas deposicionais e, ressaltada no círculo, a localização da área de estudo, o setor Torres-Curumim (Modificado de TOMAZELLI e VILLWOCK, 1996).	6
Figura 3	Perfis esquemático (O-E) transversal aos sistemas deposicionais da PCRS correlacionadas à curva isotópica de oxigênio de IMBRIE <i>et al.</i> 1984 (extraído de TOMAZELLI e VILLWOCK, 2000).	7
Figura 4	Curva do nível do mar para a costa brasileira segundo CORREA <i>et al.</i> , (1995). B) Envelope do nível do mar para a costa brasileira ao sul de 28° S (modificado de ANGULO <i>et al.</i> 2006).	9
Figura 5	Antena GSSI de 200 Mhz anexada ao odometro em arranjo <i>Common Off Set</i> .	10
Figura 6	Tipos de sondagens utilizadas A) Sondagem tipo VIBROCORE; B) Sondagem tipo SPT.	11
Figura 7	Histograma de frequência dos intervalos granulométricos definidos pelos sensores do CILAS em correspondência com seu diâmetro em phi.	13
Figura 8	Altimetria SRTM do setor costeiro Torres-Tramandaí.	15
Figura 9	Detalhe da barreira holocênica fig.8 na localidade de Rondinha Nova. Junto à margem da lagoa uma grande duna transgressiva vegetada contrasta com a topografia plana do restante da barreira. Na esquerda do mapa pode-se delinear o contato da Formação Botucatu com a PCRS.	15
Figura 10	Formação Botucatu aflorando na margem oeste da Lagoa Itapeva. A localização da foto é apresentada na figura 9 com uma seta branca.	16
Figura 11	Imagem SPOT 1 da área de estudo. Próximo a praia em tom mais claro (~1,5 km) o sistema eólico ativo (atual) da barreira costeira.	16
Figura 12	Localização dos transectos ARROIO DO SAL, RONDINHA NOVA e ITAPEVA em relação a RS-389. Imagem SPOT 1.	18
Figura 13	Perfis topográficos RTK ortogonais a costa e localização das sondagens e perfis GPR-1 e GPR-4. Escalas em metros.	19
Figura 14	Corte transversal a duna transgressiva vegetada junto à margem lagunar posicionada a direita da foto. Ao centro da foto escala (pessoa) de 1,90 m e a direita um corte estratigráfico expondo o mergulho da face de deslizamento no sentido NO.	20
Figura 15	Área interduna alagada.	21
Figura 16	Corte de drenagem (sangradouro) truncando o pós-praia e exibindo a estratificação cruzada de baixo ângulo do estrirâncio, destacada visualmente pela elevada concentração de minerais pesados em alguns estratos (escala 10 cm).	22
Figura 17	Interpretação das radar-fácies para a área de estudo.	26
Figura 18	Localização das sondagens SPT e perfilagens de GPR no transecto Itapeva. Imagem SPOT1	28
Figura 19	Contexto deposicional da <i>Rf4ls</i> ressaltando sua posição quanto à morfologia da barreira no momento da penetração do leque de sobrelavagem (adaptado de SCHWARTZ, 1982).	29
Figura 20	Detalhamento do Perfil GPR-1 no transecto Itapeva. O perfil-A intercepta as sondagens IT-3 e IT-4 e o perfil B a sondagem IT-5.	31
Figura 21	Perfil GPR-2 com orientação longitudinal a linha de costa. Localização na figura 18.	32
Figura 22	Perfil GPR-3 no transecto Itapeva Praia. Localização fig.18.	33
Figura 23	Localização do perfil GPR-4 interceptando as sondagens SPT e VIBROCORE no transecto Arroio do Sal. Imagem SPOT 1.	34
Figura 24	Perfil GPR-4 no transecto Arroio do Sal. Detalhamento do perfil-A de orientação NO-SE interceptado pela sondagem VIBROCORE IT-7 e do Perfil-B de orientação NE-SW (longitudinal a barreira) com as Rf correlacionadas ao perfil-A.	37
Figura 25	Detalhamento da perfilagem GPR-4 no transecto Arroio do Sal, perfil-C de orientação NO-SE interceptando a sondagem IT-1 e perfil-D de orientação NO-SE e interceptando a sondagem IT-2.	38

Figura 26	Mapa de localização das sondagens. Imagem SPOT 1.	40
Figura 27	Perfil de sondagem VIBROCORE IT-8 no transecto Itapeva. Localização nas figuras 18 e 25.	45
Figura 28	Diagramas de frequências de 20 níveis P1 a P20 da sondagem IT-8 quanto à palinomorfos acima e de estruturas silicosas abaixo.	46
Figura 29	Histograma de frequências simples da amostra de superfície localizada junto ao primeiro cordão de dunas junto à margem leste da Lagoa Itapeva.	47
Figura 30	Perfil de sondagem SPT IT-3 no transecto Itapeva. Localização na fig. 18 e 26.	51
Figura 31	Diagramas de frequências de 6 níveis da sondagem IT-3 quanto a palinomorfos acima e de estruturas silicosas abaixo.	52
Figura 32	Perfil de sondagem SPT IT-4 no transecto Itapeva. O material paleontológico foi fotografado à escala gráfica de 5 mm.	57
Figura 33	Diagramas de frequências das análises micropaleontológicas da sondagem IT-4 quanto à palinomorfos acima e de estruturas silicosas abaixo.	58
Figura 34	Perfil de sondagem IT-5. O material paleontológico é proveniente da profundidade de -20 m e a escala gráfica a 5 mm. Localização nas figuras 18 e 26.	61
Figura 35	Localização das sondagens tipo SPT (FS-15, FS-16, FS-17) e VIBROCORE (IT-6) no transecto Rondinha Nova. Imagem SPOT 1.	62
Figura 36	Perfil de sondagem VIBROCORE IT-6 no transecto Rondinha Nova. Localização nas figuras 26 e 35. O conteúdo paleontológico foi fotografado e referido a profundidade de amostragem e a escala de 5 mm.	65
Figura 37	Perfil de sondagem SPT FS-15 no transecto Rondinha Nova. Localização nas fig. 26 e 35.	67
Figura 38	Perfil de sondagem SPT FS-16 no transecto Rondinha Nova. Localização nas fig. 26 e 35.	69
Figura 39	Perfil de sondagem SPT FS-17 no transecto Rondinha Nova. Localização na fig. 26 e 35.	72
Figura 40	Perfil de sondagem VIBROCORE IT-7 no transecto Arroio do Sal. Localização nas figuras 23 e 26.	74
Figura 41	Granulometria da sondagem IT-1 A) profundidade -19,5 m e B) profundidade de -17 m.	76
Figura 42	Perfil de sondagem SPT IT-1 no transecto Arroio do Sal. Localização nas figuras 23 e 26.	78
Figura 43	Frequências das análises micropaleontológicas: acima palinomorfos e abaixo estruturas silicosas (profundidade em metros).	79
Figura 44	Detalhe da granulometria da sondagem IT-2. Histograma de uma lente da lama de 2 mm de espessura na fácies-AS arenosa.	80
Figura 45	Perfil de sondagem SPT IT-2 no transecto Arroio do Sal. Localização fig.23 e 26.	82
Figura 46	Composição estratigráfica do transecto Itapeva (profundidade e distância em metros; exagero vertical de 23X).	88
Figura 47	Suprimento sedimentar em barreiras transgressivas (modificado de SWIFT e THORNE, 1991).	90
Figura 48	Composição do transecto estratigráfico Rondinha Nova (profundidade e distância em metros, exagero vertical-23X).	99
Figura 49	Composição estratigráfica do transecto Arroio do Sal (profundidade e distância em metros; exagero vertical-23X).	103
Figura 50	Modelo evolutivo simplificado para a área de estudo. A-fase pré-transgressão B-fase transgressiva; C-fase regressiva desenvolvida sob condições de regressão normal; D-fase regressiva atual desenvolvida sob condições de regressão forçada. Abaixo a direita, um esboço de curva simplificada de variação do nível do mar, com a cronologia de formação (desenvolvimento) das fácies.	105
Figura 51	Aproximação da posição do máximo transgressivo e eustático para a área de estudo.	108
ÍNDICE DE TABELAS		Página
Tabela 1	Cotas altimétricas das sondagens em relação ao NMM.	17
Tabela 2	Idades das amostras de ¹⁴ C	39
Tabela 3	Fácies Sedimentares	41

1. INTRODUÇÃO

Inúmeros aspectos econômicos que envolvem as barreiras costeiras justificam o amplo interesse sobre o estudo destes sistemas deposicionais. Enquanto os depósitos modernos são habitados por grande parte da população mundial, no registro geológico antigo são tidos como potenciais reservatórios de petróleo. Desta forma, um completo entendimento dos mecanismos envolvidos na evolução desses depósitos, apresenta-se atualmente como de premente necessidade, dada a crescente demanda por recursos naturais e usos conflitivos deste espaço físico.

Barreiras costeiras são comumente descritas ao redor do mundo como sendo formada por uma estrutura relativamente simples (transgressivas ou regressivas). Somente o estudo estratigráfico de sub-superfície destas barreiras é capaz de determinar sua estrutura interna e, portanto sua natureza transgressiva e/ou regressiva. Mesmo assim, uma precisa identificação destes depósitos deve sempre que possível considerar uma abordagem multidisciplinar (*e.g.* KRAFT, 1971; KRAFT e JOHN, 1979).

A origem de todos os sistemas de barreiras costeiras modernas foi decorrente da elevação do nível do mar por ocasião da Transgressão Marinha Pós-Glacial (FIELD e DUANE, 1974; SWIFT, 1976; SWIFT e THORNE 1991; ROY *et al.*, 1994; COWELL *et al.*, 1999). Ao longo da trajetória transgressiva, a linha de costa eventualmente assumiu um caráter regressivo (regressão normal) em função de um elevado suprimento sedimentar, redução na taxa de elevação do nível do mar, ou mesmo variáveis da topografia antecedente (BELKNAP e KRAFT, 1985). A atuação destes fatores provoca a inversão, de um registro deposicional retrogradante basal (transgressivo) e um progradante (regressivo), separados por uma superfície de ravinamento (fig.1).

No Holoceno esta alternância de fase transgressiva para regressiva em barreiras costeiras é encontrada sob condições de: 1 – Nível do mar em contínua elevação; como na costa leste norte-americana e na costa da Holanda (*e.g.* CURRAY *et al.*, 1969; DILLON, 1970; KRAFT *et al.*, 1987; BEETS *et al.*, 1992; COWELL *et al.*, 1999); 2 – Nível do mar em elevação seguido de uma situação de nível do mar estável; como na costa sudeste da Austrália (*e.g.* THOM e ROY, 1983 THOM, 1984; ROY, 1994; ROY *et al.*, 1994; LESSA e MASSELINK, 2006); 3– Em condições de nível de mar em elevação seguido de um lento e progressivo rebaixamento; como observado na costa brasileira (*e.g.* DOMINGUEZ e WANLESS, 1991; SOUZA, 2005; DILLENBURG *et al.*, 2000; DILLENBURG *et al.*, 2006).

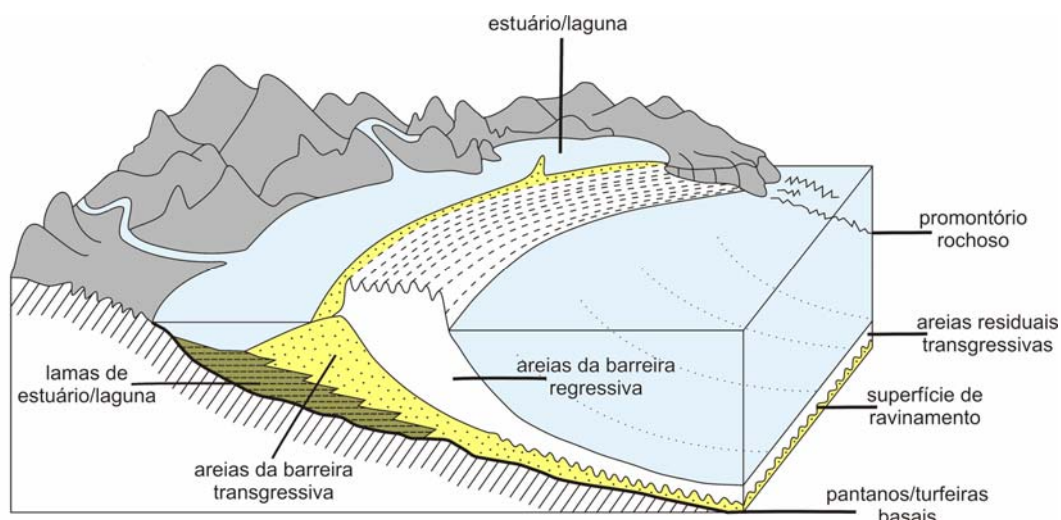


Figura 1: Sistema de barreiras costeiras onde se distingue a fase transgressiva e a fase regressiva da barreira costeira. O limite entre as duas fases é uma superfície erosiva (Superfície de Ravinamento) (modificado de ROY *et al.* 1994).

No entanto somente esta última condição do nível do mar (3) possibilita avaliar as relações entre a transição transgressivo/regressivo e seus principais controladores: o suprimento sedimentar e a variação do nível de mar, permitindo dimensionar, em longo período, uma aproximação da relação entre suprimento sedimentar e o espaço de acomodação na região costeira analisada. Assim, três hipóteses para a cronologia (o tempo) de inversão transgressivo/regressivo são possíveis: 1 – A inversão (ou início da fase de regressão forçada) coincide com o nível do mar mais alto da TMP indicando uma situação de igualdade entre as taxas de suprimento sedimentar e a geração de espaço de acomodação (suprimento = acomodação); 2 – A inversão antecede o nível do mar mais alto da TMP indicando uma situação de elevado suprimento sedimentar (suprimento > acomodação), provocando uma fase inicial de regressão normal, seguida de uma fase de regressão forçada (após o nível do mar mais alto da TMP); 3 – A inversão sucede o nível do mar mais alto TMP indicando uma situação de déficit de sedimentos (suprimento < acomodação) resultando tardiamente numa fase de regressão forçada.

Segundo DILLENBURG *et al.*, (2006) a barreira costeira holocênica na região de Curumim litoral norte do RS apresenta características que permitem interpretar que a inversão do comportamento transgressivo para regressivo antecedeu o nível do mar mais alto da TMP. No entanto, este estudo abordou somente a fase regressiva da barreira costeira, não sendo possível definir espaço-temporalmente a transição das fases transgressiva/regressiva nem como se desenvolveu a fase transgressiva antes da transição.

1.1. OBJETIVOS

Para contribuir neste entendimento, este estudo tem como objetivo geral identificar e caracterizar o registro sedimentar da transição entre as fases transgressiva e regressiva da barreira costeira holocênica no setor Torres–Curumim, no litoral norte do Rio Grande do Sul. Especificamente, propõem-se:

1. Descrever a estratigrafia e o padrão de radarfácies da barreira costeira na transição entre as fases transgressiva e regressiva.
2. Estabelecer a cronologia desta transição.
3. Analisar as propriedades composicionais dos sedimentos presentes nesta zona de transição.
4. Através de análises paleontológicas do registro sedimentar, avaliar as mudanças ambientais que acompanharam essa transição.
5. Construir um modelo evolutivo para a barreira costeira neste setor.

1.2. JUSTIFICATIVA

Além do interesse estritamente acadêmico, a identificação desta transição prediz a existência de estoques de areia potencialmente gigantescos, formados tanto na fase transgressiva como na fase regressiva de uma barreira costeira, sendo tidos como análogos de reservatórios de hidrocarbonetos e águas subterrâneas (DEVINE, 1991; SNEDDEN E DALRYMPLE, 1999 e POSAMENTIER, 2002). No Rio Grande do Sul, estima-se que, juntas, as duas barreiras regressivas holocênicas (segmento Estreito-Verga e Torres-Tramandaí) perfaçam um total de 11 bilhões de m³ de areia. A área de estudo localiza-se no extremo norte deste último segmento especificamente no setor entre Torres e Curumim (fig.2).

2. CONFIGURAÇÕES REGIONAIS

2.1. O CLIMA E A HIDRODINÂMICA COSTEIRA

A situação latitudinal e a proximidade do mar incluem a Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS) dentro da Zona Subtropical Sul sob o controle básico de massas de ar marítimas, de origem tropical e polar. O clima é do tipo temperado, úmido, com uma taxa de precipitação média de 1300 mm, bem distribuída ao longo do ano (NIMER, 1990).

O clima da região sofre uma influência fundamental de dois centros de alta pressão: o Anticiclone semi-permanente do Atlântico Sul e o Anticiclone Móvel Polar (NIMER, 1977). A ação destes dois centros dinâmicos controla, entre outras características climáticas, o regime de ventos, um dos agentes mais importantes na morfogênese da planície costeira.

O regime de ventos, de alta energia, é de natureza bimodal. O vento dominante, proveniente das bordas do Anticiclone do Atlântico Sul, incide de NE e torna-se mais ativo nos meses de primavera e verão. O vento secundário, associado à atividade do Anticiclone Móvel Polar, incide de O-SO e torna-se mais importante nos meses de outono e inverno (TOMAZELLI, 1993).

A amplitude média da maré astronômica na costa do Rio Grande do Sul situa-se em torno de 0,5 m. Em consequência deste regime de micromarés, o transporte e a deposição de sedimentos são dominados pela ação das ondas e correntes litorâneas a elas associadas (TOMAZELLI e VILLWOCK, 1992). O regime de ondas é caracterizado pela ocorrência de uma ondulação (*swell waves*) de longo período proveniente de SE e por vagas locais (*sea waves*) provenientes principalmente de E-NE, com altura média de onda significativa de 1,5 m (MOTTA, 1967). Especialmente durante os meses de outono e inverno, o regime normal de ondas é episodicamente perturbado pela ocorrência de ondas de tempestade (*storm waves*) associadas à passagem de frentes frias provenientes do sul (CALLIARI et al., 1996).

2.2. GEOLOGIA DA PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL

A PCRS corresponde à morfologia da parte proximal, emersa, da Bacia de Pelotas, uma bacia marginal aberta que, como consequência dos processos de abertura e expansão do Atlântico Sul, desenvolveu-se no extremo sul da margem continental brasileira. A bacia acumulou um pacote de sedimentos predominantemente siliciclásticos que alcança, em seu depocentro, uma espessura superior a 12 km (FONTANA, 1996). A PCRS é uma expressão geomorfológica superficial da porção mais proximal deste pacote sedimentar (fig.2).

Os depósitos sedimentares acumulados na PCRS são provenientes da erosão de duas áreas fontes principais. Na porção central e sul as fontes são representadas pelas rochas ígneas e metamórficas pré-cambrianas do Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense. Na porção norte da planície as fontes principais são as rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná, de idade paleozoica e mesozoica (fig.2).

A plataforma continental adjacente à planície costeira alcança uma largura média de cerca de 150 km e é coberta principalmente por sedimentos clásticos terrígenos com concentrações de cascalho biodetrítico (MARTINS et al., 1967). A plataforma interna é, na sua maior parte, coberta por areias terrígenas de composição e textura muito semelhantes aos sedimentos praias adjacentes.

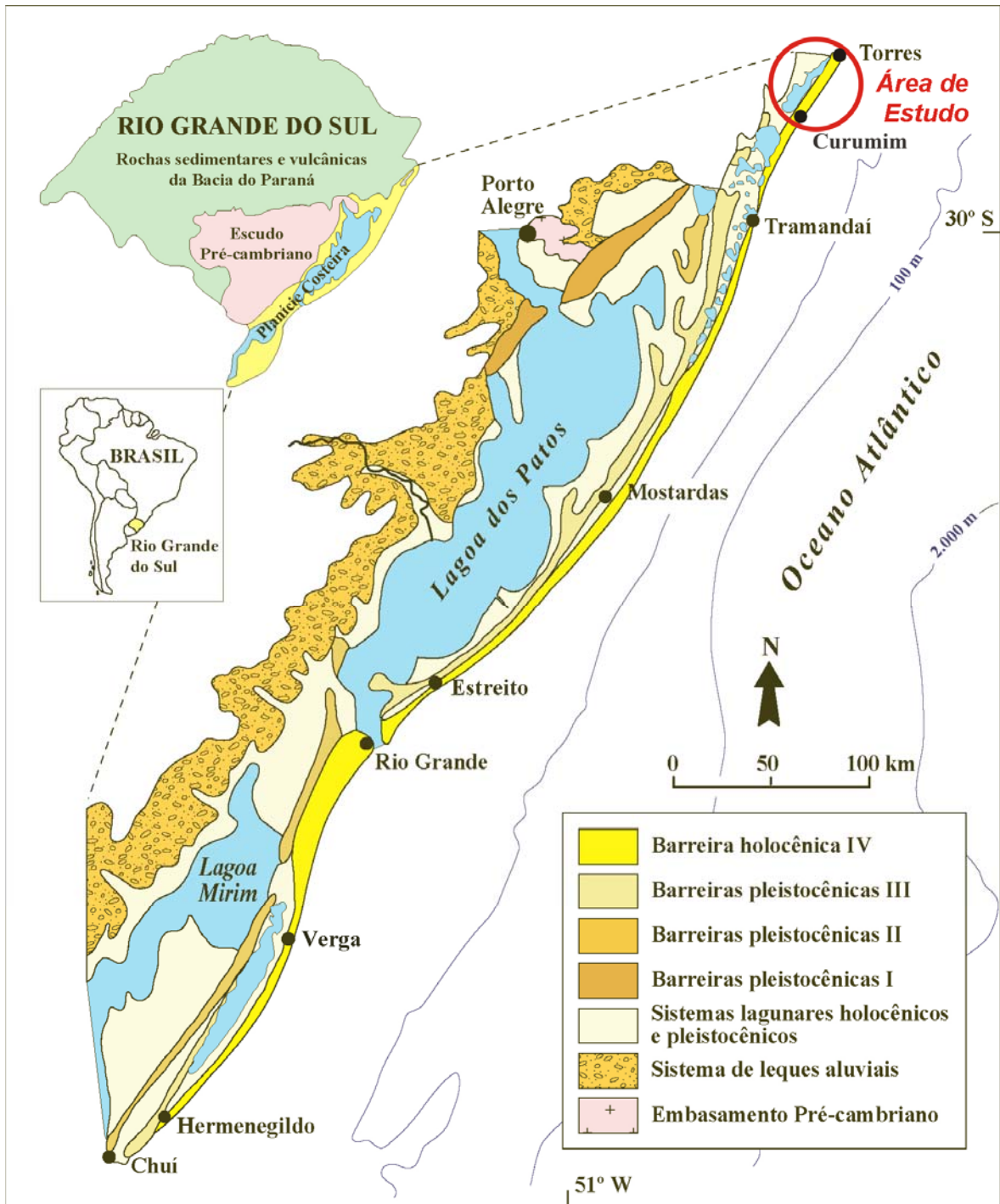


Figura 2: Mapa geológico simplificado da PCRS, mostrando a distribuição dos principais sistemas deposicionais e, ressaltada no círculo, a localização da área de estudo, o setor Torres-Curumim (Modificado de TOMAZELLI e VILLWOCK, 1996).

2.2.1. SISTEMAS DEPOSICIONAIS

De acordo com VILLWOCK *et al.* (1986), a PCRS se desenvolveu sob o controle de dois tipos principais de sistemas deposicionais: (1) um sistema de leques aluviais, que ocupa uma faixa contínua ao longo da parte mais interna da planície costeira, e (2) quatro distintos sistemas deposicionais transgressivos-regressivos do tipo laguna-barreira (fig. 2 e 3).

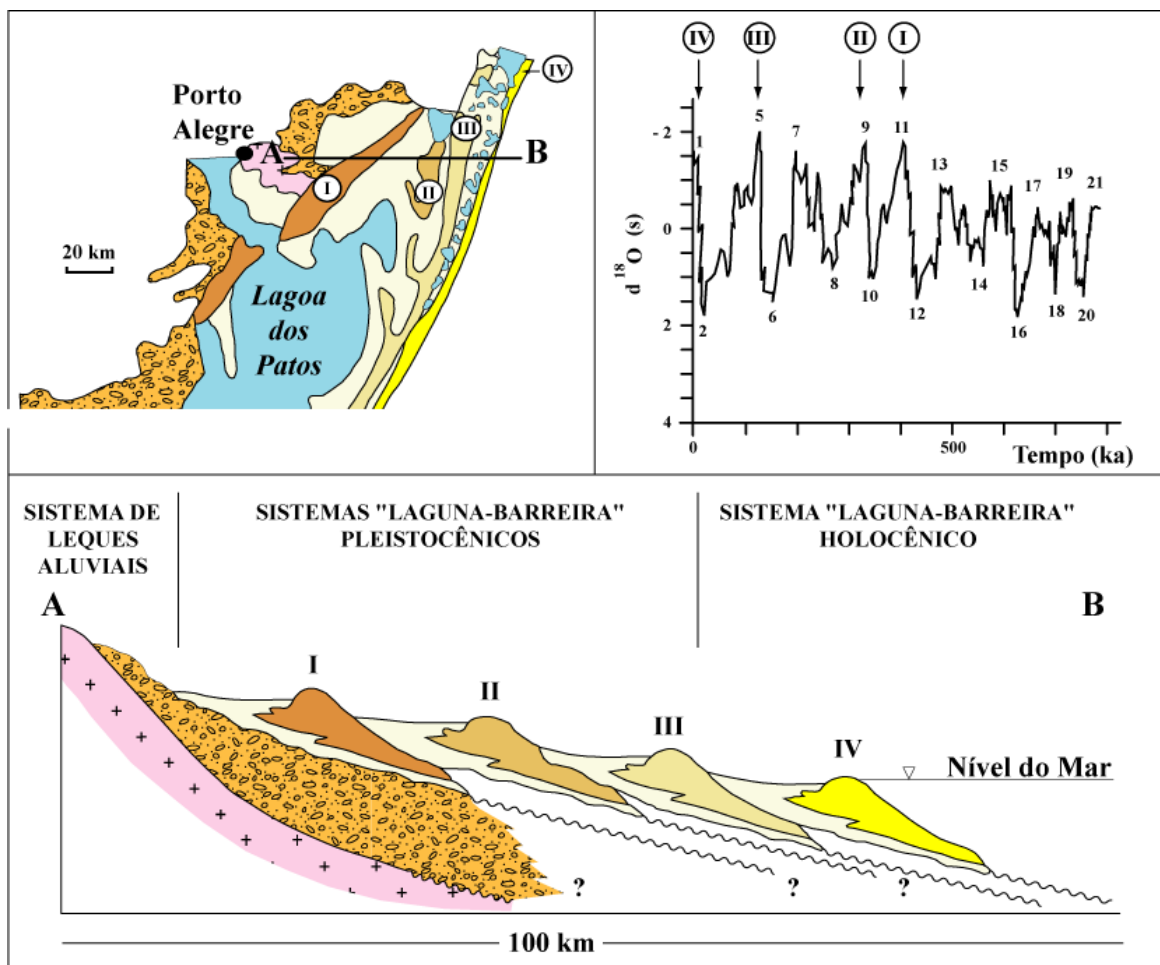


Figura 3: Perfis esquemático (O-E) transversal aos sistemas deposicionais da PCRS correlacionadas à curva isotópica de oxigênio de IMBRIE *et al.* 1984 (extraído de TOMAZELLI e VILLWOCK, 2000).

O sistema de leques aluviais engloba o conjunto de fácies sedimentares resultantes de processos de transporte associados aos ambientes de encosta adjacentes à planície costeira. As fácies incluem, na parte mais proximal, depósitos resultantes de

processos gravitacionais, e nas partes médias e distais dominam depósitos de correntes tratativas.

As flutuações glácio-eustáticas do nível do mar durante o Quaternário produziram grandes deslocamentos laterais da linha de costa na plataforma continental e PCRS. A baixa declividade destas duas feições morfológicas, a energia ambiental dominada por ondas e o elevado suprimento sedimentar arenoso foram fatores que estimularam o desenvolvimento de sistemas deposicionais de barreiras costeiras associados aos ciclos transgressivos-regressivos. Quatro destes sistemas foram preservados e podem ser identificados na paisagem da atual planície costeira, sendo três de idade pleistocênica e um de idade holocênica (VILLWOCK *et al.*, 1986).

Em sua fase transgressiva, o primeiro ciclo transgressivo-regressivo retrabalhou a porção distal dos leques aluviais e deu origem a um sistema laguna-barreira que ficou bem preservado na parte NO da planície costeira (barreira I). O segundo ciclo foi responsável pelo início da construção da barreira arenosa que isolou a Lagoa dos Patos e a Lagoa Mirim (barreira II). O terceiro ciclo adicionou mais um sistema do tipo laguna-barreira completando o fechamento da Lagoa dos Patos (barreira III). Os depósitos correlacionáveis a este sistema se estendem, de maneira quase contínua, ao longo de toda a planície costeira. A fase regressiva que se seguiu atingiu seu máximo há aproximadamente 18.000 anos AP, transformou os sistemas lagunares Patos e Mirim em grandes planícies fluviais que estendiam-se pela plataforma continental aprofundando seus vales até chegar à linha de costa situada a aproximadamente 120 m abaixo do atual nível do mar (CORREA, 1995).

O sistema deposicional mais recente do tipo laguna-barreira da PCRS desenvolveu-se durante o Holoceno. Neste sistema torna-se claro que a barreira holocênica não apresenta a mesma natureza morfológica ao longo da costa. DILLENBURG *et al.* (2000) propôs que, em uma escala de longo período que setores costeiros correspondentes a reentrâncias e projeções costeiras refletem a topografia antecedente, constituindo-se, portanto, em uma herança geológica. Sutis variações no declive da plataforma continental, ao longo da costa do RS, são acompanhadas por variações da orientação da linha de costa. Quando a configuração desta última muda de côncava para convexa (projeção costeira), o gradiente da plataforma apresenta-se mais íngreme. De modo inverso, quando a linha de costa muda de convexa para côncava (reentrância costeira), o declive da plataforma

interna apresenta-se mais suave. Nas reentrâncias e projeções costeiras, desenvolvem-se respectivamente, barreiras regressivas e transgressivas.

A barreira holocênica da PCRS é formada basicamente por areias quartzosas, finas a muito finas (MARTINS, 1967), e que apresentam, em certos locais, elevadas concentrações de minerais pesados (DILLENBURG *et al.*, 2004). O campo de dunas eólicas é bem desenvolvido, com uma largura variável de 2 a 8 km. O sistema lagunar holocênico é representado por um conjunto de lagunas e lagoas costeiras. Areias finas a muito finas, lamas e turfas heterogêneas são os principais sedimentos acumulados nos diversos ambientes deposicionais componentes do sistema lagunar holocênico.

2.3. VARIAÇÃO DO NÍVEL DO MAR NO HOLOCENO

No Brasil, assim como ao redor do globo, há um consenso quanto ao comportamento do nível do mar durante o Pleistoceno Tardio/início do Holoceno. A última transgressão teve início há cerca de 17.500 anos AP quando o nível do mar estava aproximadamente 130 m abaixo do atual. Após isto o nível do mar subiu com taxas de 1.2 cm/ano, variando de 0.6 cm/ano (14.000 a 12.000 anos AP) para 1.9 cm/ano (8.000 a 6.500 anos AP) (CORREA *et al.*, 1995). Não existem dados confiáveis a respeito das mudanças do nível relativo do mar para o Holoceno Médio a Tardio no litoral do RS. No entanto, as curvas de nível do mar obtidas para uma região costeira, distante cerca de 130 km ao norte do RS mostram o nível de mar mais alto da TMP ocorrente há cerca de 6.000-5.000 cal anos AP, quando o nível relativo do mar chegou a poucos metros (1 a 3 m) acima do seu nível atual, seguido por uma declínio contínuo até os dias atuais (taxas de 0,4 mm/ano) (MARTIN *et al.*, 2003; ANGULO *et al.*, 2006-fig.4)

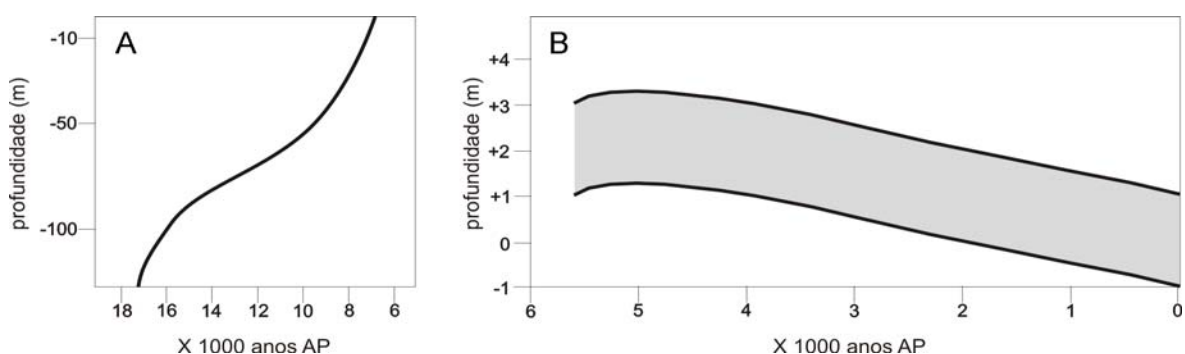


Figura 4: A) Curva do nível do mar para a costa brasileira (modificado de CORREA *et al.*, 1995). B) Envelope do comportamento do nível do mar para a costa brasileira ao sul de 28° S (modificado de ANGULO *et al.*, 2006).

3. MÉTODOS

3.1. Etapas de Campo

Levantamentos preliminares de campo foram executados no intuito de solicitar a autorização de entrada nas propriedades particulares da área de estudo. Posteriormente foi realizada a conferência em campo de feições geomorfológicas identificadas em mapas topográficos *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) e imagens *Système Probatoire de l'Observation de la Terre* (SPOT 1) banda pancromática.

Uma vez selecionados as áreas de interesse iniciou-se a aquisição de registros de GPR (*Ground-penetrating Radar*) num total de 4 km perfilados. A configuração utilizada resume-se a um modulo GSSI (*Geophysical Survey Systems Inc.*) SIR-3000 e uma antena GSSI de 200 Mhz de frequência central, em arranjo *Common Off Set* que consiste no deslocamento simultâneo da antena receptora e transmissora, mantendo-se uma distância fixa entre elas (fig.5). Com base nos resultados das perfilagens de GPR, foram definidos refletores alvos que orientaram escolha dos locais de execução de 8 sondagens SPT (*Standard Penetrating Test*) e 3 sondagens do tipo VIBROCORE (fig.6).

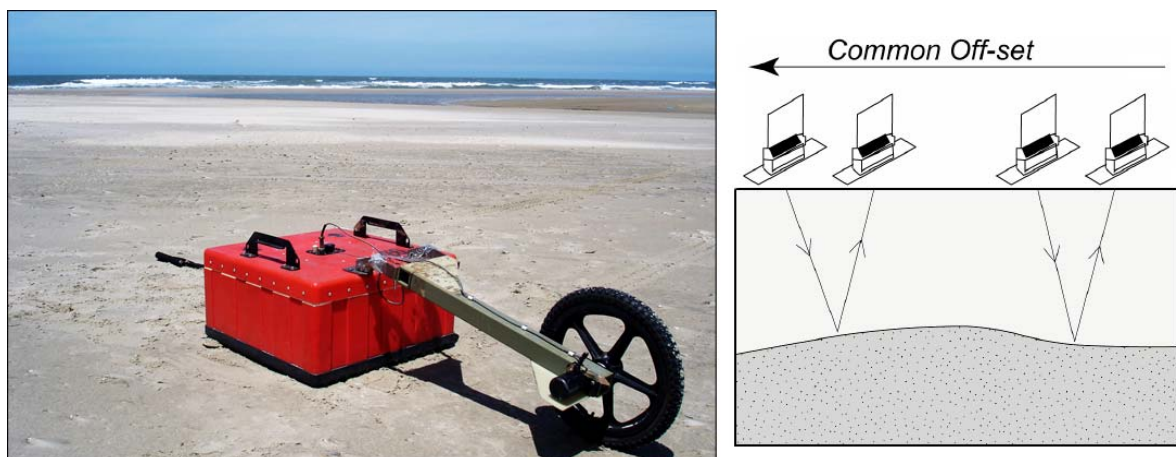


Figura 5: Antena GSSI de 200 Mhz utilizada em arranjo *Common Off Set*.



Figura 6: Tipos de sondagens utilizadas A) Sondagem tipo VIBROCORE; B) Sondagem tipo SPT.

A técnica (SPT) é regulamentada no Brasil pela normativa NBR-6468 da ABNT/CB (Associação Brasileira de Normas Técnicas/Comitê Brasileiro de Construção Civil) consistindo basicamente em uma medida de resistência dinâmica, conjugada a uma sondagem de reconhecimento. Essa técnica permite acessar grandes profundidades, porém de forma descontínua. Isto é, a cada metro sondado obtém-se a recuperação de 45 cm de registro sedimentar intacto (não perturbado) e 55 cm de registro sedimentar perturbado (amostra de calha). A extração das amostras intactas (45 cm) é realizada a percussão de um peso batente (65 kg) incidindo sobre hastes de penetração conectadas ao amostrador do tipo RAYMOND/TERZAGHI (fig.6B). A penetração deste amostrador fornece um índice (nº golpes/penetração do amostrador) de compactação do depósito sedimentar. A extração das amostras perturbadas (55 cm) é realizada por meio da perfuração manual com um trépano auxiliado de circulação de água com bentonita.

As sondagens VIBROCORE são realizadas pela penetração de um cano de alumínio de 7,5 cm de diâmetro e 6 m de comprimento mediante a vibração de baixa frequência produzida pelo acionamento de um mangote vibrador (amplitude de vibração 0,85 mm a 12.500 RPM) acoplado ao cano (fig.6A).

Trinta quilômetros de perfis altimétricos utilizando-se um RTK (*Real Time kinematic*) marca *Leica Viva CS15* posicionaram altimetricamente os dados de GPR, sondagens SPT e sondagens VIBROCORE. Este posicionamento foi referenciado ao ponto médio de espriamento das ondas na praia de Rondinha Nova e corrigido pela tabua de maré (DHN, 2011) para porto de Imbituba-SC, situado cerca de 130 km, ao norte, da

área de estudo. Esta posição na face praial foi definida como a referência do Nível Médio do Mar (NMM) no presente estudo.

3.2. Etapas de Laboratório

As profundidades das sondagens tipo VIBROCORE foram descompactadas mediante a equação:

$$Z = X^y$$

onde, X é a profundidade compactada, y é o coeficiente de descompactação e Z é a profundidade descompactada, sendo que zero corresponde ao topo do testemunho.

O ajuste da profundidade dos perfis de GPR foram realizados a partir da correlação entre a interface eólico/praial definido pelo registro geofísico (GPR) e a interface eólico/praial definido pelo registro geotécnico (compactação dos depósitos). O pós-processamento dos dados de GPR foi executados nos *softwares* RADAN 6.6 e ReflexW.

A partir do registro sedimentar recuperado de uma sondagem VIBROCORE (IT-8) e de três SPT (IT-3, IT-4 e IT-1) foram coletadas alíquotas de 1cm³ a cada 20 cm de registro, resultando em 46 amostras para análise de palinomorfos, diatomáceas e fitólitos (>300 grãos/lamina/nível). Estes últimos foram classificados segundo LU e LIU (2003). O processamento químico das amostras seguiu as técnicas palinológicas descritas em FAEGRI e IVERSEN (1975), adaptando-se o tratamento a frio com HCL (5%) e KOH (5%). O método de separação entre partículas inorgânicas e orgânicas ocorreu mediante a utilização de solução aquosa de ZnCl₂ de densidade 2,2 g/cm³.

As análises composicionais das amostras sedimentares incluíram a análise granulométrica (alíquotas de 2g) através de um analisador de partículas a laser CILAS (modelo 1180). As classes texturais foram individualizadas em 100 intervalos granulométricos definidos pelos limites de detecção dos sensores do analisador de partículas (fig.7). O tratamento estatístico das amostras seguiu as técnicas descritas em FOLK e WARD (1957).

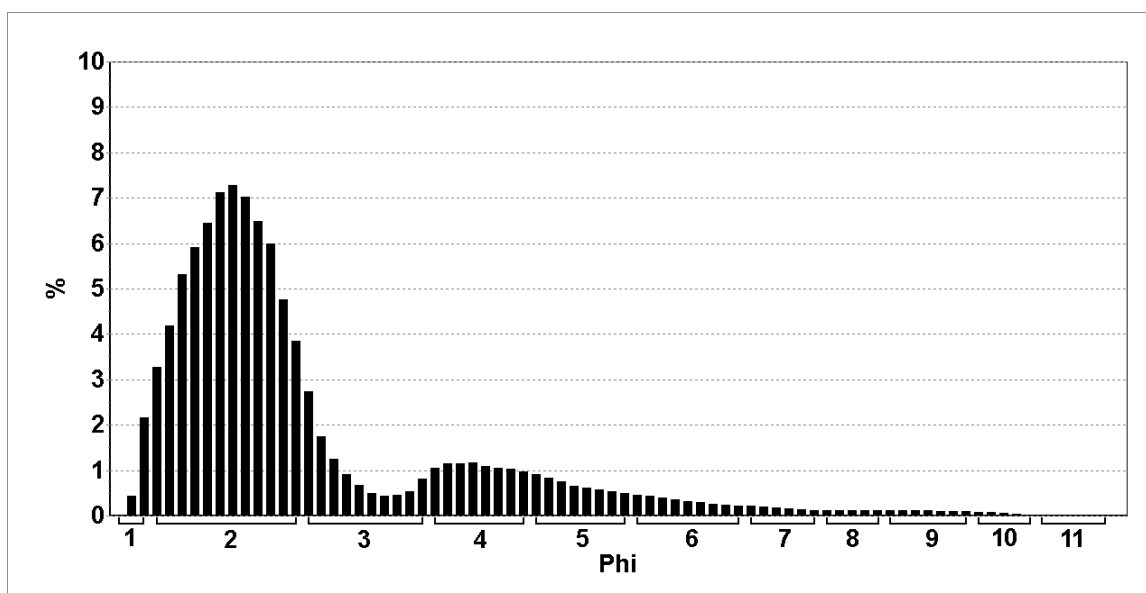


Figura 7: Histograma de frequência dos intervalos granulométricos definidos pelos sensores do CILAS em correspondência com seu diâmetro em phi.

Outra análise composicional empregada foi a morfoscopia dos grãos tamanho areia fina. Para a esfericidade adotou-se a classificação de RITTENHOUSE (1943), para o arredondamento a classificação de KRUMBEIN (1941) e a textura superficial segundo a classificação de BIGARELLA (1955).

O carbono total de 82 níveis sedimentares (alíquotas de 5g) foi avaliado mediante a queima em um forno de *Lavoisier* durante 4 horas em temperatura de 550°C, segundo método empregado por WETZEL (1975).

Análises de ^{14}C segundo o método (AMS) *Accelerator Mass Spectrometry*, num total de 11 amostras (3 amostras de sedimentos orgânicos e 8 amostras de conchas de moluscos) foram realizadas no laboratório BETA ANALYTICS RADIOCARBORN DATING LABORATORY em 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 ponderado de *spline* cúbico descrito em TALMA e VOGEL (1993).

O conteúdo microfossilífero recuperado das sondagens foi identificado e classificado segundo o grau de fragmentação, abrasão e bioturbação, definindo os seguintes intervalos: pouco (<25%), moderado (25~75%) e muito (>75%). Foi considerado

também o aspecto quanto à articulação das valvas moluscos bivalves individualizando organismos em posição de vida (valvas articuladas) e retrabalhados (valvas desarticuladas).

Em cada perfil de sondagem SPT foi adotada a seguinte descrição: a legenda das estruturas sedimentares; a profundidade em relação à superfície; nível palinológico amostrado; o perfil de compactação; posição e tipo de amostragem; perfil em profundidade da média granulométrica e composição estrutural principal; ocorrência das estruturas sedimentares; histogramas das amostras granulométricas; porcentagem de silte nas sondagens SPT IT-1, IT-3 e IT-4; descrição e exemplo da cor analisada segundo MUNSELL (2009); fotografia da amostra em escala conhecida (nas sondagens FS-15, FS-16 e FS-17 as fotos não foram realizadas na amostragem); descrição faciológica segundo a média granulométrica, grau de compactação, estruturas sedimentares e datações radiocarbônicas.

4. RESULTADOS

4.1. CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

Mapas topográficos SRTM e imagens SPOT 1 foram acoplados em ambiente multi-camadas gerando a base cartográfica de referência nas etapas de campo.

