



Universidade Federal Fluminense

Instituto de Geociências

Departamento de Geologia/LAGEMAR

Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos
Oceanos e da Terra

Suelen Proença Gouvêa

**Emprego do GPR no estudo da arquitetura estratigráfica do
setor leste da restinga da Marambaia – RJ**

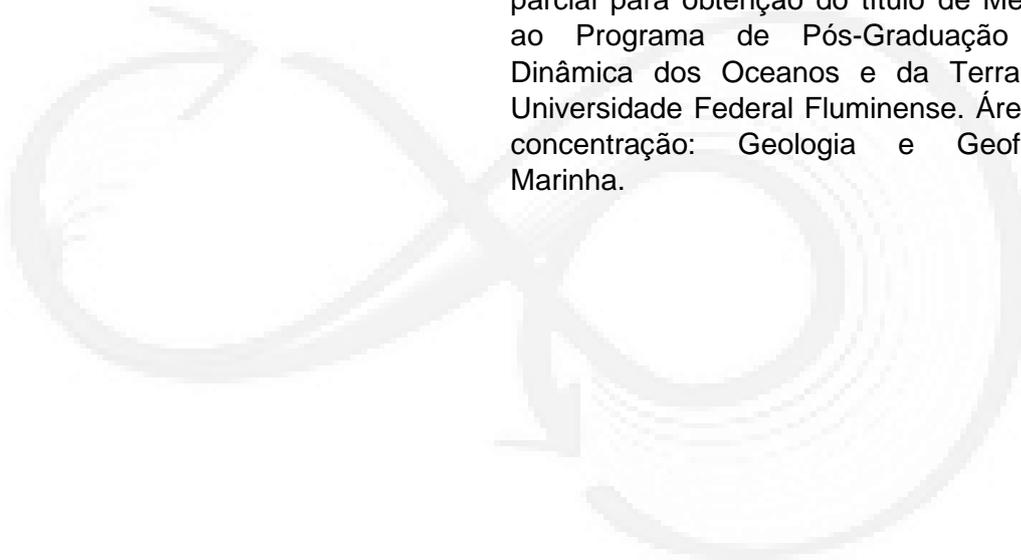
Niterói

2019

Suelen Proença Gouvêa

Emprego do GPR no estudo da arquitetura estratigráfica do setor leste da restinga da Marambaia – RJ

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra, da Universidade Federal Fluminense. Área de concentração: Geologia e Geofísica Marinha.



Orientadora: Prof.^a Dra. Josefa Varela Guerra

Coorientador: Prof. Dr. Miguel Ângelo Mane

Niterói

2019

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG
Gerada com informações fornecidas pelo autor

G719e Gouvêa, Suelen Proença
Emprego do GPR no estudo da arquitetura estratigráfica do
setor leste da restinga da Marambaia - RJ / Suelen Proença
Gouvêa ; Josefa Varela Guerra, orientadora ; Miguel Ângelo
Mane, coorientador. Niterói, 2019.
107 f. : il.

Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense,
Niterói, 2019.

DOI: <http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT.2019.m.13830515774>

1. GPR. 2. Restinga da Marambaia. 3. Evolução geológica.
4. Estratigrafia. 5. Produção intelectual. I. Guerra, Josefa
Varela, orientadora. II. Mane, Miguel Ângelo, coorientador.
III. Universidade Federal Fluminense. Instituto de
Geociências. IV. Título.

CDD -

Suelen Proença Gouvêa

**Emprego de georradar (GPR) no estudo da arquitetura estratigráfica do setor
leste da restinga da Marambaia – RJ**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra, da Universidade Federal Fluminense. Área de concentração: Geologia e Geofísica Marinha.

Aprovada em 29 de março de 2019.

Banca Examinadora:

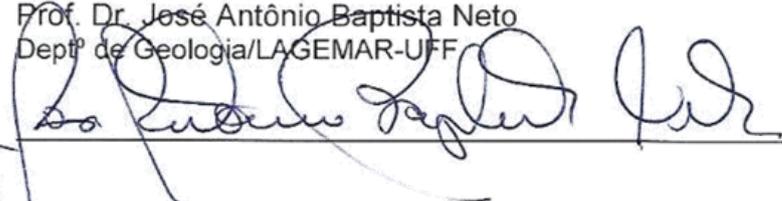
Prof.^a Dra. Josefa Varela Guerra (Orientadora)
Deptº de Oceanografia Geológica/FAOC-UERJ
Deptº de Geologia/LAGEMAR-UFF



Prof. Dr. Miguel Ângelo Mane (Coorientador)
Deptº de Geologia Aplicada/DEPA-UERJ



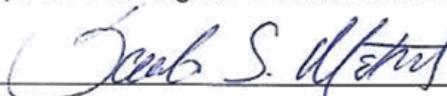
Prof. Dr. José Antônio Baptista Neto
Deptº de Geologia/LAGEMAR-UFF



Prof.^a Dra. Tatiana Dadalto
Instituto de Humanidades, Artes e Ciências/IHAC-CSC-UFESB



Prof. Dr. Saulo Siqueira Martins
Deptº de Petrologia e Geotectônica/UFRRJ



Niterói

2019

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho à todas as mulheres/mães pesquisadoras;
Aos cientistas brasileiros que resistem ao atual governo;
E à minha família e aos meus poucos e bons amigos.