Os limites entre o embasamento rochoso (Formação Serra Geral/Botucatu) e a Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS) ocorrem na margem noroeste da Lagoa Itapeva (fig. 8, 9 e 10). Neste setor costeiro verifica-se a maior declividade (1:10) entre a cabeceira do sistema de drenagem e o deságue lagunar de toda a PCRS. Remanescentes de cordões litorâneos pleistocênicos ancorados na formação Serra Geral são seccionados pelo rio Três Forquilhas que deságua ao sul da Lagoa Itapeva (fig.11). Sua elevada carga sedimentar ocasiona o avulsionamento do canal principal preservando antigas barras de desembocadura (fig.11). De modo geral ambas as margens da Lagoa Itapeva são amplamente vegetadas tanto por banhados como por matas paludosas. Na posição central da margem leste da barreira destaca-se a presença de um pontal arenoso o qual se projeta por 1 km lagoa adentro (fig. 9 e 11).

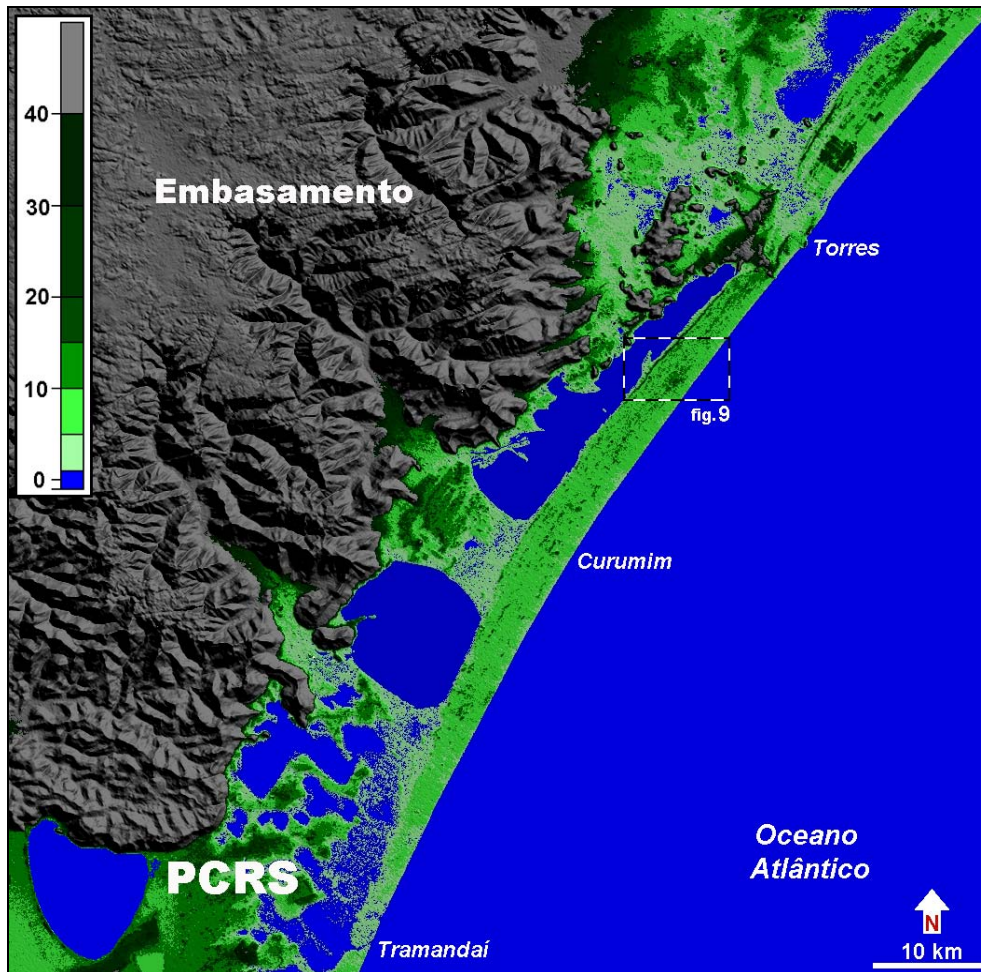


Figura 8: Altimetria SRTM do setor costeiro Torres-Tramandaí. O retângulo tracejado indica a localização da figura 9.

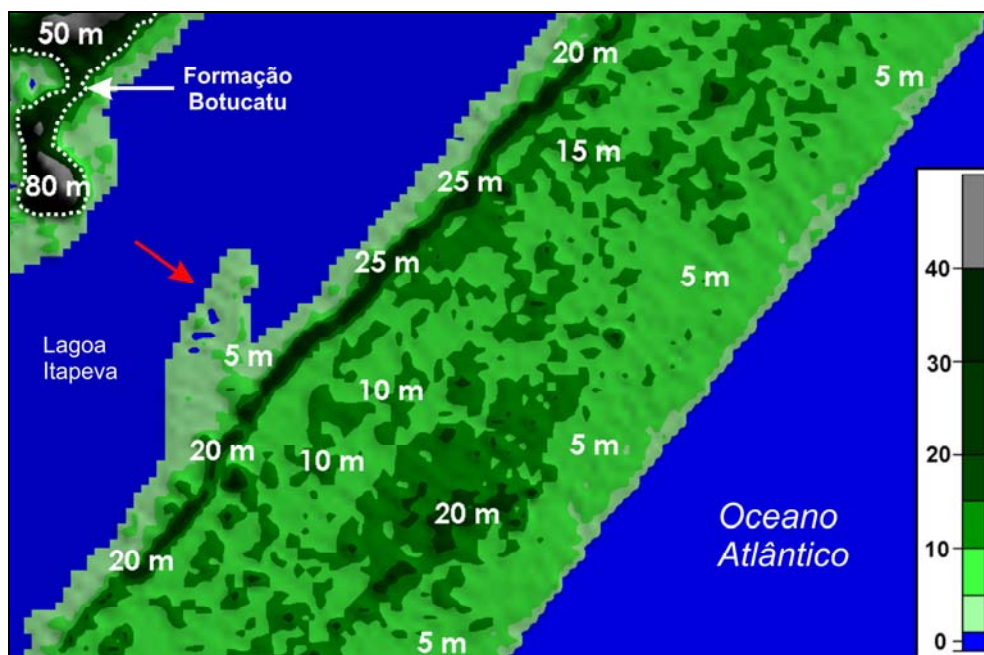


Figura 9: Detalhe da barreira holocênica (ver fig.8) na localidade de Rondinha Nova. Junto à margem da lagoa uma grande duna contrasta com a topografia plana do restante da barreira. Na esquerda o pontilhado delinea o contato da Formação Botucatu com a PCRS. A seta vermelha indica a posição do pontal arenoso.



Figura 10: Formação Botucatu aflorando na margem oeste da Lagoa Itapeva. A localização da foto é apresentada na figura 9 com uma seta branca.



Figura 11: Imagem SPOT 1 da área de estudo. Próximo a praia em tom mais claro (~1,5 km) o sistema eólico ativo (atual) da barreira costeira (duna frontal mais duna transgressiva). A seta branca indica a localização do pontal arenoso.

A partir do referenciamento em campo dos principais pontos de interesse na área de estudo optou-se pela compartimentação da área de estudo em três transectos principais denominados: ITAPEVA ao norte, RONDINHA NOVA ao centro e ARROIO DO SAL ao sul (fig.12). A altimetria relacionada especificamente à posição das sondagens está relacionada na tabela 1. O posicionamento e a extensão do perfil GPR-1 no transecto Itapeva e do perfil GPR-4 no transecto Arroio do Sal são identificados na porção inferior dos seus respectivos perfis topográficos (fig.13). De modo geral a topografia destes transectos apresenta-se suavizada pela planificação das estradas onde foram realizados. Os perfis topográficos Itapeva e Arroio do Sal posicionam a lâmina d'água da Lagoa Itapeva na cota de +1 m acima do NMM na data de aquisição dos dados (30/08/2011).

Tabela 1

Cotas altimétricas das sondagens em relação ao NMM.

<i>Transecto</i>	<i>Sondagem</i>	<i>Tipo</i>	<i>Cota</i>
Itapeva	IT-8	VIBROCORE	+1,0 m
Itapeva	IT-3	SPT	+8,0 m
Itapeva	IT-4	SPT	+7,5 m
Itapeva	IT-5	SPT	+8,5 m
Rondinha Nova	IT-6	VIBROCORE	+1,4 m
Rondinha Nova	FS-15	SPT	+7,4 m
Rondinha Nova	FS-16	SPT	+6,3 m
Rondinha Nova	FS-17	STP	+1,4 m
Arroio do Sal	IT-7	VIBROCORE	+1,0 m
Arroio do Sal	IT-1	SPT	+4,4 m
Arroio do Sal	IT-2	SPT	+6 m

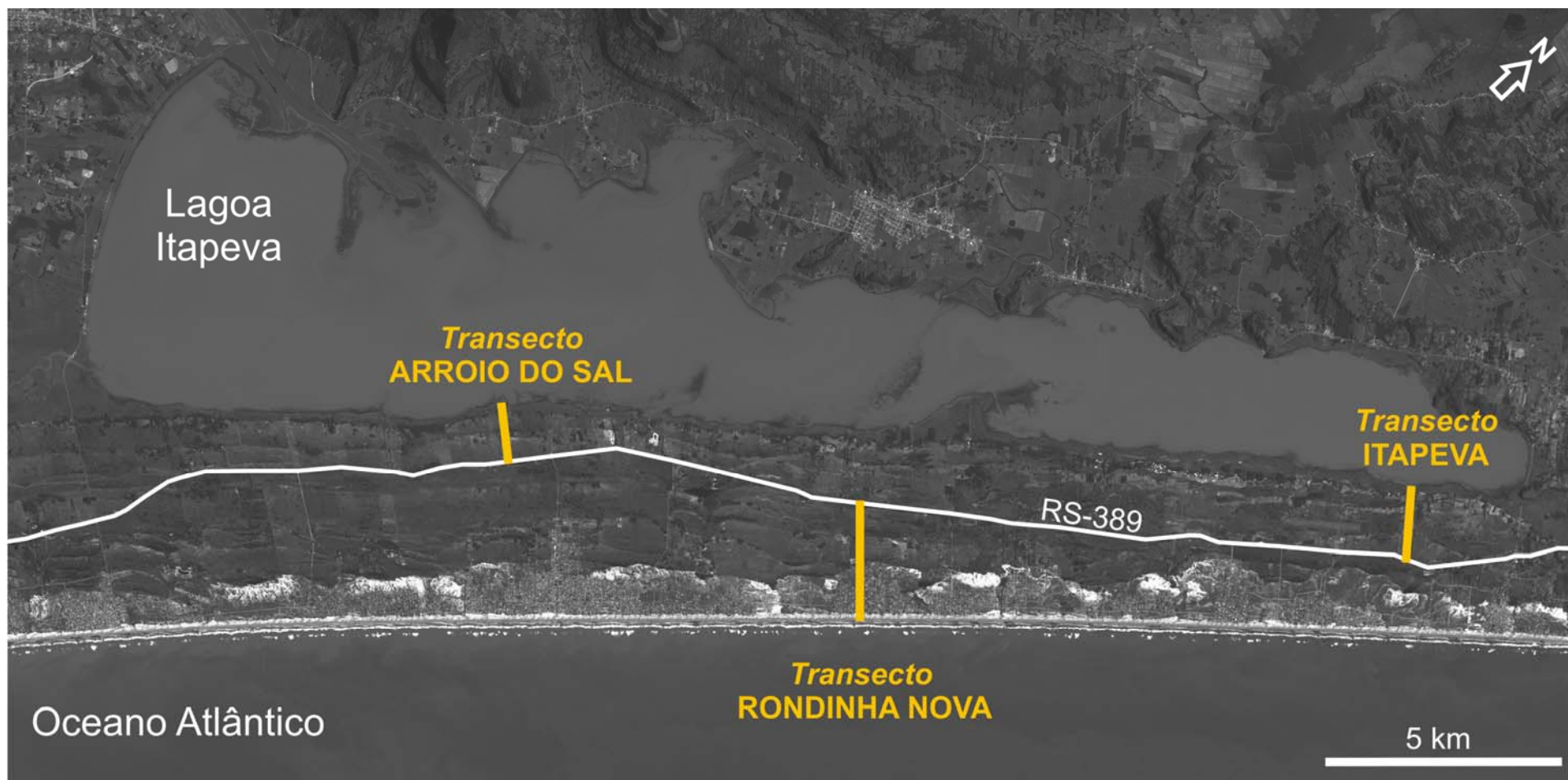


Figura 12: Localização dos transectos ARROIO DO SAL, RONDINHA NOVA e ITAPEVA em relação a RS-389. Imagem SPOT 1.

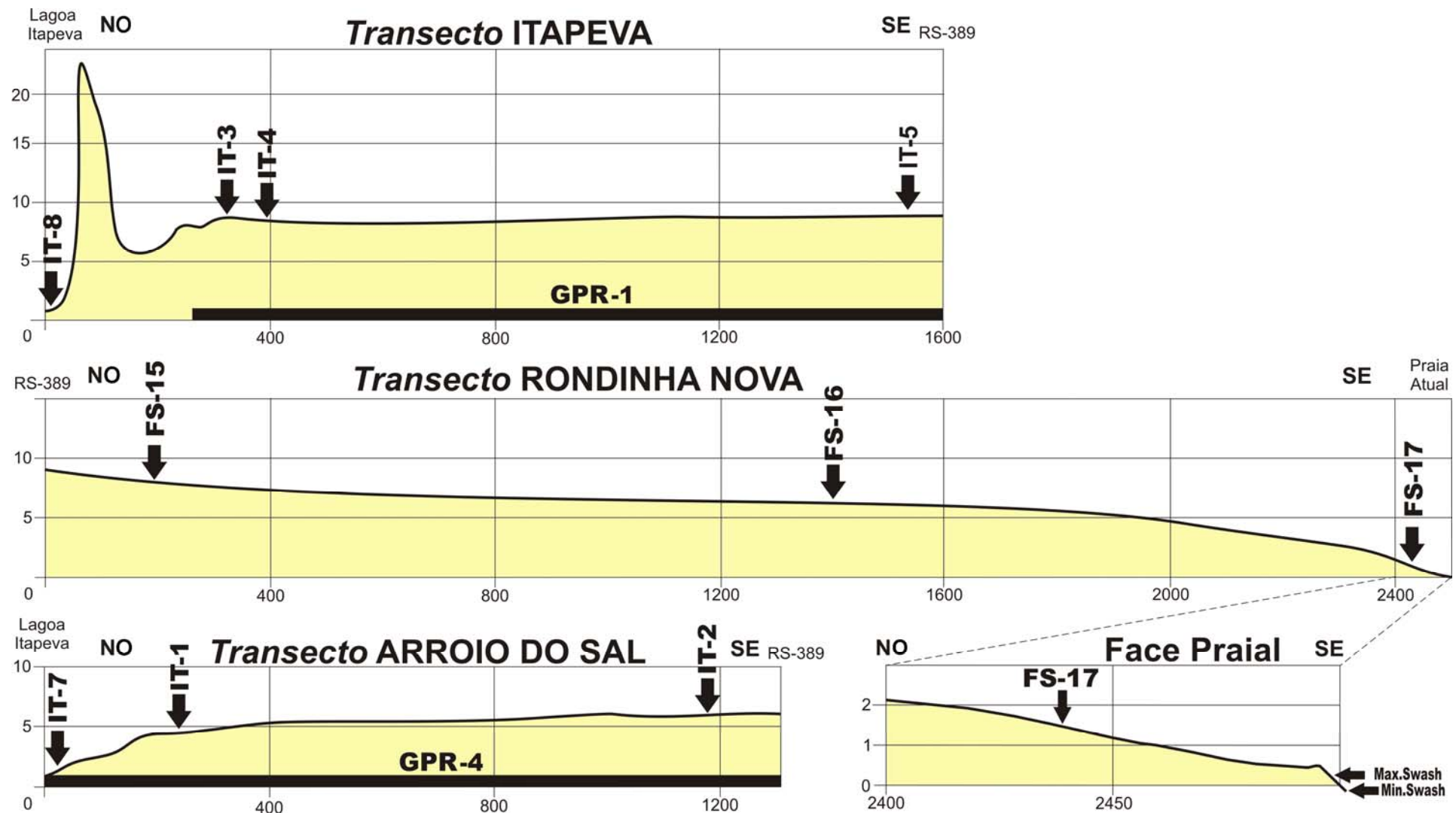


Figura 13: Perfis topográficos RTK ortogonais a costa e localização das sondagens e perfis GPR-1 e GPR-4. Escalas em metros.

No transecto Itapeva de 1,6 km de comprimento verifica-se ancorada à margem da lagoa o terreno com cota topográfica mais elevada da barreira (+23 m acima do NMM) correspondendo a uma grande duna vegetada (fig. 9 e 13). A crista desta duna estende-se lateral e continuamente por 15 km sempre acompanhando a margem oeste da lagoa no sentido SO-NE (fig.9). A face voltada para a lagoa corresponde à face de deslizamento (*slipface*) com elevado ângulo de repouso. Cortes de drenagem artificiais nesta duna expõem o mergulho NO dos estratos indicando que as mesmas migraram em direção ao continente como dunas transgressivas e só posteriormente foram tomadas pela vegetação (fig.14).



Figura 14: Corte transversal a duna transgressiva vegetada junto à margem lagunar posicionada a direita da foto. Ao centro da foto escala (pessoa) de 1,90 m e a direita um corte estratigráfico expondo o mergulho da face de deslizamento no sentido NO.

Imediatamente a frente desta feição (grande duna transgressiva) em direção à praia ocorre uma feição interdunas que HESP *et al.*, (2007) denominaram de *low swampy sand plains*, *nebkha fields* e *deflation plains* com cotas de +6 m em relação ao

NMM, que na proximidade da lagoa que mostram-se na maior parte do tempo alagadas (fig.15). A continuidade topográfica da grande duna transgressiva vegetada junto à margem da lagoa controla esta morfologia alagadiça dificultando a drenagem pluvial em direção a lagoa. Na posição central da barreira, aproximadamente na rodovia RS-389 inicia-se um compartimento de cordões de dunas descontínuas identificadas como antigas cristas de dunas transgressivas que hoje, apresentam-se tomadas pela vegetação (HESP *et al.*, 2007) (fig.12). Nos perfis topográficos executados, as cristas destas dunas não foram diferenciadas das planícies de deflação devido à planificação da estrada onde foi realizado o perfil. Neste compartimento da barreira as cotas elevam-se até +9 m próximo a rodovia RS-389 (fig.13). A tendência de elevação em direção ao centro da barreira (RS-389) é perceptível tanto no transecto Itapeva como no Transecto Arroio do Sal, desde o início dos perfis na margem da lagoa, e segundo HESP *et al.* (2007) indica uma agradação e progradação da barreira, ocorrida entre 8.000-7.000 cal. anos AP e 5.600 cal. anos AP (nível de mar mais alto da TMP).

No transecto Arroio do Sal não se verifica a presença da grande duna transgressiva vegetada que caracteriza o bordo do perfil topográfico Itapeva. Observa-se sim uma ascensão das cotas em direção ao centro da barreira passando de +1 m na margem lagunar para +6 m em relação ao NMM na rodovia RS-389 (fig.13).



Figura 15: Área interduna alagada.

No transecto Rondinha Nova (fig.13) o perfil topográfico tem 2,5 km e complementa a seção ortogonal representando a face oceânica da barreira, compreendida entre a rodovia RS-389 e a praia de Rondinha Nova. Este perfil foi realizado sobre a área pavimentada de acesso ao balneário. As cotas mais elevadas de +9 m ocorrem na porção central da barreira junto à rodovia RS-389. Sua principal característica reside na variação topográfica de 3 m ao longo de 1,5 km a partir da RS-389 e de 6 m ao longo dos últimos 1 km terminando na face praial. O detalhamento topográfico da face praial (estirâncio e pós-praia) é observado na figura 13, onde se verifica o nível de máximo e mínimo espriamento utilizado para a referência do ponto zero do NMM.

Anexada à praia, e em particular à atual duna frontal, se desenvolve a atual (moderna) fase de formação de dunas transgressivas (fig. 11 e 12), que compõe, junto com a duna frontal, o compartimento eólico ativo (atual) da barreira, e que ocupa de forma contínua, ao longo da costa (NE-SO) uma faixa de 1,5 km a partir da praia. Na face praial em cortes de drenagem pluvial (sangradouros) pode-se observar a ocorrência de laminações cruzadas de baixo ângulo indicativas do estirâncio em cotas de +1,4 m acima do NMM (fig.16).



Figura 16: Corte de drenagem (sangradouro) truncando o pós-praia e estirâncio, exibindo a estratificação cruzada de baixo ângulo do estirâncio, destacada visualmente pela elevada concentração de minerais pesados em alguns estratos (escala 10 cm).

A superfície da barreira holocênica no setor Torres-Curumim pode ser subdividida em três compartimentos geomorfológicos principais: um adjacente/anexado a praia (moderna) correspondendo à face praial, duna frontal e duna transgressiva atual; o segundo, representado pelos cordões de dunas transgressivas antigas e descontínuas no centro da barreira; e o terceiro correspondendo à morfologia da grande duna transgressiva vegetada junto à margem lagunar.

4.2. REGISTRO GEOFÍSICO (*Ground-penetrating Radar - GPR*)

O Radar de Penetração de Solo (GPR) tem sido utilizado com sucesso em regiões costeiras para localizar e identificar estruturas sedimentares (LEATHERMAN, 1987; JOL e SMITH, 1991, MEYERS *et al.*, 1994; BRIDGE *et al.*, 1995; JOL *et al.*, 1996; ANTHONY e MOLLER 2002; BARBOZA *et al.*, 2009; DILLENBURG *et al.*, 2011). O GPR é uma técnica relativamente nova, de rápido desenvolvimento de aquisição não-invasiva, e que, em certos ambientes costeiros, proporciona um conjunto de dados complementares, muitas vezes único (NEAL *et al.*, 2000).

O termo radar-fácies define pacotes repetidos de refletores com caráter e geometria semelhante, enquanto seus limites de sequência são determinados pela terminação dos refletores. De acordo com VAN OVERMEEREN (1998), esta definição envolve as diferenças visíveis no padrão de reflexão de uma seção de GPR, ocasionadas por feições com características estruturais e texturais em subsuperfície.

As fácies de radar definidas neste estudo foram sintetizadas na figura 17 e estão descritas abaixo:

Radar-Fácies 1 (Rf1pd) – PLANÍCIE DE DEFLAÇÃO

Esta radar-fácies é definida por refletores sub-horizontais, de alta amplitude e lateralmente contínuos e concordantes, estendendo-se por dezenas de metros. Esta geometria corresponde às planícies de deflação eólica encontradas atualmente atrás da duna frontal e entre antigas cristas de dunas transgressivas.

Radar-Fácies 2 (Rf2d) – DUNAS

Rf2dt – DUNAS TRANSGRESSIVAS

Esta radar-fácies é definida por refletores descontínuos e ondulados de baixa amplitude e alto ângulo (15-20°), com clinofomas curtas e mergulho em direção ao continente. A *Rf2dt* ocorre lateralmente a *Rf1pd* e define a frente de avanço da crista da duna transgressiva. A *Rf2dt* assim como a *Rf1pd* preenchem a topografia de cristas e cavas determinada pela *Rf2lda* e *Rf2df* definida a seguir.

Rf2df – DUNA FRONTAL

Este segundo tipo de radar-fácies de dunas compreende refletores descontínuos suavemente ondulados, de baixa amplitude e alto ângulo (10°) na base, com clinofomas curtas e mergulho preferencialmente em direção ao oceano. Os refletores não se estendem mais que 5 m sendo comum um empilhamento concordante. Seu mergulho é pouco variável acompanhando sempre um padrão progradacional em direção ao oceano. Este padrão de empilhamento ocorre associado ao crescimento e progradação de dunas frontais. Tal situação de edificação e acresção lateral de dunas frontais em direção ao oceano foram descritas por GOLDSMITH, (1973); HESP, (1988); RITCHIE e PENLAND (1990) e BRISTOW *et al.*, (2000).

Rf2lda – LENÇÓIS DE AREIA

Esta radar-fácies ocorre sempre vinculada à proximidade da margem lagunar e apresenta refletores descontínuos, de alta amplitude, e clinofomas curtas com mergulhos tanto em direção ao oceano quanto em direção ao continente e por vezes côncavos. Esta forma de deposição não apresenta feições morfológicas como crista ou face de deslizamento. Atualmente no RS sua formação pode se dar próximo às margens do campo de dunas livres (dunas transgressivas) e junto aos corpos lagunares. BIGARELLA *et al.*, (1965) propôs a gênese dos lençóis de areia associada ao processo de dissipação que ocorre em função de mudanças climáticas (do úmido para o semi-árido), provocando a diminuição da cobertura vegetal e favorecendo (sob o efeito de chuvas concentradas) o colapso ou a dissipação de dunas, restando apenas um perfil ondulado, morfologicamente indefinido. Um padrão similar de radar-fácies foi descrito por BRISTOW *et al.*, (2000)

como resultado de acreção eólica no entorno de montículos de vegetação ou acumulação biotopográfica.

Radar-Fácies 3 (Rf3ppe) – PÓS-PRAIA/ESTIRÂNCIO

Refletores lateralmente contínuos, simétricos e concordantes estendendo-se por 30 m ou mais, de alta amplitude, sub-planar e levemente ondulado, com mergulhos de 3-5° em direção ao oceano. Estes refletores apresentam espessura de até 5 m e algumas vezes com contato indefinido com refletores adentrando a radar-fácies superior (*Rf2df*) e inferior (*Rf5as*).

Radar-Fácies 4 (Rf4ls) – LEQUES DE SOBRELAVAGEM

Rf4lscd– LEQUES DE SOBRELAVAGEM CONTÍNUOS DISTAIS

Refletores contínuos, de alta amplitude, alto ângulo (10°) e mergulho em direção ao continente. Este padrão indica a deposição distal dos leques de sobrelavagem adentrando a lamina d'água do corpo lagunar na retrobarreira. (SCHWARTZ, 1982; MURAKOSHI e MASUDA, 1991; ANTHONY e MOLLER 2002; NEAL *et al.*, 2003); Estes refletores definem a posição da margem lagunar no momento de instalação do leque de sobrelavagem.

Rf4lsd– LEQUES DE SOBRELAVAGEM DESCONTÍNUOS

Refletores descontínuos, com alta amplitude, baixo ângulo (2-7°) e mergulho em direção ao continente. A variabilidade do ângulo de mergulho e a presença de refletores internamente truncados definem o padrão da *Rf4lsd*. O padrão de terminação interno a esta radar-fácies se dá em *toplap* e *downlap*. A *Rf4lsd* é indicativa do retrabalhamento da *Rf4lscd* na margem lagunar.

Rf4lscp– LEQUES DE SOBRELAVAGEM CONTÍNUOS PROXIMAIS

Refletores contínuos, de alta amplitude, baixo ângulo (1-2°), concordantes e mergulho em direção ao continente. Este padrão exibe uma geometria suavemente côncava e ondulada dos refletores o que indica uma deposição proximal dos leques de sobrelavagem, provavelmente sobre a área emersa da barreira (SCHWARTZ, 1975; MURAKOSHI e MASUDA 1991; ANTHONY e MOLLER 2002; NEAL *et al.*, 2003;).

Radar-Fácies 5 (*Rf5as*) – ANTEPRAIA SUPERIOR

Apresenta refletores descontínuos, ondulados, de baixa amplitude e baixo ângulo (3-5°) e mergulho em direção ao oceano. Ocorrem de forma distinta da *Rf3ppe* principalmente pela menor continuidade dos refletores. O limite inferior desta unidade não é evidente devido à atenuação do sinal de GPR, em função da presença de sedimentos finos em sua composição.

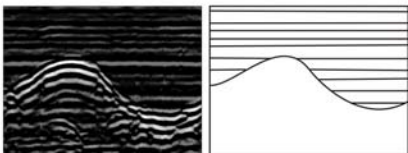
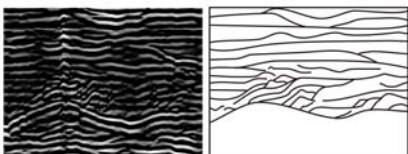
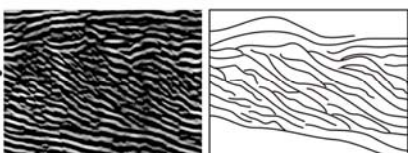
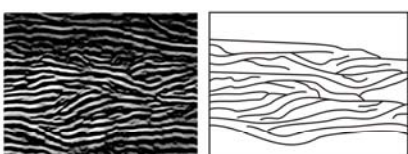
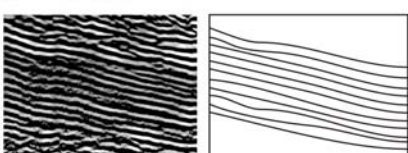
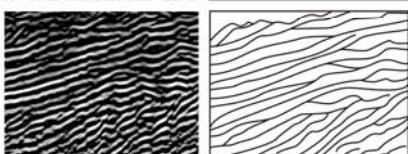
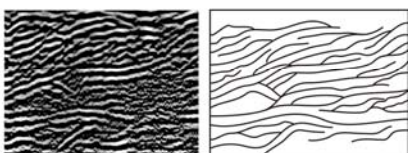
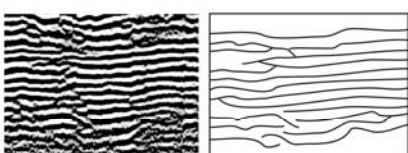
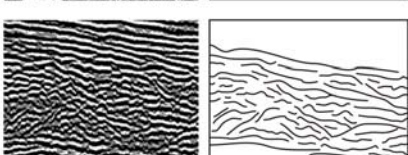
		Radar-Fácies	Interpretação
<i>Rf1pd</i>		Contínuo, alta amplitude sub-horizontal	Planície de deflação
<i>Rf2dt</i>		Descontínuo, baixa amplitude alto ângulo (15-20°) cliniformas curtas com mergulho em direção ao continente	Duna transgressiva
<i>Rf2df</i>		Descontínuo, baixa amplitude alto ângulo (10°), cliniformas curtas com mergulho em direção ao oceano	Duna Frontal
<i>Rf2lda</i>		Descontínuo, alta amplitude cliniformas curtas com mergulho em direção ao oceano e ao continente	Lençóis de Areia
<i>Rf3ppe</i>		Contínuo, alta amplitude baixo ângulo 3-5°, mergulho em direção ao oceano	Estirâncio/pós-praia
<i>Rf4lscd</i>		Moderadamente contínuo, alta amplitude alto ângulo (5-10°), mergulho em direção ao continente	Leque de sobrelevagem contínuo distal
<i>Rf4lsd</i>		Descontínuo, alta amplitude baixo ângulo (2-7°), mergulho em direção ao continente	Leque de sobrelevagem descontínuo
<i>Rf4lscp</i>		Contínuo, alta amplitude baixo ângulo (1-2°), mergulho em direção ao continente	Leque de sobrelevagem contínuo proximal
<i>Rf5as</i>		Descontínuo, baixa amplitude baixo ângulo (3-5°), mergulho em direção ao oceano	Antepraia superior

Figura 17: Interpretação das radar-fácies para a área de estudo.

4.2.1. Transecto ITAPEVA

PERFIL GPR-1

A hipótese de se encontrar preservada a zona de transição entre uma barreira transgressiva e regressiva teve como ponto de partida a perfilagem transversal na barreira holocênica denominada perfil GPR-1, a qual evidenciou refletores basais pertencentes a radar-fácies *Rf4lscp* e *Rf4lscd* com mergulho em direção ao continente antecedendo os refletores da radar-fácies *Rf3ppe*, com mergulho em direção ao oceano (fig. 18 e 20).

O perfil GPR-1 foi interceptado por três sondagens SPT (IT-3, IT-4 e IT-5) que permitiram o ajuste da profundidade do perfil como sendo de -16 m (correlação entre a interface eólico/praias no registro geofísico – GPR e o registro geotécnico – SPT).

No registro geotécnico (SPT) a interface entre sedimentos eólicos (superficiais) e os sedimentos praias (abaixo) é indicada por um aumento brusco no índice de compactação nas sondagens (fig.20). Nestes perfis verticais de compactação, valores à esquerda representam baixos índices de compactação, enquanto valores à direita, representam altos índices de compactação (fig.20). Percebe-se que na superfície de todos os perfis SPT os índices de compactação são baixos, correspondendo as radar-fácies que representam o sistema eólico (*Rf1pd*, *Rf2lda*, *Rf2dt*, *Rf2df*). No entanto, conforme a profundidade atinge o pós-praia/estirâncio (*Rf3ppe*) ou os leques de sobrelevagem (*Rf4lscp*) os valores de compactação elevam-se bruscamente.

A topografia dos setores perfilados no transecto Itapeva são planas o suficiente para que a correção topográfica seja desnecessária (fig.13). O comprimento total perfilado foi de 1,3 km (fig. 13, 18 e 20). Dois segmentos no qual estão inseridas as sondagens foram individualizados e detalhados na figura 20.

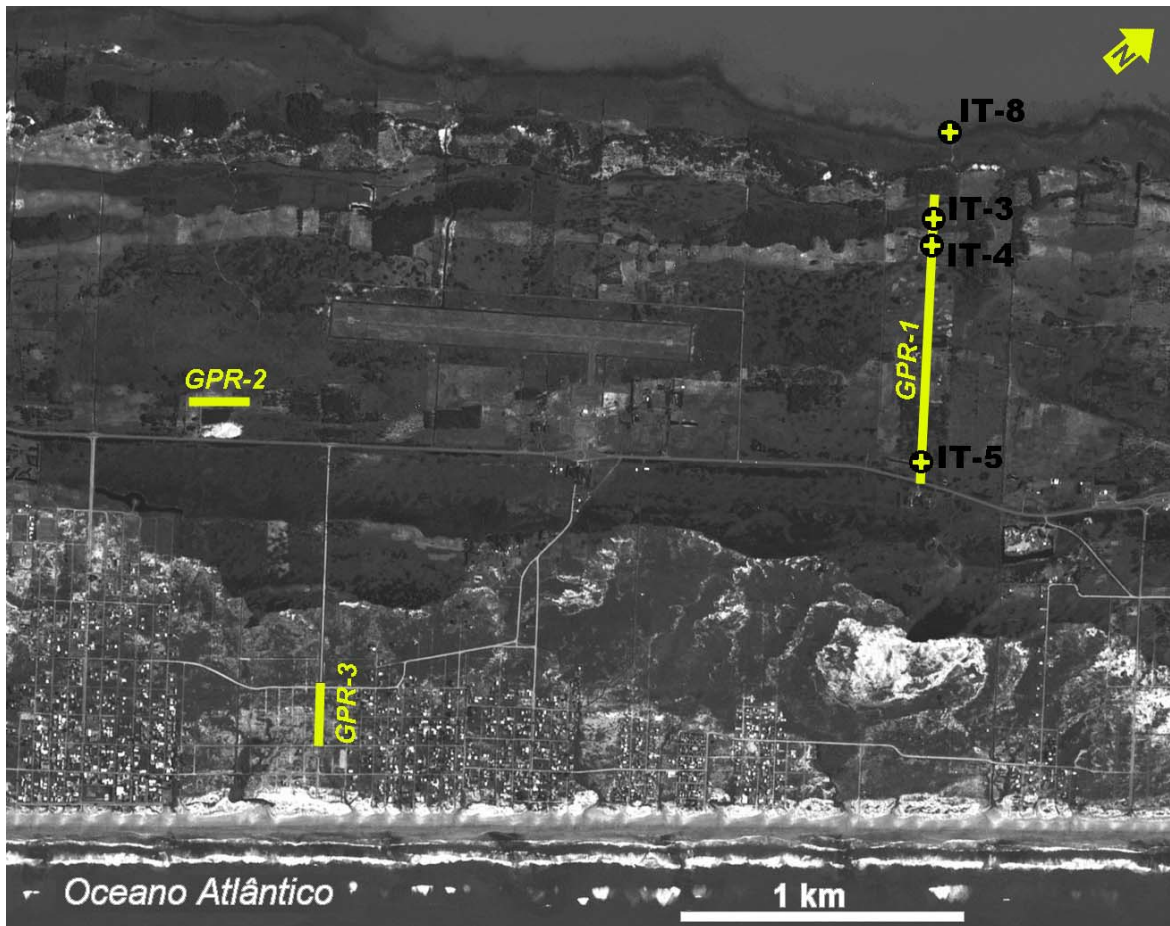


Figura 18: Localização das sondagens SPT e perfisagens de GPR no transecto Itapeva. Imagem SPOT 1.

No perfil-A (fig.20) verifica-se que a interface entre os refletores *Rf4ls* e *Rf3ppe* ocorre por meio de uma superfície de ravinamento (SR) (e.g. SWIFT, 1975). Esta superfície pertencente à fase transgressiva da barreira costeira é identificável dado ao truncamento erosivo dos refletores da *Rf4ls* situado logo abaixo da mesma (fig.20). No lado oceânico desta superfície ocorre o início de progradação da *Rf3ppe* indicando a fase regressiva da barreira costeira. Assim, a sondagem IT-3 foi realizada focando na fase transgressiva da barreira interceptando a *Rf4ls*, enquanto que a sondagem IT-4 foi realizada sobre a interface entre a fase transgressiva (*Rf4ls*) e a fase regressiva (*Rf3ppe*) (fig.20).

O conjunto da *Rf4ls* compreende os refletores associados à deposição de leques de sobrelavagem e representando a radar-fácies diagnóstico da fase transgressiva da barreira. A *Rf4ls* ocorre em três geometrias (*Rf4lscp*, *Rf4lsd* e *Rf4lscd*) características em relação à superfície emersa barreira no momento de deposição dos leques de sobrelavagem (fig.19). A *Rf4lscp* tem sua deposição sobre a posição emersa da barreira costeira

(imediatamente após a duna frontal e antes da margem lagunar), enquanto as radar-fácies *Rf4lscd* e *Rf4lsd* tem sua deposição ultrapassando a barreira emersa e alcançando a margem lagunar. A diferença entre as últimas duas radar-fácies está na frequência com que eventos de sobrelavagem atingem a margem lagunar.

A deposição da *Rf4lscd* ocorre associada a uma alta incidência de eventos de sobrelavagem fazendo com que a deposição do leque prevaleça sobre o retrabalhamento da margem lagunar. A *Rf4lsd* por sua vez é associada menor incidência de eventos de sobrelavagem possibilitando maior tempo de retrabalhamento pela dinâmica de ondas na margem lagunar.

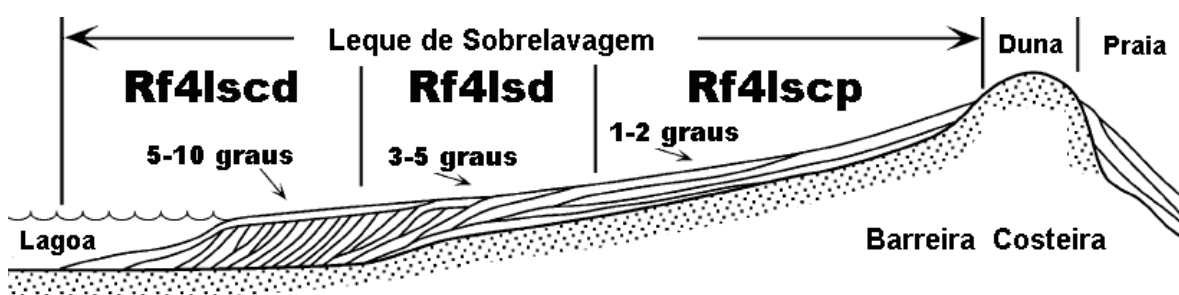


Figura 19: Contexto deposicional da *Rf4ls* ressaltando sua posição quanto à morfologia da barreira no momento da penetração do leque de sobrelavagem (adaptado de SCHWARTZ, 1975).

A *Rf3ppe* corresponde a radar-fácies diagnóstico da fase regressiva da barreira. Sua ancoragem e ponto inicial de seu desenvolvimento (progradação) encontra-se (sobre) no lado oceânico da superfície de ravinamento (fig.20). A espessura da radar-fácies *Rf3ppe* é de cerca de 5 m, sendo que no perfil-A (sondagem IT-4) o topo desta radar-fácies está posicionado na cota de 0 m em relação ao NMM, enquanto no perfil-B (sondagem IT-5) o topo da *Rf3ppe* esta na cota de +2 m em relação ao NMM. Assim, o comportamento topográfico da *Rf3ppe* nitidamente ascende em direção ao oceano em toda a seção GPR-1 (perfil-A e perfil-B) em acordo com o perfil de compactação das sondagens IT-4 e IT-5.

A porção superior do perfil-A é ocupada pela *Rf1pd* até cerca de -3 m da superfície compondo refletores suavemente côncavos e concordantes devido à posição sobre áreas interdunas frequentemente alagadas (fig.15). No perfil-B a *Rf1pd* pode alcançar até -5 m da superfície da barreira desenvolvendo refletores planos paralelos que preenchem as irregularidades da paleotopografia determinada pelo forte refletor associado ao topo da *Rf2df* e *Rf2lda* (fig. 20).

Estas últimas duas radar-fácies (*Rf2df* e *Rf2lda*) mais a *Rf2dt* representam o conjunto de radar-fácies representativo do sistema de dunas eólicas. A *Rf2lda* ocorre com espessuras de 6-7 m, cobrindo toda a extensão do perfil-A (fig.20). Neste perfil a *Rf2lda* limita-se na base com a *Rf4lscp* sobre a fase transgressiva (lado continental da superfície de ravinamento) e com a *Rf3ppe* sobre a fase regressiva (lado oceânico da superfície de ravinamento).

A *Rf2df* ocorre somente no perfil-B (fig.20) em substituição a posição que era originalmente ocupada pela *Rf2lda* no perfil-A. Seu limite superior (topo) compõe um padrão ondulado onde cristas e cavas definidas por um refletor de alta amplitude (fig.20). Sobre este pronunciado refletor tanto no perfil-A como no Perfil-B ocorre a *Rf2dt* reconhecida pelos refletores sigmoidais de alto ângulo (15-20°) com mergulho em direção ao continente preservados com terminações em *downlap*. Os refletores associados a *Rf2dt* podem por vezes ser reconhecidos partindo da superfície do terreno intercalando-se com a *Rf1pd*.

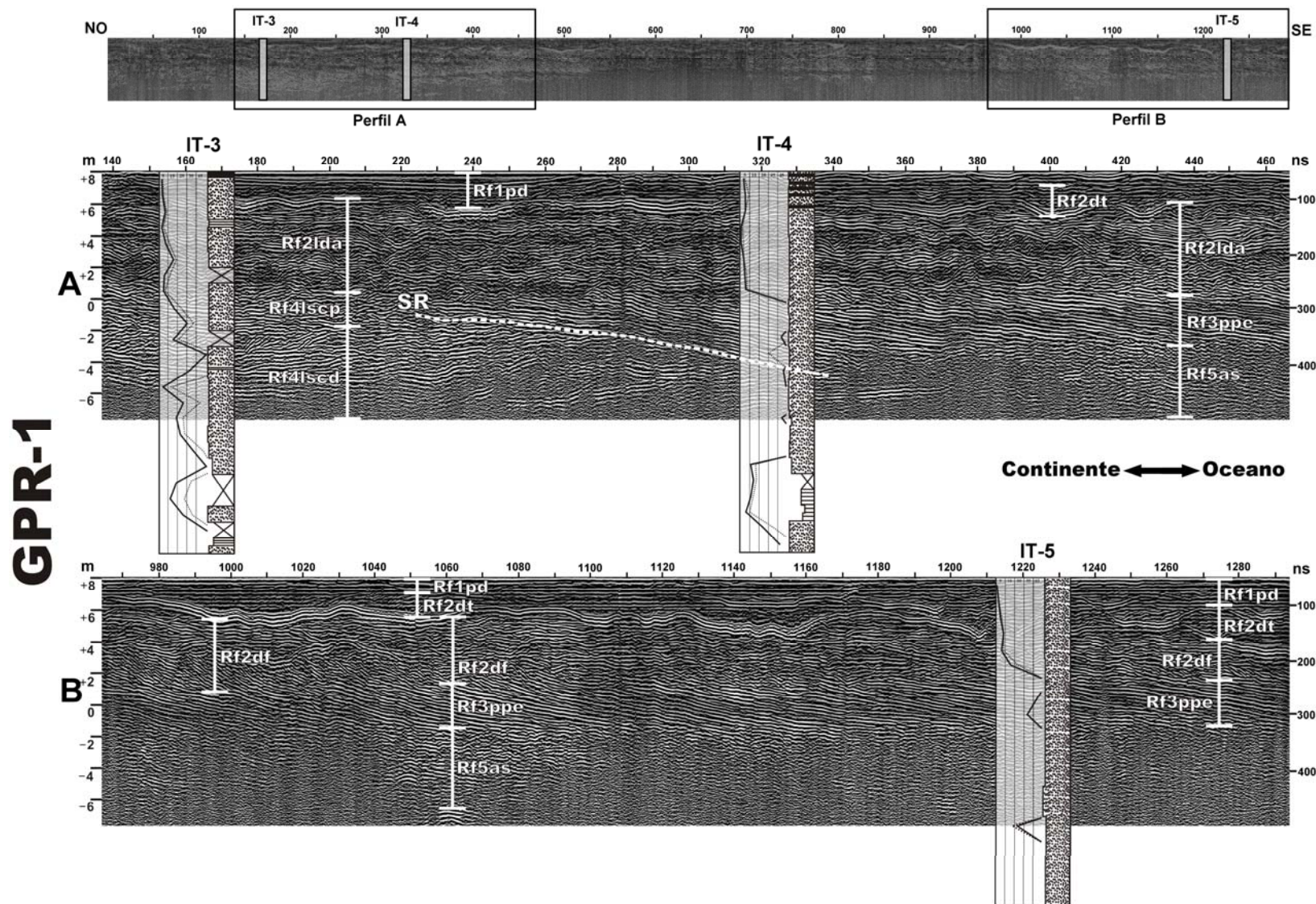


Figura 20: Detalhamento do Perfil GPR-1 no transecto Itapeva. O perfil-A intercepta as sondagens IT-3 e IT-4 e o perfil-B a sondagem IT-5. Cada sondagem representa a composição do perfil geotécnico (compactação do depósito) mais o perfil sedimentológico.

4.2.2. PERFIL GPR-2 (Transecto ITAPEVA)

A fim de complementar o transecto Itapeva utilizou-se uma seção de orientação longitudinal à barreira denominada GPR-2 com 150 m de extensão (fig.21). Esta seção foi executada sobre a fase regressiva da barreira, próxima a rodovia RS-389 na posição média entre a praia e a Lagoa Itapeva (fig.18). Neste perfil a geometria dos refletores da *Rf3ppe* na orientação (SO-NE) apresenta-se plano-paralela e levemente ondulada, e com até 4 m de espessura. O contato superior e inferior da *Rf3ppe* é visivelmente mais nítido que nas demais seções de orientação transversal à barreira. A 100 m do término do perfil, existe uma feição de escavação transversal à barreira que trunca os refletores da *Rf2df* e também deforma a configuração plano-paralela dos refletores da *Rf3ppe*. A influência desta feição na morfologia das radar-fácies adjacentes é basicamente expressa pelo truncamento erosivo na *Rf2df* e mergulho dos refletores da *Rf2df*, *Rf3ppe* e *Rf5as* em direção a escavação (fig.21).

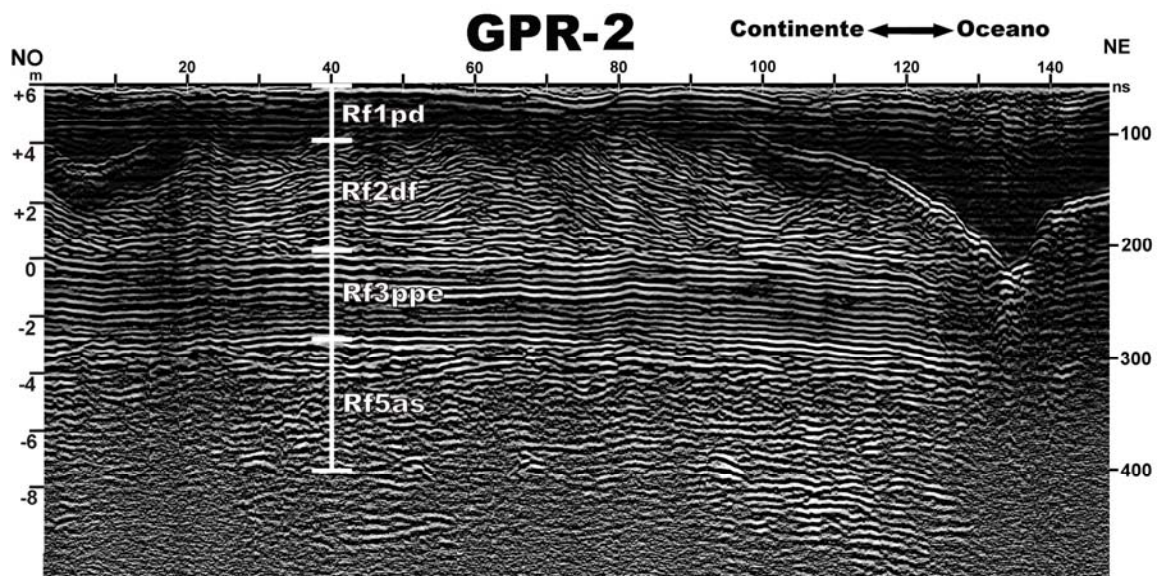


Figura 21: Perfil GPR-2 com orientação longitudinal a linha de costa. Localização na figura 18.

4.2.3. PERFIL GPR-3 (Transecto ITAPEVA)

O perfil GPR-3 com 160 m de extensão e orientação transversal à costa apresentou uma topografia bastante plana não sendo necessária a correção topográfica. Dentre todos os perfis realizados neste trabalho é este o mais próximo da praia atual (fig.18). Neste perfil, a *Rf3ppe* e *Rf2df* apresentam-se mais próximas da superfície quando comparado aos demais perfis (fig.22). A radar-fácies *Rf2df* apresenta no perfil GPR-3 um padrão individual de cristas nas distâncias de 10, 40, 70, 80, 100 e 140 m a partir do início do perfil. A radar-fácies *Rf2df* ocorre com baixa amplitude e aflorando na superfície, sendo que os refletores com mergulho em direção ao oceano são nitidamente mais contínuos e de maior ângulo do que aqueles que mergulham em direção ao continente (fig.22). Neste perfil a maior parte dos refletores no topo e na base da *Rf3ppe* prolongam-se adentrando a *Rf2df* e *Rf5as*, e mascarando a real posição destes limites entre as duas radar-fácies. Isto indica que a deposição da *Rf3ppe* ocorre associada a uma elevada variabilidade dinâmica (ondas), ora ampliando, ora reduzindo seu limite com a *Rf2df* e *Rf5as*.

No perfil GPR-3 a *Rf3ppe* apresenta o seu contato superior (topo) em cotas topográficas acima do NMM. Abaixo da *Rf3ppe* está posicionada a *Rf5as* que exibe uma baixa relação sinal/ruído devido principalmente à cunha salina adentrando a barreira na proximidade da praia.

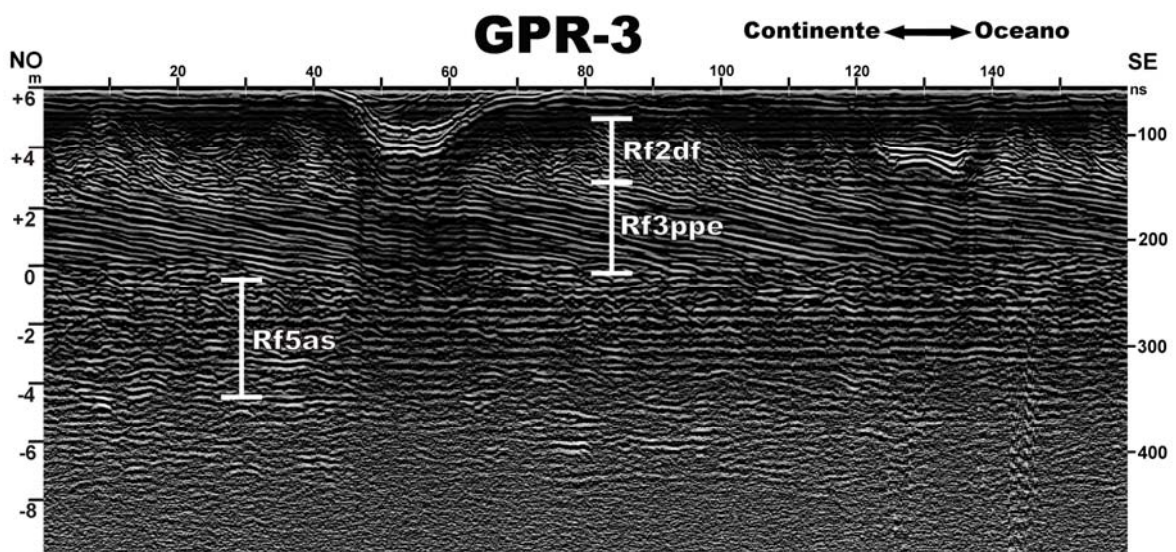


Figura 22: Perfil GPR-3 no transecto Itapeva. Localização na figura 18.

4.2.2. Transecto ARROIO DO SAL

PERFIL GPR-4

O Transecto Arroio do Sal é composto pela perfilagem GPR-4 interceptado por duas sondagens SPT (IT-1 e IT-2) e uma de VIBROCORE (IT-7). Esta perfilagem é uma composição de três perfis, um deles longitudinal à margem da Lagoa Itapeva (fig.23). O ajuste de profundidade do registro de GPR foi o mesmo utilizado no perfil GPR-1, comportando uma janela de observação de 16 m de profundidade. Estes perfis foram topograficamente corrigidos para acomodar um desnível de 5 m entre os extremos, no caso entre a lâmina d'água da Lagoa Itapeva e a rodovia RS-389 (fig.13).

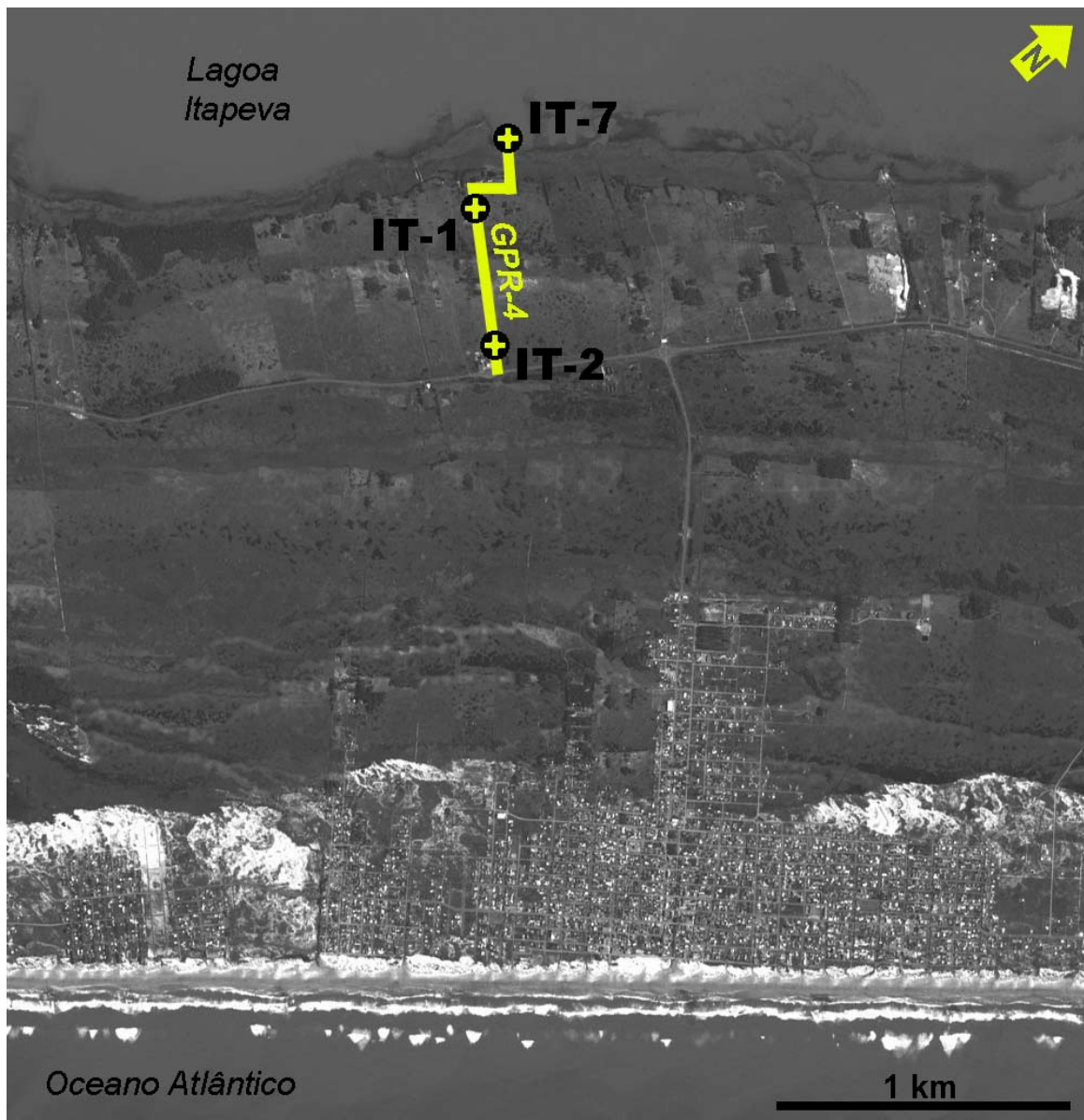


Figura 23: Localização do perfil GPR-4 interceptando as sondagens SPT (IT-1 e IT-2) e VIBROCORE (IT-7) no transecto Arroio do Sal. Imagem SPOT 1.

O primeiro segmento do perfil GPR-4 denominado perfil-A foi realizado sobre a margem da Lagoa Itapeva interceptando a sondagem IT-7 (fig.23 e 24). A base do perfil-A ocorre associada a sedimentos lamosos (finos) da deposição lagunar onde o sinal de GPR torna-se impenetrável com antenas de 200 Mhz. Neste perfil pode-se observar a interface entre os sedimentos lagunares (ausência do sinal de GPR) e a *Rf4ls* (leques de sobrelavagem) indicando a geometria pela qual a *Rf4ls* interdigita-se aos sedimentos lagunares. No limite SE do perfil-A, a *Rf4ls* alternam-se de *Rf4lscp* na base para *Rf4lscd* no centro e *Rf4lsd* no topo indicando a elevação dos níveis lagunares. A disposição relativamente verticalizada desta sequência de radar-fácies (*Rf4lscp*, *Rf4lscd* e *Rf4lsd*) indica uma elevada estabilidade da posição ocupada pela interface barreira/retobarreira na evolução do perfil-A.

Apesar da perfilagem GPR-4 perfil-A interceptar a sondagem IT-7 a baixa resolução neste ponto do perfil inviabilizou uma definição quanto à geometria dos refletores compatível com a margem lagunar atual.

O perfil-B representa o segmento com orientação longitudinal do perfil GPR-4 (fig.24). Nesta orientação tornam-se indiferenciados os mergulhos das *Rf4lsd*, *Rf4lscd* e *Rf4lscp* como apresentados no perfil-A (fig.24). Nesta orientação estes refletores apresentam-se ondulados e truncados com baixo ângulo, sendo apenas correlacionados conforme os limites entre radar-fácies do perfil-A. No perfil-B os refletores que partem da superfície até 0 m alternando refletores mais nítidos (topo) e menos nítidos (base) indicando à variação no teor sedimentos orgânicos associados à deposição da margem lagunar atual. Neste perfil um pronunciado refletor entre 0 e -1 m corresponde ao limite entre os depósitos de leques de sobrelavagem representado pela *Rf4lsd* e a margem lagunar atual.

Na continuação do perfil-B, tem início o perfil-C interceptado pela sondagem IT-1 e retomando a orientação NO-SE (transversal a costa) do perfil GPR-4 (fig.25). Este perfil tem início a 200 m da margem lagunar atual e apresenta-se, assim como nos perfis A e B, sobre a fase transgressiva da barreira. No perfil-C a radar-fácies *Rf4lscp* cobre a base do perfil com refletores contínuos e de baixo ângulo onde o topo posiciona-se a cota de -5 m do NMM.

No início do perfil-C refletores similares a *Rf4lsd* resultam do retrabalhamento da *Rf2lda* na margem lagunar produzindo geometrias similares aos leques de sobrelavagem. Estes refletores indicam o registro da margem lagunar (fig.25). A partir

desta posição em direção ao oceano, a radar-fácies *Rf2lda* ocorre sobre a radar-fácies *Rf4lscp* com 5 m de espessura onde o topo posiciona-se a cota topográfica de +3 m em relação ao NMM (fig.25).

No extremo SE (lado oceânico) do perfil-C no mesmo nível topográfico relacionado ao topo da *Rf4lscp* esta posicionado um refletor com mergulho em direção SE (direção do oceano) definindo a geometria da radar-fácies *Rf3ppe* (fig.25). Este ponto localizado a 280 m do início do perfil-C e a 480 m da margem lagunar atual, marca o ponto de inversão da fase transgressiva para regressiva da barreira costeira. Este refletor especificamente neste ponto encontra-se posicionado abaixo de -4 m em relação ao NMM e delimita a máxima posição em direção ao continente alcançada pela superfície de ravinamento-SR no transecto Arroio do Sal (fig.25).

O perfil-D completa a seção GPR-4 na intersecção com a sondagem IT-2. Neste perfil as cotas topográficas associadas a radar-fácies *Rf3ppe* que eram de -2 m no extremo NO elevam-se em direção ao oceano até que seu topo alcance a posição NMM (0 m) no extremo SE do perfil (fig.25). Ainda no perfil-D, a radar-fácies *Rf2lda* ocorre sobre a *Rf3ppe*, portanto sobre a fase regressiva da barreira. Abaixo destes refletores (*Rf3ppe*) ocorre a *Rf5as* que limita a base da seção perfilada (fig.25). A *Rf5as* apresenta um aspecto de refletores nítidos na proximidade da interface transgressiva/regressiva e que perdem resolução em direção ao oceano.

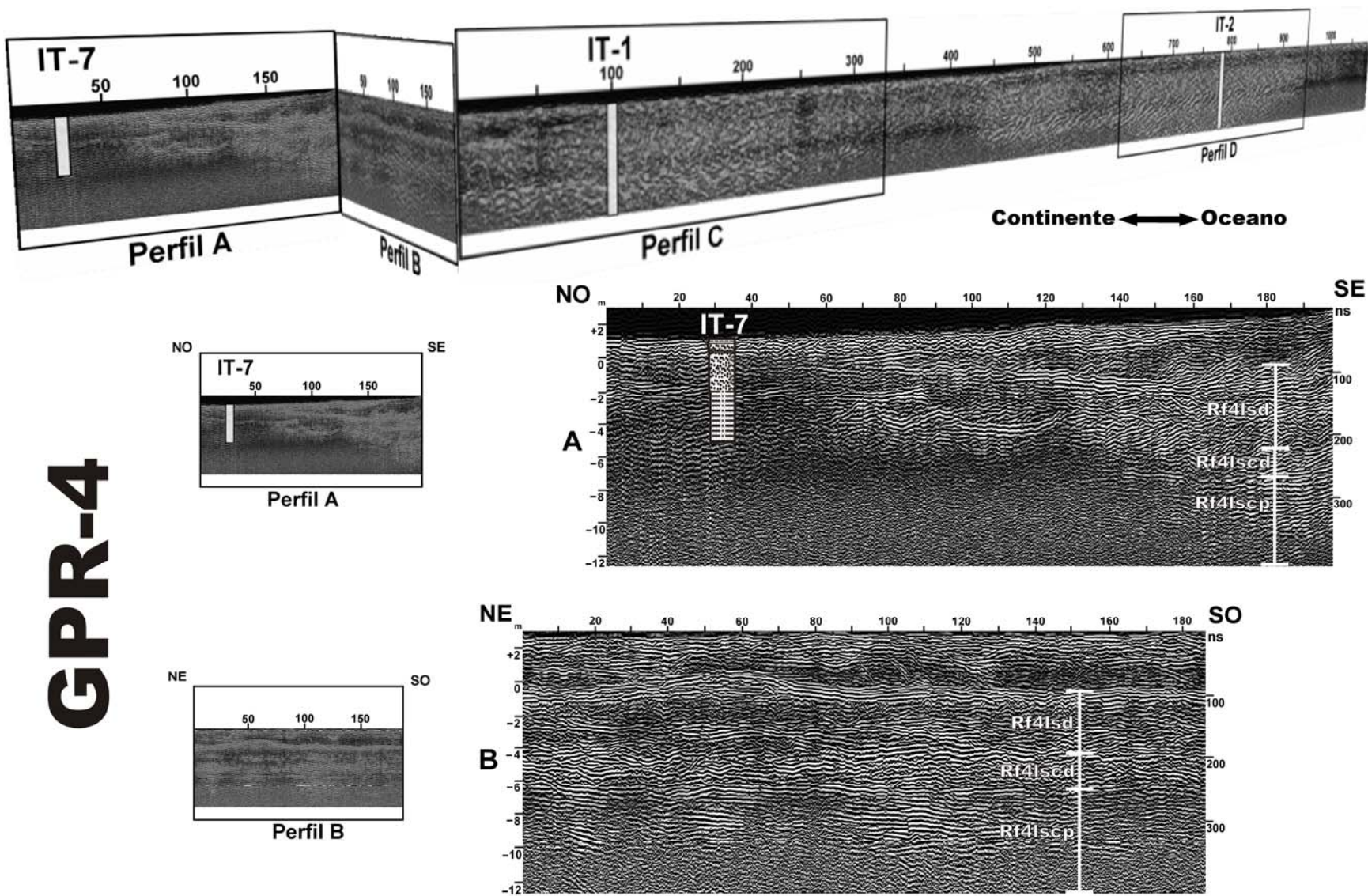


Figura 24: Perfil GPR-4 no transecto Arroio do Sal. Detalhamento do perfil-A de orientação NO-SE interceptado pela sondagem VIBROCORE IT-7 e do Perfil-B de orientação NE-SO (longitudinal a barreira) com as radar-fácies correlacionadas ao perfil-A.

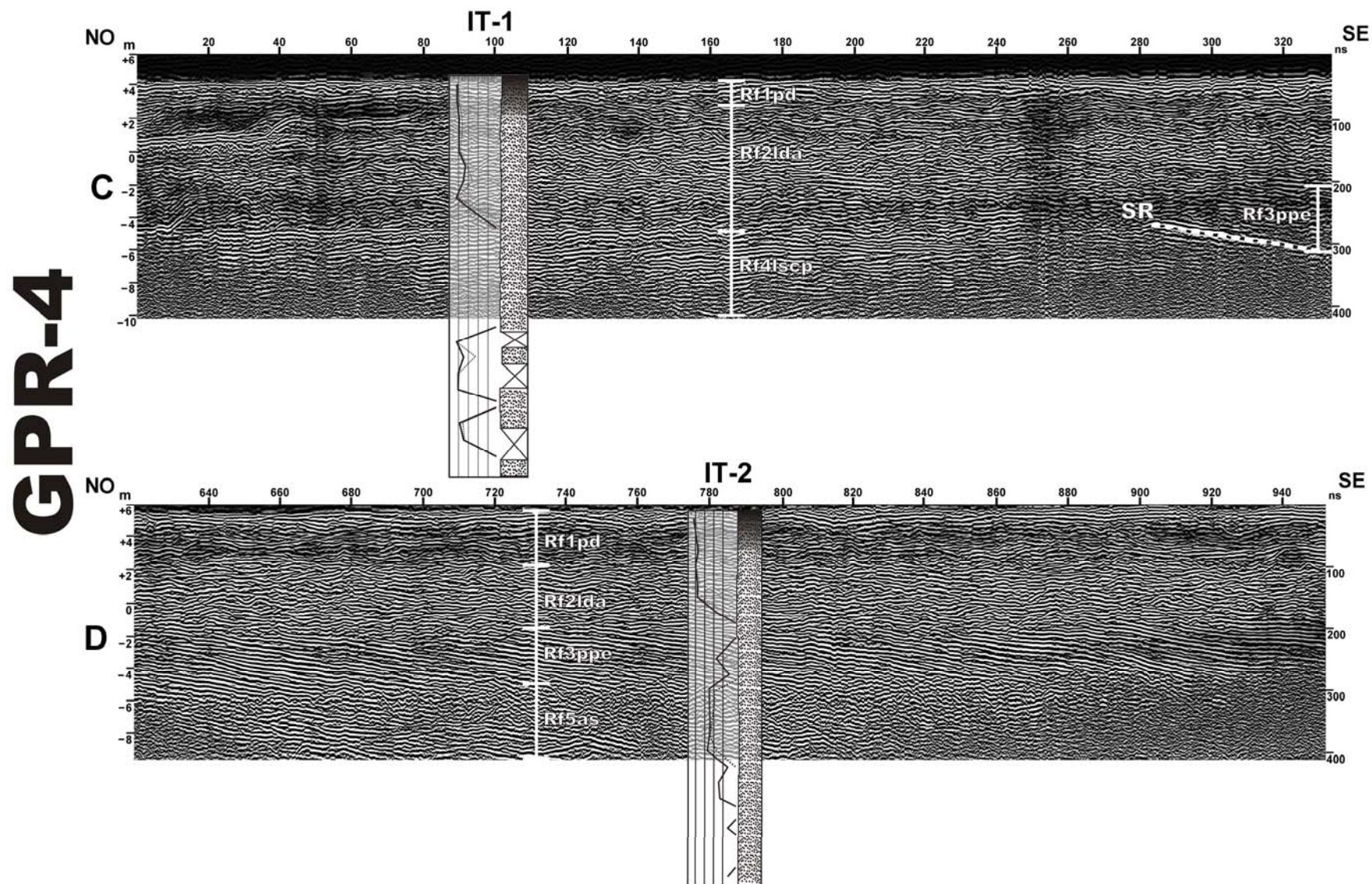


Figura 25: Detalhamento da perfilagem GPR-4 no transecto Arroio do Sal, perfil-C de orientação NO-SE interceptando a sondagem IT-1 e perfil-D de orientação NO-SE e interceptando a sondagem IT-2.

4.3. REGISTRO SEDIMENTAR (Sondagens SPT e VIBROCORE)

A execução das sondagens foi realizada focando tanto a fase transgressiva como a fase regressiva da barreira costeira ao longo dos transectos Itapeva, Rondinha Nova e Arroio do Sal. Esta diferenciação de fases ocorreu mediante a posição da *Rf4ls* (radar-fácies diagnóstico da fase transgressiva) e a posição da *Rf3ppe* (radar-fácies diagnóstico da fase regressiva). Assim, as sondagens SPT IT-1 e IT-3 e tipo VIBROCORE IT-7 e IT-8 foram executadas sobre a fase transgressiva, enquanto as sondagens SPT IT-2, IT-4, IT-5 foram executadas sobre a fase regressiva. Como o perfil Rondinha Nova não foi contemplado com perfis de GPR as sondagens sobre a fase transgressiva (IT-6) e regressiva (FS-15, FS-16 e FS-17) foram executadas pela correlação com os demais transectos (fig.26).

A síntese dos resultados das análises geocronológicas por ^{14}C (AMS) é apresentada na tabela 2.

Tabela 2

Idades das amostras de ^{14}C

<i>Amostra/Número no Laboratório</i>	<i>Material datado</i>	<i>Prof.^c (m)</i>	<i>$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios (o/oo)</i>	<i>Idade convencional (^{14}C anos AP)</i>	<i>Idade calibrada (cal anos AP)^b</i>
FS-17-08A/Beta ^a - 159104	Concha	-6,6	+1.3	2.410 ± 40	2.035 ± 95
IT-4 #21/Beta - 285324	Concha	-14,1	0.0	8.060 ± 40	8.450 ± 110
IT-1 #23/Beta - 285323	Concha	-20,1	NA	7.490 ± 40	7.865 ± 115
IT-3 #20/Beta - 298863	Sed. orgânico	-15,5	-19.9	8.890 ± 40	9.985 ± 205
IT-8/Beta - 298864	Sed. orgânico	-2,4	-21.0	6.700 ± 40	7.560 ± 60
IT-7/Beta - 298865	Sed. orgânico	-2,8	-19.1	7.250 ± 40	8.065 ± 95
IT-5 #14/Beta - 310807	Concha ^d	-11,6	+0.4	6.690 ± 30	7.205 ± 55
IT-6 #TOPO/Beta-310808	Concha ^d	-1,2	+2.0	6.630 ± 30	7.175 ± 55
IT-6 #BASE/Beta- 310809	Concha ^d	-2,6	+1.8	6.740 ± 30	7.265 ± 45
FS-17 #15/Beta - 310810	Concha ^d	-13,6	+1.1	4.350 ± 30	4.475 ± 75
FS-17 #16/Beta - 310811	Concha ^d	-14,6	+1.8	4.430 ± 30	4.595 ± 95
FS-17 #18/Beta - 310812	Concha	-15,6	+1.9	4.820 ± 30	5.125 ± 115

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

^b 2 sigma calibração (95% probabilidade).

^c Profundidades de amostragem em relação ao NMM.

^d Bivalve articulado (posição de vida)

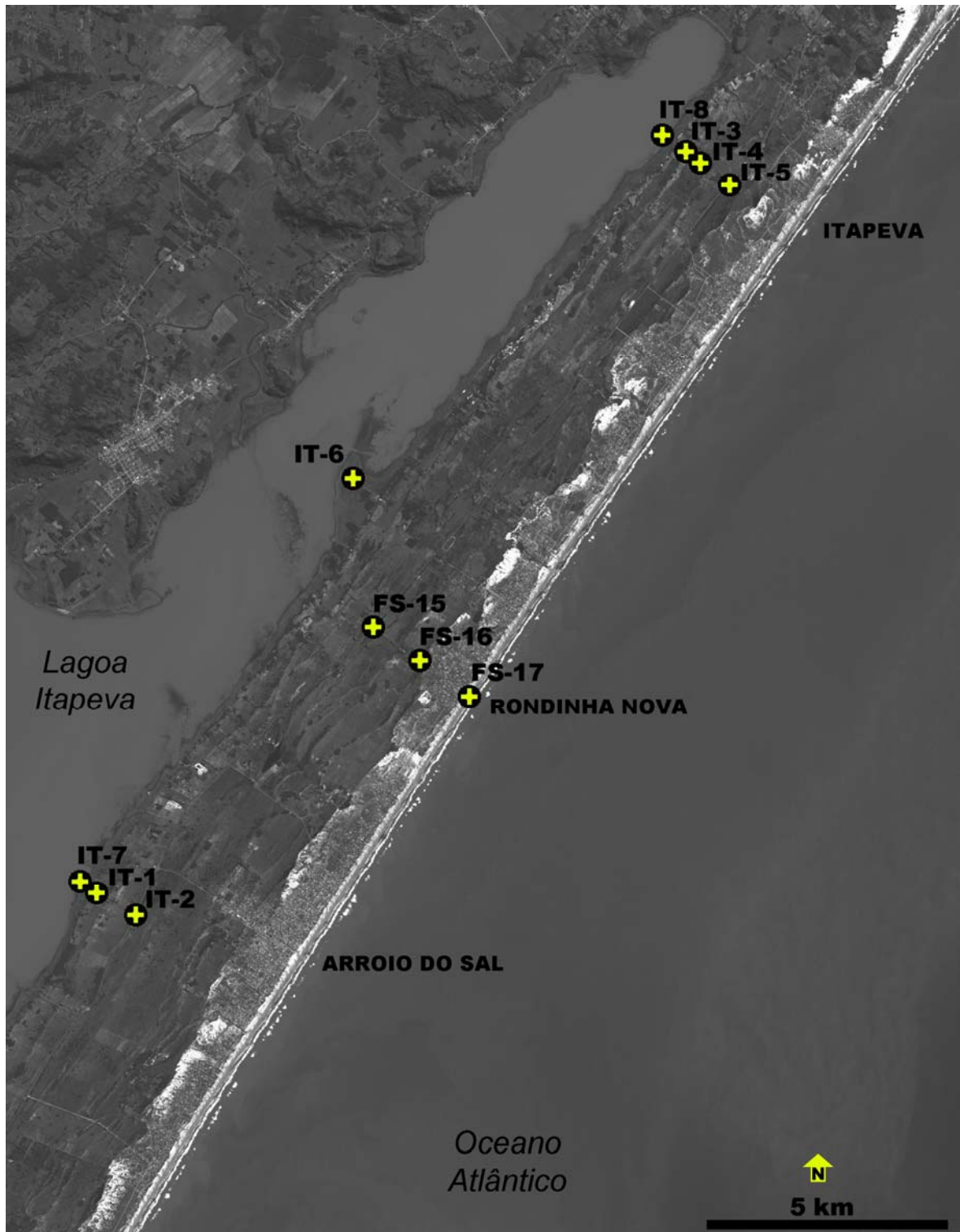


Figura 26: Mapa de localização das sondagens. Imagem SPOT 1.

O registro sedimentar proveniente das sondagens SPT e VIBROCORE foi descrito de forma sintetizada na tabela 3 utilizando critérios sedimentares (litofácies) que incluíram propriedades geotécnicas. Sua equivalência estratigráfica com as radar-fácies descritas anteriormente é apresentada na primeira coluna da tabela 3.

Tabela 3

Fácies Sedimentares

(FÁCIES)	Descrição
Dunas/Interdunas (E) <i>Rf1pd–Rf2df–Rf2dt–Rf2lda</i>	Areias finas a muito finas, bem a pobremente selecionadas, com raízes, laminações de matéria orgânica e presença de concreções ferruginosas, pouco compacta. Carbono total entre 2-20%. Grãos arredondados (52–70%) boa esfericidade (37–54%) e textura superficial liso polido (86–90%). Presença de palinomorfs dulcícolas.
Estirâncio/Pós-Praia (EP) <i>Rf3ppe</i>	Areias finas, bem a moderadamente selecionadas, muito compacta, com laminações de minerais pesados. Carbono total entre 0–0,7%. Grãos arredondados (41–66%) boa esfericidade (45–49%) e textura superficial liso polido (83–93%).
Antepraia Superior (AS) <i>Rf5as</i>	Areias finas a médias, de pobremente a bem selecionadas e de compacta a muito compacta. Teores de carbono total em 0,2–1,2%. Grãos arredondados (44–57%), boa esfericidade (41–61%) e textura superficial liso polido (75–85%).
Antepraia Média (AM)	Areias finas, de pobremente a moderadamente selecionada, e moderadamente a muito compacta, com lentes de lama. Teores de carbono total em 0,3–2,3%, grãos arredondados (46–57%), boa esfericidade (49–59%) e textura superficial liso polido (66–86%) e com mamelonados lisos alcançando 20%. Elevada concentração de fragmentos de cirripédios (cracas) e equinóides irregulares (bolacha de praia) e moluscos marinhos.
Antepraia Inferior (AI)	Silte grosso, muito pobremente selecionado e moderadamente compacto. Teores de carbono total ocorrem entre 2,3–2,6%. Grãos no limite (50%) entre arredondados e sub-arredondados, boa esfericidade (50–52%) e textura superficial liso polido (80–82%). Ocorrem moluscos marinhos bem preservados junto com pinças de crustáceos e fragmentos de cirripédios e equinóides irregulares.
Leques de Sobrelavagem (LS) <i>Rf4lscp–Rf4lscd–Rf4lsd</i>	Areias finas, bem a moderadamente selecionada pouco a muito compacta, com lentes de lama (10%–silte) e laminações de minerais pesados. Teores de carbono total entre 0–4,3%. Grãos arredondados (40–69%), boa esfericidade (28–63%) e textura superficial liso polido (61–90%). Nesta fácies os gastrópodes estuarinos (<i>Parodizia uruguensis</i> e <i>Heleobia australis</i>) e o bivalve marinho <i>Nucula semiornata</i> (em posição de vida) encontram-se bem preservados enquanto restante dos moluscos, cracas e equinóides encontra-se muito fragmentado e muito abrasionado. Nesta fácies verifica-se a presença de palinomorfs dulcícolas e marinhos.
Margem Lagunar (ML)	Silte médio a areia fina, de pobremente a moderadamente selecionado, com raízes, lentes de lama e lentes de matéria orgânica. Teores de carbono total em 10–23%. Nesta fácies verifica-se a presença de palinomorfs dulcícolas.
Delta de Enchente (DE)	Areia fina, bem a moderadamente selecionada, muito compacta no topo e na base, com elevadas concentrações de minerais pesados. Sua morfoscopia indica grãos arredondados (43–44%), com esfericidade média (32–37%) e textura superficial liso polido (92%). Amostras de carbono total com valores abaixo de 0,5%. Ocorrem moluscos marinhos, equinóides regulares e cirripédios, todos muito fragmentados, moderadamente abrasionados e muito bioturbados (95% do total).
Lagunar/Estuarino (LE)	Areia fina a silte fino, de moderadamente a pobremente selecionado e pouco compacta. Grãos arredondados (45–56%), boa esfericidade (60–66%) e textura superficial lisa polida (68–67%). Ocorrência de material orgânico particulado elevando aos teores de carbono total entre 10–20%. Presença de moluscos marinhos e estuarinos. Presença de palinomorfs dulcícolas e marinhos.
Pântanos Basais (PB)	Predominantemente arenosa com 18%–silte, bem selecionada e muito compacta com presença de lentes de lama e teores de 2,9–7% de carbono total. Os grãos tamanho areia fina ocorreram predominantemente arredondados (46–63%), boa esfericidade (50–70%) e textura superficial mamelonada polida (40%). Presença de palinomorfs dulcícolas.

4.3.1. SONDAGENS ITAPEVA

Sondagem IT-8

A sondagem IT-8 foi executada segundo a técnica VIBROCORE obtendo-se um comprimento total de amostragem de 517 cm descompactado (fig.27). O NMM posiciona-se a -1 m da superfície desta sondagem. Não foram observados macrofósseis nesta sondagem. Quanto à amostragem sedimentológica foram analisadas nove amostras e quanto à amostragem palinomorfos e estruturas silicosas foram analisadas 20 amostras (fig.28). Três fácies foram individualizadas no perfil IT-8.

Na base do registro sedimentar desta sondagem encontra-se a fácies-LE (lagunar/estuarino) que apresentou uma composição silte-médio (86%-silte), cor cinza escuro (5Y2/1), pobremente selecionado e com 17% de carbono total. Na posição média desta fácies obteve-se a concentração de carbono total de 14%. O topo é composto de silte-fino (83%-silte), cor cinza escuro (N3), pobremente selecionado e com 12% de carbono total. Na profundidade situada entre 330 e 340 cm uma amostra da parcela orgânica sedimentar (sedimento orgânico) foi submetida à datação ^{14}C (AMS) *Accelerator Mass Spectrometry* obtendo-se a idade calibrada de 7.560 ± 60 anos AP (tab.2).

Oito níveis (P13-P20) equidistantes de palinomorfos e estruturas silicosas foram analisados na fácies-LE (fig.28). Polens Arbóreos (AP) foram pouco frequentes existindo níveis zerados na fácies-LE. Os mais comuns foram Anarcadiaceae (0-6,8%) que elevam-se em direção à base e Palmae (0-1,6%) que varia pouco ao longo da fácies-LE. Não Arboreal Pólen-aquático (NAP-aquáticos) foram verificados em toda a fácies-LE, no entanto os picos percentuais maiores ocorreram no topo e na base da fácies. Os principais NAP-aquáticos encontrados foram Chenopodiaceae (0,2-7,2%) e Cyperaceae (1,2-18,9%). A soma dos demais NAP-aquáticos ocorre com até 10,3% na base. As frequências de NAP ocorrem de forma inversa ao NAP-aquáticos, sendo mais frequentes na porção mediana da fácies-LE. Poaceae sobrepujam os demais polens nesta fácies com porcentagens variando de 7,9-48,6%, seguidas de Asteraceae com 0,5-11,1%. Bryophytas ocorrem em todos os níveis analisados na fácies-LE e a máxima expressão (5,5-6,1%) ocorre no topo (nível datado). Pteridophytas de Polypodiaceae (6,9-34,1%) chegam em P17 alcançando 34,1% do total deste nível. *Spirogyra* (0-3,4%) é a mais

frequente Chlorophyta, no entanto não ocorre no topo. Acritarcha *Micrhystridium* se faz presente (0–1,9 %) na fácies–LE atestando a influência marinha nos níveis P16 e P18. Fungos são comuns ao longo da fácies sendo que a ocorrência de hifas podem perfazer 0–5,7% do total. Escolecodontes (0–5,5%) foram mais comuns no topo. Raros palinoforminíferos (0–0,2%) ocorrem na fácies–LE, especificamente em P14 e P17.

As estruturas silicosas observadas na fácies–LE da sondagem IT-8 são compostas em grande parte por fitólitos do morfotipo wavy-trapezoid (17,3–75,8%) e por diatomáceas *Coscinodiscus* (23,4–69,3%). *Triceratium* (0–11,6%) é mais frequente e constante no topo e *Diploneis smithi* (0–7,6%) na base. Ocorrem mais espículas tipo megasclera (0–5,9%) na base e um pico percentual tipo gemosclera em P19 (fig.28).

Acima desta fácies ocorre de maneira abrupta a fácies–LS (leques de sobrelavagem) com uma composição arenosa fina (97%–areia), bem a moderadamente seleciona com predomínio da cor cinza claro (5Y4/1). Intercalações de lentes de lama na base da fácies atingem cerca de 10 cm e correspondem aos níveis P11 e P12 na figura 28. Três níveis (P10–P12) foram analisados quanto à micropaleontologia na fácies–LS. Polens arbóreos são raros ocorrendo Moraceae-Urticaceae (0,3%). NAP-aquáticas foram frequentes ocorrendo principalmente Chenopodiaceae (0,5–10,5%) e Cyperaceae (13,3–30,9%). Poaceae com 15,4–32,1% dominaram as NAP. Bryophytas *Phaeoceros* com 1–7,4% foram verificadas com grande representatividade nestes níveis, mantendo sua continuidade como na fácies–LE. Polypodiaceae (11,9–23,1%) foram as mais comuns Pteridophytas encontradas nestes níveis da fácies–LS. Chlorophytas e Fungi foram quase ausentes com frequências abaixo de 1% e Escolecodontes com 2,9–9,1% perfazem esta fácies. Acritarchas (0,4%) no nível P12 ocorrem pela última vez no perfil em direção a superfície. Palinoforaminíferos desaparecem nesta fácies e permanecem assim no restante sondagem IT-8. Dentre as estruturas silicosas observadas encontram-se fitólitos wavy-trapezoid (19,1–92,7%) e rondel (0–15,1%). Diatomáceas ocorreram preferencialmente *Coscinodiscus* (5,4–55,4%) seguido de um desaparecimento gradual de *Triceratium* (7,1%) em direção ao topo da fácies–LS. Espículas de esponjas do tipo megascleras somaram 0–12,7% do total nesta fácies. O topo da fácies–LS, há 190 cm corresponde ao desaparecimento de elementos marinhos no perfil micropaleontológico IT-8 (fig.28).

A fácies–ML (margem lagunar) arenosa é composta por areias finas, moderadamente a pobremente selecionada, cor cinza claro a escuro (5G a 5GY) na base e bege claro (10YR) no topo. Seu início acima da fácies–LS caracteriza-se pela ausência de

organismos de origem marinha nas análises palinológicas assim como pelo ressurgimento de vários táxons na base da fácies-ML, principalmente Chlorophytas. Como referência o NMM intercepta esta fácies na profundidade de -1 m. Cinco níveis (P5-P9) foram analisados quanto à micropaleontologia. AP são presentes e indicados principalmente por Anacardiaceae (0-3,9%) e Moraceae-Urticaceae (0-4,6%). Cyperaceae (4-17%) foi NAP-aquático mais frequente. Poaceae (4-16,2%) foi o NAP mais constante e frequente ao contrário de Asteraceae que desaparecem neste e no nível superior. Bryophytas (0-3,9%) passam a ocorrer mais raramente, enquanto que Pteridophytas de Polypodiaceae (5,9-18,2) se elevam alcançando um máximo no topo da fácies-MS na posição P5. *Botryococcus* que não havia aparecido antes neste perfil agora se faz presente com 0,3-25,7% do total na fácies-ML. *Pediastrum* (0-9,4%) e *Spirogyra* (0-3,7%) ocorrem também entre as Chlorophytas neste nível. Fungi representados por hifas (3-45,9%) e por Fungi não identificados (2,1-37,4%) perfazem neste nível um grupo notadamente frequente. Escolecodontes se elevam da base da fácies alcançando 14,7% na porção média da fácies em P7 e então voltam a cair no topo. Fitólitos permanecem nesta fácies como grupo constante e mais frequente principalmente pelo tipo wavy-trapezoid (14,8-73,4%).