AGRADECIMENTOS

À CAPES pelo auxílio financeiro, permitindo que eu realizasse a minha pesquisa durante dois anos.

À minha orientadora Josefa pela oportunidade e confiança no meu trabalho, pelo tempo dedicado e pela força que me deu durante toda a pesquisa. Aproveito para agradecer ao Miguel pela coorientação e pelo carinho de sempre.

Aos membros da banca examinadora que se disponibilizaram em colaborar para o melhor desenvolvimento da dissertação.

À Talissa porque, sem ela, esse trabalho não teria sido realizado com tanta leveza. Por isso ela merece um parágrafo especial. Ela foi a discussão sobre a dissertação mais assídua... foi um verdadeiro presente! Sem dúvidas, essa pesquisa, além do propósito de me conceder um título e aprendizado, me proporcionou uma amiga-irmã para a vida.

Ao Saulo que foi, praticamente, um coorientador, e me ensinou em todo o processamento dos dados de GPR. Agradeço, também, por ter concebido o levantamento do CMP no setor leste da restinga da Marambaia. Não tenho palavras para agradecer por isso!

À Tatiana, registro aqui minha gratidão ao fornecer os dados de GPR levantados em campo no setor leste da restinga da Marambaia, e por toda discussão e colaboração para o trabalho. Aproveito para agradecer a ajuda da Marcela que, mesmo embarcada, reservou um tempo para resolver o meu problema com os dados no Kingdom. Você foi uma fada!

Agradeço imensamente ao Gabriel Lousada, Ana Cezário e Carol Lyra pela ajuda ímpar no ArcGIS. Vocês foram fundamentais na minha pesquisa, dedicando não só o tempo de vocês em me ensinar a mexer em diversas ferramentas do programa, como também me auxiliando na confecção dos mapas e do MDE. Muito obrigada!

À Renata Gama por ter se disponibilizado algumas vezes para discutirmos sobre meus dados e por ter me esclarecido tantas dúvidas. Rê, você é meu exemplo!

Ao Sérgio Bermagashi por ter concedido uma máquina no Laboratório de Interpretação Sismoestratigráfica (LabSismo) para que eu pudesse trabalhar na minha pesquisa, muito obrigada.

À minha família, Sônia, Martinho, Micheli, Micaela e Leandro, que sempre me apoiou nas minhas decisões tanto profissionais quanto pessoais. Sem eles, a jornada do mestrado teria sido impossível. Obrigada por acreditarem em mim e enxugarem as minhas lágrimas. Meu amor por vocês ultrapassa fronteiras emocionais desconhecidas!

Aos amigos, presentes da Geologia, que, de alguma forma, contribuíram para que eu concluísse este ciclo: Rebeca, Danilo, Laís, Lívia, Lídia, Lucas, Suzana, Tiné, Raphaela, Ana Aparecida e Aurélio.

Aos amigos que a vida fora da academia me deu, registro aqui meu sincero agradecimento pela amizade, pelo companheirismo e pela força que sempre me deram: Nayara, Mariana, Pamela, Thatiana, Beatriz, Isis, Thays e Joyce.

Aos amigos do LabSismo que me receberam tão carinhosamente bem, pelos papos-cabeça e por terem tornado meus dias de trabalho demasiadamente agradáveis: Talissa, Renata, Ana Carolina, Luciana, Cássia, Victor, Pocotó, Gabi e Goiano. Amei construir essa firma com vocês!

Ao Keven que esteve presente nas correções pós-banca e me motivou o tempo todo para que eu pudesse concluir essa grandiosa etapa na minha vida, além de me dar todo amor, respeito, companheirismo e cuidado. Amor bonito demais de viver.

Às filhas de Josie pelas trocas acadêmicas e força para continuar o trabalho: Carol, Breylla, Tatiana e Márcia.

Às meninas da secretaria da UFF, Maristela e Larêssa, que sempre foram extremamente solícitas e prestativas quando eu precisei de algo. Vocês são ótimas profissionais e, por isso, faço questão de registrar o meu agradecimento.

A Deus porque toda honra e glória é Dele, sempre. Meu porto seguro.

“É o tempo da travessia
E se não ousarmos fazê-la
Teremos ficado para sempre
À margem de nós mesmos”

Fernando Pessoa

RESUMO

GOUVÊA, Suelen Proença. **Emprego do GPR no estudo da arquitetura estratigráfica do setor leste da restinga da Marambaia – RJ**. 2019. 107f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha) – Faculdade de Geofísica, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2019.