A fácies de topo da sondagem IT-8 corresponde à fácies-ML siltosa onde a sua média granulométrica ocorre em silte grosso (65%-silte), cor amarronzada (padrão 5YR-10YR), pobremente selecionado, com muitas raízes e lentes de material orgânico que conferem a este nível teores de 21,8% de carbono total. Em três níveis foram contados palinomorfos e estruturas silicosas (P1-P3). O grupo AP foi marcadamente influenciado pelas frequências de *Moraceae-Urticaceae* (1,3-5,1%). NAP-aquáticos foram frequentes, principalmente Cyperaceae com 10,3-17,8%, já *Chenopodiaceae* foram ausentes. Bryophytas (0,7-4,4%) continuaram a ocorrer constantemente neste nível. Pteridophytas foram as mais frequentes, com boa representatividade de *Micrograma* (1-4,8%) e Polypodiaceae (9,5-12%). Chlorophytas continuaram a ocorrer como no nível anterior, somado a um aumento de *Botriococcus* em direção ao topo. Escolecodontes (0,2-2,2%) foram raros nestes níveis junto ao topo.

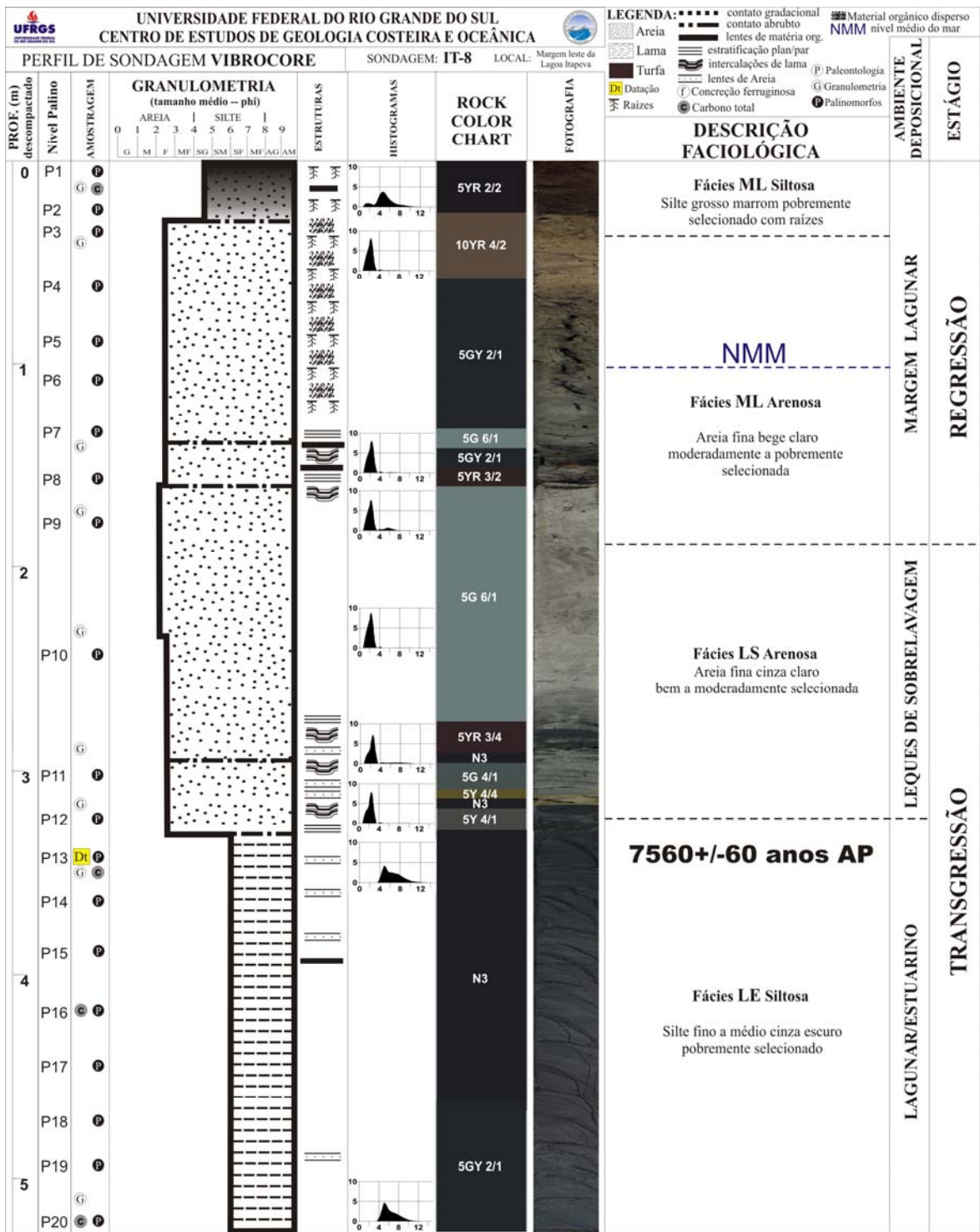


Figura 27: Perfil de sondagem VIBROCORE IT-8 no transecto Itapeva. Localização nas figuras 18 e 25.

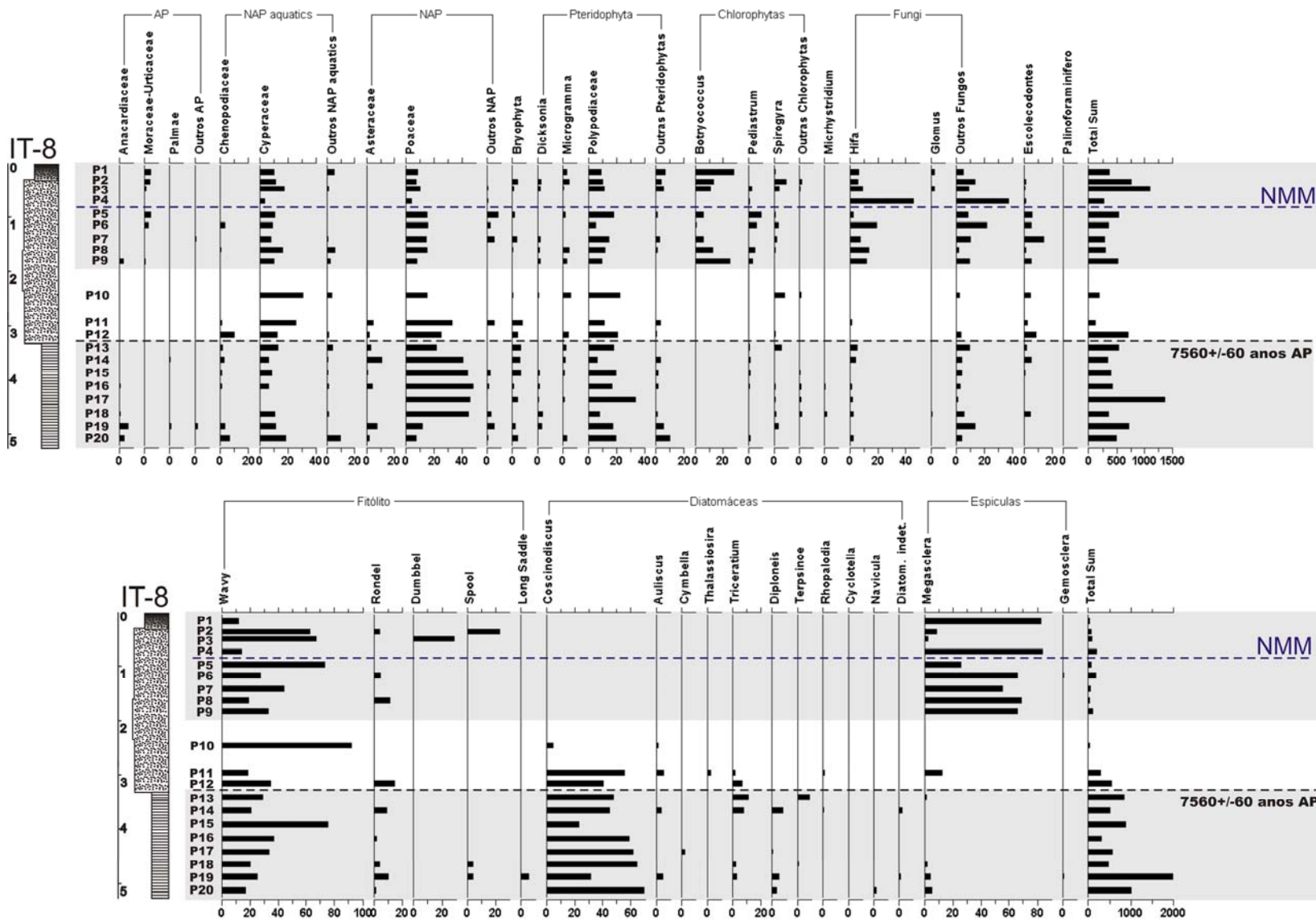


Figura 28: Diagramas de frequências de 20 níveis P1 a P20 da sondagem IT-8 quanto à palinomorfos acima e de estruturas silicosas abaixo.

Sondagem IT-3

A sondagem IT-3 representa a continuidade do transecto Itapeva, agora utilizando-se da técnica SPT. Esta sondagem intercepta a seção de GPR-1, especificamente no perfil-A (figs. 18 e 20). Posiciona-se sobre a fase transgressiva da barreira costeira com o topo a +8 m do NMM e alcançou a profundidade de -24 m partindo da superfície do terreno (fig.30). As análises granulométricas nesta sondagem demandaram o processamento de 25 amostras conferindo uma melhor resolução no perfil seu perfil granulométrico. Amostras de superfície do primeiro cordão de dunas transgressivas junto à margem lagunar (fig. 11 e 14) foram analisadas no intuito de comparação (fig.29). Nesta sondagem foram realizadas análises morfoscópicas complementando a descrição faciológica. Foi observado em 15–16 m resquícios não identificáveis de conchas muito fragmentadas, que não alcançaram o peso mínimo para serem submetidas à datação. Nesta sondagem apenas seis níveis obtiveram concentração suficiente de palinomorfos e estruturas silicosas para viabilizar sua contagem (fig.31).

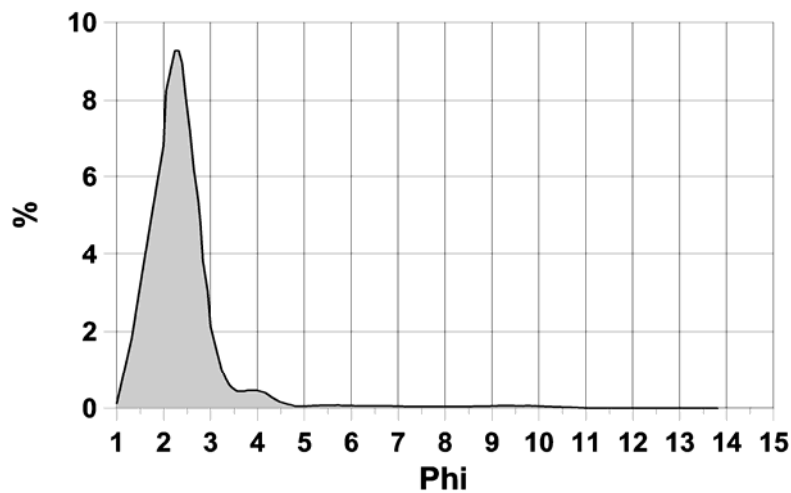


Figura 29: Histograma de frequências simples da amostra de superfície localizada junto ao primeiro cordão de dunas junto à margem leste da Lagoa Itapeva.

Quatro fácies podem ser individualizadas na sondagem IT-3. A base desta sondagem a -24 m da superfície e com 1–2 m de espessura corresponde a fácies-PB (pântanos basais) arenosa (18%–silte), cinza escuro (5GY4/1), bem selecionada e muito compacta. A base da fácies é essencialmente arenosa gradando para mais lamosa junto ao

topo onde se verifica a presença de lentes de lama. Os grãos tamanho areia fina ocorrem predominantemente arredondados (63%), boa esfericidade (70%) e a maior concentração (40%) de mamelonados polidos. Uma amostra no topo da fácies-PB com teor de 2,9% de carbono total e a profundidade de -23,1 m da superfície resultou na idade radiocarbônica (AMS) calibrada de 9.985 ± 205 cal. anos AP (tab.2). Três níveis foram amostrados na fácies-PB quanto à micropaleontologia (P4, P5 e P6). O grupo AP (3,4–6,8%) decresce em direção ao topo na fácies sendo representado principalmente por Anacardiaceae. NAP-aquáticos são frequentes principalmente por Cyperaceae (4,3–9%) seguido de Typhaceae (3,4–6,8%) e *Polygonum hydropiperoides* (0–5,4%). NAP ocorrem indicados principalmente por Poacea (3,4–10,8%) seguida de Asteraceae (2,7–5,6%). Bryophytas (4,3–12,8%) são muito representativas nestes níveis principalmente *Phaeoceros laevis*. Polypodiaceae (0–5,6%) reduzem suas frequências em direção ao topo acompanhando o restante das Pteridophytas. Grandes aglomerados de fitoclastos ocorrem no nível P5. Chlorophytas destacadamente diferenciam-se do restante da sondagem pela grande diversidade e frequências alcançadas por *Botryococcus* (0–6,4%), *Maugeotia* (0–11,3%) e *Pediastrum* (0–6,8%). Fungi comporta muitas hifas (1–11,2%) na base e decaindo em direção ao topo. Estruturas silicosas representam o caractere diferencial da fácies-PB. Fitólitos do tipo wavy-trapezoid (25–59%) apresentam redução na frequência em direção ao topo da fácies, no entanto sobrepõem as formas dumbbell (2,7–11,2%) e long saddle (0–15,8%) na fácies-PB. Os fitólitos do tipo wavy unidos (0–8%) ocorrem somente no nível P6 e indicam pouco retrabalhamento. Diatomáceas dulcícolas de *Eunotia* representam até 16,1% na base (P6). Espículas de esponjas tipo megasclera (4,8–39,4%) são também comuns na fácies-PB.

Acima da fácies-PB ocorre a também arenosa fácies-LE (lagunar/estuarino) (17%–silte) com espessura de 3 m e composição areia fina a muito fina, cor cinza escuro (5Y7/2), pobremente a moderadamente selecionada e pouco compacta. Não são observadas estruturas sedimentares nestas areias. Amostras de sedimentos finos foram verificadas somente nas amostras de calha deste nível, não sendo recuperadas no amostrador devido à baixa compactação das mesmas (fig.30). Os grãos tamanho areia fina ocorreram predominantemente arredondados (56%), boa esfericidade (60%) e textura superficial liso polido (68%).

Acima, ocorre à fácies-LS (leques de sobrelavagem) arenosa (>10%–silte), com 9 m de pacote sedimentar e textura fina a muito fina, cor cinza variando a bege no topo (paletas 5Y–N–10YR) moderadamente selecionada e moderadamente

compacta com lâminas de minerais pesados. Na aproximação do topo se tornam constantes lentes de lama que conferem uma grande variação de compactação na fácies-LS. Seu topo é determinado pelo limite superior da *Rf4lscp* (fig.20), incidindo no primeiro máximo de compactação a partir da superfície na profundidade de 9,5 m (fig.30). Laminações de conchas muito fragmentadas e muito abrasionadas ocorrem na porção média da fácies-LS não sendo passíveis de identificação. As análises morfoscópicas refletem a base mais arenosa com predomínio de grãos arredondados (49–60%), boa esfericidade (51–63%) e textura superficial liso polido (68–76%). Junto às lentes de lama ocorrem subarredondados (49–50%), boa esfericidade (52%) e textura superficial liso polido (77–84%). Nestas lentes de lama as concentrações de carbono total são de 3,3–4,3%. Análises de palinomorfos resultaram em dois níveis (P2 e P3). AP (5,1–8,6%) ocorrem em elevadas frequências na fácies-LS. NAP-aquáticos ocorrem somente no nível P2 principalmente Cyperaceae (10,8%) seguida de *P. hydropiperoides* (6,5%). NAP mais frequentes são Poaceae (6,5–7,6%). Bryophytas representam 2,3% no nível P2 e Pteridophytas ocorrem somente Polypodiaceae com 12,8–15,2%. Quanto a Chlorophytas, *Pediastrum* se faz presente com 2,1% somente em P2. Indicadores essencialmente marinhos são indicados por Acritarchas (5,1% em P3 e 6,5% em P2). Fungi não determinado (32,6–64,1%) ocorrem anormalmente na fácies-LS. Entre as estruturas silicosas ocorreram fitólitos tipo wavy trapezoid (18,1–30,4%) e rondel com 3,6% em P2. Diatomáceas marinhas são representadas por *Coscinodiscus* (2,8–10,1%) e *Diploneis* sp. com 2,0–2,1% e gêneros estuarinos de *Paralia Sulcata* com 10% em P3 e 1,4% em P2. Nestes níveis especificamente as diatomáceas são encontradas muito fragmentadas subestimando sua real frequência assim com as espículas do tipo gemosclera. Isto ocorre indicando certo grau de retrabalhamento na fácies-LS.

No topo da sondagem IT-3 ocorre a fácies-E (dunas/interdunas) arenosa fina de bem a moderadamente selecionada com médias em 2,4–2,6 phi, cor bege claro a escuro (paletas 10YR a 5Y) e pouco compacta. Esta fácies ocorre da superfície até -9,5 m no topo da fácies-LS. Concreções ferruginosas ocorrem próximo ao topo mesclando-se a raízes. A morfoscopia indica se tratar de areias com grãos arredondados (52–65%) com boa esfericidade (37–43%) e predominantemente liso polido (86–97%). Teores de carbono total são de 4% a 3 m da superfície. Neste nível (P1) com lentes de lama foi submetido à análise micropaleontológica indicando AP com (4,6%), NAP-aquáticos representados por Cyperaceae (33,1%), *P. Hydropiperoides* (9,5%) e Typhaceae (6,2%). Entre NAP predominam Poacea (20,6%) e retornam ao perfil Asteracea (2,2%). Bryophytas quase

desaparecem e Pteridophytas permanecem frequentes principalmente Polypodiaceae (7,4%). Algas Chlorophytas tornam-se raras. Com relação a Fungi reaparecem hifas (2,6%) no perfil. Fitólitos são representados principalmente do tipo wavy-trapezoid (10,1%) seguido de wavy-unidos (3,3%). Diatomáceas são representadas pelo surgimento de *Eunotia* (1,7%) no perfil. Na fácies-E todos os grupos são sobrepujados pelas espículas de esponjas tipo megasclera (46%) e gemoscleras (12,4%), gemoscleras longas (13%) e gemoscleras curtas (11%).



Figura 30: Perfil de sondagem SPT IT-3 no transecto Itapeva. Localização na fig. 18 e 26.

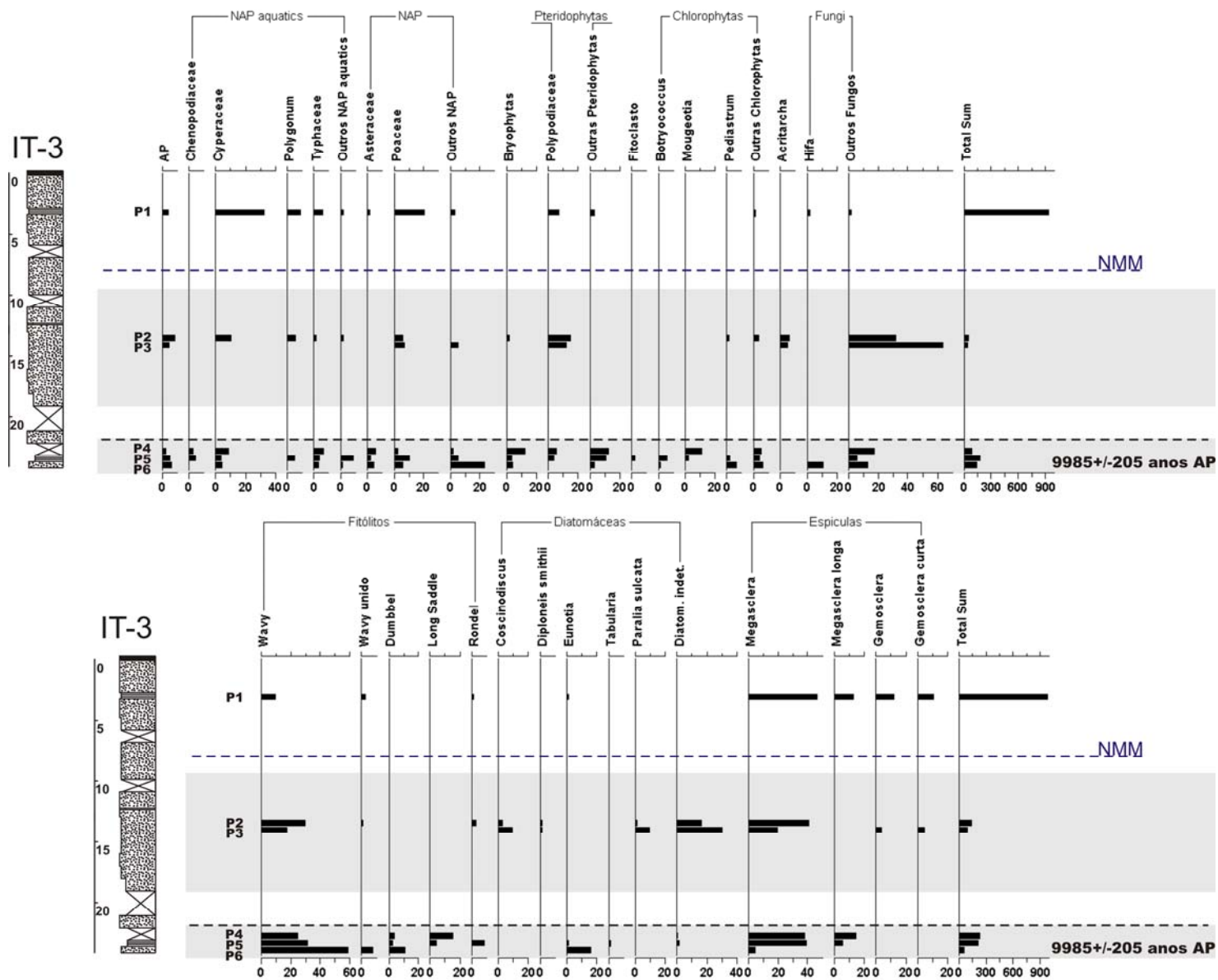


Figura 31: Diagramas de frequências de 6 níveis da sondagem IT-3 quanto a palinomorfos acima e de estruturas silicosas abaixo.

Sondagem IT-4

A sondagem IT-4 assim como a IT-3 esta contida próximo ao início da seção GPR-1 e fazem parte do perfil-A. A sondagem IT-4 posiciona-se de forma a interceptar ambas as fases transgressiva (em maior profundidade) e regressiva da barreira costeira. Buscou-se neste posicionamento a interface entre as fases (fig.20). O posicionamento da sondagem IT-4 refere-se ao setor onde a SR se dá pela interface entre *Rf3ppe* (pós-praia/estirâncio) e o inferior pela *Rf4ls* (leques de sobrelavagem) (fig.20). A sondagem IT-4 aprofunda-se até -24 m com o topo a +7,5 do NMM e compõem um perfil de cinco fácies (fig.32).

Da base, até -22 m ocorre a fácies-PB (pântanos basais) arenosa fina (ϕ -2,7), moderadamente selecionada, cor cinza escuro (5Y4/1) e compacta. Os grãos do intervalo areia fina foram analisados segundo a morfoscopia indicando tratar-se de grãos predominantemente arredondados (46%), boa esfericidade (50%) e 82% de frequência para textura superficial liso polido. Esta fácies apresenta material orgânico particulado com teores entre 6–7% de carbono total. A análise micropaleontológica da fácies-PB foi processada a partir de uma lente de lama e resume-se ao nível P15 indicando o predomínio de Moraceae-Urticacea (3,2%) dentre AP. NAP-aquáticos resultam unicamente em *P. hidropiperoides* (6,8%) e NAP ocorrem principalmente Poaceae (24,3%) seguida de 11,4% de Asteraceae. Bryophytas são comuns com 7,7% enquanto Pteridophytas não identificadas somam 13,3%. Fitoclastos ocorrem com 4,1% e Chlorophytas com 3,6%. Nesta fácies uma única morfologia de escolecodonte (9,1%) foi muito frequente. Não foram observadas estruturas silicosas na fácies-PB da sondagem IT-4.

De forma gradacional a base mais arenosa (fácies-PB) altera-se para a fácies-LE (lagunar/estuarino) siltosa média a fina cor cinza escuro paleta 5GY2/1, pouco compacta e com espessura de 3 m. A amostra superior desta fácies não foi recuperada devido à baixa compactação. Na fácies-LE ocorrem grãos arredondados (45%), boa esfericidade (66%) e textura superficial lisa polida (67%). O material orgânico particulado presente na base da fácies-LE (fig.32) corresponde a fragmentos vegetais que elevam os teores de carbono total para até 17–20% enquanto o topo apresenta 10–13%. Ao longo de toda a fácies-LE ocorrem microfósseis diversos. Na base (21–22 m) ocorrem os gastrópodes de *Protothaca antiqua*, *Heleobia australis*, *Rissoina* sp., *Parodizia uruguaensis*, *Anachis isabellei*, *Alabina cerithidioides*, *Turbolina uruguaensis* e *Architectonica nobilis*, todos pouco fragmentados, abrasionados e bioturbados. Estes

gastrópodes ocorrem em meio aos bivalves *Cardiidae*, *Ostrea puelchana* e *Crassostrea rhizophorae* (moderadamente fragmentados, moderadamente abrasionados e pouco bioturbados), *Adrana japonensis*, *Crepidula protea*, *Pitar rostratum* e *Anomalocardia brasiliiana*. Pinças de crustáceos milimétricas não identificadas foram também comuns na fácies-LE. Uma única valva íntegra de *C. rhizophorae* proveniente da profundidade de -21,5 m da superfície foi submetida a datação de ^{14}C (AMS) revelando a idade calibrada de 8.450 ± 110 cal. anos AP (tab.2). Acima do material datado, em torno de -20 m ocorre um nível de siltoso fino e pobremente selecionado, sem estruturas com média em 6,4 phi, composto unicamente por gastrópodes estuarinos intactos de *P. uruguaensis* e *H. australis*.

Seis níveis foram amostrados para micropaleontologia (P9-P14) na fácies-LE (fig.33). O grupo AP foi definido principalmente por Moraceae-Urticaceae (0-3,7%) na base. NAP-aquáticas ocorrem Cyperaceae (6,9-20,5%) ao longo de toda a fácies, elevando-se em direção ao topo; Chenopodiaceae (0-10,8%) mais comuns na base, e *P. hydropiperoides* (0,9-4%) e Typhaceae (2,3-2,7%) ocorrem somente nos níveis P12 e P13. NAP caracteriza-se pela continuidade e elevada frequência de Poaceae (9,8-41,8%) ao longo da fácies-LE. Asteraceae (0-9,7%) e Fabaceae (0-4,8%) por sua vez oscilam ao longo. Bryophytas (1,3-17,9%) são também frequentes e contínuas na fácies-LE. Pteridophytas foram mais comuns Polypodiaceae (0-15,4%) seguida de *Microgramma* (0-3,5%). Dentre as Chlorophytas *Pediastrum* (0-27,9%) sempre foi a mais frequente, porém ocorreram intervalos onde as Chlorophytas desapareceram completamente. Acritarchas (0-1,3%) foram raros e unicamente nos níveis P6 e P11. Entre Fungi *Glomus* (1,3-2,5%) ocorrem na base e hifas alternaram-se em bandas de ocorrência. A elevada frequência de fungos não identificados (4,7-24,3%) se fez presente na fácies-LE. Escolecodontes (0-2,7%) e palinoforaminíferos (0-2,7%) ocorrem em baixas frequências.

Quanto as estruturas silicosas na fácies-LE ocorrem fitólitos em quatro formas: a mais comum é wavy-trapezoid (9,7-38,2%) seguido de spool (0-1,9%), rondel (0-1,6%) e dumbbell (0-0,4%). Diatomáceas são dentre o grupo de estruturas silicosas os mais frequente na fácies-LE, conferindo 52,8-76,4% unicamente a *Coscinodiscus* que ocorre em todos os níveis desta fácies. *Ausilcus* (0,9%) ocorre somente em P14. *Triceratium* (0-1,6%) e *Diploneis* (0-8,3%) retraem-se da base para o topo. Ocasionalmente ocorrem *Eunotia* (0-2%) e *Pinnularia latevittata* (0-0,4%). Espículas de esponja são documentadas por megascleras (2,8-7,3%). Outro grupo essencialmente marinho foi Silicoflagellata *Dictyocha* que elevam se da base para o topo alcançando 7,5% em P9 e ocorrendo em todos os níveis amostrados na fácies-LE.

Acima da fácies-LE de maneira gradacional ocorre à fácies-LS (leques de sobrelavagem) arenosa com 5 m de espessura composta na base por areia muito fina pobremente selecionada gradando para areia fina, bem selecionada e ambas de cor cinza (paletas 5GY e 5Y) e muito compactas. Seus grãos são arredondados (45–53%), boa esfericidade (56–66%) e predominantemente lisos polidos, com até 90% de frequência junto ao topo da fácies. Teores de carbono total nesta fácies ocorrem sempre inferiores a 1%. Seu topo é correlacionado a SR mapeada no perfil-A da seção GPR-1 (fig.20). Laminações de minerais pesados são presentes em todas as amostras na fácies-LS. Na base entre 18–19 m ocorreram lentes de lama milimétricas com bivalves muito fragmentados, muito abrasionados e pouco bioturbados de *A. brasiliana*, *C. protea*, *C. rhizophorae*, *O. puelchana* e gastrópodes *T. uruguensis*, *A. isabellei*, *Arene microforis*, *P. uruguensis* e *H. australis*. Este nível ocorre associado a uma grande quantidade de espinhos de Equinoidea muito fragmentados e abrasionados assim como fragmentos de Cirripedia (cracas) também muito abrasionados (fig.32).

Três amostras na base (P6, P7 e P8) e uma mais próxima ao topo (P5) da fácies-LS foram analisadas segundo microfósseis (fig.33). No grupo AP foram frequentes Moraceae-Urticaceae (4,6%) no nível P5 seguido de Palmae (0,2%) no nível P6. Entre NAP-aquáticos Cyperaceae (11,9–25,6%) foram as mais constantes e frequentes, seguido de Chenopodiaceae (6,4%) que ocorreu somente em P8. NAP ocorre Astereaceae (0–3,8%) junto à base com Poaceae ao longo da mesma (8,3–26,9%). Fabaceae (5,2%) foram comuns em P7. Bryophytas (3,1–7,6%) foram frequentes nos três níveis da base. Pteridophytas foram frequentes ocupando destaque na amostra de topo principalmente pela ocorrência de *Microgramma* (17,8%) seguida de Polypodiaceae (13,3%). Fitoclastos dominam o nível P6 com 52% de frequência. Chlorophytas principalmente *Pediastrum* (0,2–21%) ocorrem na base. Acritarchas limitam-se ao P7 com 0,9%. Fungi não identificados (3,5–12,6%) foram os mais frequentes. Escolecodontes e Palinoforaminíferos ocorrem no nível P8 ambos com 1,2%.

Dentre o grupo com estruturas de sílica ocorrem fitólitos dos morfotipos wavy-trapezoid (14,8–73,6%), long saddle (0–26,3%), rondel (0–23,1) e spool (22,3%) somente em P7. Diatomáceas são marcadas pela distribuição de *Coscinodiscus* (34,1–72,5) ao longo da base (P6, P7 e P8) e *Navícula* (0,2%) em P8. Espículas de esponjas do morfotipo megascleras ocorrem com 0–21% e gemoscleras com 0,5% de frequência.

Acima desta fácies e limitada na base pela superfície de ravinamento, ocorre à fácies-EP (estirâncio/pós-praia) arenosa fina cinza, moderadamente a bem

selecionada, cor cinza (paleta 5Y) e muito compacta. Sua espessura é de 5,5 m. Seus grãos pertencentes ao intervalo areia fina são arredondados (45–51%), com boa esfericidade (66%) e textura superficial lisa polida alcançando 93% de frequência. Ocorrem na fácies–EP fragmentos milimétricos de conchas de bivalves não identificáveis há –10,5 m da superfície. Laminações de minerais pesados não são raras, no entanto ocorrem menos nítidas que na fácies inferior.

A fácies de topo da sondagem IT-4 corresponde à fácies–E (duna/interduna) limita-se na base ao primeiro máximo de compactação no perfil SPT em -8,4 m de profundidade (fig.32). Compõem-se de areias finas que de modo geral exibem cor bege claro (nesta fácies observa-se uma grande variedade de cores) bem a moderadamente selecionada e pouco compacta. Nesta fácies posiciona-se o NMM a -7,5 m da superfície do terreno. Grãos tamanho areia fina são predominantemente arredondados (56%), boa esfericidade (54%) e exibem sua superfície lisa polido (90%). Teores de carbono total alternam-se no topo em níveis de até 20% e níveis mais arenosos com 4%.

Foram analisados os microfósseis das amostras com os quatro maiores teores de carbono total (fig.32), as quais encontram-se descritas abaixo. Em AP foi notada a presença de *Palmae* em todos os níveis. Entre o grupo NAP-aquáticos foram frequentes principalmente Cyperaceae (5,1–21,3%) seguida de Typhaceae (0–8,2%) a qual aumentou sua concentração próximo à superfície e menor frequentes as Asteraceae (0,4–2,5%) e Fabaceae (0–0,5%). Poaceae (13,8–32,8%) mantêm-se como as NAP de frequências mais elevada. Bryophytas (0–0,7%) ocorrem também de forma rara. Entre Pteridophytas ocorrem no topo em P1, Polypodiaceae chegando a 20%. Fitoclastos são comuns também ao longo das duas amostras de topo (P1 e P2) com 9,8 e 5,6% junto à superfície. Chlorophytas elevam-se até 15% no topo. Fungi são representativos no topo entre eles hifas (4,2–12,8%) e Fungi não-identificados (2,5–43,6%) reduzem-se na proximidade da superfície.

Dentre as estruturas silicosas foram frequentes os morfotipos de fitólitos wavy-trapezoid (6,8–31,7%) diminuindo em direção ao topo e raros dumbbell (0–1%). Entre diatomáceas ocorreram as de água doce representadas por *Eunotia* (0–2%). Nesta fácies torna evidente o domínio de espículas de esponja principalmente os morfotipos: megasclera (58–70,4%), megasclera longa (0–1,5%), gemosclera (0–10,3%) e gemosclera curta (0–12,6%).

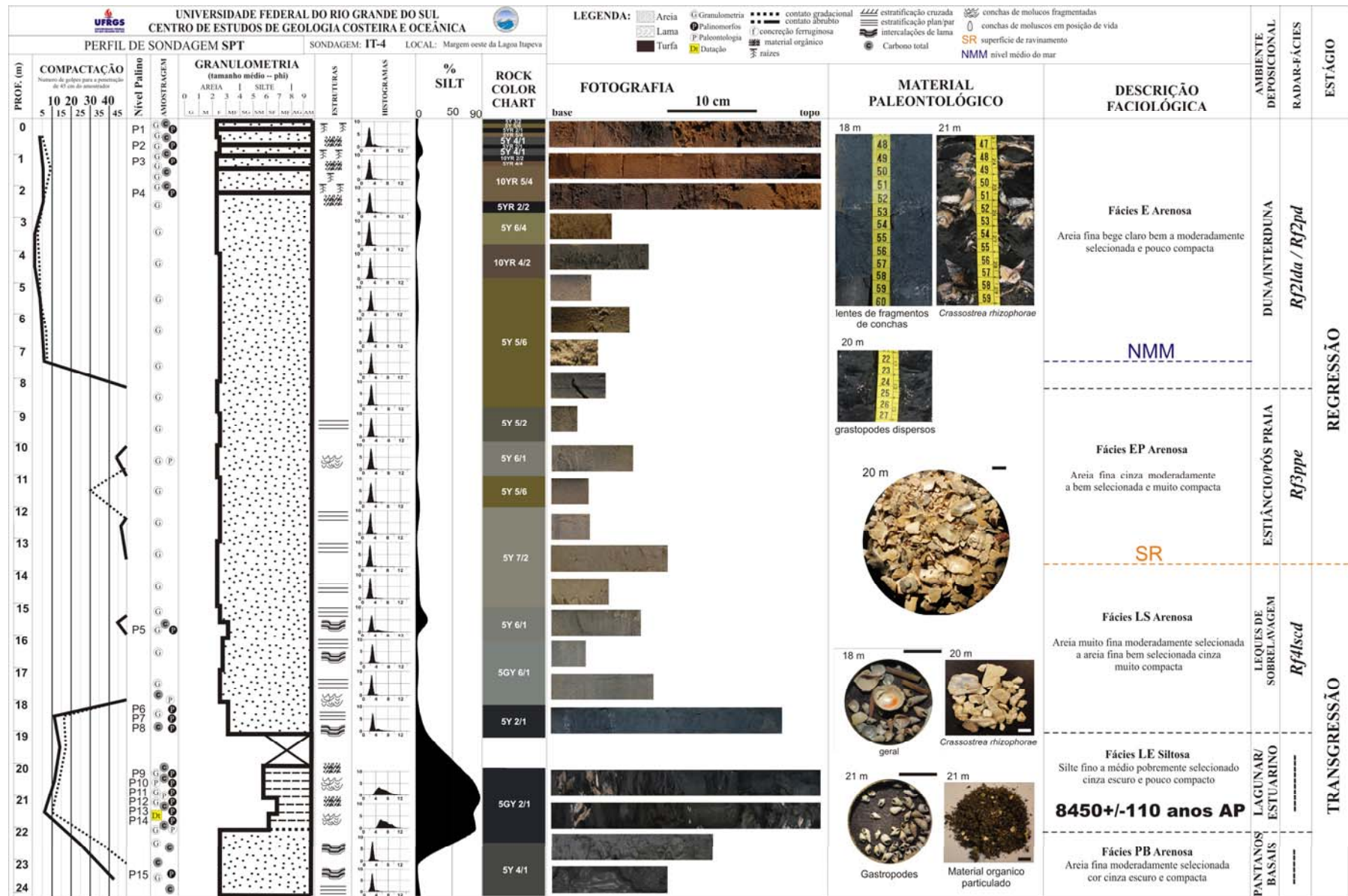


Figura 32: Perfil de sondagem SPT IT-4 no transecto Itapeva. O material paleontológico foi fotografado à escala gráfica de 5 mm.

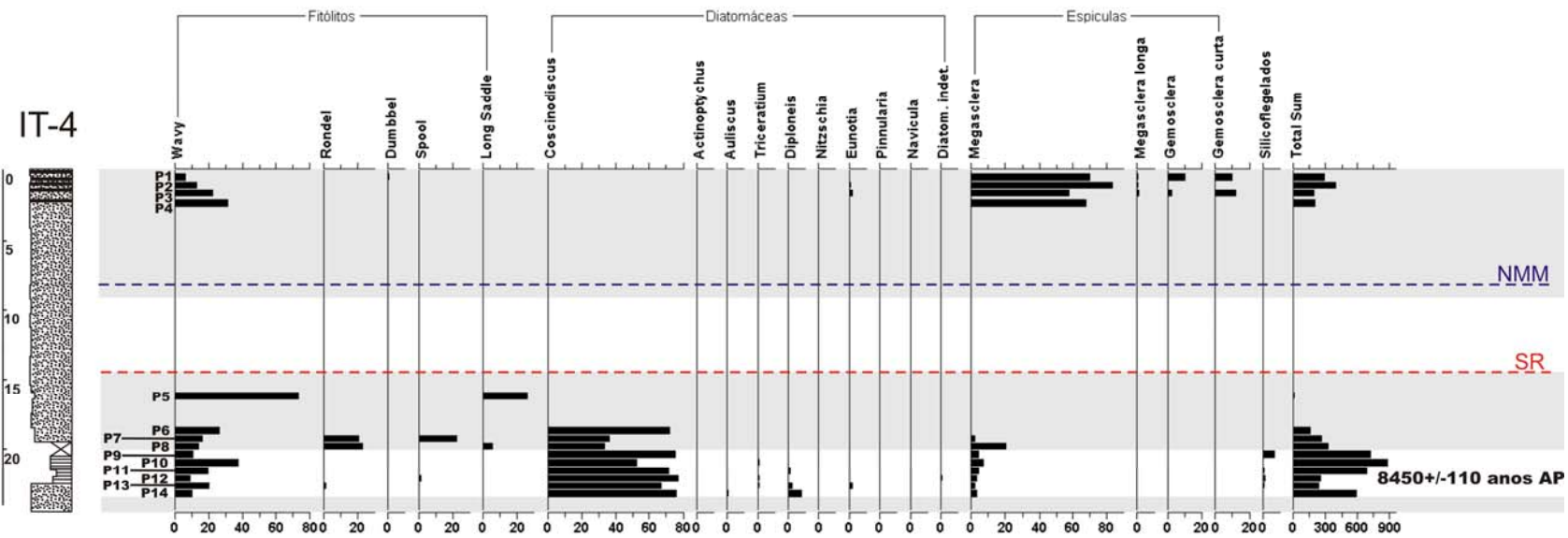
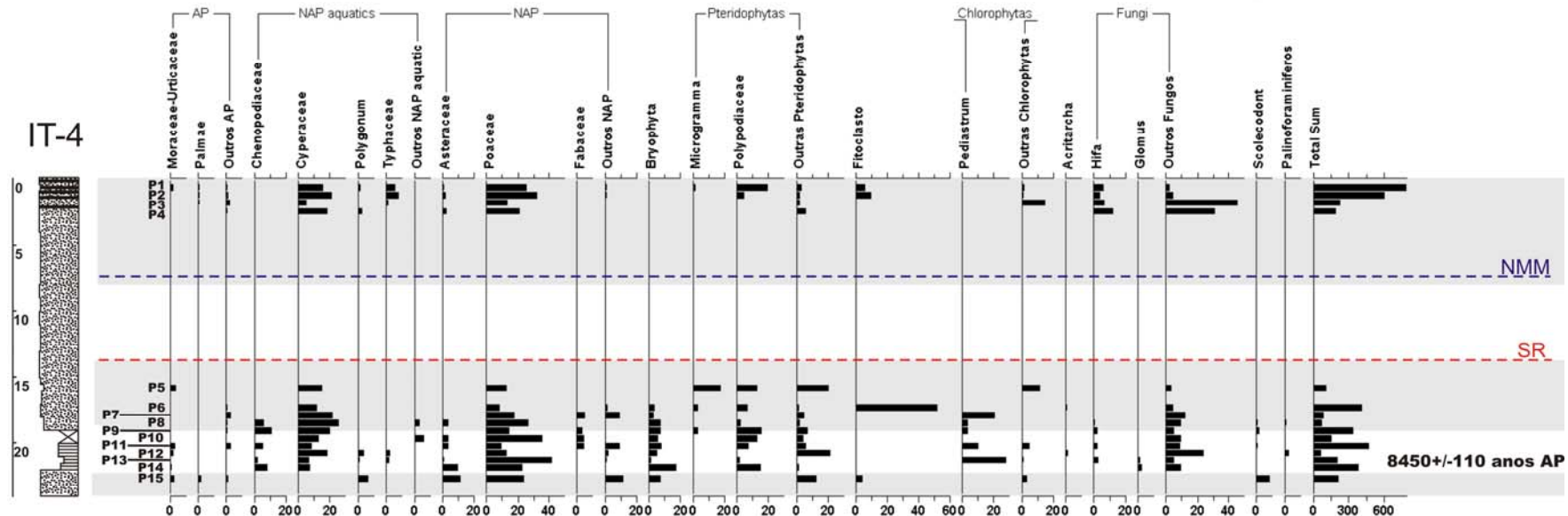


Figura 33: Diagramas de frequências das análises micropaleontológicas da sondagem IT-4 quanto à palinomorfos acima e de estruturas silicosas abaixo.

Sondagem IT-5

A sondagem IT-5 situa-se no extremo SE do transecto Itapeva e na seção GPR-1 (fig. 18 e 20). Esta sondagem retrata a fase regressiva da barreira em desenvolvimento a uma distância de 1,130 km do ponto de inversão transgressivo/regressivo (limite NO da *Rf3ppe*) e a 1,7 km da praia atual. A sondagem IT-5 ocupa uma região de refletores bem definidos na linha GPR-1 designada de perfil-B (fig.20). É uma sondagem de 20,45 m de profundidade, posicionada a +8,5 m acima do NMM e atravessa quatro fácies (fig.34).

Na base da sondagem IT-5 ocorre a fácies-AM (antepraia média) com espessura de 5 m, arenosa fina (ϕ -2,8), bem selecionada, cor cinza (5B5/1 e N6) de moderadamente a muito compacta. Laminações paralelas e lentes de lama centimétricas são presentes. Teores de carbono total englobam valores entre 0,3–0,8% nesta fácies. Na base desta fácies, à -12 m de profundidade do NMM, foram observados equinodermos, moluscos e crustáceos. Echinoidea ocorrem muito fragmentados, pouco abrasionados e pouco bioturbados. As conchas de moluscos por sua vez ocorrem moderadamente fragmentadas, moderadamente abrasionadas e moderadamente bioturbadas. E os crustáceos por sua vez são pouco fragmentados, pouco abrasionados e pouco bioturbados.