A restinga da Marambaia é uma ilha-barreira de direção W-E com mais de 40 quilômetros de extensão, oscilando sua largura entre 130 m e 5 km, localizada no litoral sul do estado do Rio de Janeiro. A sua limitação é dada, a leste, pelos canais de maré de Barra de Guaratiba e, a oeste, pelo pico da Marambaia. Funcionando como um quebra-mar, a restinga separa a baía de Sepetiba do Oceano Atlântico, isolando assim, os ambientes lagunar e marinho. Além de lagoas, a restinga apresenta dunas parabólicas e longitudinais alçadas até cerca de 30 m de altitude em sua porção leste, onde está concentrada a área estudo da presente pesquisa. Através do imageamento da subsuperfície utilizando o método GPR (*Ground Penetrating Radar*), foi possível obter uma série de informações sobre a arquitetura estratigráfica do setor leste da restinga da Marambaia. Dessa forma, a interpretação dos dados permitiu identificar duas unidades deposicionais referentes (i) a uma paleobarreira progradante de regressão normal, no contexto do trato de sistemas de mar alto final e (ii) a uma barreira progradante de regressão forçada, dentro do contexto de mar baixo inicial. Estas unidades são limitadas por duas superfícies estratigráficas reconhecidas na literatura por (i) superfície basal de regressão forçada (SBRF), que representa a base de todos os depósitos que acumulam em ambientes marinhos durante a regressão forçada da linha de costa a partir de 5,8 ka, e (ii) discordância subaérea (DS), que é uma superfície de erosão ou não deposição gerada por incisão fluvial, erosão eólica e pedogênese durante o período de queda do nível de base. A arquitetura estratigráfica do setor leste da restinga está relacionada às variações do nível do mar, ao aporte sedimentar significativo e às correntes litorâneas. A variabilidade de radarfácies identificadas nesta pesquisa atesta a grande complexidade da gênese e evolução dessa ilha-barreira. Alguns aspectos podem ser ressaltados, como o processo de corte e preenchimento de canais que migram lateralmente no sentido W-E, propondo a direção de formação da restinga da Marambaia. Assim, pôde-se sugerir que a atual restinga da Marambaia é um sistema de ilha-barreira com cerca de 14 m de espessura sedimentar formado sobre a superfície de inundação máxima (SIM), datada em ~8-7,5 ka, inicialmente por depósitos de regressão normal e, posteriormente, por depósitos de regressão forçada (mais recente que ~5,8 ka).

Palavras-chave: radarfácies; evolução costeira; regressão normal; regressão forçada.

ABSTRACT

GOUVÊA, Suelen Proença. **Use of GPR in the study of Marambaia barrier island - RJ east sector stratigraphic architecture**. 2019. 107p. Dissertation (Master in Geology and Marine Geophysics) - Faculty of Geophysics, Fluminense Federal University, Niterói, 2019.

The Marambaia region is a more than 40 km, W-E, barrier island, with a width ranging from 130 m to 5 km, located on the southern coast of Rio de Janeiro state. It is limited, in the east side, by the tidal channels of Barra de Guaratiba, and, in the west, by the Marambaia peak. Functioning like a breakwater, the barrier island separates the Sepetiba bay from the Atlantic Ocean, thus isolating the lagoon and marine environments. Besides ponds, the barrier-island presents parabolic and longitudinal dunes raised up to about 30 m altitude in its eastern portion, where is located the study area. Through the imaging of the subsurface using the Ground Penetrating Radar (GPR) method, it was possible to obtain information about the stratigraphic architecture of the Marambaia barrier-island eastern sector. Thus, the interpretation of the GPR data allowed us to identify two depositional units referring to (i) a normal regression prograding paleo-barrier, in the context of high stand tract system, and (ii) a forced regression prograding paleo-barrier within initial low stand context. These units are bounded by two stratigraphic surfaces recognized in the literature by (i) basal surface of forced regression (BSFR), which represents the base of all marine deposits accumulated during the shoreline forced regression of 5, 8 ka, and (ii) subaerial unconformity (SU), which is an erosional or non-depositional surface generated by fluvial incision, wind erosion and pedogenesis during the sea level fall period. The barrier-island east sector stratigraphic architecture is related to the sea level variations, to the significant sedimentary supply and to the coastal currents. The radar facies variability identified in this research attests to the great complexity of this barrier-island genesis and evolution. Some aspects can be highlighted, such as the process of cutting and filling channels that migrate laterally in the W-E direction, proposing the direction of the barrier formation. Thus, it could be suggested that the present Marambaia barrier-island is a system with about 14 m of sedimentary thickness formed above of the maximum flood surface (MFS), dated at ~ 8-7.5 ka, initially by normal regression deposits, and, later, by forced regression deposits (more recent than ~ 5.8 ka).