O aspecto geral do conteúdo paleontológico da sondagem IT-5 pode ser observado na figura 34, onde a maior parte do material é representado por fragmentos de Echinoidea. Os moluscos observados foram *H. australis*, *Anadara ovalis*, *Donax gemmula* (em posição de vida), *Petricolaria stellae*, *Annachis isabellei*, *Transennella cf. culebrana* (em posição de vida), *Corbula caribaea* (em posição de vida) e *Tivela mactroides*. Entre os crustáceos foram encontrados pinças e fragmentos de carapaça, já os equinóides do gênero *Mellita* foram encontrados fragmentos de carapaça (fig.34). Na base da fácies-AM cinco conchas de tamanho similar e ambas em posição de vida (somadas para atingir o peso necessário para $^{14}\text{C AMS}$) de *D. gemmula* resultaram na idade radiocarbônica de 7.205 ± 55 cal. anos AP (tab.2).

Acima da fácies-AM ocorre à fácies-AS (antepraia superior) arenosa composta de areia fina a média (ϕ -1,9), cor cinza variado (paletas 5B, 5GY, N e 5G) moderadamente selecionada e de compacta a muito compacta. A espessura desta fácies é de 5 m, sendo que seu limite superior foi definido pelo registro GPR-1 no Perfil-B correspondente à base do registro dos refletores da *Rf3ppe*. São verificadas laminações de

minerais pesados e lentes de lama ambas da ordem de milímetros na fácies-AS. Teores de carbono total indicam valores abaixo de 1%.

Englobando a posição do NMM e com a espessura de 4,5 m ocorre a fácies-EP (estirâncio/pós-praia) arenosa fina cinza (5G6/1 e 5GY6/1), bem selecionada e muito compacta. Laminações de minerais pesados continuam a ocorrer como na fácies-AS. O topo da fácies-EP foi definido pelo comportamento do perfil (primeiro máximo) de compactação na sondagem IT-5 na profundidade de +2 m acima do NMM (fig.34).

A fácies-E (duna/interduna) caracteriza a superfície e o topo da sondagem IT-5 ocorrendo de forma gradacional a fácies-EP e corresponde a areias finas, bege claro (10YR5/4) intercaladas com horizontes marrons (10YR4/2), bem a moderadamente selecionadas e pouco compactas. Teores de carbono total indicam valores na ordem de 2-3% nos horizontes orgânicos de coloração enegrecida (N2). Concreções ferruginosas ocorrem associadas às areias sem estruturas e cor bege claro. Fragmentos de raízes podem ser observados do topo até a base da fácies-E (duna /interduna).

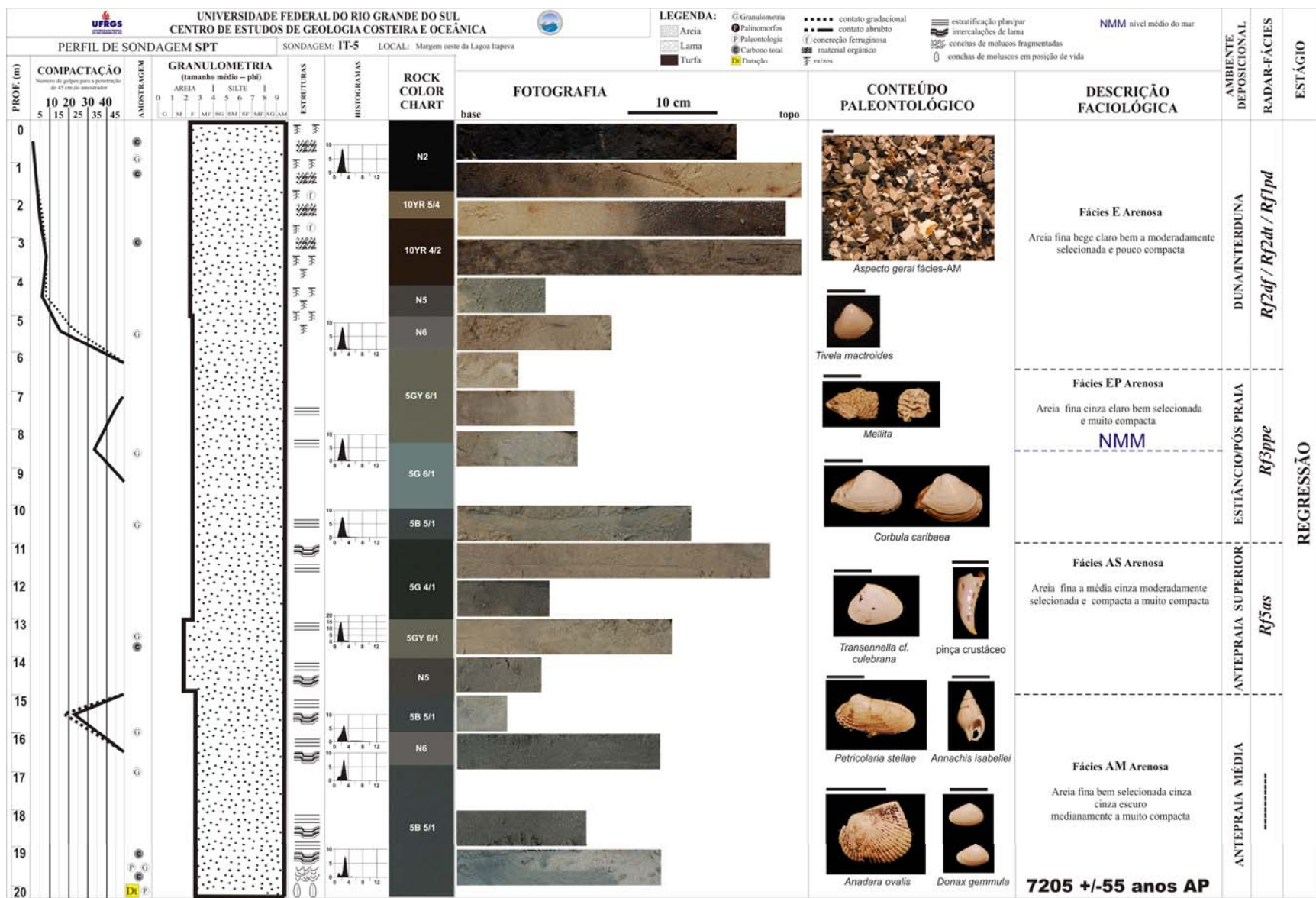


Figura 34: Perfil de sondagem IT-5. O material paleontológico corresponde a prof. de -20 m e a escala gráfica a 5 mm. Localização figura. 18 e 26.

4.3.2. SONDAGENS RONDINHA NOVA

O transecto Rondinha Nova não dispõe de perfilagem com GPR. Ele representa a seção central na área de estudo e é composto por três sondagens SPT (FS-15, FS-16 e FS-17) e uma sondagem VIBROCORE (IT-6) (fig.35). A disposição das sondagens SPT tem o intuito de representar a face oceânica da barreira e proporcionar um melhor dimensionamento da fase regressiva, enquanto que a sondagem VIBROCORE IT-6 foi executada na margem da lagoa sobre a fase transgressiva.

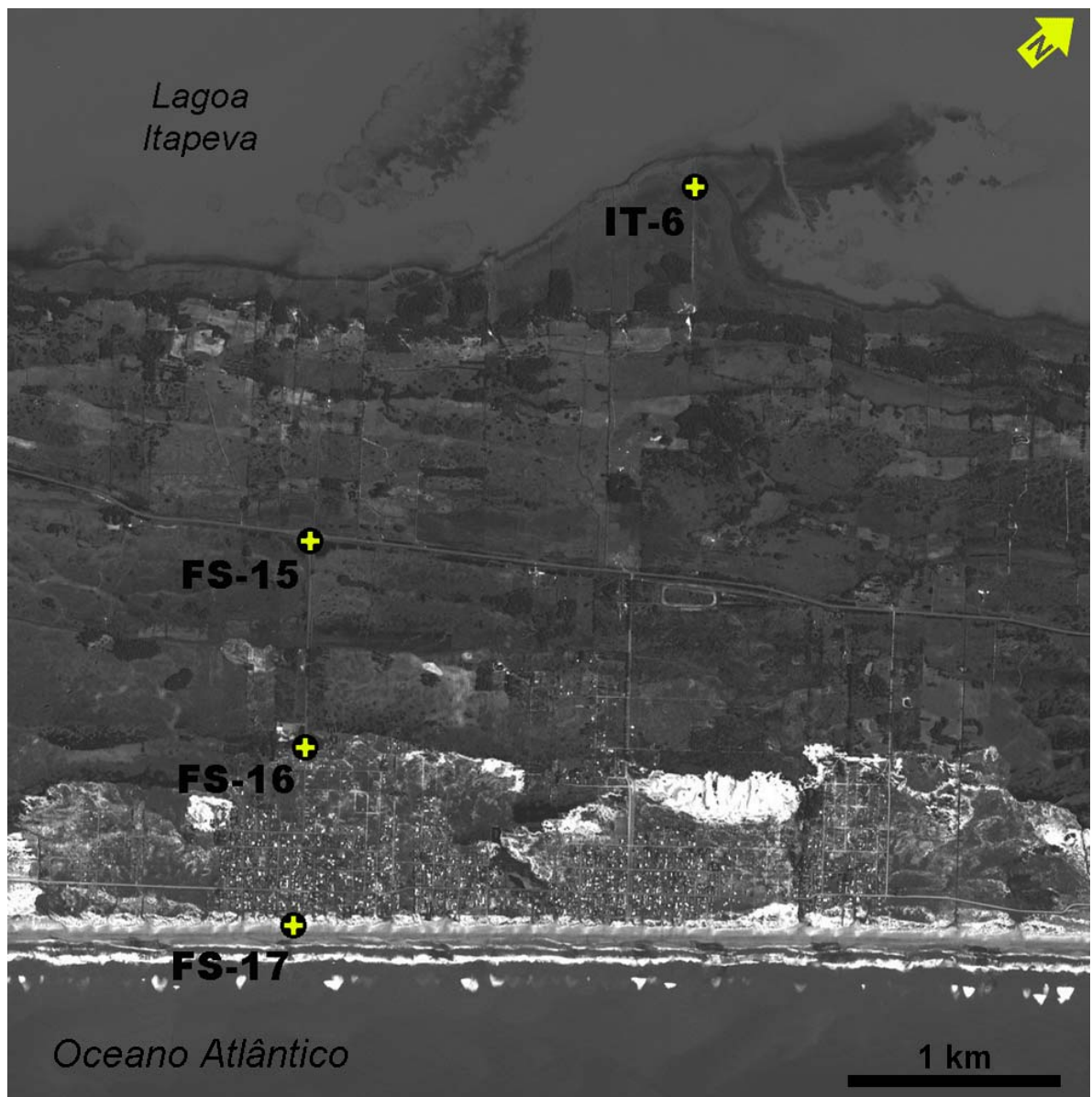


Figura 35: Localização das sondagens tipo SPT (FS-15, FS-16, FS-17) e VIBROCORE (IT-6) no transecto Rondinha Nova. Imagem SPOT 1.

Sondagem IT-6

A sondagem IT-6 está posicionada na margem da Lagoa Itapeva, especificamente sobre um pontal recurvado que se projeta lagoa adentro por 1 km (fig.35). Esta sondagem VIBROCORE recuperou um registro sedimentar de comprimento total descompactado de 540 cm.

A base desta sondagem corresponde à fácies-LS (leques de sobrelavagem) arenosa composta de areia fina, moderadamente selecionada, cor cinza claro (N6) gradando para cinza escuro (5G4/1). Esta fácies apresenta laminações de minerais pesados e apresenta-se, por vezes, intercalada com finas laminações de lama. A análise macroscópica paleontológica resultou em Echinoidea, Mollusca e Crustacea. As estruturas remanescente destes organismos na base da fácies-LS apresentam-se muito fragmentadas, pouco abrasionadas e moderadamente bioturbadas (fig.36). Os espécimes de moluscos observados são *Anadara* sp., *Diplodonta cf. notata*, *Chione paphia*, *Ostrea equestris*, *O. puelchana*, *Clausinella gayi*, *Mactra patagônica*, *Mactra isabelleana* e *Tivela* sp. Entre Echinoidea observam-se os equinóides regulares indicados por espinhos de tamanhos variados e fragmentos carapaças, e entre os equinóides irregulares ocorreu o gênero *Mellita*. Os crustáceos são representados unicamente por fragmentos de Cirripedia não identificáveis. Acima deste nível basal a profundidade de 360 cm ocorre novamente um intervalo com laminações de conchas. Neste nível as conchas apresentam-se pouco fragmentadas pouco abrasionadas e moderadamente bioturbadas. Os espécimes bivalves observados foram *Corbula contracta*, *Nucula semiornata* (em posição de vida), *Mactra janeiroensis*, *Mactra petiti*, *Mactra patagônica*, *Amiantis purpurata*, *Crassostrea rhizophorae* e *Ostrea puelchana*. Entre os gastrópodes foram encontrados *Cylichna discus*, *Acteocina bullata*, *Acteocina lepta*, *Turbonilla* sp., *P. uruguayensis*, *H. australis*. Foi observada uma grande quantidade de rádulas de gastrópodes não identificadas variando de 2 a 5 mm (fig.36). Nesta profundidade de 360 cm uma concha de *Nucula semiornata* em posição de vida foi submetida à datação ¹⁴C (AMS) revelando a idade de 7.265 ± 45 cal. anos AP (tab.2). Esta espécie de molusco representa 80% do volume total de macrofósseis na fácies-LS, e aproximadamente 20–30% deste total são espécimes em posição de vida.

A fácies-LE (lagunar/estuarina) é composta de areia fina a muito fina, cinza (5G4/1 e 5Y4/1), pobremente a moderadamente selecionada. Lentes de lama milimétricas ocorrem associadas a moluscos tipicamente estuarinos. As conchas destes

moluscos apresentam-se pouco fragmentadas, pouco abrasionadas e pouco bioturbadas. Sua composição reflete somente três espécies: *A. brasiliiana* (posição de vida), *Tagelus plebeius* e *Erodona mactroides* (posição de vida), no entanto, seu volume de material carbonático quando comparado à fácies-LS é muito superior. Existe na fácies-LE uma hierarquia quanto ao posicionamento destas conchas. *A. brasiliiana* ocorre abaixo de *T. plebeius*, que ocorre abaixo de *E. mactroides*. Uma concha em posição de vida de *A. brasiliiana* na profundidade de 220 cm foi submetida à datação ^{14}C (AMS) indicando a idade calibrada de 7.175 ± 55 cal. anos AP (tab.2). Acima disto existe um nível que engloba a posição do NMM sendo composta por areia fina, moderadamente selecionada e de cor 10YR6/2 com laminações intercaladas de lama e areia.

No topo da sondagem IT-6 em um em um contato abrupto com a fácies-LE arenosa ocorre fácies-ML composta de silte médio pobremente selecionado a muito pobremente selecionado, cor variando de 5YR a 10YR. Níveis nítidos de matéria orgânica em meio a raízes elevam os teores de carbono total passando de 10% para 23%.

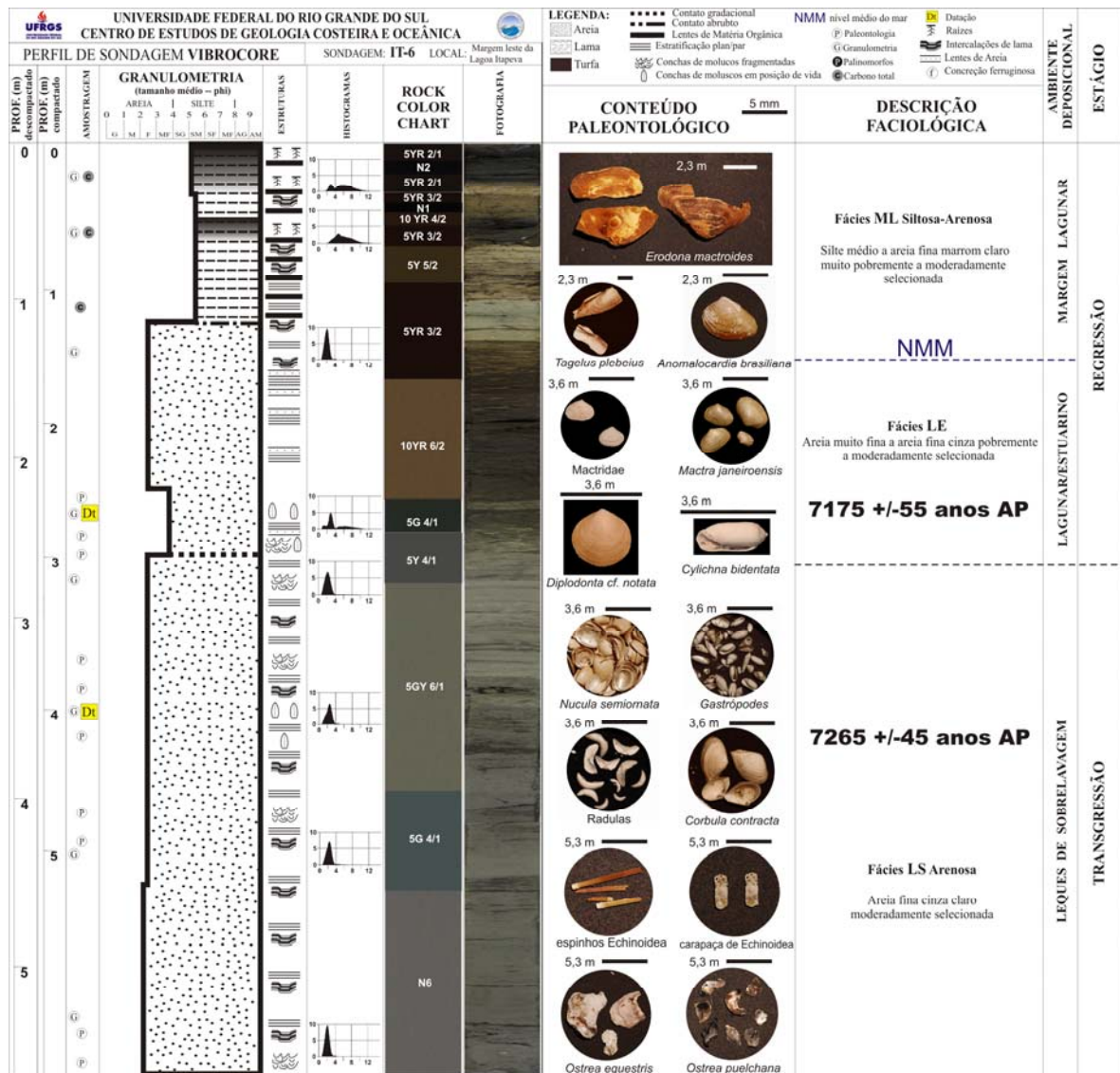


Figura 36: Perfil de sondagem VIBROCORE IT-6 no transecto Rondinha Nova. Localização nas figuras 26 e 35. O conteúdo paleontológico foi fotografado e referido a profundidade de amostragem e a escala de 5mm.

Sondagem FS-15

A sondagem FS-15 está localizada junto à margem da rodovia RS-389 na estrada de acesso ao balneário de Rondinha Nova (fig.26 e 35). Esta sondagem atinge 18,5 m de profundidade e intercepta cinco fácies (fig.37).

A base desta sondagem é definida pela fácies–LS (leques de sobrelavagem) arenosa (média em phi 2,5), cinza esverdeada (5Y4/1), bem selecionada e muito compacta.

A fácies–AM (antepraia média) sobrejacente a essa é arenosa muito fina, de cor cinza esverdeada (5Y4/1), bem a moderadamente selecionada e muito compacta. Teores de carbono total variam entre 0,7–0,8% ao longo dos 5,5 m de espessura da fácies. Apresenta fragmentos de conchas não identificáveis muito fragmentadas e pouco abrasionadas próximo a base. Estas areias ocorrem associadas a 3–15% de silte. Seu limite superior foi definido pela variação de coloração e granulometria.

Acima ocorre a fácies–AS (antepraia superior) arenosa com média em phi 2,5 cor cinza escuro, bem a moderadamente selecionada e muito compacta. Uma única amostra foi submetida à análise de carbono total indicando 0,5%.

Entre 5,2–9 m ocorre a fácies–EP (estirâncio/pós-praia) arenosa, cor cinza (5Y7/2), bem a moderadamente selecionada e muito compacta. O topo da fácies–EP foi definido tanto pelo comportamento do perfil (primeiro máximo) de compactação na sondagem SPT, quanto pela variação em sua coloração. A fácies–EP comporta a posição do NMM há +7,4 m da superfície.

No topo da sondagem FS-15 ocorre à fácies–E (duna/interduna) arenosa, bege claro (5Y5/6 e 10YR5/4), bem selecionada e pouco compacta. Concreções ferruginosas ocorrem disseminadas. No topo da fácies ocorrem raízes e matéria orgânica que conferem 3,8% de carbono total.

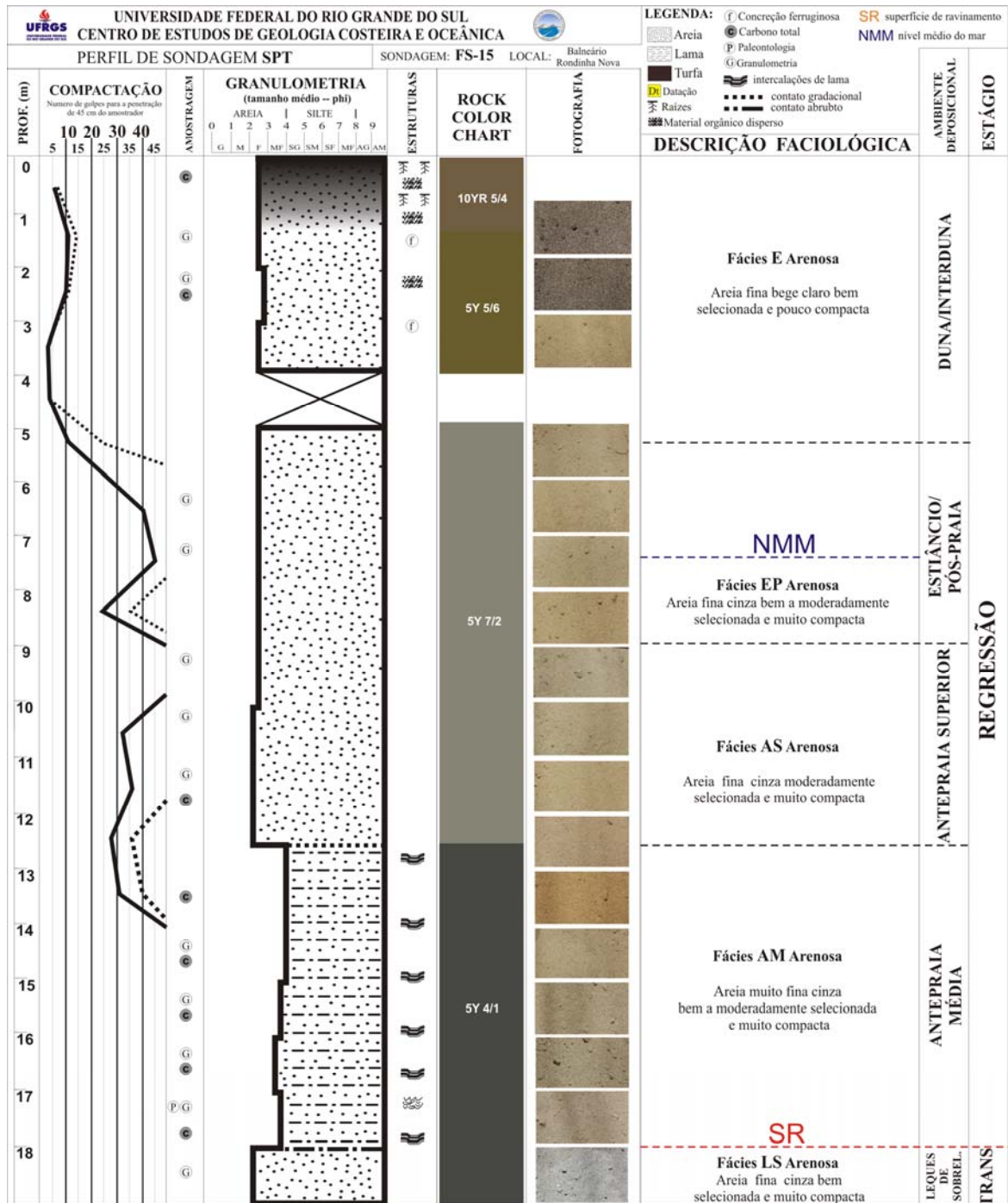


Figura 37: Perfil de sondagem SPT FS-15 no transecto Rondinha Nova. Localização nas figuras 26 e 35.

Sondagem FS-16

A sondagem FS-16 foi realizada na área urbanizada há 1 km da praia (fig.35), e está posicionada +6,3 m acima do NMM. Esta sondagem atravessa quatro fácies com seus 19 m de profundidade (fig.38).

A base desta sondagem corresponde à fácies-AM (antepraia média) de 7 m de espessura, arenosa, muito fina (ϕ 3,3), cinza (paleta 5Y), pobremente a moderadamente selecionada e de muito a moderadamente compacta. A base, assim como a porção média desta fácies, tem de 0,5–0,7% de carbono total. A parte amostrada de seu topo por sua vez é mais lamosa, apresentando também maiores teores de carbono total de 1,3% e baixa compactação. A não recuperação da amostra de topo da fácies-AM foi provavelmente decorrente desta baixa compactação.

Acima da fácies-AM ocorre a fácies-AS (antepraia superior) com 5 m de espessura, essencialmente arenosa fina, cinza, de pobremente a moderadamente selecionada e muito compacta. Teores de carbono total reduzem-se para 0,3%. No topo ocorrem pequenas intercalações com lentes de lama.

A fácies-EP (estirâncio/pós-praia) de 3,5 m de espessura ocorre em contato gradacional com a fácies-AM definido principalmente pela seleção do sedimento. A fácies-EP compõe-se por areias finas, cinza claro (5Y7/2), bem selecionadas e muito compacta. O NMM cruza a base desta fácies em -6,3 m da superfície do terreno.

O topo da sondagem FS-16 é definido pela fácies-E (duna/interduna) com concreções ferruginosas que fazem com que o sedimento tenha uma cor característica amarelada da paleta 10YR. O limite inferior desta fácies coincide com o primeiro máximo de compactação do perfil SPT e pela alteração na coloração. Teores de carbono total nesta fácies indicam 1,4%. Raízes e material orgânico podem ser reconhecidos próximos à superfície.

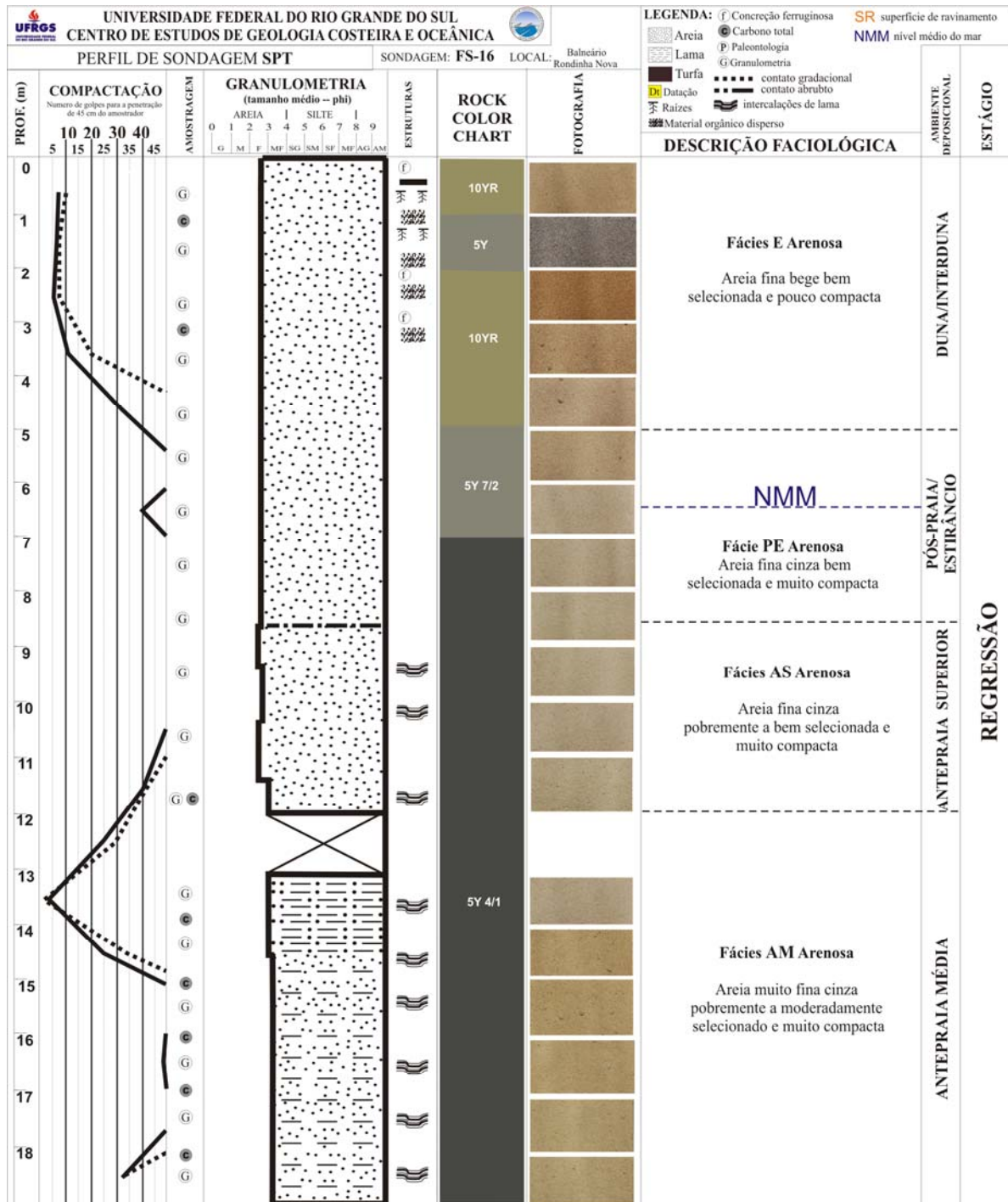


Figura 38: Perfil de sondagem SPT FS-16 no transecto Rondinha Nova. Localização nas figuras 26 e 35.

Sondagem FS-17

A sondagem FS-17 completa o transecto Rondinha Nova, localizada na praia atual especificamente no limite pós-praia/duna frontal (fig. 26 e 35). Seu topo está posicionado há +1,4 m do NMM. No perfil topográfico deste compartimento da barreira costeira foi definido o nível de referência do NMM adotado neste estudo como sendo o limite médio entre o máximo e o mínimo espraiamento e descontando-se a correção da tabua de maré (fig.13). A sondagem FS-17 tem 19 m de profundidade e penetra cinco fácies (fig.39).

A base da sondagem FS-17 corresponde à fácies-LS (leques de sobrelavagem) com 1,5 m de espessura de areia fina a muito fina, cinza, moderadamente selecionada e muito compacta. Teores de carbono total estão entre 0,7–0,8%. A morfoscopia indica o predomínio de grãos arredondados (51–58%), com boa esfericidade (50–56%) e textura superficial liso polido (77–81%). No limite superior de maneira abrupta estas areias dão lugar acima a fácies-AI (antepraia inferior) de composição siltosa.

A fácies-AI (antepraia inferior) siltosa ocorre na cor cinza escuro, muito pobremente selecionada e moderadamente compacta. Teores de carbono total ocorrem entre 2,3–2,6%. A morfoscopia das areias desta fácies indica grãos no limite (50%) entre arredondados e sub-arredondados, boa esfericidade (50–52%) e textura superficial predominantemente liso polido (80–82%). Na base ocorrem conchas muito fragmentadas, pouco abrasionadas e pouco bioturbadas. Em função desta fragmentação foi identificado somente *Macra patagônica* e *Mesodesma mactroides*. Estas conchas são recobertas por óxido de ferro o que lhes confere uma cor amarelada. Três valvas milimétricas e desarticuladas de *M. patagônica* foram submetidas à datação ¹⁴C (AMS) revelando tratarem-se da idade 5.125 ± 115 cal. anos AP (tab.2). Acima disto na profundidade de -16 m a granulometria torna-se mais fina (phi 4,2) e ocorrem conchas pouco fragmentadas, pouco abrasionadas e ausentes de bioturbação onde puderam ser identificado *Trachycardium muricatum*, *D. gemmula*, *Amiantis purpurata*, *M. mactroides* e *M. patagonica*. Duas conchas milimétricas e em posição de vida de *M. patagonica* foram submetidas à datação ¹⁴C (AMS) revelando a idade de 4.595 ± 95 cal. anos AP (tab.2). Ocorre também neste nível pinças de crustáceos muito fragmentadas além de Cirripedia bem preservados. O topo desta fácies a -15 m da superfície, a média granulométrica passa a phi 4,1 ocorrendo conchas moderadamente fragmentadas, pouco

abrasionadas e com pouca bioturbação. Ocorrem os gastrópodes da família Olividae e *Anachis* sp. Moluscos bivalves de *D. gemmula*, *C. contracta* (em posição de vida), *Mactra petiti* e *M. patagonica* (em posição de vida) ocorrem pouco fragmentados, abrasionados e bioturbados. Neste nível é comum a ocorrência de fragmentos do equinóide *Mellita* (bolacha de praia) junto a muitas pinças de crustáceos decápodes bem preservadas. Neste nível uma concha de 5 mm articulada de *C. contracta* foi submetida à datação radiocarbonica ^{14}C (AMS) que resultou na idade de 4.475 ± 75 cal. anos AP (tab.2).

Acima da fácies–AI de maneira abrupta ocorre à fácies–AM (antepraia média) arenosa fina, cinza, pobremente selecionada, moderadamente compacta. Uma elevada concentração de microfósseis associa-se a lentes de lama ao longo de toda a extensão da fácies (7,5 m). Sua base arenosa tem teores de carbono total variando entre 1,7–2,3%. Sua morfoscopia indica o predomínio de grão arredondados (46–57%) seguido de sub-arredondados (27–48%), boa esfericidade (49–59%) e textura superficial liso polido (66–86%). Secundariamente, em direção ao topo ocorre um aumento de grãos mamelonados polidos chegando a 20%. Os microfósseis presentes são moderadamente fragmentados, pouco abrasionados e com ausência de bioturbação. As conchas identificadas são de *H. australis*, *A. ovalis*, *D. gemmula*, *A. purpurata*, *M. petiti* e *M. patagonica* (em posição de vida), *M. isabelleana*, *Ostrea* sp. e *C. contracta*. Nesta fácies ocorre assim como na fácies inferior (fácies–AI) fragmentos do equinóide irregular *Mellita*. Entre crustáceos ocorrem Cirripedia, pouco fragmentados e com moderada abrasão. O topo da fácies–AM apresenta-se com valores de carbono total inferiores a 0,5%, e apresenta o primeiro nível a partir da superfície de ocorrência de moluscos nesta sondagem, verificando-se somente fragmentos não identificáveis. Estes fragmentos foram submetidos à datação ^{14}C (AMS) indicando a idade de 2.035 ± 95 cal anos AP (tab.2).

Acima disto ocorre à fácies–AS (antepraia superior) arenosa fina, cinza claro, moderadamente selecionada e muito compacta. Seu limite inferior foi definido tanto pela mudança de cor, como pelo alívio no perfil de compactação. Sua morfoscopia apresenta bimodalidade dos grãos arredondados (44–57%) a sub-arredondados (52–38%), boa esfericidade (46–61%) e textura superficial predominantemente lisa polida (75–85%) seguida de mamelonados polidos (4–27%). O teor de carbono total resultou em valores de 0,2% e 0,7%.

No topo da sondagem FS-17 está a fácies-EP (estirâncio/pós-praia) arenosa fina, bem selecionada e muito compacta. Pontos de material orgânico podem ser observados junto ao topo. Os grãos ocorrem arredondados (46–50%), com boa a média esfericidade (45–49%) e textura superficial lisa polida (83–87%). Sua base limita-se pelo alívio no perfil de compactação da fácies-AS.

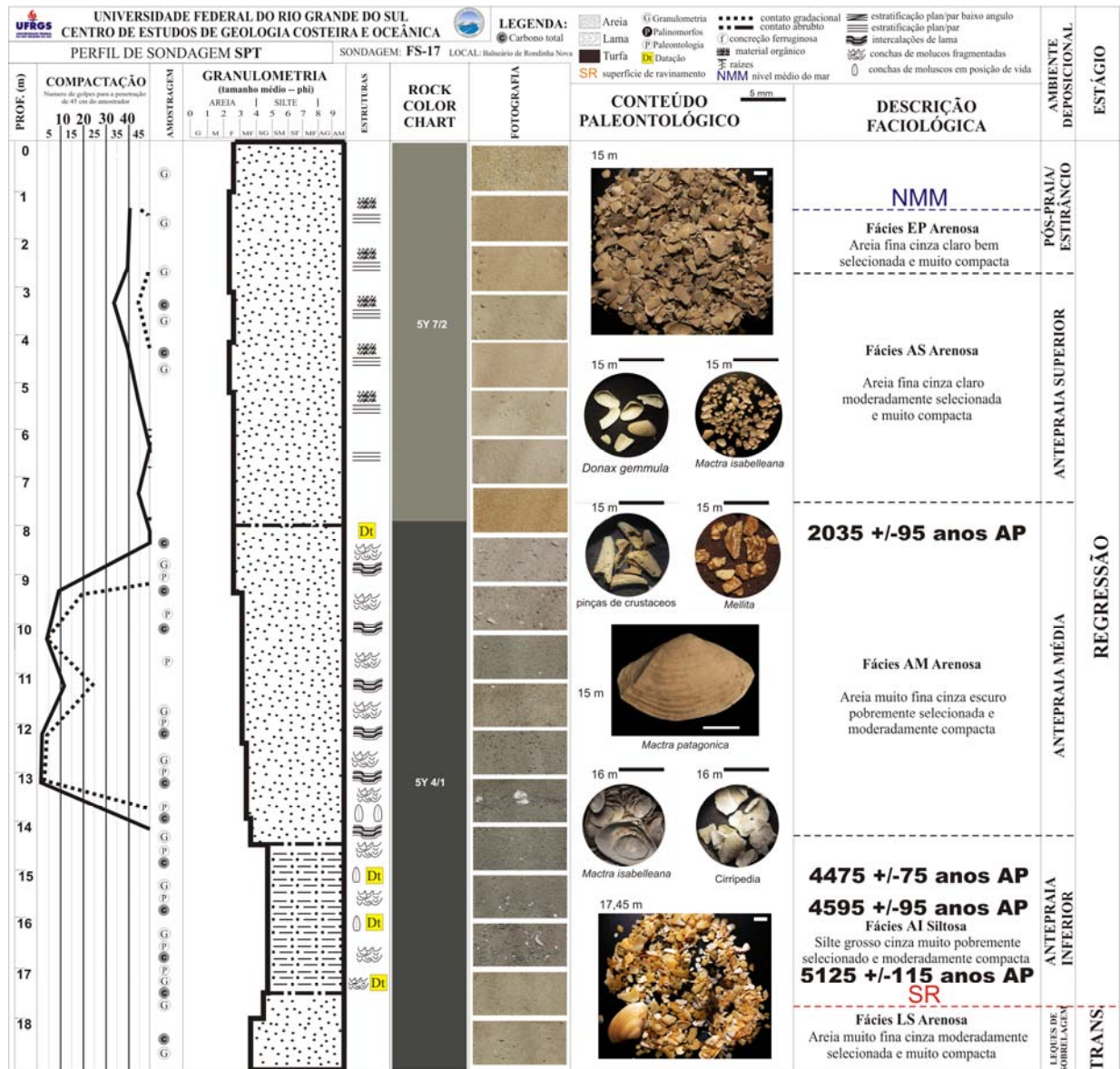


Figura 39: Perfil de sondagem SPT FS-17 no transecto Rondinha Nova. Localização na fig. 26 e 35.

4.3.3. SONDAGENS ARROIO DO SAL

O transecto Arroio do Sal representa o extremo sul da área de estudo (fig. 23 e 26). Este transecto estende-se linha d'água da Lagoa Itapeva até a RS-389 sendo composto de duas sondagens SPT (IT-1 e IT-2) e uma VIBROCORE (IT-7). A sondagem IT-7 distancia-se da sondagem IT-1 por 280 m e a sondagem IT-2 distancia-se da sondagem IT-1 por 700 m.

Sondagem IT-7

A sondagem IT-7 é do tipo VIBROCORE e está posicionada na linha d'água da lagoa, a +1 m acima do NMM. Apresenta um comprimento total descompactado de 540 cm e cruza duas fácies (fig.40).

A fácies basal de característica da fácies-LE (lagunar/estuarino) de 240 cm é representada por areias finas, cinza escuro (5Y4/1), moderadamente selecionada. Esta fácies apresenta 4,5% de silte em sua composição granulométrica. Este silte também ocorre especificamente em lentes de lama com concentrações de 9,8%. Os teores de carbono total nestas lentes de lama chegam ao máximo de 2,4 % nesta fácies. Há 380 cm do topo uma lente de lama de aproximados 5 cm foi submetida a datação ^{14}C (AMS) indicando a idade de 8.065 ± 95 cal. anos AP (tab.2).

O topo da sondagem IT-7 corresponde à fácies-ML (margem lagunar) de 3 m de espessura, predominantemente arenosa fina, cinza claro (10YR6/2) na base gradando para bege (10YR5/4 e 5Y5/6) próximo da superfície, e de pobremente a bem selecionado. Teores de carbono total alcançam 17% nos intervalos de granulometria siltosa grossa (ϕ 3,7) e com raízes. Estes níveis são intercalados com areia fina moderadamente selecionada.

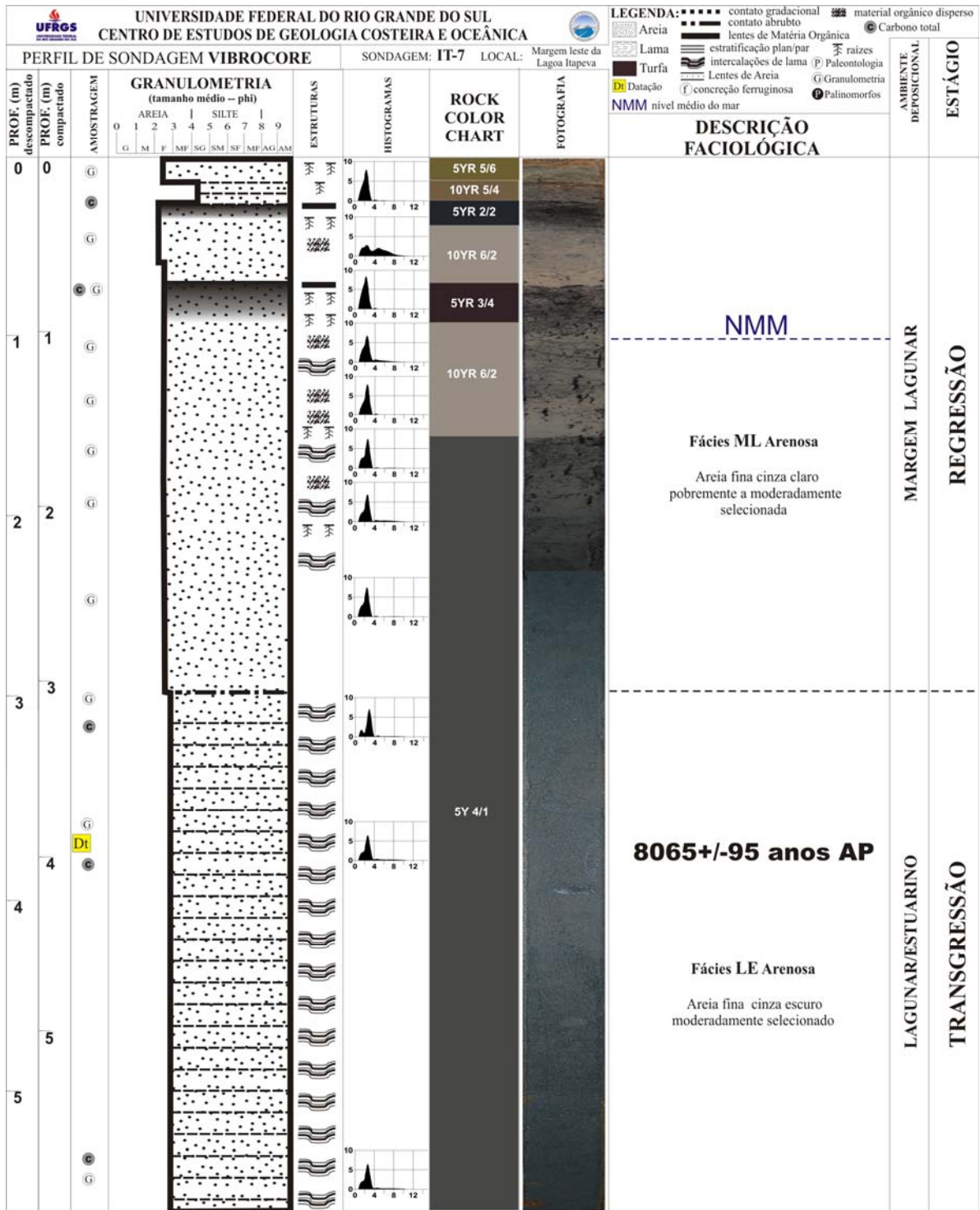


Figura 40: Perfil de sondagem VIBROCORE IT-7 no transecto Arroio do Sal. Localização nas figuras 23 e 26.