Keywords: radar facies; coastal evolution; normal regression; forced regression.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localização da restinga da Marambaia, no estado do Rio de Janeiro. Fonte: <i>Earth Explorer</i> , imagem do dia 08/07/2018, resolução 10 m.	16
Figura 2. Mapa de localização do setor leste da restinga da Marambaia – RJ. Fonte: <i>Earth Explorer</i> , imagem do dia 08/07/2018, resolução 10 m.	19
Figura 3. Imagem de satélite (Landsat 7) com a interpretação estrutural detalhada do Gráben da Guanabara, subdividido em subgrábens da Baía, Guandu-Sepetiba e Paraty, pelas Zona de Transferência Tinguá-Tijuca e Zona de Acomodação de Ilha Grande-Sepetiba. A restinga da Marambaia está destacada pelo retângulo vermelho. Fonte: modificado de Zalán e Oliveira (2005).	21
Figura 4. Mapa morfossedimentar do setor leste da restinga da Marambaia mostrando os cinco domínios definidos por Dadalto <i>et al.</i> , 2019 (em preparação).....	23
Figura 5. Curva de variação do nível relativo do mar do presente a 7 mil anos atrás para a costa leste brasileira (círculos vazios e linhas sólidas), baseada em datações de vermetídeos. Os quadrados vazios e as linhas tracejadas se referem à variação relativa do nível do mar do estado de Santa Catarina. <i>Outliers</i> dentro do conjunto de dados são mostrados com círculos completos e quadrados. Fonte: modificado de Angulo <i>et al.</i> (2006).	28
Figura 6. Curvas de variação do nível do mar para o Brasil e contextos de tratos de sistemas esperados. Em verde, a curva de Corrêa (1990); em preto e azul, as curvas para o Holoceno de Martin <i>et al.</i> (1979) e Ângulo & Lessa (1997) que indicam uma queda do nível do mar a partir de aproximadamente 6 ka. Fonte: Dillenburg <i>et al.</i> (2009) modificado por Rosa (2012).	28
Figura 7. Curva de variação do nível do mar de 22 ka até o presente, composta a partir da integração das curvas de Bard <i>et al.</i> (1990) e Ângulo <i>et al.</i> (2006). A: curva baseada em medições de isótopos estáveis de ²³⁰ Th; B: curva baseada em medições de isótopos estáveis de ¹⁴ C. A linha pontilhada representa uma interpolação linear justificada pela ausência de dados. Fonte: Friederichs, 2012; Friederichs <i>et al.</i> , 2013; Reis <i>et al.</i> , 2013a.....	29
Figura 8. Aquisição de dados GPR e o perfil de reflexão de radar resultante. Em A, representação do sistema GPR; em B, radargrama obtido no levantamento. Fonte: Modificado de Neal e Roberts (2000).	32
Figura 9. Diagrama esquemático dos módulos básicos de um sistema de GPR. Fonte: modificado de Porsani (1999).....	35
Figura 10. Os dois principais arranjos para a aquisição de dados de georadar e os utilizados nesta pesquisa. No <i>Common Offset</i> , as antenas se deslocam no mesmo sentido, permanecendo a uma distância constante. No <i>Common Mid Point</i> , as antenas se deslocam em sentidos opostos, modificando a relação de distância. Fonte: modificado de Baker <i>et al.</i> , 2007.	35
Figura 11. Tipos de terminações dos estratos. Fonte: modificado de Catuneanu, 2006.	39
Figura 12. Padrões de terminação dos refletores, geometria externa e a configuração interna das radarfácies para a interpretação das seções de GPR. Fonte: Neal, 2004.	40
Figura 13. Ciclo de variação do nível de base (em verde) e regime sedimentar durante cada fase de desenvolvimento de uma sequência deposicional. O ciclo envolve regressão normal (no final da subida do nível de base), regressão forçada (durante a fase de queda do nível de base), uma nova fase de regressão normal (durante a fase	

de nível baixo) e uma fase de transgressão (durante a subida do nível de base). Essas quatro fases levam ao desenvolvimento dos respectivos tratos de sistemas: TSNA – trato de sistemas de nível alto; TSRF – trato de sistemas de regressão forçada; TSNB – trato de sistemas de nível baixo; TST – trato de sistemas transgressivo. Fonte: modificada de Holz (2012).	42
Figura 14. Distribuição do levantamento dos dois tipos de aquisição realizado com o GPR no setor leste da restinga da Marambaia.	47
Figura 15. Modelo Digital de Elevação (MDE) do setor leste da restinga da Marambaia, considerando tanto os dados da baía de Sepetiba como os da porção oceânica cota 0. Fonte: IBGE, 2016.	49
Figura 16. Rotina seguida para a realização do processamento dos dados de aquisição do tipo afastamento constante no <i>software REFLEXW</i> .	50
Figura 17. Em A, radargrama não processado e, em B, radargrama processado no <i>software REFLEX</i> utilizando as etapas do processamento descritas no texto.	53
Figura 18. Rotina seguida para a realização do processamento dos dados da aquisição do tipo <i>Common Mid Point</i> , no <i>software REFLEXW</i> .	54
Figura 19. (A) Dado processado; (B) <i>Semblance</i> de intervalo de velocidade; (C) Modelo de velocidade 1D.	56
Figura 20. Seção 01 sem interpretação geofísica.	58
Figura 21. Seção 01 com a interpretação geofísica.	59
Figura 22. Seção 02 sem interpretação geofísica.	61
Figura 23. Seção 02 com a interpretação geofísica.	62
Figura 24. Seção 03 sem a interpretação geofísica.	64
Figura 25. Seção 03 com a interpretação geofísica.	65
Figura 26. Seção 04 sem a interpretação geofísica.	67
Figura 27. Seção 04 com a interpretação geofísica.	68
Figura 28. Seção 05 sem a interpretação geofísica.	70
Figura 29. Seção 05 com a interpretação geofísica.	71
Figura 30. Seção 06 sem a interpretação geofísica.	73
Figura 31. Seção 06 com a interpretação geofísica.	74
Figura 32. Seção 07 sem a interpretação geofísica.	76
Figura 33. Seção 07 com a interpretação geofísica.	77
Figura 34. Seção 08A sem a interpretação geofísica.	79
Figura 35. Seção 08A com a interpretação geofísica.	80
Figura 36. Seção 08B sem a interpretação geofísica.	82
Figura 37. Seção 08B com a interpretação geofísica.	83
Figura 38. Seção 08C sem a interpretação geofísica.	85
Figura 39. Seção 08C com a interpretação geofísica.	86
Figura 40. Perfil estratigráfico esquemático (sem escala) exibindo a proposta para a evolução geológica do setor leste da restinga da Marambaia. RN = Regressão Normal; RF = Regressão Forçada; SIM = Superfície de Inundação Máxima; SBRF = Superfície Basal de Regressão Forçada; DS = Discordância Subaérea.	97

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Resumo dos modelos evolutivos existentes para a restinga da Marambaia, baía de Sepetiba e plataforma continental adjacente. Fonte: modificado de Dadalto (2017).	26
Tabela 2. Constante dielétrica (k) e condutividade elétrica (σ) observadas nos materiais comuns para as frequências utilizadas no GPR. Fonte: modificada de Porsani (1999).	34
Tabela 3. Informações das seções de GPR no setor leste da restinga da Marambaia referentes ao afastamento constante das antenas, ou seja, <i>Common Offset</i>	46
Tabela 4. Média dos valores aplicados em cada etapa do processamento no <i>software Reflex</i>	55
Tabela 5. Nomenclatura, imagem, descrição e interpretação das radarfácies encontradas nas unidades estudadas.	88

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	15
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	18
2.1 Localização.....	18
2.2 Contexto geológico regional	20
2.3 Contexto geológico/morfológico local, formação e evolução da restinga da Marambaia	21
2.4 Variação do nível do mar na costa brasileira durante o Holoceno.....	27
3. GPR (<i>Ground Penetrating Radar</i>)	30
3.1 Introdução	30
3.2 Princípios básicos de funcionamento.....	31
3.3 Aquisição dos dados.....	35
3.4 Processamento dos dados	37
4. RADAR-ESTRATIGRAFIA.....	38
5. MATERIAIS E MÉTODO	45
5.1 Aquisição dos dados.....	45
5.1.1 <i>Ground Penetrating Radar</i> (GPR).....	45
5.1.2 Modelo Digital de Elevação (MDE)	48
5.2 Processamento dos dados de GPR.....	50
5.3 Interpretação dos dados de GPR.....	57
6. RESULTADOS.....	58
6.1 Seção 01	58
6.2 Seção 02	61
6.3 Seção 03	64
6.4 Seção 04	67
6.5 Seção 05	70
6.6 Seção 06	73
6.7 Seção 07	76
6.8 Seção 08A.....	79
6.9 Seção 08B.....	82
6.10 Seção 08C.....	85
7. DISCUSSÃO	89
7.1 Caracterização dos depósitos sedimentares através das radarfácies	89
7.2 Síntese da evolução do setor leste da restinga da Marambaia	91
7.3 Comparação entre a evolução da restinga da Marambaia/RJ e Ilha Comprida/SP.....	97
8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	99
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	100

1. INTRODUÇÃO

Ilhas-barreiras são acumulações alongadas de sedimentos inconsolidados (principalmente areia) construídas por ondas, paralelas à linha de costa, que são separadas do continente por baías, lagoas e/ou pântanos e sistemas de canais de maré (Hayes; Fitzgerald, 2013). Rossetti & Góes (2009) descrevem uma ilha-barreira como uma feição de um ambiente costeiro que resulta do retrabalhamento de sedimentos transportados por ação das ondas. Como possuem uma topografia pouco acima do nível do mar, as ilhas-barreiras são ambientes vulneráveis a radicais transformações em consequência das variações do nível relativo do mar. Segundo Kusky (2004), um depósito de ilha-barreira ocorre com elevação pouco acima do nível de maré alta.

Galloway & Hobday (1983) propuseram três estilos arquiteturais da evolução de uma barreira: (1) agradacional, que se forma quando a taxa de sedimentação é equivalente à taxa de criação de espaço de acomodação de sedimentos; (2) retrogradacional (barreiras transgressivas), que se forma quando a taxa de acumulação de sedimento é menor que a taxa de criação de espaço de acomodação sedimentar; (3) progradacional (barreiras regressivas), que ocorre quando a taxa de sedimentação é maior que a taxa de criação de espaço de acomodação dos sedimentos.

Ilhas-barreiras transgressivas são compostas pela junção de leques de transposição, formados quando as ondas de tempestade ultrapassam a barreira e transportam as areias da praia para a região de retrobarreira. Já as ilhas-barreiras regressivas são compostas por múltiplos cordões de dunas, relativamente lineares e paralelos à orientação da linha de costa (Hayes; Fitzgerald, 2013).

Os principais ambientes sedimentares de uma ilha-barreira são: praias, dunas frontais (*foredunes*), cristas de dunas (*dune ridges*), terraços de retrobarreira (*barrier flats*), áreas pantanosas (pântanos salgados, manguezais; *salt marshes, mangroves*), leques de transposição, esporões e planícies de maré (Oertel, 1985). No Brasil, podem-se encontrar sistemas de ilhas-barreiras em São Paulo (Ilha Comprida), Rio Grande do Norte (Bacia Potiguar emersa) e Rio de Janeiro (restinga da Marambaia), entre outros.