Sondagem IT-1

A sondagem IT-1 foi realizada próximo à margem oeste da Lagoa Itapeva onde foi atingida a máxima profundidade -25 m da superfície (fig.42). Esta sondagem está posicionada sobre a fase transgressiva da barreira costeira a +4,4 m acima do NMM (fig. 23 e 26). Esta sondagem faz parte da composição do perfil-C da figura 25. Esta sondagem apresenta uma maior resolução vertical com respeito às análises granulométricas e morfoscópicas (30 amostras), e cruza cinco fácies. Somente a fácies de topo obteve sucesso no processamento palinológico resultando em cinco níveis (fig.43).

A fácies basal da sondagem IT-1 denominada de fácies-DE (delta de maré enchente) corresponde aos 5,5 m de areias finas, cor cinza (5Y7/2) de moderadamente a bem selecionadas e variando de muito compacta a pouco compacta. Na base ocorrem areias finas moderadamente selecionadas, cor cinza (5Y7/2), muito compacta e com frequentes laminações de minerais pesados. A morfoscopia da fácies-DE é distinta das demais fácies por tratar-se de grão arredondados (43–44%), com esfericidade média (32–37%) e textura superficial liso polido (92%). Amostras para carbono total resultaram em valores abaixo de 0,5%. Na base a -24,5 m ocorrem macrofósseis dispersos, muito fragmentados, moderadamente abrasionados e muito bioturbados (95% do total). Foram identificados moluscos, equinóides e crustáceos. Entre os moluscos bivalves *Adrana patagonica*, *A. ovalis*, *A. purpurata*, *D. gemmula*, *Maetra janeiroensis*, *M. patagonica*, *O. puelchana*. Gastrópodes foram presentes unicamente por rádulas não identificadas, equinóides por espinhos de ouriço e crustáceos por fragmentos de Cirripedia (fig.42). Na base da fácies-DE duas valvas desarticuladas de *D. gemmula* com 2 mm de tamanho foram submetidas a datação ¹⁴C (AMS) indicando a idade de 7.865 ± 115 cal. anos AP (tab.2).

Na fácies-DE amostras arenosas, cinza (5Y5/2), muito compactas e com frequentes laminações de minerais pesados recuperadas na profundidade de -22 a -19,5 individualizam o topo de maior compactação. Neste nível as areias finas tornam-se bem selecionadas no topo da fácies com apenas 2% de silte (fig.41-A).

Logo acima da fácies basal ocorre uma fácies-LE (lagunar/estuarino) de difícil recuperação principalmente devido a sua baixa compactação. A única amostra recuperada desta fácies é a amostra da profundidade entre 17-18 m que é basicamente

arenosa fina, cinza (5Y7/2) pobremente selecionada e pouco compacta com 15% de silte (fig.41-B). Teores de carbono total neste nível indicam 2%.

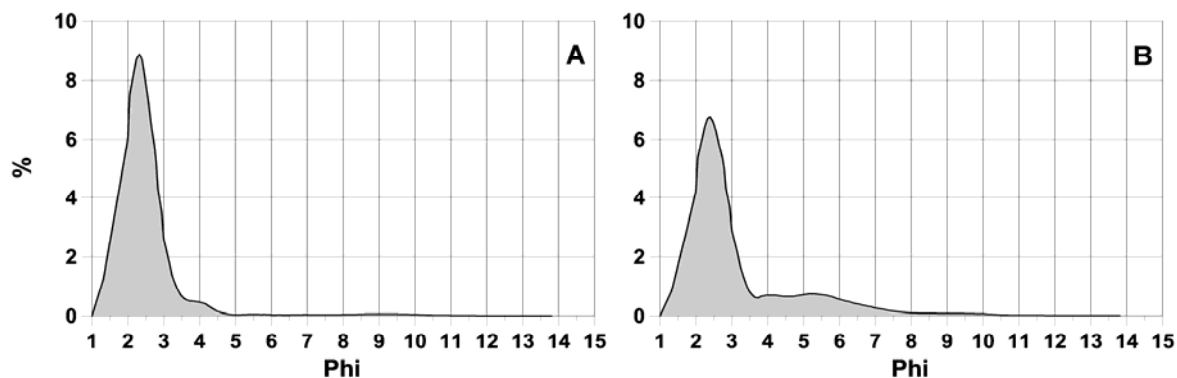


Figura 41: Granulometria da sondagem IT-1 A) profundidade -19,5m e B) profundidade de -17m.

Acima da fácies-LE está a fácies-LS (leque de sobrelavagem) de composição areia fina, cinza escuro (5GY4/1) intervalada com cinza claro (5Y6/4), moderadamente e bem selecionadas que perfazem o perfil da compactação com valores sempre máximos e definindo os limites superiores e inferiores desta fácies. Laminações de minerais pesados são frequentes ao longo da fácies-LS sendo mais nítidas no topo. O arredondamento dos grãos ocorre nas frequências: arredondados (42–54%), sub-arredondados (15–35%), bem arredondados (9–25%) e sub angulares (9–15%). Sua esfericidade é de média (36–49%) a boa (28–54%) e sua textura superficial é lisa polida (61–88%) seguida de mamelonados lisos (14–25%). Quanto à macrofósseis ocorrem principalmente laminações de carbonato (conchas) muito fragmentados na profundidade de -14 m. Teores de carbono total de três amostras extraídas do intervalo com laminações junto à base da fácies-LS indicam valores de 0,3–0,5%.

A fácies-E (duna/interduna) ocorre ate o primeiro máximo de compactação do perfil SPT, próximo a -9 m. É composta por areia fina bem a moderadamente selecionada, sem estruturas aparentes, acinzentada (10Y4/2) na base e gradando para bege (10YR5/4) no topo e pouco compacta. Na fácies-E as areias apresentam teores de carbono total de 1%. Os grãos são predominantemente arredondados (38–67%) e sub-arredondados (19–32%). A base apresenta o predomínio de esfericidade

média (40–44%) e o topo boa esfericidade (53–54%) e textura superficial liso polido (68–93%).

O topo da sondagem IT-1 compreende uma subdivisão fácies-E como ambiente interduna com características arenosa fina a muito fina, bege escuro (10YR), intercalado com preto (N2), pobremente a bem selecionado e pouco compacto. Teores de carbono total estão entre 4–6%. Os grãos são predominantemente arredondados (70%), boa esfericidade (44%) e textura superficial liso polido (86%).

Na fácies-E relativa ao interduna da sondagem IT-1 cinco amostras foram analisadas quanto aos microfósseis (fig.43). Palinomorfos identificados foram Polens Arbóreos (AP) com a maior frequência de Moraceae-Urticaceae (0–3,6%). No grupo NAP aquáticos foram frequentes Cyperaceae (4,9–25,4%) e Malpighiaceae (5,1%) no nível P3. Notadamente o nível P3 é mais diverso NAP-aquáticos. NAP foram frequentes Poaceae (3,9–13,7%). Bryophytas foram comuns no topo (3,8%) e na base (2,4%). Polypodiaceae (0,2–4%) foram as mais frequentes Pteridophytas. Fitoclastos foram raros, mas ocorreram em todos os níveis. Chlorophytas correm representadas principalmente por *Maugeotia* que em P1 alcança 12,8%. Nesta fácies fungos são muito expressivos representando 11–86% do total de palinomorfos. Estruturas silicosas foram constantes ao longo dos níveis somados. Fitólitos ocorrem os morfotipos wavy-trapezoid (55,4–89,4%) surgindo em P4 e diminuindo em direção ao topo. Diatomáceas dulcícolas foram raras (0–0,9%). Megascleras ocorreram em P3 (2,8%) e P1 (9,9%).

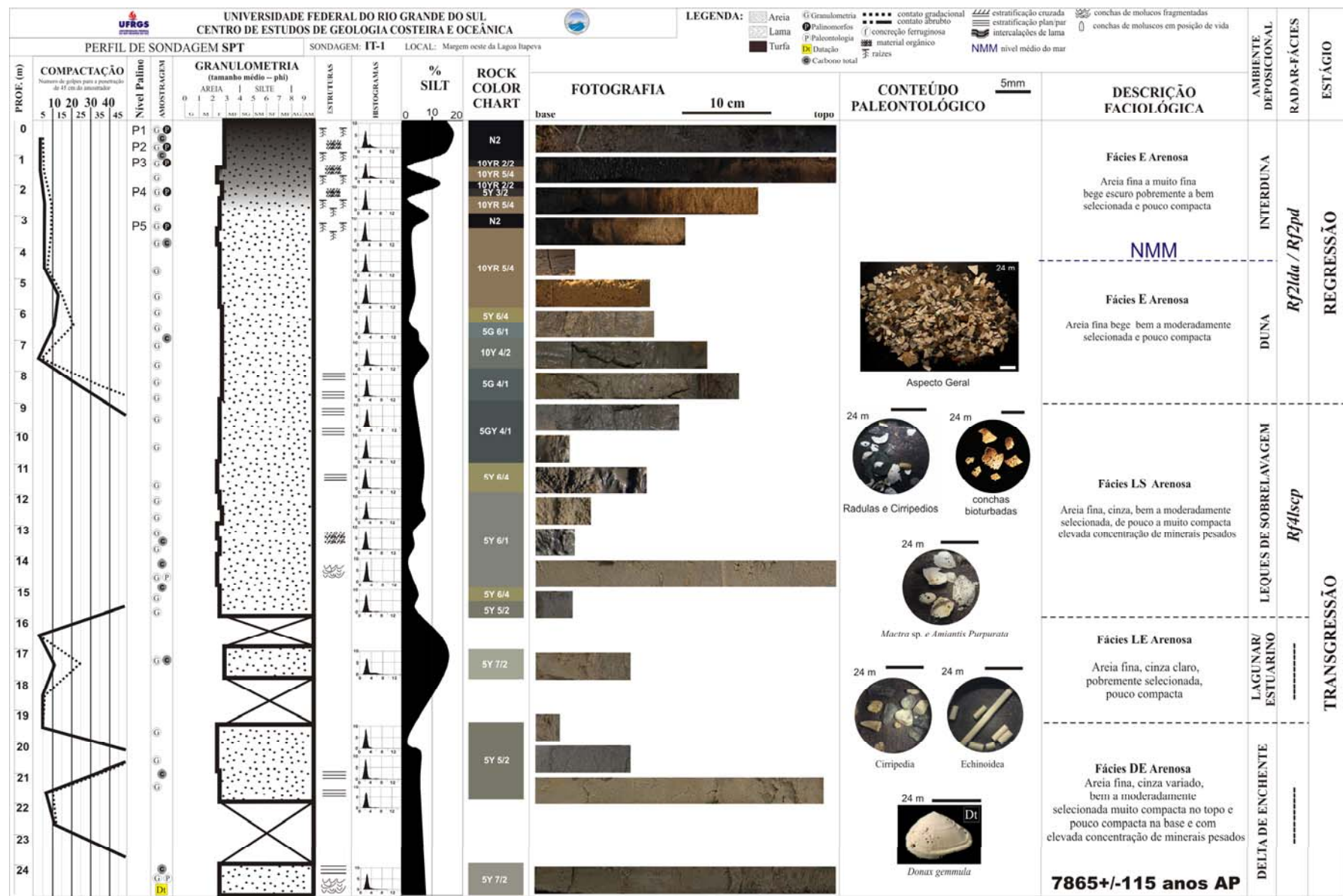


Figura 42: Perfil de sondagem SPT IT-1 no transecto Arroio do Sal. Localização nas figuras 23 e 26.

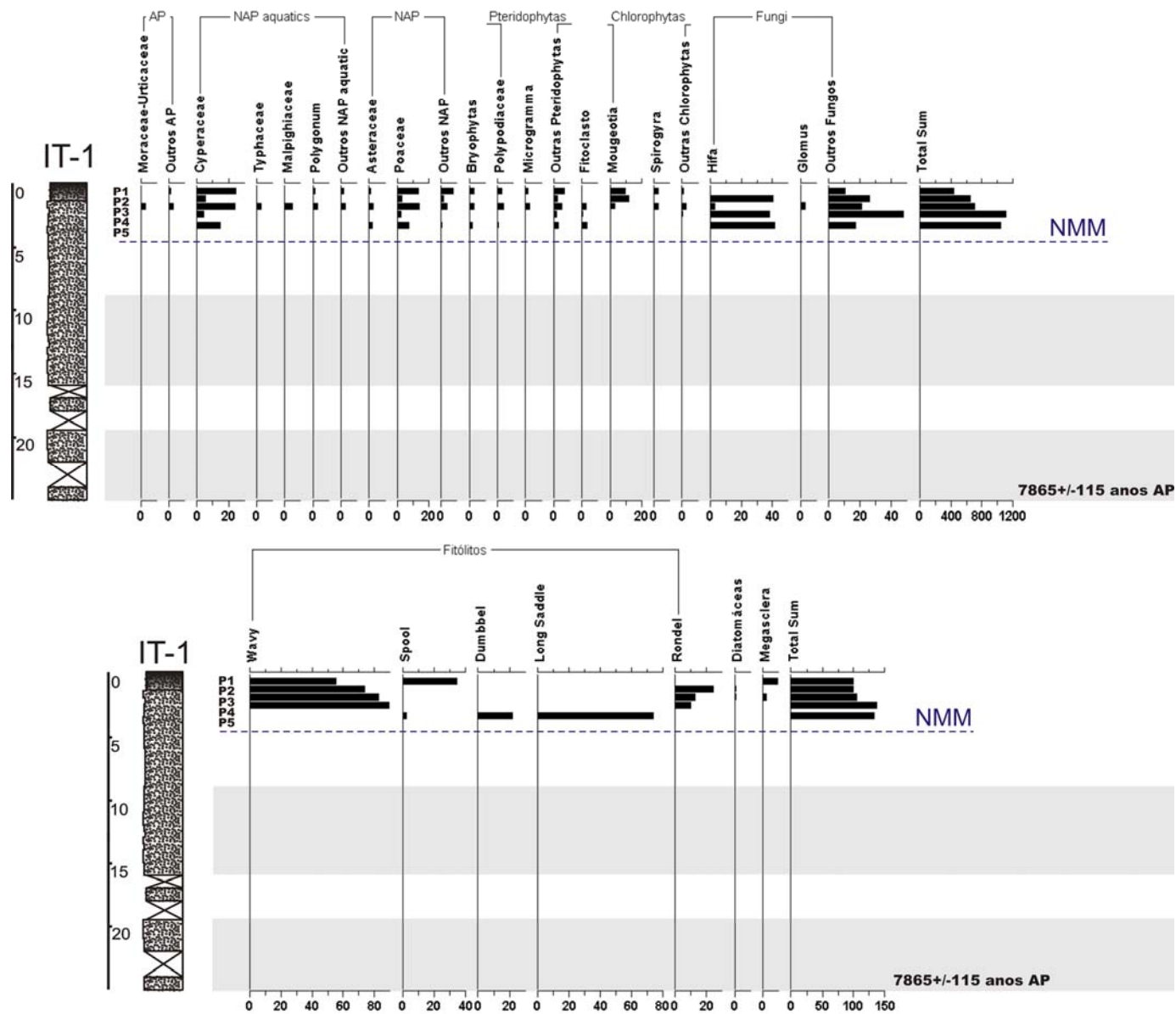


Figura 43: Frequências das análises micropaleontológicas: acima palinórfos e abaixo estruturas silicosas (profundidade em metros).

Sondagem IT-2

A sondagem IT-2 posiciona-se sobre a fase regressiva da barreira costeira e está distante 3700 m da praia oceânica atual. Esta sondagem localiza-se no extremo SE do transecto Arroio do Sal (fig. 23 e 26), aprofundando-se por -24 m e cruzando cinco fácies (fig.45)

A base da sondagem IT-2 corresponde à fácies-LS (leques de sobrelavagem) com 5 m de areias finas, cinza (5B5/1), moderadamente selecionada e muito compacta. A porcentagem de silte corresponde de 3,4% e o teor de carbono total de 0,5%. Laminações de minerais pesados são ocorrentes ao longo da fácies-LS.

Sobrejacente à fácies-LS encontra-se a fácies-AM (antepraia média) apresentando-se compacta. Esta fácies de 3 m de espessura é arenosa fina, variando de cinza esverdeado (paleta 5G) a claro, moderadamente selecionada. Lentes de lama conferem até 4,4% de silte e o teor de carbono total indica 0,7%. Laminações de minerais pesados apresentam-se com alto ângulo nesta fácies (fig.45).

Sobrejacente à fácies-AM está a fácies-AS (antepraia superior) apresentando uma compactação moderada e boa recuperação de material (fig.45). Esta fácies de 7 m de espessura é arenosa fina, cinza esverdeado (paleta 5G), moderadamente selecionada. Lentes de lama milimétricas conferem até 10% de silte e 1,9% de argila na granulometria dos níveis onde são ocorrentes (fig.44). Teores de carbono total indicam valores entre 0,9 e 1,2%.

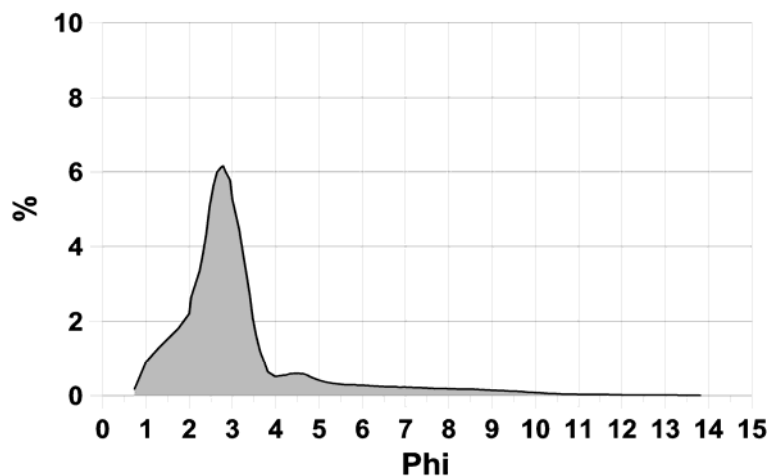


Figura 44: Detalhe da granulometria da sondagem IT-2. Histograma de uma lente da lama de 2 mm de espessura na fácies-AS arenosa.

Acima esta posicionada a fácies-EP (estirâncio/pós-praia) de 4 m de espessura, arenosa fina, cinza claro (5GY6/1), moderadamente selecionada e compacta. Nesta fácies ocorrem apenas laminações plano-paralelas de minerais pesados e não exibem carbono total a nível significativo. O limite superior da fácies-EP coincide com a ocorrência concreções ferruginosas, ausência de laminações e o primeiro máximo de compactação no perfil SPT.

O topo da sondagem IT-2 é indicado pela fácies-E (duna/interduna) arenosa fina, cor bege claro (10YR), gradando para marrom (N2) no topo, bem selecionada e pouco compacta. Ocorre material orgânico particulado e raízes que conferem até 3% de carbono total.

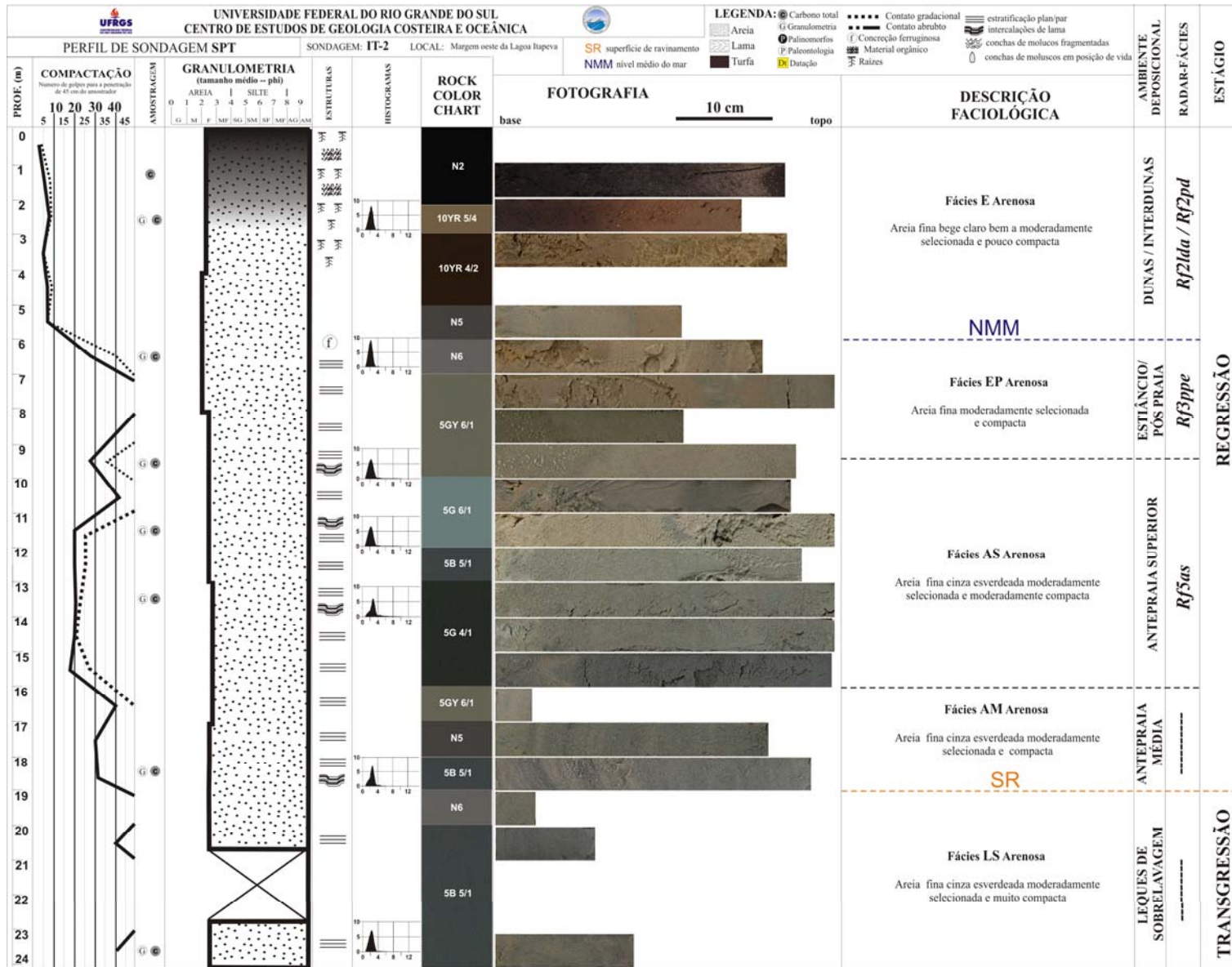


Figura 45: Perfil de sondagem SPT IT-2 no transecto Arroio do Sal. Localização fig.23 e 26.

5. INTEGRAÇÃO DOS RESULTADOS E DISCUSSÃO

A área de estudo compreende o setor mais estreito de toda a PCRS o que se traduz na alta declividade entre a cabeceira do sistema de drenagem fluvial e o oceano (1:10), acarretando em intensa escavação fluvial nos estágios de mar baixo (*e.g.* MILLIMAN e MEADE, 1983; MILLIMAN e SYVITSKI, 1992; SYVITSKI *et al.*, 2003). De modo geral esta característica individualiza este setor costeiro do restante da PCRS.

A integração e discussão dos resultados altimétricos, fácies litológicas e radar-fácies são a seguir apresentadas na forma de três transectos geológicos-estratigráficos.

5.1.1. TRANSECTO ITAPEVA

O transecto Itapeva foi construído a partir da integração das sondagens IT-8, IT-3, IT-4, IT-5 e perfilagem GPR-1 (Fig. 20), constituindo uma visualização bidimensional, orientada NO-SE (fig.46).

No transecto Itapeva a base do registro sedimentar corresponde à fácies-PB (pântanos basais) recuperada nas sondagens IT-4 e IT-3, e datada em 9.985 ± 205 cal. anos AP. Esta fácies é essencialmente arenosa e enriquecida em material orgânico particulado e amorfo. Sua composição micropaleontológica indica uma forte componente palustre indicada pelos grupos NAP-aquático, Chlorophytas, Bryophytas e diatomáceas dulcícolas (fig.31 e 33). Esta condição ambiental desenvolveu-se em resposta à elevação do nível do mar, que determinou a também elevação do nível freático, durante a Transgressão Marinha Pós-glacial (TMP). Esta fácies representa o primeiro estágio (registro), ainda que continental, da transgressão. A sua continentalidade é expressa na ocorrência e diversidade de fitólitos amostrados na sondagem IT-3 (fig.31).

A origem da fácies-PB parece estar relacionada a paleosolos continentais que foram afogados pelo nível do lençol freático em elevação e transformados em pântanos costeiros. Esta transição de ambientes ficou registrada na fácies-PB pela redução nas freqüências de fitólitos tipo wavy, polens arbóreos e não arbóreos em direção ao topo, assim como o incremento das frequências de NAP-aquática, Chlorophytas e Bryophytas nesta mesma direção (fig. 31 e 33). Esta variabilidade interna da fácies-PB indica que a

elevação do nível freático acompanhou o nível do mar em elevação, transpondo/afogando ambientes outrora continentais e interiorizados, no curso da transgressão. No extremo sul do Rio Grande do Sul, LIMA *et al.*, (2012) descrevem uma fácies similar à fácies-PB, tanto nos aspectos paleoecológicos, cronológicos, como estratigráficos, e atribuem sua origem como vinculada à margem oeste do sistema lagunar holocênico, submetida a um progressivo afogamento por águas lagunares durante a TMP. Desta forma, o sedimento arenoso presente na fácies-PB, com concentrações anômalas de grãos com textura superficial mamelonada polida, pode estar indicando a proximidade do substrato pleistocênico. A continuidade lateral desta fácies pode ser acompanhada em direção ao continente, quando estes ambientes costeiros holocênicos ocupam a superfície do substrato pleistocênico (LIMA *et al.*, 2007; LIMA *et al.*, 2012). Na atual margem oeste do sistema lagunar holocênico, estas acumulações orgânicas permanecem em constante desenvolvimento, e quando desenvolvidas em depressões topográficas, atingem elevadas espessuras, originando depósitos turfáceos (TOMAZELLI e VILLWOCK, 1991; NEVES e LORSCHREITER, 1996; BAUERMANN, 2003).

A fácies-PB representa um ótimo climático do início do Holoceno, que enriqueceu com material orgânico os níveis mais superficiais do substrato pleistocênico sobre o qual se iniciou a sedimentação do sistema lagunar vinculado à barreira costeira. Devido a este posicionamento estratigráfico, sua base pode ser utilizada como referencial da topografia antecedente (pré-Holoceno) (*e.g.* ABBOTT, 1985; BELKNAP e KRAFT, 1985; DEMAREST e LEATHERMAN, 1985; HELLAND-HANSEN e MARTINSEN, 1996). Esta posição estratigráfica pode ser utilizada para correlação regional durante a transgressão, equivalendo estratigraficamente às denominadas turfas basais, e indicando o início da sedimentação holocênica, conforme relatado por diversos autores (*e.g.* KRAFT, 1971; KRAFT e JOHN, 1979; RANDALL, 1989; BAETEMAN e STRIJDONCK 1989; BEETS *et al.*, 1992). Na estratigrafia de sequências, ela equivale ao extremo continental da superfície transgressiva, responsável pela subdivisão transgressão/regressão (VAN WAGONER *et al.*, 1991; EMERY e MYERS, 1996; SAMUELSBERG e PICKARD, 1999; BEETS *et al.*, 2003; AMOROSI *et al.*, 2005; CATUNEANU *et al.*, 2006).

No decorrer da Transgressão Marinha Pós-Glacial, o aumento do espaço de acomodação em retrobarreira, criado pela elevação do nível do mar, transformou esta condição de planície aluvial pantanosa num sistema efetivamente lagunar/estuarino (fácies-LE). Provavelmente, esse sistema veio a se instalar primeiramente nos vales fluviais (depressões) e depois nas regiões de inter-flúvios (*e.g.* BOYD *et al.*, 1992). A

ampla preservação de agregados de fitólitos (wavy-unidos) na fácies–PB (fig.30), indica uma provável ausência de retrabalhamento e preservação dessa fácies durante o processo de afogamento (LIMA e MEDEANIC, 2007). Esta transição gradual dos pântanos basais (fácies–PB) para o ambiente lagunar/estuarino (fácies–LE) ocasionou uma redução das frequências de Bryophytas no desenvolvimento da fácies–LE (fig.33).

O registro micropaleontológico identificado na fácies–LE sugere a existência de um paleoambiente lagunar/estuarino, com frequências mútuas de indicadores marinhos (*e.g.* Acritarcha, palinoforníferos, Silicoflagellata e diatomáceas marinhas–*Coscinodiscus*), e não marinhos (*e.g.* Algas Chlorophytas) (figs. 28 e 33).

Condicionada pela interação entre a topografia antecedente e as taxas de migração da barreira transgressiva a evolução da fácies–LE (lagunar/estuarino) no transecto Itapeva foi marcada por uma redução na espessura dos depósitos em direção do oceano (fig.46). Esta morfologia parece indicar que a menor espessura (~3m) no sentido SE do transecto Itapeva, foi determinada por altas taxas de migração da barreira, durante a TMP; enquanto que a maior espessura (~10m) observada no sentido NO do transecto, se desenvolveu sob taxas menores de migração da barreira, nos estágios finais da TMP, possibilitando o crescimento vertical (agradção) da fácies–LE.

Esta variação morfológica da fácies–LE segue acompanhada de variações específicas nas análises micropaleontológicas, segundo as quais os registros de indicadores marinhos de Silicoflagellata (fig.33), nas posições de menor espessura da fácies–LE (sondagem IT-4) indicam uma maior penetração de águas marinhas na retrobarreira via canais de ligação (*inlets*), que neste tempo, ou eram mais ativos, ou existiam em maior número. Registros semelhantes, de abundância de Silicoflagellata nos sedimentos lagunares holocênicos do Rio Grande do Sul são descritos em MEDEANIC e CORREA, (2007) e LIMA *et al.*, (2012). Esta interpretação de franca conexão entre laguna e oceano, presente na fácies–LE, foi consequência do comportamento ainda em elevação do nível do mar há 8.450 ± 110 cal. anos AP, permitindo à barreira costeira ser mais estreita e, portanto possivelmente mais segmentada por canais de ligação. Esta interpretação é também suportada pela elevada densidade de macrofauna bentônica presente na fácies–LE (sondagem IT-4), constituindo um banco de *C. rhizophorae* (8.450 ± 110 cal. anos AP) na base da fácies, durante estas condições iniciais de franca conexão entre a retrobarreira e o oceano (*e.g.* KRAFT, 1971).

Após esta fase de desenvolvimento inicial, a fácies-LE começa a alternar intercalações de gastrópodes estuarinos *H. australis* e *P. uruguaensis* com *C. rhizophorae*. Nestes momentos de acumulação dos gastrópodes, a granulometria torna-se mais fina indicando a dinâmica dos canais de ligação frente à zona de turbidez máxima. Estas variáveis hidrodinâmicas ficaram também registradas nas frequências de algas Chlorophytas nas porções de topo da fácies-LE, no entanto indicando pulsos de descargas fluviais (fig.33). As concentrações de material orgânico particulado na fácies-LE (lagunar/estuarino), mantêm os teores de carbono total sempre acima de 10% no transecto.

A amostragem referente ao topo da fácies-LE no transecto Itapeva foi datada em 7.560 ± 60 cal. anos AP, na sondagem IT-8. Esta posição encontra-se cerca de +11,5 m sobrelevada em relação à amostra datada em 8.450 ± 110 cal. anos AP na sondagem IT-4. Esta diferença de altura de cotas foi estabelecida num intervalo de aproximadamente 890 anos, envolvendo a distância horizontal de 400 m entre as sondagens IT-8 e IT-4 (fig.46). Esta mesma geometria deposicional (padrão de declividade) acompanha a fácies-LS (leques de sobrelavagem), sotoposta à fácies-LE, indicando que todo o sistema laguna-barreira (fácies-LE e fácies-LS) passou por um rápido empilhamento vertical (agradacional) nos estágios finais da TMP.

A cota topográfica de -2,3 m em relação ao NMM alcançada pelo topo da fácies-LE em 7.560 ± 60 cal. anos AP indica que a barreira parou de migrar em direção ao continente (máximo transgressivo), quando a retrobarreira já se encontrava bastante assoreada. Este rápido preenchimento da retrobarreira contribuiu para a restrição e então fechamento dos canais de ligação até então presentes na barreira, ocasionando o desaparecimento das diatomáceas marinhas *Coscinodiscus* no perfil micropaleontológico da sondagem IT-8 (fig.28). Esta fase final agradacional do sistema laguna-barreira possivelmente representou o gatilho de inversão para um comportamento regressivo da barreira.

Sobre a fácies-LE (lagunar/estuarino) ocorre abruptamente a deposição da fácies-LS (leques de sobrelavagem) arenosa, que corresponde aos sedimentos praias da barreira costeira que foram arrastados, em fluxo subaquoso, para a retrobarreira. Esta forma de deposição ocorre quando ondas de tempestade sobrepõem-se à berma da praia, erodindo os sedimentos da superfície emersa da barreira costeira (LEATHERMAN, 1977 *apud* SEDGWICK e DAVIS JR., 2003). São tidos como depósitos diagnósticos na identificação dos processos que agem na evolução de uma barreira costeira na fase de

configuração transgressiva (PIERCE, 1969; DILLON, 1970). Depósitos de leques de sobrelavagem geralmente alternam areias, fragmentos de conchas e minerais pesados indicando mudança de competência hidráulica durante as tempestades (KOCHEL e DOLAN, 1986). Comparando-se a fase transgressiva que originou estes depósitos, às maiores concentrações de minerais pesados na linha de costa atual do RS, verifica-se a correspondência aos atuais setores em transgressão (erosão) (DILLENBURG *et al.*, 2004; LIMA *et al.*, 2012).

Devido aos depósitos de leques de sobrelavagem resultarem de uma deposição episódica de tempestade sucedida de um restabelecimento das condições de margem lagunar (*e.g.* MORTON, 1978; RITCHIE e PENLAND, 1988; LEATHERMAN e WILLIAMS, 1983; DAVIS *et al.*, 1989; DONNELLY *et al.*, 2001), o perfil geotécnico de compactação ao longo da fácies-LS pode apresentar um padrão intercalado muito compacto (depósitos arenosos dos leques de sobrelavagem) e pouco compacto (depósitos areno-lamosos da fácies-LE), como evidenciado na sondagem IT-3 (fig.30).

Ao longo da fácies-LS nas sondagens IT-8 e IT-4 ocorrem frequentes lentes de lama que se intercalam a areias mal selecionadas. Os perfis micropaleontológicos (fig.28 e 33) resultantes destas lentes de lama indicam também, a intercalação dos elementos micropaleontológicos da fácies-LE inferior. Isto indica que a deposição dos leques de sobrelavagem ocorre pontualmente na retrobarreira (fácies-LE) que rapidamente retoma suas condições normais de deposição lagunar/estuarino, após cessar o evento de tempestade. Na sondagem IT-3 estes momentos de reocupação da margem lagunar ocorrem associados a um aumento na diversidade de diatomáceas (fig.31). A elevada dinâmica submetida à fácies-LS, ora de formação de leques de sobrelavagem, ora de deposição lagunar, ficou registrada na deterioração da superfície externa dos palinomorfos, assim como na elevada fragmentação das frústulas de diatomáceas e espículas de esponjas. Por outro lado, a constância de fitólitos-wavy, sugere o elevado potencial de preservação destas estruturas frente ao retrabalhamento na fácies-LS (fig. 28 e 33).

Transecto ITAPEVA

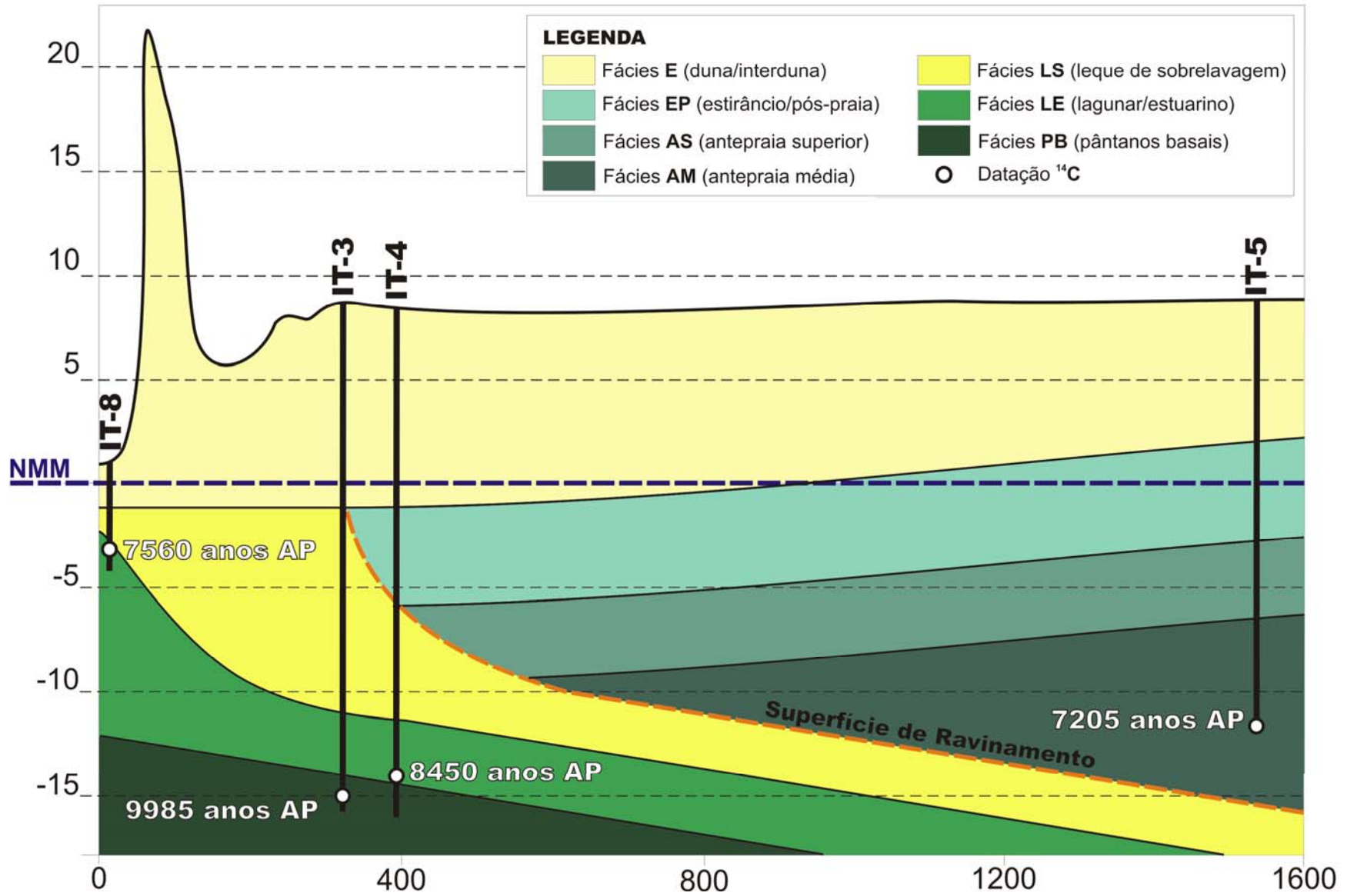


Figura 46: Composição estratigráfica do transecto Itapeva (profundidade e distância em metros; exagero vertical de 23X).

A principal característica na contextualização da fácies–LS encontra-se na deposição, junto da fração arenosa da fácies, de laminações de conchas muito fraturadas e abrasionadas, com fragmentos de cirripédios e equinodermos regulares (ouriço do mar). Estes últimos, típicos de costões rochosos (CONNELL, 1961; GROSBERG, 1981; BARNES, 1984). A forma como se encontram preservados estes organismos, indica que os mesmos foram arrancados de substratos consolidados, retrabalhados em ambiente praiial e somente então transportados para a retrobarreira (lagunar/estuarino) via processos formadores de leques de sobrelavagem.

Devido à fácies–LS (leques de sobrelavagem) correlata a *Rf4ls* resultar da erosão praiial, estas areias agregam uma elevada concentração de minerais pesados tornando-se facilmente rastreável com o método de GPR (*e.g.* BUYNEVICH *et al.*, 2004). O principal aspecto em sua distinção, com relação às demais radar-fácies, é o sentido preferencial de mergulho NO de seus refletores (ver seção GPR-1 perfil-A, fig.20). Estes refletores podem variar de geometrias mais suaves (baixo ângulo – *Rf4lscp*) até geometrias mais abruptas (altos ângulo – *Rf4lsd* e *Rf4lscd*), ressaltando sua posição quanto à morfologia da barreira no momento da penetração do leque de sobrelavagem (fig.19). Em outras palavras, os refletores de altos ângulos (*Rf4lsd* de *Rf4lscd*) formam-se quando o fluxo encontra a margem lagunar e a deposição se dá na forma de um típico *washover-fan*, na definição de SCHWARTZ, (1975).

Na sondagem IT-3 a fácies–LS interdigita-se com lentes de lama (até 10% de silte), sugerindo que na correlação com a *Rf4lscd* no perfil-A da seção GPR-1 a limitação quanto à penetração do sinal do GPR ocorre devido a esta composição. No perfil-A da figura 20, o registro basal correspondente à deposição de leques de sobrelavagem ocorre indicado pelos refletores da *Rf4lscd*, sendo estes sucedidos da *Rf4lscp*. Esta sequência implica na aproximação da posição emersa da barreira ocupando a margem lagunar devido à migração da barreira em direção ao continente.

A partir da correlação entre a fácies–LS da sondagem IT-8 com a *Rf4lscp* no perfil GPR-1 observa-se que a cota topográfica mais elevada em relação ao NMM alcançada por este depósito ocorre como uma superfície relativamente plana no transecto Itapeva (fig.46). Esta superfície, situada à aproximadamente -1 m do NMM representa os últimos eventos de penetração dos leques de sobrelavagem na retrobarreira no transecto Itapeva. Quando esta superfície é prolongada junto à superfície de ravinamento ela fornece

uma aproximação da geometria da barreira em sua última configuração transgressiva, ou seja, quando a barreira transgressiva instalou-se na sua atual posição (fig.46).

No transecto Itapeva, o critério diagnóstico no posicionamento da superfície de ravinamento foi definido na seção GPR-1 (fig.20) pelo truncamento erosivo dos refletores associados a radar-fácies *Rf4lscp* e *Rf4lscd*. Este truncamento indica que o suprimento sedimentar arenoso, requerido para a migração da barreira em direção ao continente (transgressiva), é obtido diretamente da própria barreira, neste caso os leques de sobrelavagem (e.g. SWIFT e THORNE, 1991) (fig.47).