A restinga da Marambaia é uma ilha-barreira com orientação W-E, com mais de 40 quilômetros de extensão, com largura entre 130 metros e 5 km, localizada no litoral da cidade do Rio de Janeiro (Figura 1). A leste limita-se com os canais de maré de Barra de Guaratiba e, a oeste, com o pico da Marambaia. Funcionando como uma espécie de quebra-mar, a restinga da Marambaia separa a baía de Sepetiba do oceano Atlântico, isolando assim, os ambientes lagunar e marinho. Além das lagoas, a restinga apresenta,

em sua porção leste, dunas parabólicas e longitudinais alçadas até cerca de 30 m de altitude (Ponçano *et al.*, 1979), muitas das quais fixadas pela vegetação.



Figura 1. Localização da restinga da Marambaia, no estado do Rio de Janeiro. Fonte: *Earth Explorer*; imagem do dia 08/07/2018, resolução 10 m.

Roncaratti & Barrocas (1978) referem-se à restinga como composta por lagoas alongadas, paralelas aos cordões de praias, que confinaram ou represaram porções de água do mar durante os estágios regressivos. Os mesmos autores, a partir do trabalho pioneiro de Lamego (1945), propuseram a existência de dois cordões arenosos na restinga, dispostos paralelamente, com início na então ilha de Marambaia. Segundo eles, a restinga evoluiu de oeste para leste, num modelo evolutivo análogo ao proposto para a baixada de Jacarepaguá por Roncaratti & Neves (1976).

O grupo GEOMARGEM (Friederichs, 2012; Friederichs *et al.*, 2013; Ramos, 2013; Mattoso, 2014; Reis *et al.*, 2013; Sá, 2015; Amendola, 2016) tem realizado pesquisas acerca da evolução recente da restinga a partir de dados de sísmica de reflexão coletados tanto dentro da baía de Sepetiba quanto na plataforma continental adjacente. Uma das principais conclusões dos trabalhos é que toda a sucessão sedimentar corresponde a um sistema regressivo de, aproximadamente, 15 metros de espessura, desenvolvendo-se como feição soterrada desde o interior da baía até sua posição atual, apoiada sobre paleoambientes deposicionais transgressivos. Os autores propõem que, através das relações sísmicas, os depósitos da restinga se

desenvolveram sobre uma superfície estratigráfica conhecida por *Superfície de Inundação Máxima* (SIM).

Dadalto (2017), a partir da revisão dos trabalhos apresentados sobre a área de estudo, conduziu uma pesquisa em que a avaliação dos processos sedimentares e da evolução geocronológica da formação da restinga baseou-se na combinação de uma base de dados substancialmente numerosa, a saber: sísmica de reflexão (baía de Sepetiba e região costeira adjacente), GPR (porção emersa da restinga dos setores oeste e central) e análise sedimentológica e cronológica de amostras e testemunhos curtos.

O novo modelo evolutivo proposto por Dadalto (2017) estabelece a atual restinga da Marambaia como um sistema de ilha-barreira estuarino de cerca de 20 m de espessura formado nos últimos ~8-7,5 ka, por depósitos inicialmente de regressão normal (entre ~8-7,5 e 5,8 ka) e, posteriormente, de regressão forçada (mais recente que ~5,8 ka, ancorados em depósitos transgressivos mais antigos que ~8-7,5 ka).

A presente pesquisa tem por objetivo contribuir para o conhecimento sobre a evolução da restinga da Marambaia através da investigação da arquitetura estratigráfica do setor leste, utilizando o método GPR. Assim, espera-se: (i) reconhecer as unidades deposicionais registradas no GPR; (ii) entender os fatores controladores que permitiram a atual configuração da restinga da Marambaia (variações do nível do mar, dinâmica costeira, aporte sedimentar etc.); (iii) identificar as principais superfícies estratigráficas resultantes da evolução da área estudada; e, por fim, (iv) compreender os processos atuantes e correlacioná-los às fácies de radar correspondentes às estruturas e aos depósitos sedimentares

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 Localização

A restinga da Marambaia se localiza no litoral sul do estado do Rio de Janeiro, limitando-se a norte pela baía de Sepetiba e, a sul, pelo oceano Atlântico. A ilha-barreira possui 40 km de extensão e todos seus domínios morfológicos fazem parte de uma área militar com acesso restrito: Centro de Avaliações do Exército (CAEx), Força Aérea Brasileira (FAB) e Centro de Adestramento da Ilha da Marambaia (CADIM). O ingresso à restinga é feito através de Barra de Guaratiba, após a obtenção da autorização por parte das autoridades competentes (Figura 2).

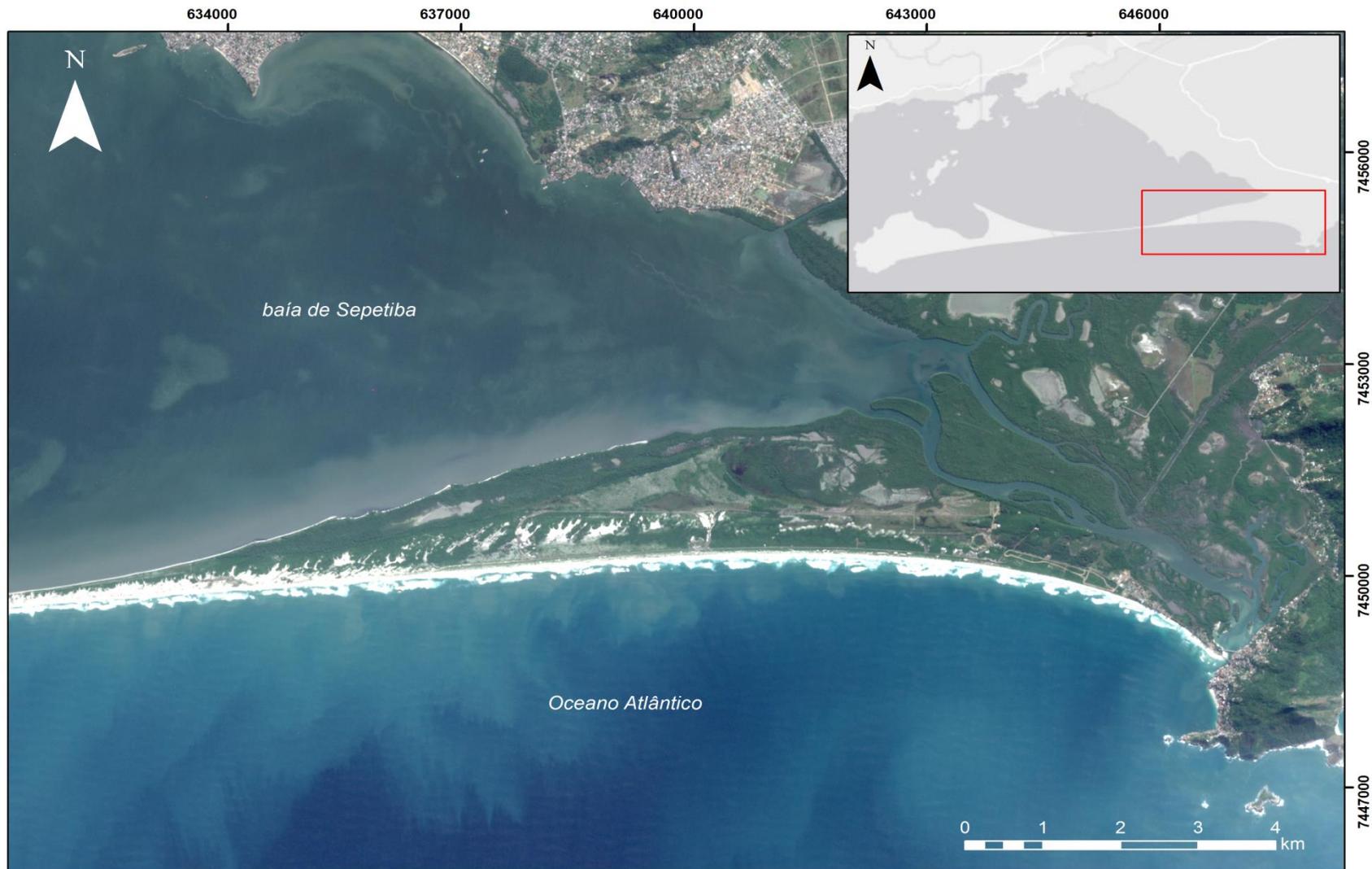


Figura 2. Mapa de localização do setor leste da restinga da Marambaia – RJ. Fonte: *Earth Explorer*, imagem do dia 08/07/2018, resolução 10 m.

2.2 Contexto geológico regional

Entre 900 e 800 Ma, durante o Neoproterozoico, ocorreu a tafrogênese toniana, evento que compreendeu o rifteamento do supercontinente Rodínia, com a dispersão de fragmentos continentais formados e com a posterior convergência dos mesmos, ocasionando a aglutinação do supercontinente Gondwana. Esse evento perdurou até o Mesocambriano (~520 Ma), sendo caracterizado, no Brasil, como Evento Brasileiro (Valeriano *et al.*, 2004). No final do Proterozoico, a aglutinação do supercontinente Gondwana levou à formação de uma rede de faixas móveis (ou orógenos) separando crátons. Nesse contexto, na colisão entre os crátons do São Francisco (Continente Sul-Americano) e do Congo (Continente Africano), formaram-se, a leste do Cráton do São Francisco, o Orógeno Araçuaí e a oeste do Congo, o Orógeno Ribeira. Além deles, bordejando a porção sul-sudeste deste mesmo cráton, formou-se a Faixa Brasília, cuja porção sul incorpora-se ao segmento central da Faixa Ribeira formando uma zona de interferência (Trouw *et al.*, 2000).

As Faixas Ribeira e Araçuaí, juntamente com a porção sul da Faixa Brasília e os Orógenos Apiaí, São Gabriel e Dom Feliciano, formam um sistema orogênico conhecido como Província Mantiqueira. Esta província se localiza na costa leste brasileira e se estende do sul da Bahia até o Rio Grande do Sul. A Faixa Ribeira se estende por aproximadamente 1400 km ao longo da costa do Brasil e seus terrenos tectônicos apresentam, de maneira geral, associações litológicas, metamorfismo e estilos estruturais contrastantes. A maioria dos terrenos possui um embasamento de idades anteriores a 1,8 Ga que no Proterozoico foram recobertos por sequências vulcanossedimentares de variadas origens. O segmento central da Faixa Ribeira é formado por cinco unidades tectônicas principais, limitadas por empurrões ou zonas de cisalhamento dúcteis oblíquas de alto ângulo, a saber: terrenos Ocidental, Oriental, Paraíba do Sul, Embu e Cabo Frio (Heilbron *et al.*, 2000, 2004). A restinga da Marambaia pertence ao Terreno Oriental, que aflora junto à costa e na Ilha Grande, sendo formado por ortognaisses bandados do Complexo Rio Negro, que corresponde ao arco magmático da Faixa Ribeira, e por diversas rochas das etapas sin- e pós-colisionais.