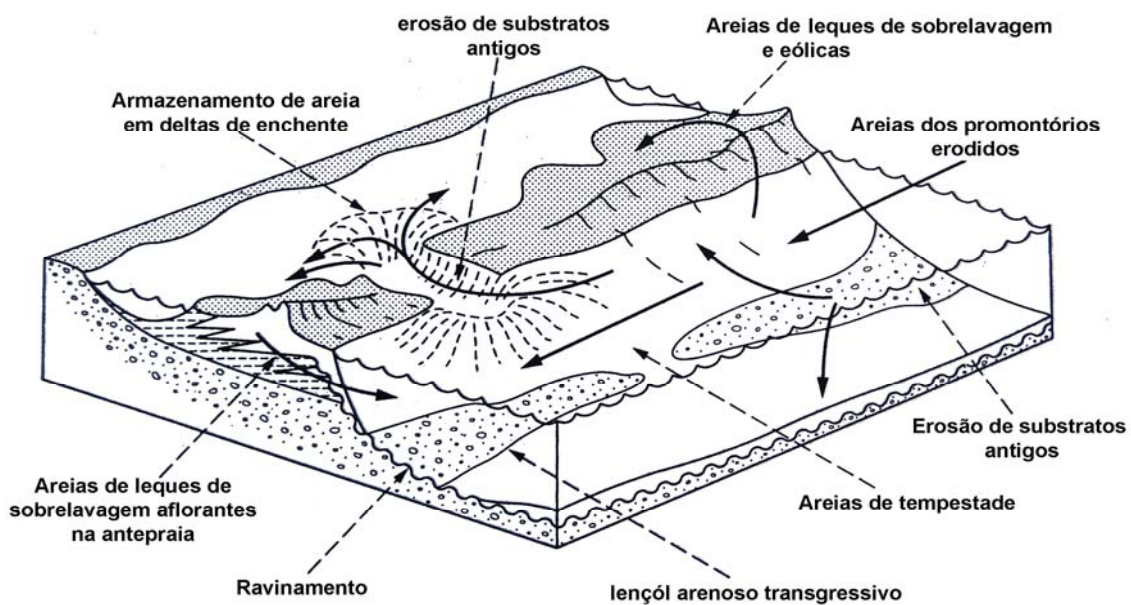


Figura 47: Suprimento sedimentar em barreiras transgressivas (modificado de SWIFT e THORNE, 1991).

Assim, a geometria desenvolvida pela superfície de ravinamento no transecto Itapeva corresponde, ao último perfil erosivo da praia/antepraia associado à fase transgressiva da barreira (fig.46). Este padrão morfoestratigráfico da barreira transgressiva indica a resposta erosional, ou recuo da barreira (SANDERS e KUMAR, 1975), ou mesmo o recuo da antepraia (BRUUN, 1962; SWIFT, 1968), quando a migração da barreira em direção ao continente, trunca os depósitos pré-existentes por ação das ondas e criando a superfície de ravinamento (PLINT e WALKER, 1987; PLINT, 1988).

Na sondagem IT-8 a uma profundidade de -1 m do NMM ocorre o limite NO dos leques de sobrelavagem (fácies–LS) no transecto Itapeva (fig.46). Esta coincidência indica que a margem lagunar, neste ponto da barreira, permaneceu inalterada desde seu estabelecimento, pouco tempo depois de 7.560 cal. anos AP, quando a fácies–LE foi coberta pela deposição da fácies–LS.

A geometria da fácies–LE (lagunar/estuarino), no transecto Itapeva, indica que o estabelecimento da barreira transgressiva, na sua atual posição, envolveu uma fase agradacional lagunar que fechou os canais de ligação presentes. Este evento cancelou a transferência dos sedimentos ao longo da componente transversal à costa, via canais de ligação (*inlets*) e leques de sobrelavagem, modificando a relação entre acomodação e suprimento sedimentar neste setor costeiro (*e.g.* SLOSS 1962; CURRAY, 1964; SWIFT, 1975a; VAIL *et al.*, 1977). Assim, conforme o fluxo sedimentar tornou-se restrito à face oceânica da barreira, a taxa de aporte de sedimentos, por fim, superou a acomodação sedimentar, dando início à progradação costeira, neste caso, uma situação de regressão normal. Neste momento inverteu-se o sentido das linhas de tempo (isócronas) de deposição sedimentar, ou seja, passam a ocorrer no sentido inverso ao da barreira transgressiva, mergulhando agora no sentido do oceano. Desta forma, a interface transgressiva/regressiva fica preserva em subsuperfície como uma superfície de ravinamento.

Esta combinação de depósitos regressivos recobrimdo depósitos transgressivos não é incomum, ocorrendo em barreiras costeiras na costa australiana (THOM, 1984; ROY, 1994; ROY *et al.*, 1994; COWELL *et al.*, 1995; LESSA e MASSELINK, 2006), na costa dos EUA (CURRAY *et al.*, 1969; KELLEY *et al.*, 2005), na costa da Holanda (COWELL *et al.*, 1999; BEETS *et al.*, 1992), na brasileira FITZGERALD *et al.* (2007); CALDAS *et al.*, (2006); HEIN *et al.*, (2012). No entanto, nenhum destes trabalhos documenta com grande precisão a transição da fase transgressiva para a fase regressiva das barreiras costeiras estudadas. CURRAY *et al.*, (1969) e ROY *et al.*, (1994), por exemplo, estabelecem como limite entre os depósitos transgressivos e regressivos, propriedades composicionais dos depósitos sedimentares de cada fase. CALDAS *et al.*, (2006), FITZGERALD *et al.* (2007) e HEIN *et al.*, (2012) por sua vez, definem como superfície limite entre as fases transgressiva e regressiva o sentido preferencial de mergulho dos refletores identificados pela técnica de GPR da mesma forma como foi definida no presente estudo.

No momento da inversão transgressão/regressão, a posição relativa ao extremo oceânico da superfície emersa da barreira transgressiva, demarca a máxima posição, em direção ao continente, ocupada pela linha de costa, ou a posição do máximo transgressivo, na definição de CURRAY, (1964). Esta máxima posição da linha de costa corresponde à superfície de ravinamento (seção GPR-1, perfil-A) entre o limite NO da deposição da *Rf3ppe* e a *Rf4lscp – Rf4lscd* (fig.20). A distância entre esta posição (máximo transgressivo) e a margem da lagoa Itapeva na sondagem IT-8 representam uma estimativa da extensão transversal (largura) da porção emersa da barreira transgressiva (460 m), próximo ao momento de transição transgressivo/regressivo (fig.46). Esta dimensão da barreira transgressiva é similar ao encontrado nas barreiras costeiras transgressivas, existentes atualmente no golfo do México, que atualmente migram, em direção ao continente, como resultado da coalescência de leques de sobrelavagem (MORTON e SALLENGER, 2003).

O primeiro sinal de uma geometria progradacional no transecto Itapeva é indicado na radar-fácies *Rf3ppe* correlata a fácies-EP (estirâncio/pós-praia), que na sondagem IT-4 está em cotas de -1 m em relação ao NMM. Como na praia atual (moderna) os depósitos relativos ao estirâncio/pós-praia são verificados até cerca +1,4 m acima do NMM (fig.16 e 39), entende-se que, no estágio final de instalação da barreira transgressiva, a posição do nível do mar encontrava-se abaixo do atual.

O sinal mais claro da elevação do nível do mar no transecto Itapeva, ocorre na sobreposição da fácies-PB (pântanos basais) pela fácies-LE (lagunar/estuarino), e esta última pela fácies-LS (leques de sobrelavagem). Estas três fácies juntas definem uma sequência transgressiva. Este padrão estratigráfico é comumente encontrado em localidades com barreiras costeiras transgressivas (e.g. FISHER, 1961; DILLON, 1970; DEMAREST e LEATHERMAN, 1985; KOHEL e DOLAN, 1986; AMOROSI, 1995; CATTANEO e STEEL, 2003; BUYNEVICH *et al.*, 2004; LIMA *et al.*, 2012). A relação espacial entre a base dos sedimentos holocênicos (fácies-PB) e a trajetória da superfície de ravinamento estabelece o potencial de preservação destes depósitos transgressivos (e.g. BELKNAP e KRAFT 1981; 1985).

A continuidade dos depósitos do estirâncio-pós-praia (fácies-EP e *Rf3ppe*), no transecto Itapeva, é acompanhada na seção GPR-1, perfil-B (Fig. 20) até o extremo SE do mesmo, na sondagem IT-5. Enquanto na sondagem IT-4 o topo desta fácies situa-se a cerca de -1 m do NMM, na sondagem IT-5 o topo dos depósitos do

estirâncio/pós-praia encontra-se cerca de +2 m acima do nível do mar atual. Esta elevação é compatível com a posição da radar-fácies *Rf3ppe* nos perfis GPR-2 (Fig. 21) e GPR-3 (Fig. 22) na face oceânica da barreira costeira. Esta ascensão topográfica dos depósitos do estirâncio/pós-praia, em direção ao oceano (SE), indica que o momento de inversão transgressivo/regressivo, divergiu do máximo eustático ocorrido há 6.000-5.000 cal. anos AP (MARTIN *et al*, 2003; ANGULO *et al*, 2006). Segundo DILLENBURG *et al.*, (2006) a barreira costeira em Curumim, já encontrava-se sob progradação em 7.185 cal. anos AP. Assim, a inversão aprisionou o registro do máximo transgressivo e, portanto da interface transgressão/regressão a oeste (em direção ao continente) da linha de costa no máximo eustático. Isto indica que a progradação inicial da barreira correspondeu a uma regressão normal da linha de costa. Já o registro correlacionável ao nível de mar máximo da TMP (máximo eustático), ficou preservado na fase regressiva, correspondendo à máxima elevação de cerca de +2 m dos depósitos praias (fácies-EP ou *Rf3ppe*) na sondagem IT-5.

A idade para o início da fase regressiva, no transecto Itapeva, foi obtida a partir do registro da sedimentação de antepraia, depositada sobre a superfície de ravinamento na sondagem IT-5. Este registro corresponde a uma amostra proveniente da base da fácies-AM (antepraia média), com lentes de lama que conferem até 10% de silte e carbono total abaixo de 1%, com conchas em posição de vida, entre elas *D. gemmula*, que dataram 7.205 ± 55 cal. anos AP (Fig. 46). Esta idade concorda com a idade de 7.185 anos AP obtida por DILLENBURG *et al.*, (2006) referente ao início da progradação da barreira em Curumim.

Imediatamente acima dos leques de sobrelavagem (*Rf4lscp*) da fase transgressiva da barreira no transecto Itapeva ocorre à deposição da *Rf2lda* (fig.20). Esta radar-fácies tem seu desenvolvimento vinculado ao início da fase progradacional e representa o primeiro registro do sistema eólico na barreira (fácies-E). A principal característica da *Rf2lda* reside na ausência de um mergulho preferencial de seus refletores. Este ambiente eólico ocupou primeiramente superfície da barreira transgressiva e depois se expandiu para a barreira regressiva enquanto o nível do mar continuava em elevação pouco antes de ser atingido o máximo eustático, ou seja, durante a fase de regressão normal da barreira. O desenvolvimento da radar-fácies *Rf2lda* parece ter sido profundamente influenciado por flutuações do nível d'água lagunar que, na ausência dos canais de ligação, facilmente sobrelevaram-se em relação ao nível do mar, pressionando a incipiente estrutura eólica que se desenvolvia na superfície da barreira transgressiva (*Rf2lda*). Este sistema

eólico, mesmo que inicial e estabelecido sobre os depósitos de leques de sobrelavagem, exerceu grande influência na evolução da barreira, elevando sua altura e protegendo a retrobarreira dos processos de sobrelavagem (DONNELLY, 2007; WILLIAMS e FLANAGAN, 2009; PRIESTAS e FAGHERAZZI, 2010). Provavelmente a grande duna transgressiva que ocorre no bordo NO da atual barreira seja um remanescente destes primeiros depósitos eólicos ancorados sobre a barreira transgressiva (fig.14).

No perfil-B (fig.20), ocorre o início do desenvolvimento/progradação da duna frontal (*Rf2df*) sobre a radar-fácies pós-praia/estirâncio (*Rf3ppe*), e provavelmente coincide com a posição relativa ao nível mais alto da TMP (elevação máxima da *Rf3ppe* a +2 m acima do NMM). Isto indica que a progradação da *Rf2df* em direção ao oceano na seção GPR-3 (fig.22), possivelmente está relacionada à fase de rebaixamento (queda) do nível do mar após o nível mais alto da TMP (regressão forçada). Desta forma, o desenvolvimento da *Rf2lda* (lençol de areia) no perfil-A parece estar relacionada a uma fase de regressão normal, e o desenvolvimento *Rf2df* (duna frontal), no perfil-B, a uma fase de regressão forçada da barreira costeira (fig.20).

Na seção GPR-2, a radar-fácies *Rf2df* apresenta-se truncada por uma grande feição erosiva transversal que chega a deformar a geometria plano-paralela dos refletores da *Rf3ppe*, imediatamente abaixo (fig.21). Esta feição equivale à drenagem canalizada de sangradouros (*washout*) (e.g. PEREIRA DA SILVA, 1998; PEREIRA DA SILVA *et al.*, 2003). HESP *et al.*, (2007), ressaltaram que o arranjo geomorfológico destes paleosangradouros marcam de tal forma a paisagem da superfície desta barreira que podem ser mapeados e seguidos até seus análogos modernos na praia atual. A bacia de drenagem destes sangradouros modernos cobre toda a face oceânica da barreira, que vai da praia a rodovia RS-389 (fig.12), ou seja, o mesmo compartimento da barreira onde a regressão foi do tipo forçada.

A morfologia de superfície do compartimento mais interno da barreira no transecto Itapeva corresponde à justaposição de cristas de dunas transgressivas relíquias, intercaladas por planícies de deflação vegetadas, enquanto que o compartimento próximo a praia corresponde à duna transgressiva moderna e à duna frontal moderna (fig.11) (HESP *et al.*, 2007). As dunas transgressivas relíquias originaram-se da mesma maneira que as dunas transgressivas modernas (atuais), ou seja, na proximidade com a praia que corresponde à única fonte sedimentar superficial desta barreira. Ao adquirirem certa distância da praia, devido à progradação da barreira, a planície de deflação é tomada pela

vegetação e assim estabilizando a duna transgressiva como uma feição reliquia, desvinculada da praia. Segundo HESP *et al.* (2007), várias fases de transgressão de dunas, acabaram por cobrir a superfície original de progradação da barreira, a qual era marcada pela justaposição de cordões de dunas frontais, como está registrado no perfil-B da seção GPR-1 (Fig. 20). Nesta figura, a paleosuperfície da barreira (superfície original de progradação da *Rf2df*) está representada por um forte refletor, suavemente ondulado, situado a aproximadamente 2 m da superfície (ou na cota +6 m).

Assim, o recobrimento da superfície de progradação da barreira (*Rf2df*), por dunas transgressivas (*Rf2dt*), deu-se tanto na fase de regressão normal (compartimento interno da barreira), como na fase de regressão forçada (compartimento oceânico da barreira). Nestes ambientes deposicionais superficiais da barreira costeira, a ocorrência de palinomorfos de algas Chlorophytas e diatomáceas dulcícolas indicam a estabilidade do lençol freático nos limites internos à fácies-E (eólica) (fig.31 e 33).

5.1.2. TRANSECTO RONDINHA NOVA

O transecto estratigráfico Rondinha Nova foi elaborado a partir das sondagens FS-15, FS-16 e FS-17, resultando na figura 48. A sondagem IT-6 (Fig. 26) não foi anexada a este transecto por se distanciar da orientação preferencial e não compor um perfil topográfico e geofísico (GPR).

O transecto Rondinha Nova corresponde ao setor entre Arroio do Sal e Itapeva (Fig. 12). Fora do transecto, mas aproximadamente alinhado com este, e no sentido NO da barreira, ocorre junto à margem lagunar uma projeção arenosa com cerca de 1 km, na forma de um esporão recurvado (fig. 9, 11 e 35). Esta feição foi investigada a partir da sondagem tipo VIBROCORE denominada IT-6, onde se constatou que sua base arenosa, situada a -4 m em relação ao NMM, ocorre repleta de equinóides, moluscos e crustáceos muito fragmentados, pouco abrasionados e moderadamente bioturbados, indicando correspondência à fácies-LS (leques de sobrelavagem). Esta interpretação fundamenta-se no registro paleontológico recuperado, devido à proveniência oceânica e o elevado retrabalhamento, nitidamente em desacordo com o ambiente deposicional de baixa energia da retrobarreira (lagunar/estuarino). Como exemplo, a ocorrência do equinóide *Mellita* (bolacha de praia) de hábito marinho, limitado à zona de arrebentação e antepraia (BARNES, 1984). A posição estratigráfica mais próxima do habitat preferencial desses organismos pode ser avaliada na fácies-AM (antepraia média) e fácies-AI (antepraia

inferior) na sondagem IT-5 (transecto Itapeva) e FS-17 (transecto Rondinha Nova) onde são encontrados em concentrações elevadas (fig.34 e 39).

Acima deste nível, ainda na fácies-LS da sondagem IT-6, agora próximo ao topo, existe outro estrato posicionado a -2,6 m em relação NMM, com elevada concentração de conchas de moluscos marinhos (*N. semiornata*) em posição de vida num estrato arenoso (fig.36). Os aspectos tafonômicos verificados neste nível indicam que os eventos de sobrelavagem arrastavam, além dos biodetritos, espécimes vivos da face oceânica para a retrobarreira. A datação de um destes espécimes indicou a idade de 7.265 ± 45 cal. anos AP. Esta idade é muito próxima da obtida na fácies-AM da sondagem IT-5 transecto Itapeva (7.205 ± 55 cal. anos AP) confirmando o momento de inversão transgressivo/regressivo, uma vez que a posição datada (topo) dentro da fácies-LS (sondagem IT-6) representa os últimos eventos de sobrelavagem ocorridos neste transecto (fig.36). As lentes de lama ocorrentes na fácies-LS, indicam a interdigitação dos leques de sobrelavagem com a sedimentação lagunar/estuarina (fácies-LE).

Imediatamente acima da última deposição de leque de sobrelavagem o sistema lagunar/estuarino gradativamente retoma sua deposição (sedimentos finos) pela fácies-LE com conchas de moluscos estuarinos que dataram 7.175 ± 55 cal. anos AP há -0,8 m em relação ao NMM. Este nível registra uma superposição da macrofauna estuarina, sobre os depósitos da fácies-LS, em três horizontes distintos: *A. brasiliiana* (posição de vida) na base, *T. plebeius* no meio da fácies e *E. mactroides* (posição de vida) no topo da fácies. Esta sucessão de macrofauna registra o último e mais elevado nível marinho/estuarino na retrobarreira. Diferentemente da fácies-LS, os espécimes em posição de vida na fácies-LE, ocorrem fortemente aderidos ao substrato lamoso com até 24% de silte e 5% de argila. Esta deposição representa a reocupação permanente/contínua do sistema lagunar sobre os leques de sobrelavagem além de representar os últimos instantes em que a laguna possuía conexão com o oceano nas proximidades do transecto Rondinha Nova. Após o isolamento completo da retrobarreira, teve início o desenvolvimento da fácies-ML areno-siltosa em ambiente dulcícola, representando a reocupação da margem lagunar por uma densa vegetação paludosa. Novamente a similaridade cronológica entre a fácies-LE (7.175 ± 55 cal. anos AP) e o topo da fácies-LS (7.265 ± 45 cal. anos AP) com a fácies-AM na sondagem IT-5 (7.205 ± 55 cal. anos AP), no transecto Itapeva, indicam a correlação entre o final da fase transgressiva (fácies-LS e fácies-LE) e o início da progradação da barreira (fácies-AM).

A feição geomorfológica sobre a qual esta localizada a sondagem IT-6 corresponde desta forma a uma herança geomorfológica da fase transgressiva da barreira. Nesta localidade, provavelmente a barreira era mais propensa à ocorrência de sobrelavagem durante eventos de tempestade, permitindo uma ampla penetração de leques de sobrelavagem (fácies-LS) retrobarreira adentro. Esta posição representa o limite NO (continental) das areias da barreira transgressiva há 7.265 ± 45 cal. anos AP. Como esta idade foi obtida no topo da fácies-LS, ela pode ser considerada como uma idade próxima à idade do máximo transgressivo.

A continuação do transecto Rondinha Nova corresponde à extensão da fase regressiva no extremo oceânico (SE) da barreira (fig.48). Este distanciamento da fase transgressiva tornou possível a recuperação da sequência sedimentar completa da praia/antepraia regressiva na sondagem FS-17, uma vez que a fase regressiva, neste transecto, ocorre diretamente depositada sobre a superfície de ravinamento identificada pela fácies-LS em discordância erosiva com a base siltosa da antepraia inferior (fácies-AI).

Como no transecto Rondinha Nova a superfície de ravinamento foi amostrada em dois pontos (FS-15 e FS-17) é possível estimar a declividade da antepraia transgressiva como de $0,12^\circ$. Esta correlação foi usada para inferir o limite continental (NO) da antepraia inferior (fácies-AI) já que sua amostragem limita-se a sondagem FS-17 (fig.48). Neste transecto, as fácies correspondentes aos compartimentos da antepraia (fácies-AI/AM/AS) exibem teores de carbono total oscilando entre 0–2,5% e são, para nível de referência, muito inferiores aos ambientes lagunares/estuarinos (fácies-LE) onde estes valores são da ordem de 10–20%. Sua deposição, diretamente sobre a superfície de ravinamento, fornece uma estimativa quanto ao início da deposição do perfil de silte característico da antepraia inferior (fácies-AI) (e.g. SCHIEBER, 1998). A elevada profundidade de ocorrência da fácies-AI pode muitas vezes refletir a dinâmica da plataforma continental interna pela sua elevada profundidade de ocorrência (~16 m) (e.g. SWIFT, 1975a; SWIFT *et al.*, 1985). A amostra basal e, portanto, a mais próxima da superfície de ravinamento indicou a idade 5.125 ± 115 cal. anos AP para valvas desarticuladas de *M. patagônica*. A elevada fragmentação, junto com o capeamento ferruginoso na superfície destas conchas e dos sedimentos, parece indicar que o recobrimento inicial da superfície de ravinamento agregou elementos siliciclásticos e carbonáticos associados a um lag transgressivo residual (e.g. POSAMENTIER e ALLEN, 1999).

Próximo ao topo da fácies–AI foram datados dois exemplares milimétricos em posição de vida de *M. patagonica* e *C. contracta*, com idades de 4.595 ± 95 e 4.475 ± 75 cal. anos AP, respectivamente. Estas conchas foram encontradas inseridas no silte, indicando a ausência de retrabalhamento. Estas idades confirmam que a sedimentação da fácies–AI desenvolveu-se durante a fase de regressão forçada, ou seja, após o máximo eustático de 6.000–5.000 anos AP. No transecto Rondinha Nova, a fácies–AM (antepraia média) é constituída de areias com abundantes lentes de lama, e na sondagem FS-17 apresenta elevada concentração de macrofósseis. A ocorrência de equinóides do gênero *Mellita* na fácies–AM, assim como na fácies–AI, indica uma ampla preservação destes organismos nestes compartimentos da antepraia. Neste transecto, a fácies–AS (antepraia superior) delimita a ação permanente de ondas no perfil da antepraia, ocasionando a ausência de laminações ou lentes de lama. Na sondagem FS-17 (linha de praia atual) a idade do limite entre a antepraia média/superior foi estabelecida em 2.035 ± 95 cal. anos AP.

No transecto Rondinha Nova, a superfície relacionada ao topo da fácies–EP declina em direção ao oceano, indicando a correspondência com a queda do nível do mar após o máximo eustático da TMP, ou seja, ilustra a fase de regressão forçada da barreira. A cota topográfica apresentada pela fácies–EP, de cerca de +2,1 m em relação ao NMM, na sondagem FS-15, representa a posição, dentro da fase regressiva da barreira, correlacionável a posição da linha de costa no momento de nível do mar mais alto da TMP (máximo eustático) neste transecto. Esta posição equivale à localização da rodovia RS-389, que na média também corresponde à porção mais alta da barreira na área de estudo. A tendência de declínio verificada na fácies–EP, em direção ao oceano ocorre em conformidade com a superfície da barreira (fig. 13 e 48). Este mesmo padrão deposicional foi reportado por DILLENBURG *et al.*, (2006) indicando que este declínio da fácies–EP no compartimento oceânico da barreira costeira pode ser verificado em todo o setor Torres-Curumim.

NO RS-389

Transecto RONDINHA NOVA

Praia Atual SE

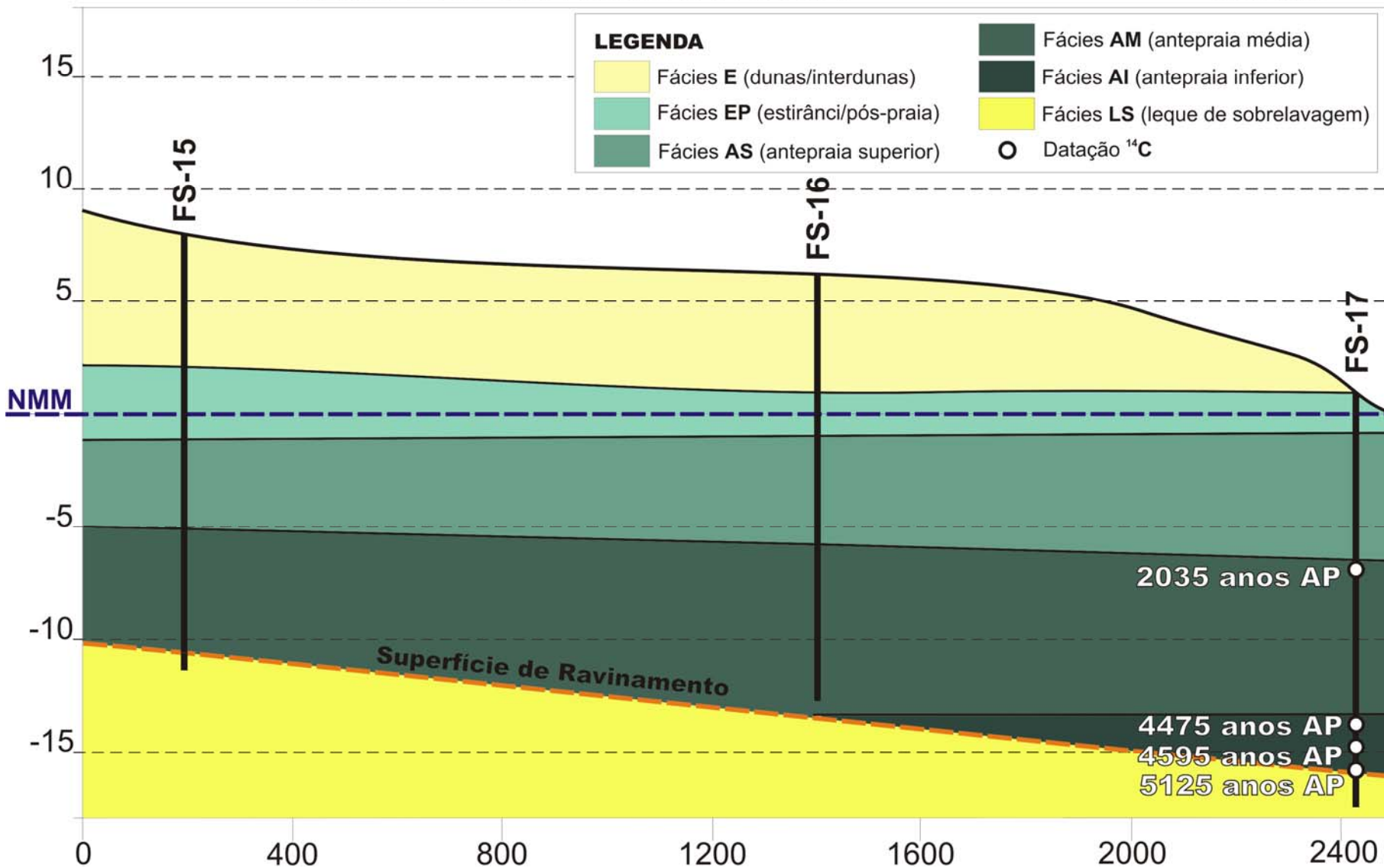


Figura 48: Composição do transecto estratigráfico Rondinha Nova (profundidade e distância em metros, exagero vertical-23X).

5.1.3. TRANSECTO ARROIO DO SAL

O transecto estratigráfico Arroio do Sal foi elaborado a partir das sondagens IT-7, e IT-1 e IT-2 e perfil GPR-4 (Fig. 24) resultando na figura 49. Este transecto corresponde ao extremo sul da área de estudo, onde foi priorizado o limite (NO) mais interno da barreira, com o objetivo do detalhamento da transição entre as fases transgressiva e regressiva da barreira, da mesma forma que no transecto Itapeva.

O imageamento do perfil GPR-4 estendeu-se até a lâmina d'água da Lagoa Itapeva, permitindo a visualização do extremo continental (NO) dos leques de sobrelavagem representados pelas radar-fácies *Rf4lscp*, *Rf4lscd* e *Rf4lsd*, ou seja, do máximo avanço, em direção ao continente, das areias da barreira transgressiva (fig.24).

A base da unidade transgressiva, no transecto Arroio do Sal, é ocupada pela fácies-DE (delta de maré de enchente) amostrada na sondagem IT-1, com microfósseis de moluscos, equinóides e cracas (cirripédios), todos com amplos indícios de retrabalhamento. Este material assemelha-se em composição com os microfósseis da fácies-LS na sondagem IT-4 (transecto Itapeva) e IT-6 (prolongamento NO do transecto Rondinha Nova). A diferença entre estas fácies (fácies-LS e fácies-DE) reside nos aspectos tafonômicos da fácies-DE, devido a sua elevada bioturbação (>95%). Sua idade de 7.865 ± 115 cal. anos AP foi obtida de duas valvas milimétricas de *D. gemmula*, cuja posição corresponde à maior profundidade de amostragem dentre os três transectos. A fácies-DE compreende um intervalo arenoso, com expressiva laminação de minerais pesados e que gradam para areias melhor selecionadas e bem compactadas no topo (fig.42).

Comparando-se aos demais transectos, neste tempo, a fácies-DE ocupou uma posição mais profunda (rebaixada) e ainda com indícios de elevada hidrodinâmica. O que se verifica é tendência de retenção da fração grossa (areia mais biodetritos) próximo ao eixo de um canal de ligação e corpo do delta de maré enchente (e.g. SWIFT, 1976; KIDWELL, 1989; SIGGERUD, *et al.*, 2000). A elevada bioturbação dos microfósseis presentes na fácies-DE indicam o abandono do eixo principal de um canal de ligação com posterior preenchimento por areias vinculadas a deposição do delta de maré enchente (e.g. ISRAEL *et al.*, 1987; FITZGERALD *et al.*, 2011). No sentido do topo da fácies-DE ocorre um aumento quanto à seleção das areias sugerindo uma deposição relacionada a eventos de tempestade. O registro indiferenciado de depósitos de deltas de maré enchente e

leques de sobrelavagem foi primeiramente reportado, no Rio Grande do Sul, por TRAVESSAS *et al.*, (2005) na localidade de Tramandaí, cerca de 50 km ao sul da área de estudo.

O desenvolvimento do complexo lagunar/estuarino (fácies-LE) sobre o delta de maré enchente (fácies-DE) pode indicar tanto a migração lateral do canal de ligação adjacente, como também seu fechamento (*e.g.* SIMMS *et al.*, 2006). Na sondagem IT-1 a deposição dos leques de sobrelavagem (fácies-LS) sobre o ambiente lagunar/estuarino (fácies-LE) e estes sobre o delta de maré enchente (fácies-DE) indicam a continua migração da barreira transgressiva em direção ao continente.

A inversão cronológica na datação da fácies-LE (lagunar/estuarino) do transecto Arroio do Sal, provavelmente deve-se à diferença quanto à composição do material datado, no caso sedimento orgânico de 8.065 ± 95 cal. anos AP e conchas 7.865 ± 115 cal anos AP. No entanto a pequena diferença de idade entre o topo da sedimentação lagunar/estuarino na fácies-LE na sondagem IT-7 (8.065 ± 95 cal. anos AP) e a base do delta de maré enchente na fácies-DE na sondagem IT-1 (7.865 ± 115 cal. anos AP) podem indicar os desníveis topográficos que constituíam de deposição sedimentar associadas à configuração transgressiva da barreira.

A arquitetura estratigráfica resultante do posicionamento da fácies-LE (8.065 ± 95 cal. anos AP) lado a lado (no mesmo nível topográfico) com a fácies-LS (situada a SE do ponto datado) confirma o término da fase transgressiva da barreira no transecto Arroio do Sal. Novamente, assim como nos demais transectos (Itapeva e Rondinha Nova) a cota topográfica e a cronologia estabelecida para a fácies-LE na sondagem IT-7 demonstram que, nos estágios finais da Transgressão Marinha Pós-Glacial (TMP), o compartimento da retrobarreira foi rapidamente preenchido (agração lagunar), pela deposição da fácies-LE.

Na seção GPR-4, no perfil-A (fig. 24), verifica-se no contato com os sedimentos lagunares, o empilhamento quase que vertical dos refletores da fácies-LS (leques de sobrelavagem), ou das radar-fácies *Rf4lscp*, *Rf4lscd* e *Rf4lsd* com nítido mergulho dos refletores em direção ao continente. Isto indica que a barreira transgressiva assumiu sua última posição em direção ao continente e então passou a agradar junto com os depósitos lagunares pouco antes do início da progradação no transecto Arroio do Sal. A sobreposição da *Rf4lscp* pelas *Rf4lscd* registra a fase de agradação da barreira transgressiva. A posição superior destes refletores com mergulhos em direção ao

continente (*Rf4lsd*), no perfil-A da seção GPR-4, pode representar a margem lagunar sendo suprida pelo incipiente campo eólico (*Rf2lda*) que começa a se formar sobre a barreira transgressiva. Este início de deposição eólica relativa a radar-fácies *Rf2lda*, no perfil-C, ainda sobre a barreira transgressiva, coincide provavelmente com o início da progradação da fácies-EP (estirâncio-pós-praia), equivalente a radar-fácies *Rf3ppe*, mapeada na seção GPR-4 no extremo SE do perfil-C (fig.25). Esta última posição indica a linha de costa na posição relativa ao máximo transgressivo no transecto Arroio do Sal (fig.25). Como o máximo transgressivo encontra-se distante 460 m da fácies-LE na sondagem IT-7, novamente fica confirmado a pequena largura da porção emersa da barreira transgressiva (460 m) no momento de inversão transgressão/regressão.

Na sondagem IT-7 (posicionada na atual margem lagunar) foi observado que a posição datada na fácies-LE encontra-se sobrelevada +1,8 m em relação a radar-fácies *Rf3ppe* na seção GPR-4 perfil-C, fato que fortalece a presença de um campo eólico sobre a barreira transgressiva que bloqueava as águas lagunares há aproximadamente 8.065 ± 95 cal. anos AP.

Assim como no transecto Itapeva o início do registro regressivo (progradacional), no transecto Arroio do Sal, ocorre associados aos refletores da radar-fácies *Rf3ppe* (seção GPR-4, perfil-C) elevando-se na direção do oceano e da sondagem IT-2 (seção GPR-4, perfil-D) onde o topo da fácies-EP alcança a posição (cota topográfica) do NMM (0 m). Como esta posição representa o limite SE deste transecto, não é possível definir uma posição relativa à cronologia do máximo eustático, somente infere-se que ela ocorra a SE da sondagem IT-2 e da seção GPR-4, perfil-D.

Abaixo da fácies-EP (radar-fácies *Rf3ppe*) encontra-se a antepraia superior (fácies-AS) definida pela frequência das lentes de lama que conferem até 10% de silte nesta fácies deste transecto. A fácies-AS diferencia-se da fácies-AM pelo aumento dos valores de compactação. A fácies-AM especificamente no transecto Arroio do Sal apresenta estratificações de minerais pesados de alto ângulo que podem estar indicando a preservação de feições sedimentares depositadas sobre a superfície de ravinamento (*e.g.* SWIFT 1975b; SNEDDEN e DALRYMPLE, 1999; MCBRIDE e MOSLOW, 1991). Estas estratificações na fácies-AM, assim como a elevada concentração de sedimentos finos na fácies-AS (sondagem IT-2) podem sugerir a proximidade a uma desembocadura de um canal de ligação. No transecto Arroio do Sal a existência deste canal de ligação, é corroborada pela presença da fácies-DE (delta de maré enchente) na sondagem IT-1.

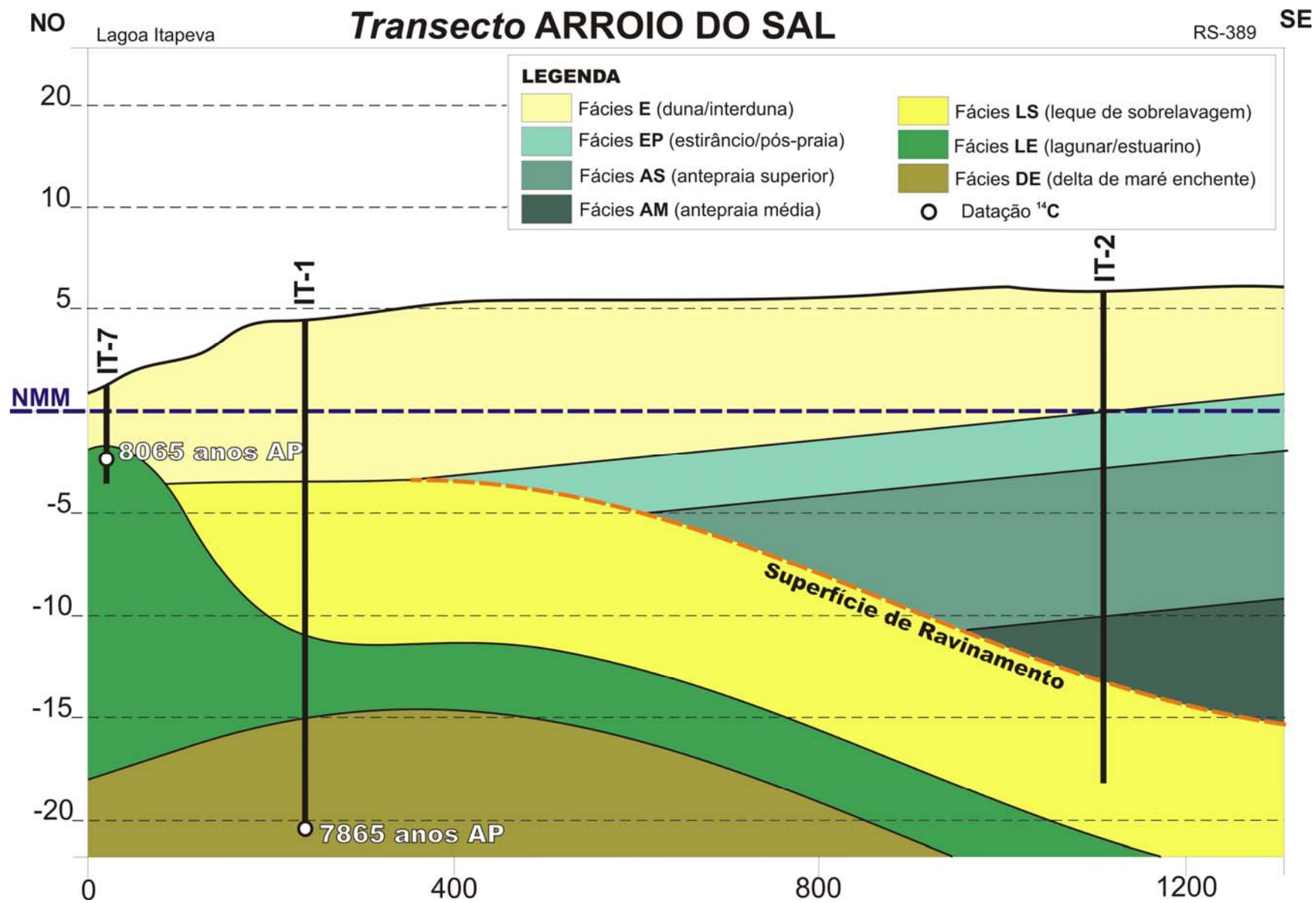


Figura 49: Composição estratigráfica do transecto Arroio do Sal (profundidade e distância em metros; exagero vertical-23X).

5.4. MODELO EVOLUTIVO

Através da integração dos resultados obtidos dos três transectos estratigráficos, apresenta-se a seguir a proposição de um modelo evolutivo para a transição entre as fases transgressiva e regressiva da barreira costeira holocênica no setor Torres – Curumim. Este modelo evolutivo é apresentado em cinco estágios sendo que: os estágios 1 a 3 desenvolvem-se na fase transgressiva da barreira costeira (fácies PB/DE/LE/LS) e os estágios 4 e 5 na fase regressiva da barreira costeira (fácies AI/AM/AS/EP/E) (fig.50). De forma complementar ao modelo evolutivo foi traçado uma aproximação para a posição da linha de costa relativa ao máximo eustático e máximo transgressivo (fig.51). As idades são apresentadas calibradas.

Estágio 1 (10.000 anos AP) –PRÉ-TRANSGRESSÃO

À medida que o clima começa a melhorar no Holoceno por volta de 9.985 ± 205 cal. anos AP, as comunidades vegetacionais costeiras iniciam a ocupação do substrato pleistocênico, enriquecendo sua superfície com material orgânico e gerando um horizonte de paleosolos (fig.50–A).

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 (fácies–PB) tiveram origem na margem continental do sistema lagunar associado às barreiras costeiras transgressivas, representando o primeiro registro da inundação da topografia antecedente (fig.50–A).

Estágio 2 (10.000 anos AP até 8.500 anos AP) –INÍCIO DA INUNDAÇÃO

Este estágio correspondeu à inundação marinha da retrobarreira, quando ambientes lagunares/estuarinos (fácies–LE) recobrem os pântanos basais (fácies–PB) por volta de 8.450 ± 110 cal. anos AP. Este estágio desenvolveu-se sob uma alta taxa de migração da barreira transgressiva em direção ao continente, resultando em pequena espessura dos depósitos lagunares/estuarinos. A barreira transgressiva correspondia à morfologia de leques de sobrelavagem que migravam em direção ao continente, transportando os sedimentos da praia para a retrobarreira. Assim, enquanto no extremo continental da barreira os leques de sobrelavagem eram depositados sobre os sedimentos

lagunares/estuarinos, no extremo oceânico da barreira estes depósitos eram erodidos pela migração, em direção ao continente, da superfície de ravinamento.

Neste estágio, a barreira transgressiva apresentava-se segmentada por canais de ligação que promoviam na retrobarreira intensa mistura entre as águas oceânicas e fluviais. As posições avançadas, continente adentro destes canais de ligação, eram ocupadas por deltas de maré de enchente (fácies-DE).

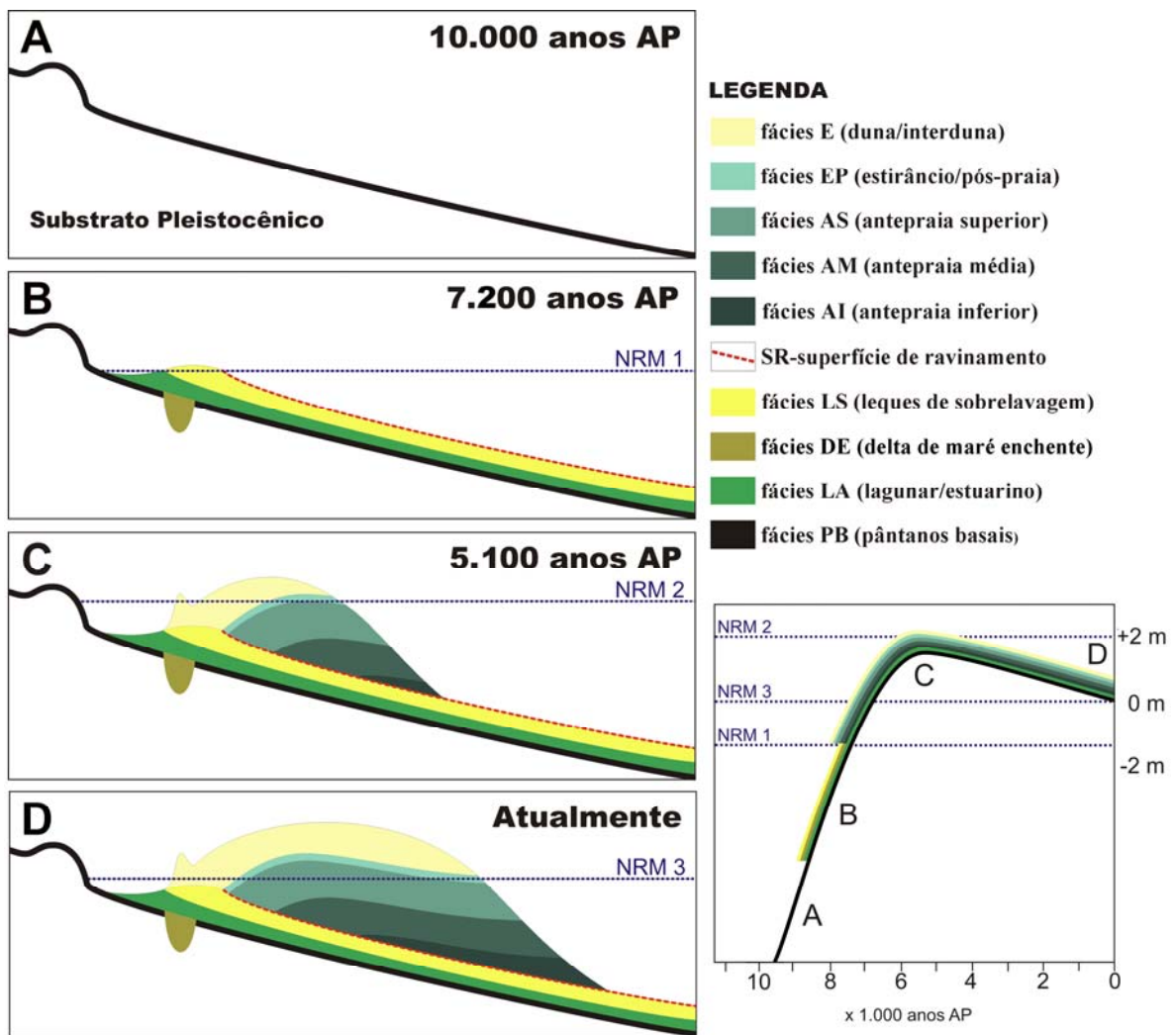


Figura 50: Modelo evolutivo simplificado para a área de estudo. A–fase pré-transgressão B–fase transgressiva; C–fase regressiva desenvolvida sob condições de regressão normal; D–fase regressiva atual desenvolvida sob condições de regressão forçada. Abaixo a direita, um esboço de curva simplificada de variação do nível do mar, com a cronologia de formação (desenvolvimento) das fácies.

Estágio 3 (8.500 anos AP até 7.200 anos AP) –MÁXIMO TRANSGRESSIVO

Neste estágio, os ambientes estuarinos/lagunares desenvolvem amplas espessuras (agração lagunar) colmatando a retrobarreira, e indicando o estabelecimento da barreira transgressiva na sua posição atual.

As cotas topográficas estabelecidas por estes ambientes (fácies–LE) junto à margem lagunar (moderna) da lagoa Itapeva indicam que a retrobarreira encontrava-se com dimensões e profundidades muito próximas à atual Lagoa Itapeva.

Este limitado espaço de acomodação lagunar foi provavelmente responsável pela interrupção da transferência dos sedimentos na componente transversal à costa, via canais de ligação e leques de sobrelavagem. Os instantes finais de conexão entre as águas lagunares e oceânicas ficaram registrados numa específica associação de moluscos estuarinos que reocuparam a superfície dos últimos leques de sobrelavagem por volta de 7.175 ± 55 cal. anos AP.

O término deste estágio representa o fim da migração da barreira costeira em direção ao continente equivalendo ao máximo transgressivo (fig.50–B e 51). Este limite corresponde ao estabelecimento do último perfil erosivo da antepraia transgressiva (superfície de ravinamento), assim como também do último evento de deposição de leques de sobrelavagem (limite NO da fácies–LS) datado em 7.265 ± 45 cal. anos AP (fig.50–B). Estas posições indicam uma aproximação para a largura da porção emersa da barreira transgressiva como de 460 m, ao final de sua migração em direção ao continente.

Estágio 4 (7.200 anos AP até 5.100 anos AP) –REGRESSÃO NORMAL

Com o nível do mar ainda em elevação a barreira regressiva (fácies AI/AM/AS/EP/E) começou a progradar em direção ao oceano, sobre a superfície de ravinamento. Esta condição ocasionou uma regressão normal da linha de costa (fig.50–C), preservando a trajetória em ascensão da linha de costa (fácies–EP e *Rf3ppe*) no registro progradacional da barreira. Esta elevação atingiu a cota máxima de +2,1 m acima do NMM, indicando, aproximadamente, a posição relativa ao nível do mar mais alto da Transgressão Marinha Pós-Glacial (máximo eustático) (fig.51).

Esta progradação rapidamente consolidou a posição da margem lagunar sobre o extremo continental da barreira transgressiva. A base da antepraia média (fácies–AM) datada em 7.205 ± 55 cal. anos AP corresponde à idade de início desta

progradação. Sua correspondência cronológica com o final da fase transgressiva seja ela com a fácies-LS (7.265 ± 45 cal. anos AP) ou fácies-LE (7.175 ± 55 cal. anos AP) confirmam o momento de inversão da transgressão para regressão da linha de costa.

Sem canais de ligação na fase regressiva, o lençol freático desencadeou uma reocupação vegetacional, ao mesmo tempo que possibilitou a retenção inicial de um ambiente eólico na barreira. Estes ambientes correspondem a radar-fácies *Rf2lda* ocupando a superfície da barreira transgressiva, e estabilizando as fases iniciais de progradação da barreira regressiva.

Este estágio evolutivo termina com o início a deposição da fácies-AI há 5.125 ± 115 cal. anos AP. Esta idade indica que mesmo com a progradação já estabelecida (regressão normal) desde ~ 7.200 cal. anos AP, a antepraia inferior manteve seu comportamento erosivo/não-deposicional em acordo com a subida do nível do mar até o estabelecimento do máximo eustático.

Estágio 5 (5.100 anos AP até o presente) –REGRESSÃO FORÇADA

Este estágio desenvolveu-se numa fase posterior ao máximo eustático, quando a antepraia inferior torna-se essencialmente deposicional passando a preservar sedimentos siltosos a partir de 5.125 ± 115 cal. anos AP. Neste tempo a morfologia do sistema eólico começa a ser preservada em subsuperfície, com a progradação e avanço dunas frontais (*Rf2df*) sobre os depósitos do pós-praia/estirâncio, em substituição aos lençóis de areia (*Rf2lda*), que ocuparam a posição superior da barreira transgressiva (fácies-LS). Esta mudança de radar-fácies coincide com o início do compartimento oceânico da barreira onde as cotas topográficas da fácies-EP e *Rf3ppe* declinam em direção ao oceano. Portanto, a partir deste ponto, em direção ao oceano, a progradação da barreira costeira responde por uma fase de regressão forçada (fig.50-D).

Conforme as dunas frontais se afastam da praia devido à progradação da barreira, elas têm sua morfologia de superfície retrabalhada por dunas transgressivas que avançam barreira adentro em resposta aos ventos que sopram no sentido do continente (NE, E e SE.) Desta forma o conjunto praia/duna frontal esta relacionado a progradação da barreira, enquanto o conjunto interduna/duna transgressiva esta relacionado a agradação da barreira.

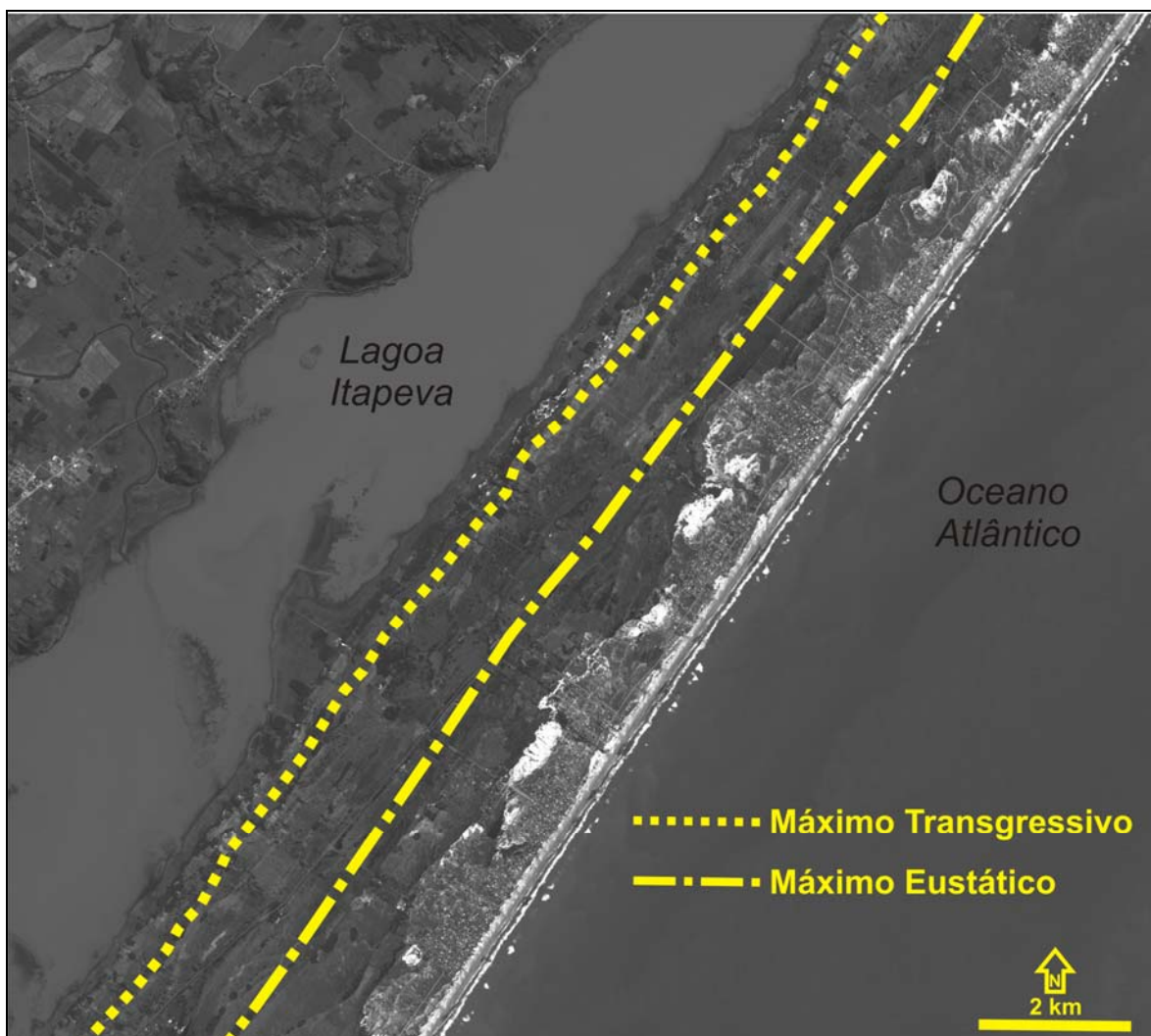


Figura 51: Aproximação da posição relativa a linha de costa no máximo transgressivo e eustático para a área de estudo. Imagem SPOT 1.

6. CONCLUSÕES

– No presente estudo, a evolução da barreira costeira holocênica do litoral norte do Rio Grande do Sul envolveu a implantação de uma unidade transgressiva basal (retrogradacional) seguida de uma regressiva (progradacional). A transição entre estas unidades (transgressiva/regressiva) ocorreu antes de ser estabelecido o nível do mar mais alto da Transgressão Marinha Pós-Glacial, gerando durante a progradação da barreira costeira, uma fase de regressão normal sucedida de uma fase de regressão forçada. Em outras palavras a inversão antecedeu o ápice da Transgressão Marinha Pós-Glacial, indicando uma situação de elevado suprimento sedimentar ($\text{suprimento} > \text{acomodação}$), em longo período no setor costeiro Torres–Curumim.

– Na base do registro holocênico, foram identificados ambientes continentais e costeiros pré-transgressão (pântanos basais, fácies–PB), que dataram 9.985 ± 205 cal. anos AP. Estes ambientes deposicionais tiveram origem na margem continental do sistema lagunar associado às barreiras costeiras transgressivas, representando o primeiro registro da inundação da topografia antecedente pelo lençol freático que acompanhava o nível do mar em elevação.

– O segundo registro da inundação ocorreu no estabelecimento de ambiente lagunar/estuarino (fácies–LE), que sob franca elevação do nível do mar recobriu os pântanos basais por volta de 8.450 ± 110 cal. anos AP. Sua composição paleontológica indica que a morfologia da barreira adjacente apresentava-se segmentada por canais de ligação, e que na retrobarreira existia ao menos uma descarga fluvial importante viabilizando a hidrodinâmica lagunar/estuarino.

– O registro lagunar/estuarino (fácies–LE) datado em 7.560 ± 60 e 7.175 ± 55 cal. anos AP junto da margem da lagoa Itapeva indica os paleoníveis estuarinos (máximos níveis) vinculados a fase transgressiva da barreira costeira.

– A transferência de sedimentos arenosos em direção ao continente, durante a fase transgressiva da barreira, ocorreu pela deposição de deltas de maré enchente (fácies–DE) e por leques de sobrelavagem (fácies–LS).

– Os últimos eventos da deposição de leques de sobrelavagem (fácies–LS) foram datados em 7.265 ± 45 cal. anos AP, indicando o término da migração da barreira transgressiva em direção ao continente.

– O truncamento erosivo dos refletores associados a radar-fácies leques de sobrelavagem (*Rf4ls*) define a geometria da interface transgressiva/regressiva da barreira costeira, evidenciando a máxima incursão, continente adentro da superfície de ravinamento. O contato entre a radar-fácies pós-praia /estirâncio (*Rf3ppe*) e a superfície de ravinamento define a posição relativa ao máximo transgressivo da linha de costa nos transectos Itapeva e Arroio do Sal.

– O momento da inversão transgressão/regressão compreendeu o intervalo de tempo entre o final da fase transgressiva da barreira costeira na fácies–LS (leques de sobrelavagem), datada em 7.265 ± 45 cal. anos AP, e o início da fase regressiva na fácies–AM (antepraia média), datada em 7.205 ± 55 cal. anos AP.

– O primeiro registro da fase progradacional da barreira costeira correspondeu a uma regressão normal da linha de costa, registrando, na ascensão das cotas topográficas da fácies-EP e radar-fácies pós-praia/estirâncio (*Rf3ppe*), o comportamento em elevação do nível do mar até ser atingido o ápice da Transgressão Marinha Pós-Glacial (aproximadamente +2,1 m acima do NMM). A deposição eólica associada à esta fase de regressão normal correspondeu à geometria da radar-fácies lençol de areia (*Rf2lda*).

– Durante a fase de regressão normal, a antepraia inferior (fácies-AI) manteve um comportamento erosivo ou não-deposicional em acordo com a subida do nível do mar neste período resultando, numa defasagem entre seu início de deposição há 5.125 ± 115 cal. anos AP e o início da progradação da antepraia média em 7.205 ± 55 cal. anos AP.

– Imediatamente após o estabelecimento do nível de mar mais alto da Transgressão Marinha Pós-Glacial, as cotas topográficas da fácies-EP e *Rf3ppe* (pós-praia/estirâncio), no compartimento oceânico da barreira, começaram a responder ao nível do mar em queda, indicando o início da fase de regressão forçada da barreira costeira. A deposição eólica nesta fase correspondeu a progradação de dunas frontais (*Rf2df*) e agradação de dunas transgressivas (*Rf2dt*) e planícies de deflação (*Rf1pd*).

– O início da fase de regressão forçada foi provavelmente conexo ao início de deposição da antepraia inferior (fácies-AI), quando o perfil sedimentar da antepraia torna-se essencialmente deposicional passando a preservar sedimentos siltosos entre 5.125 ± 115 cal. anos AP e 4.475 ± 75 cal. anos AP.

6.1. Referências Bibliográficas

- ABBOTT, W.O. 1985. The recognition and mapping of a basal transgressive sand from outcrop, subsurface, and seismic data. In: Berg, O.R., Woolverton, D.G. (Eds.), *Seismic Stratigraphy II: An Integrated Approach to Hydrocarbon Exploration*.
- ANTHONY, D. e MOLLER, I. 2002: The geological architecture and development of the Holmsland Barrier and Ringkøbing Fjord area, Danish North Sea Coast. *Geografisk Tidsskrift, Danish Journal of Geography* 102, 27-36.
- AMOROSI, A. 1995. Glaucony and sequence stratigraphy: a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. *Journal of Sedimentary Research*, (4):419-425.
- AMOROSI A., CENTINEO M.C., COLALONGO M.L. e FIORINI F. 2005. – Millennial-scale depositional cycles from the Holocene of the Po Plain, Italy. – *Marine Geology*, 222-223, 7-18.

- ANGULO, R.J., LESSA, G.C., SOUZA, M.C., 2006. A critical review of Mid- to Late Holocene sealevel fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Review* 25, 486–506.
- 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*, v. SI 56, p. 579-583.
- BAUERMAN, S.G., 2003. Análises Palinológicas e Evolução Paleovegetacional e Paleambiental das Turfeiras de Barrocadas e Águas Claras, Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. *Tese de doutorado*, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 137 pp.
- BAETEMAN, C. e VAN STRIJDONCK, M. (1989): Radiocarbon dates on peat from the Holocene coastal deposits in West Belgium. In: Baeteman, C. (ed.): Quaternary sea-level investigations from Belgium. Prof. Paper Belg. Geo. Dienst 241, 59-91.
- BARNES, R.D. 1984. Zoologia dos Invertebrados. 4ª ed. São Paulo: Editora Livraria Rocca Ltda, 1179p.
- BEETS D.J.; VAN DER VALK L. e STIVE M.J.F. 1992. Holocene evolution of the coast of Holland. *Marine Geology*, 103:423-443.
- BEETS, D.J., DE GROOT, T.A.M. e DAVIES, H.A., 2003. Holocene tidal backbarrier development at decelerating sea-level rise: a 5 millennia record, exposed in the western Netherlands. *Sedimentary Geology* 158: 117-144.
- BELKNAP, D.F. e KRAFT, J.C. 1981. Preservation potential of transgressive coastal lithosomes on the U.S. Atlantic shelf. *Marine Geology*, 42:429-442.
- BELKNAP, D.F. e KRAFT, J.C. 1985. Influence of antecedent geology on stratigraphic preservation potential and evolution of Delaware's barrier systems. *Marine Geology*, 63:235– 262.
- BIGARELLA, J.J.; HARTKOPF, C.C.; SOBANSKI, A. & TREVISAN, N. 1955. Textura superficial dos grãos de areias e arenitos (Contribuição à metodologia). Curitiba, *Arq. Biol. Tecn.*, X(11): 253-275.
- BIGARELLA, J.J e ANDRADE, G.O. 1965. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. In: WRIGHT, H.E. Jr. & FREY, D.G. (eds.) *International Studies on the Quaternary*. Geol. Soc. Am. Spec. Papers. New York, 84, p. 433-451.
- BOYD, R., DALRYMPLE, R., e ZAITLIN, B. A., 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, 80:139-150.
- BRIDGE J.S., ALEXANDER J., COLLIER R.E.L., GAWTHORPE R.L. e JARVIS J. 1995. Ground-penetrating radar and coring used to study the large-scale structure of point-bar deposits in three dimensions. *Sedimentology* 42: 839-852.
- BRISTOW, C.S., CHROSTON P.N. e BAILEY I.D., 2000, The structure and development of foredunes on a locally prograding coast: insights from ground-penetrating radar surveys, Norfolk. *Sedimentology*, 47: 923-944.
- 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.
- BUYNEVICH, I. V., FITZGERALD, D. M., HETEREN, V., 2004. Sedimentary records of intense storms in Holocene barrier sequences. Maine, USA: *Marine Geology*, v 210:135–148.
- CALDAS L.H.O, OLIVEIRA Jr J.G, MEDEIROS W.E, STATTEGER K. e VITAL H. 2006. Geometry and evolution of Holocene transgressive and regressive barriers on the semi-arid coast of NE Brazil. *Geo-Marine Letters*, 26: 249-263.

- CALLIARI, L.J.; TOZZI, H.M. e KLEIN, A. H. 1996. Erosão associada a marés meteorológicas na costa sul-rio-grandense. In: *Congresso Brasileiro de Geologia* 34, 1996, Salvador. Anais. Salvador, SBG v. 1. p. 430-434.
- CATTANEO, A. e STEEL, R.J., 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth-Science Reviews*, 62 :187– 228.
- CATUNEANU, O. 2006. *Principles of sequence stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam. 375p.
- CONNELL, J. H., 1961. The influence of interspecific competition and other factors on the distribution of the barnacle *Chthamalus stellatus*. *Ecology* 42: 710.–723.
- CORREA, I. C. S., MARTINS, L. R., KETZER, J. M., ELIAS, A. R. D., 1995. A Plataforma Continental Sul e Sudeste Brasileira Durante O Holoceno. In: VII Congresso Latinoamericano de Ciencias del Mar, 1995, Mar del Plata-Argentina. *Anais. Mar del Plata-Argentina* 1, 56-56.
- COWELL P.J., ROY P.S., e JONES R.A., 1995. Simulation of large-scale coastal change using a morphological behaviour model: Amsterdam, *Marine Geology*, 126:45-61.
- 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 Sedimentologists Special Publication*, Oxford, Blackwell Scientific Pub 62:165-175
- CURRAY, J.R., 1964. Transgressions and regressions. In: Miller, R.L. (Ed.), *Papers in Marine Geology*. Macmillan, New York, p. 175– 203.
- CURRAY, J.R.; EMMEL, F.J.; CRAMPTON, P.J.S. 1969. Holocene History of a Strandplain, Lagoonal Coast, Nayariti, Mexico. In: Costouares, A. A.; Phelger, V.B. (eds). *Lagunas Costeras-Un simposio*. Univ. National Autonomo do Mexico, 64-100
- DAVIS, R.A., Jr., ANDRONACO, M., GIBEAUT, J.C., 1989. Formation and development of a tidal inlet from a washover fan, west-central Florida coast, USA. *Sedimentary Geology*. 65 :87-94.
- DAVIS, R. A., Jr., 1994. *Barriers of the Florida Gulf Peninsula*. In: Davis, R. A., Jr. (ed), *Geology of Holocene Barrier Island Systems*, Berlin: Springer-Verlag, 167-206.
- DEMAREST, J.M. e S.P. LEATHERMAN, 1985: Mainland influence on coastal transgression: Delmarva Peninsula. *Marine Geology*, 63, 19-33.
- DEVINE, P.E., 1991. Transgressive origin of channeled estuarine deposits in the Point Lookout Sandstone, Northwestern New Mexico: a model for Upper Cretaceous, cyclic regressive parasequences of the U.S. Western Interior. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 75, 1039– 1063.
- DILLENBURG, S.R., ROY, P.S., COWELL, P.J., e TOMAZELLI, L.J., 2000. Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by the shoreface translation-barrier model (STM). *Journal Coastal Research*, v.16, p.71-81.
- DILLENBURG S. R.; TOMAZELLI e BARBOZA E. G. 2004. Barrier evolution and placer formation at Bujuru southern Brazil. *Marine Geology*. 203: 43-56.
- DILLENBURG S.R., TOMAZELLI L.J., HESP P.A., BARBOZA E.G., CLEROT L.C.P. e 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. ; HESP, P. A ; ROSA, M. L. C. C., 2011. Ground Penetrating Radar (GPR) and Standard Penetration Test (SPT) records of a regressive barrier in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, v. SI 64, p. 651-655.
- DILLON, W.P. (1970). “Submergence effects on a Rhode Island barrier lagoon and inferences on migration of barriers,” *Journal of Geology*, 78: 94-106.

- DONNELLY J. P.; BRYANT S. S.; BUTLER J.; DOWLING J.; FAN L.; HAUSMANN N.; NEWBY P.; SHUMAN B.; STERN J.; WESTOVER K. e WEBB T. 2001. 700 yr sedimentary record of intense hurricane landfalls in southern. New England *GSA Bulletin*; v. 113, no. 6
- DONNELLY, C. 2007. Morphologic Change by Overwash – Establishing and Evaluating Predictors. *Journal of Coastal Research*, SI 50 (Proceedings of the 9th International Coastal Symposium), Gold Coast, Australia pp.520 – 526.
- DEMAREST, J.M. e LEATHERMAN S.P., 1985: Mainland influence on coastal transgression: Delmarva Peninsula. *Marine Geology*, 63(1-4):19-33.
- DOMINGUEZ J.M.L. e WANLESS H.R. 1991. Facies Architecture of a falling sea level strandplain, Doce river coast, Brazil. In: Swift DJP, Oertel GF, Tillman RW, Thorne JA. (Org.). *Shelf Sand and Sandstone Bodies - geometry, facies and sequence stratigraphy* – International Association of Sedimentologists 14, Oxford: Blackwell Scientific Publications, 259-281.
- EMERY, D. e MYERS, K.J. 1996. *Sequence Stratigraphy*. London: Blackwell Science, 297 pp.
- FAEGRI, K. e IVERSEN, J., 1989. Textbook of pollen analysis. 4th ed. New York, John Wiley & Sons.
- FITZGERALD, D.M., CLEARY, W.J., BUYNEVICH, I.V., HEIN, C.J., KLEIN, A.H.F., ASP, N. e ANGULO, R. (2007) Strandplain evolution along the southern coast of Santa Catarina, Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 50: 152-156.
- FITZGERALD D.; BUYNEVICH I.; HEIN C. 2011. Morphodynamics and facies architecture of tidal inlets and tidal deltas in: *Principles of tidal sedimentology*, by Richard A. Davis Jr. & Robert W. Dalrymple, 2011. Springer, New York, Heidelberg. p301-334.
- FISHER, A.G., 1961, Stratigraphic record of transgressive seas in the light of sedimentation on the Atlantic coast of New Jersey: *AAPG*. 45:1656-1666.
- FIELD, M. E., e DUANE, D. B. 1974. *Geomorphology and Sediments of the Inner Continental Shelf, Cape Canaveral, Florida*, CERC No. 42, US Army Engineer Waterways Experiment Station.
- FOLK, R.L. & WARD, W.C. 1957. Brazos River Bar: Study and significance of grain size parameters. *Journal Sedimentary Petrology*, 27(1):03-26.
- FONTANA, R.L. 1996. Geotectônica e Sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis. Porto Alegre, 214 p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- GOLDSMITH, F.B. 1973. The vegetation of exposed sea cliffs at South Stack, Angsley. I. The multivariate approach. *J. Ecol.* **61**:787–818.
- GROSBERG, R. K., 1981. Competitive ability influences habitat choice in marine invertebrates. *Nature* 290: 700–702.
- HEIN C. J.; FITZGERALD D. M.; CLEARY W. J., ALBERNAZ M. B.; MENEZES J e KLEIN A. H.. F. 2012 Evidence for a transgressive barrier within a regressive strandplain system: Implications for complex coastal response to environmental change. *Sedimentology*. Inpress.
- HELLAND-HANSEN, W., e MARTINSEN, O.J., 1996, Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios: *Journal of Sedimentary Research*, v. B66, p. 670–688.
- HESP, P.A., 1988. Morphology, dynamics and internal stratification of some established foredunes in southeast Australia. In: Hesp, P.A., Fryberger, S. (Eds.), *Eolian Sediments*. *Journal of Sedimentary Geology*, vol. 55, pp. 17– 41.

- HESP, P.A.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; CLEROT, L.C.P.; TOMAZELLI, L.J. e AYUP-ZOUAIN, R.N., 2007. Morphology of the Itapeva to Tramandaí transgressive dunefield barrier system and mid- to late Holocene sea level change. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 32, p. 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.
- IMBRIE, J., HAYS, J.D., MARTINSON, D.G., MCINTYRE, A., MIX, A.C., MORLEY, J.J., PISIAS, N.G., PRELL, W.L., SHACKLETON, N.J. (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. In: Berger, A.L., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G., Saltzman, B. (Eds.), *Milankovitch and Climate*, Part 1. D. Reidel, Reidel, pp. 269–305.
- ISRAEL, A.M., F.G. ETHRIDGE, e E.L. ESTES, 1987, A sedimentologic description of a microtidal, flood-tidal delta, San Luis Pass, Texas: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 57, p. 288-300.
- JOL, H. M., e D. G. SMITH, 1991, Ground penetrating radar of northern lacustrine deltas: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28, 1939–1947.
- JOL H. M., SMITH D. G. & MEYERS R. A., 1996. Digital Ground Penetrating Radar (GPR): A New Geophysical Tool for Coastal Barrier Research (Examples from the Atlantic, Gulf and Pacific Coasts, U.S.A). *Journal of Coastal Research*. 12(4): 960-968.
- JOL, H.M., SMITH, D.G. e MEYERS, R.A. 1996. Digital ground penetrating radar (GPR): An improved and very effective geophysical tool for studying modern coastal barriers (examples for the Atlantic, Gulf and Pacific coasts, U.S.A.). *Journal of Coastal Research*, 12(4), p. 960-968.
- KELLEY J. T., BARBER D. C., BELKNAP D. F., FITZGERALD D. M., VAN HETERENC S. e DICKSON S. M. 2005. Sand budgets at geological, historical and contemporary time scales for a developed beach system, Saco Bay, Maine, USA. *Marine Geology* 214:117–142
- KIDWELL, S. M., 1989, Stratigraphic condensation of marine transgressive records: Origin of major shell deposits in the Miocene of Maryland: *Journal of Geology*, 97:1–24.
- KOCHEL, R.C., DOLAN, R., 1986. The role of overwash on a mid-Atlantic coast barrier island. *Journal of Geology*, 94:902-906.
- KRAFT, J.C., 1971. Sedimentary facies patterns and geologic history of a Holocene marine transgression. *AAPG*, 82:2131-2158.
- KRAFT, J. C., e JOHN, C. J., 1979, Lateral and vertical facies relations of transgressive barrier: *AAPG*, 63:2145-2163.
- KRAFT, J. C., CHRZASTOWSKI, M. J., BELKNAP, D. F., TOSCANO, M. A., e FLETCHER, C. H., III, 1987, The transgressive barrier-lagoon coast of Delaware: Morphostratigraphy, sedimentary sequences and responses to relative rise in sea level, in Nummedal, D., Pilkey, O.H., and Howard, J.D., eds.: *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication No. 41*, p. 129-143.
- KRUMBEIN, W.C. 1941. Measurements and geologic significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sed. Petrol.*, 11: 64-72.

- LEATHERMAN, S.P., 1977. *Quantification of overwash processes*. Dissertação de mestrado. University of Virginia, 245 p.
- LEATHERMAN, S.P., WILLIAMS, A.T., 1977. Lateral textural grading in overwash sediments. *Earth Surf. Proc. Landforms* 2:333-341.
- LEATHERMAN, S.P e WILLIAMS, A. T. 1983. Vertical Sedimentation Units in Barrier Island Washover Fans. *Earth Surface Processes*, 8 (2):141-150.
- LEATHERMAN, S. P., 1987, Coastal geomorphic applications of ground penetrating radar: *Journal of Coastal Research*, 3 (3), 397-399.
- LESSA, G., e MASSELINK, G. 2006. Evidence of a Mid-Holocene Sea Level Highstand from the Sedimentary Record of a Macrotidal Barrier and Paleoestuary System in Northwestern Australia. *Journal of Coastal Research* 22 :100-112.
- LIMA, L. G; MEDEANIC S.; DILLENBURG S. R. 2007. Reconstrução Paleoambiental de uma Turfeira na Praia do Hermenegildo, RS: palinóforos e diatomeas. In: XI Congresso da ABEQUA, 2007, Belém. Os estudos do Quaternário e a responsabilidade sócio ambiental.
- LIMA, L. G; MEDEANIC S. 2007. A variação morfológica dos fitólitos de opala em duas espécies de gramíneas na planície costeira do rio grande do sul e sua importância nas paleoreconstruções. In: XI Congresso da ABEQUA, 2007, Belém. Os estudos do Quaternário e a responsabilidade sócio ambiental.
- LIMA, L.G.; DILLENBURG S.R.; MEDEANIC S.; BARBOZA E.G.; ROSA M.L.C.C.; TOMAZELLI L.J.; DEHNHARDT B.A.; CARON F. 2012 Sea-level rise and sediment budget controlling the evolution of a transgressive barrier in southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. In Press, Accepted Manuscript, Available online 20 August.
- LU, H. e LIU, K., 2003. Phytoliths of Common Grasses in the Coastal Environments of Southeastern USA. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 58, 587-600.
- MARTINS, L.R.; URIEN, C.M. e EICHLER, B.B. 1967. Distribuição dos sedimentos modernos da Plataforma Continental Sul-Brasileira e Uruguiaia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 21, 1967, Curitiba. *Anais*. SBG.v.1, p. 29-43.
- MARTIN L., DOMINGUEZ J.M.L., BITTENCOURT A.C.S.P., 2003. Fluctuating Holocene sea-levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from a multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research* 19, 101-124.
- MCBRIDE, R. A., e MOSLOW, T. F. 1991. Origin, Evolution, and Distribution of Shoreface Sand Ridges, Atlantic Inner Shelf, U.S.A., *Marine Geology*, 97:57-85.
- MEDEANIC, S. & CORRÊA, I. C. S. 2007. Silicoflagellate *Dictyocha* Ehrenberg from the Middle Holocene sediments in the coastal Plain of Rio Grande do Sul, Brazil. *Revista Espanõla de Micropaleontologia*, 39(3): 73-86.
- MILLIMAN, J.D., e SYVITSKI, J.P.M., 1992, Geomorphic/Tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers: *Journal of Geology*, 100:525-544.
- MILLIMAN, J.D. e MEADE, R.H., 1983, World-wide delivery of river sediment to the oceans: *Journal of Geology*, 91:1-21.
- MEYERS, R. A., SMITH, D. G., e JOL, H. M., 1994, Ground penetrating radar investigation of the internal structure of a Pacific coast barrier spit: Abstr. with Prog., Geol. Soc. Am., 26, 69.
- MORTON, R.A., 1978. Large-scale rhomboid bed forms and sedimentary structures associated with hurricane washover. *Sedimentology*, 25:183-204

- MORTON, R. A., e SALLENGER, A. H., Jr. 2003. Morphological impacts of Extreme Storms on Sandy Beaches and Barriers. West Palm Beach, Florida. *Journal of Coastal Research* 19(3):560-573.
- MOTTA, V.F. 1967. Estudo em modelo reduzido da regulamentação da embocadura lagunar de Tramandaí (Rio Grande do Sul). Porto Alegre, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- MUNSELL COLOR COMPANY I. 2009. Geological Rock-color charts. Baltimore, Maryland.
- MURAKOSHI, N., MASUDA, F., 1991. A depositional model for a flood tidal delta and washover sands in the late Pleistocene Paleo-Tokio Bay, Japan. In: Reinson, G.E., Zaitlin, B.A., Rahmani, R.A. (Eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*. Can. Soc. Pet. Geol., Mem 16, 219-226.
- NEAL A. e ROBERTS C. L., 2000. Applications of ground-penetrating radar (GPR) to sedimentological, geomorphological and geoarchaeological studies in coastal environments Geological Society, London, Special Publications, 175:139-171.
- NEAL A, RICHARDS J. e PYE K. 2003 Sedimentology of coarse clastic beach ridge deposits, Essex, Southeast England; *Sedimentary Geol.* 162 167–198.
- NEVES, P. C. P. e LORSCHREITER, M. L. 1996. Feições de uma mata tropical paludosa em Terra de Areia, planície costeira norte, Rio Grande do Sul, Brasil. *Notas Técnicas (CECO/UFRGS)* 9: 28-38.
- NIMER, E., 1990. Clima. In: IBGE. Geografia do Brasil: região Sul. v. 2. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, p. 113 – 150.
- NIMER, E. 1977. Clima. In: IBGE (ed.) Geografia do Brasil, Região Sul. Rio de Janeiro, SERGRAF-IBGE. p. 35-79.
- PEREIRA DA SILVA, R. 1998. Ocorrência, distribuição e características morfodinâmicas dos sangradouros na zona costeira do Rio grande do Sul: trecho Rio Grande - Chuí, RS. Porto Alegre. 146p. *Dissertação de Mestrado em Geociências*, Instituto de geociências, Universidade Federal do Rio grande do Sul.
- PEREIRA DA SILVA, R., CALLIARI, L.J., e TOZZI, H.A.M., 2003. The influence of washouts on the erosive susceptibility of the Rio Grande do Sul coast between Cassino and Chuí Beaches, southern Brazil. *Journal of Coastal Research* Special Issue No. 35, pp. 332-338.
- PIERCE, J. W. 1969. Sediment budget along a barrier island chain, *Sedimentary Geology* 3:5-16.
- PLINT, A.G., e WALKER, R.G., 1987, Morphology and origin of an erosional surface cut into the Bad Heart Formation during major sea-level change, Santonian of west-central Alberta, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57:639–650.
- PLINT, A.G., 1988, Sharp-based shoreface sequences and “offshore bars” in the Cardium formation of Alberta: their relationship to relative changes in sea level., in Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., and Van Wagoner, J.C., eds., *Sea-Level Changes—An Integrated Approach*: SEPM, Special Publication 42, p. 357– 370.
- POSAMENTIER, H.W., 2002. Ancient shelf ridges – a potentially significant component of the transgressive systems tract: case study from offshore northwest Java. *American Association of Petroleum Geologists*, v. 86, p. 75-106.
- PRIESTAS, A.M. e FAGHERAZZI, S., 2010. Morphological Barrier Island Changes and Recovery of Dunes after Hurricane Dennis, St. George Island, Florida. *Geomorphology*, 114, 614-626.

- RANDALL W.P., 1989. Decelerating Holocene Sea-Level Rise and its Influence on Southwest Florida Coastal Evolution: A Transgressive/Regressive Stratigraphy Journal of Sedimentary Petrology. v.59(6) p. 960-972.
- 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. *Radiocarbon* 46:1029-1058.
- RITTENHOUSE, G. 1943. A visual method of estimating two dimensional sphericity. *Journal of Sed. Petrol.*, 13(2): 79-81.
- RITCHIE, W., PENLAND, S., 1988. Rapid dune changes associated with overwash processes on the deltaic coast of South Louisiana. *Marine Geology*. 81, 97-122.
- RITCHIE, W., PENLAND, S., 1990. Aeolian sand bodies of the south Louisiana coast. In: Nordstrom, K.F., Psuty, N.P., Carter, R.W.G. (Eds.), Coastal Dunes Form and Process. Wiley, London, pp. 105– 127.
- ROY, P.S., 1994. Holocene estuary evolution—stratigraphic studies from southeastern Australia. In: Dalrymple, R.W., Boyd, R., Zaitlin, B.A. (Eds.), Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences. Special Publication, vol. 51. Society for Sedimentary Petrology, pp. 241– 264.
- ROY P.S., COWELL P.J., FERLAND M.A. e THOM B.G. 1994. Wave Dominated Coasts. In: CARTER R.W.G. e WOODROFFE CD (Ed.), *Coastal Evolution, Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*, Cambridge: Cambridge University Press, p. 121-186.
- SAMUELSBERG T.J., PICKARD N.A.H. 1999. Upper Carboniferous to Lower Permian transgressive–regressive sequences of central Spitsbergen, Arctic Norway, *Geological Journal* 34:393–411.
- SANDERS, J.E. 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.
- SCHIEBER J. 1998. Deposition of mudstones and shales. Overview, problems and challenges in: *Clay Minerals Vol I. Basin Studies, Sedimentology and Paleontology.*; Ed: Schieber J.; Zimmerle W. e Sethi P. S.; Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart v. 35; no. 2; p. 456-457.
- SCHWARTZ, R.K., 1975. Nature and genesis of some storm washover deposits. CERC Technical Memo 61, *U.S. Army Corps of Engineers*, 69 pp.
- SCHWARTZ, R.K., 1982, Bedform and stratification characteristics of some modern small-scale washover sand bodies: *Sedimentology*, 29:835–849.
- SEDGWICK P E., DAVIS JR. R A. 2003 Stratigraphy of washover deposits in Florida: implications for recognition in the stratigraphic record. *Marine Geology*, 200:31-48.
- SIGGERUD, E.I.H., STEEL, R.J., POLLARD, J., 2000. Bored pebbles and ravinement surface clusters in a transgressive systems tract, Sant Llorenç del Munt fan-delta complex, SE Ebro Basin, Spain. *Sedimentary Geology* 138:161– 177.
- SIMMS, A. R., J. B. ANDERSON, e M. BLUM. 2006. Barrier-island aggradation via inlet migration: Mustang Island, Texas. *Sedimentary Geology* 187, p. 105-125.
- SLOSS, L.L., 1962, Stratigraphic models in exploration: *Journal of Sedimentary Petrology*, 32:415–422.

- SNEDDEN, J.W. e R.W. DALRYMPLE, 1999, Modern shelf sand ridges; from historical perspective to a unified hydrodynamic and evolutionary model: *Society for Sedimentary Geology*, Special Publication, 64:13-28.
- SOUZA M.C. 2005. Estratigrafia E Evolução Das Barreiras Holocênicas Paranaenses, Sul Do Brasil. Curso De Pós-Graduação Em Geologia Ambiental, Departamento De Geologia, Ufpr, Curitiba, *Tese De Doutorado*, 96 P.
- SWIFT, D. J. P. 1968. Coastal erosion and transgressive stratigraphy. *Journal of Geology*, 76:444-456.
- SWIFT, D. J. P. 1975a. Barrier-island genesis: evidence from the central Atlantic shelf, eastern U.S.A. *Sedimentary Geology*, 14: 1-43.
- SWIFT, D.J.P., 1975b. Tidal sand ridges and shoal retreat massifs. *Marine Geology* 18:105-134.
- SWIFT, D.J.P., 1976. Continental shelf sedimentation. In: Stanley, D., Swift, D.J.P. (Eds.), *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. John Wiley & Sons, New York, pp. 311-350.
- SWIFT, D. J. P. e THORNE, J. A., 1991. Sedimentation on Continental Margins, I - a general model for shelf sedimentation. *Special Publication of the International Association of Sedimentologists*. 14. 3-31.
- SYVITSKI, J.P.M., PECKHAM, S.D., HILBERMAN, R., e MULDER, T., 2003, Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: a planetary perspective: *Sedimentary Geology*, 162: 5-24.
- TALMA, A. S., VOGEL, J. C., 1993. A Simplified Approach to the Calibration of Radiocarbon Dates. *Radiocarbon* 35 (2), p317-322.
- THOM, B.G. 1984. Transgressive and regressive stratigraphies of coastal sand barrier in southeast Australia. *Marine Geology* 56: 137-158.
- THOM B.G. e ROY P.S. 1983. Sea-level change in New South Wales over the past 15,000 years. In: Hopley D (ed). Australian sea levels in the last 15,000 years: a review. Geography Department, James Cook University of North Queensland, Monograph Series, Occasional Paper 3, pp. 64-84.
- TOMAZELLI, L.J., VILLWOCK, J.A., 1991. Geologia do Sistema Lagunar Holocênico do Litoral Norte do Rio Grande do Sul. *Pesquisas* 18, 13-24.
- TOMAZELLI, L.J. e VILLWOCK, J.A., 1992. Considerações sobre o ambiente praias e a deriva litorânea de sedimentos ao longo do litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil. Instituto de Geociências, UFRGS. Porto Alegre, *Pesquisas* 19, 3-12.
- TOMAZELLI, L.J. 1993. O Regime dos Ventos e a Taxa de Migração das Dunas Eólicas Costeiras do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas*, 20(1): 18-26.
- TOMAZELLI, L.J. e VILLWOCK, J.A. 1996. Quaternary Geological Evolution of Rio Grande do Sul Coastal Plain, Southern Brazil. *An. Acad. Bras. Ciências*, 68:373-382.
- TOMAZELLI, L.J. e VILLWOCK, J.A. 2000. O Cenozóico no Rio Grande do Sul: Geologia da Planície Costeira. In: Holz, M. e De Ros, L.F. (eds) Geologia do Rio Grande do Sul. Edição CIGO/UFRGS, Porto Alegre. p. 375-406.
- TRAVESSAS, F.A., DILLENBURG, S.R. e CLEROT, L.C.P., 2005. Estratigrafia e evolução da barreira holocênica do Rio Grande do Sul no trecho Tramandaí-Cidreira. *Boletim Paranaense de Geociências*, v. 53, p. 57-73.
- VAN OVERMEEREN, R. A. 1998. Radar facies of unconsolidated sediments in The Netherlands: a radar stratigraphy interpretation method for hydrogeology. *Journal. Appl. Geophy.* 40, 1-18.

- VAN WAGONER, J.C.; MITCHUM, R.M.; CAMPION, K.M. & RAHMANIAN, V.D. 1991. Siliciclastic Sequence Stratigraphy In Well Logs, Cores And Outcrops: Concepts For High-Resolution Correlation Of Time And Facies. *American Association of Petroleum Geologists Methods In Exploration Series*, 7, 55p.
- VAIL, P.R., MITCHUM, J.R., TODD, R.G., WIDMIER, J.M., THOMPSON III, S., SANGREE, J.B., BUBB, J.N., HATLELID, W.G., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. In: PAYTON, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration*. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, vol. 26, pp. 49–212.
- VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; BACHI, F.A. e DEHNHARDT, B.A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In: Rabassa, J. (ed.). *Quaternary of South America and Antartic Peninsula*. A.A. Balkema, Rotterdam. 4: 79-97.
- WETZEL, R.G. 1975. W.B. Sauders Company, Philadelphia, London, and Toronto. Xii. *Limnology*. 743 p.
- WILLIAMS, H.F.L., e FLANAGAN, W.M., 2009. Contribution of Hurricane Rita storm surge deposition to long-term sedimentation in Louisiana coastal woodlands and marshes. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 56, 1671-1675.