A área de tudo está inserida no contexto do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (SRCSB), mais precisamente no setor norte da bacia de Santos. O SRCSB é formado por quatro grandes riftes: Paraíba do Sul, Litorâneo, Ribeira e Marítimo (Zalán; Oliveira, 2005). Zalán (2004) subdividiu o Gráben da Guanabara, que integra parte do rifte litorâneo, nos subgrábens da Baía, Guandu-Sepetiba e Paraty, onde estes se separam pela Zona de Transferência Tinguá-Tijuca e pela Zona de Acomodação de Ilha Grande-Sepetiba (Figura 3).

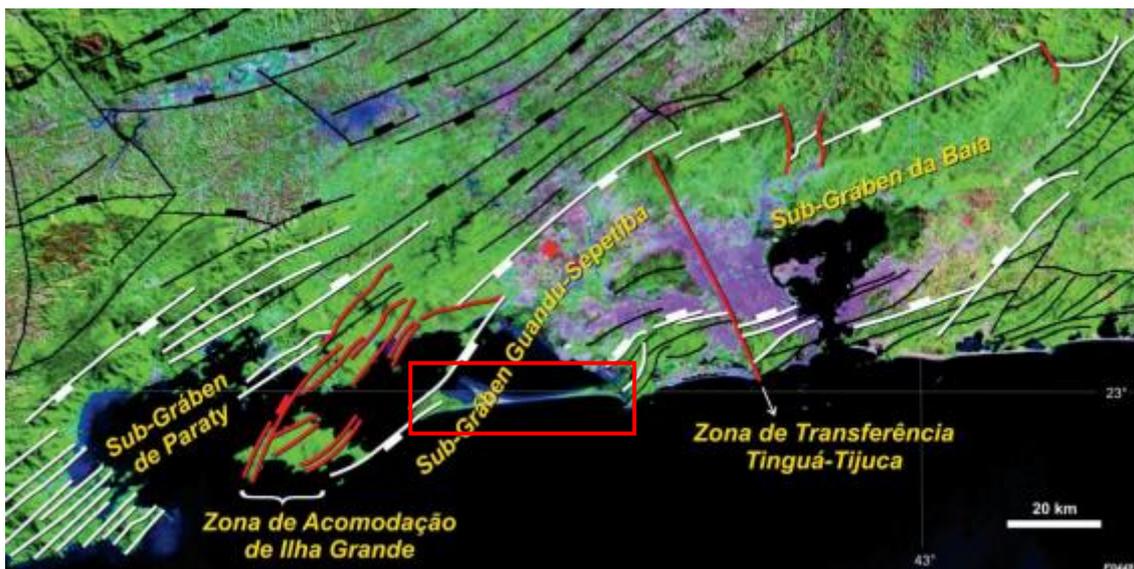


Figura 3. Imagem de satélite (Landsat 7) com a interpretação estrutural detalhada do Gráben da Guanabara, subdividido em subgrábens da Baía, Guanabara-Sepetiba e Paraty, pelas Zona de Transferência Tinguá-Tijuca e Zona de Acomodação de Ilha Grande-Sepetiba. A restinga da Marambaia está destacada pelo retângulo vermelho. Fonte: modificado de Zalán e Oliveira (2005).

2.3 Contexto geológico/morfológico local, formação e evolução da restinga da Marambaia

A restinga da Marambaia apresenta uma pluralidade de feições morfossedimentares e sedimentológicas. Especificamente no setor leste, encontram-se campos de dunas parabólicas e longitudinais que alcançam até 30 m de altitude, além de planície de maré com desenvolvimento de manguezais (Ponçano, 1976; Borges, 1990). Os canais de maré da Barra de Guaratiba são feições importantes no setor leste da restinga devido à intensa interação entre o ambiente costeiro da baía de Sepetiba e a plataforma continental adjacente (Hamacher, 2001; Fonseca, 2013; Cortez, 2014). Ainda nesse setor, Borges (1990) e Pessoa (2009) descreveram a presença de um arenito semiconsolidado sobreposto por areias de granulometria média. Os mesmos autores também descrevem uma predominância de areias quartzosas de granulometria média arredondada a subarredondada na área da restinga da Marambaia.

No setor central da ilha-barreira, são também encontrados processos atuais de transposição de ondas. Muehe *et al.* (2006) afirmam que, embora esses processos indiquem instabilidade, a ocasional transposição de ondas em um ponto bem localizado é consequência da ação das ondas em área do campo de dunas anteriormente submetidas à erosão pela ação do vento (superfície de *blowout*).

No setor oeste da restinga da Marambaia encontra-se, segundo Borges (1990), uma sucessão de cristas de praia cuja altura é de 1 m, além de dois cordões arenosos – um interno com aproximadamente 7 m de altura, e um externo com altura média de 4 m – com marcas de transposição por ondas de tempestades (*washover*). Esse setor ainda abriga lagoas compridas e estreitas em acelerado processo de colmatção (Roncaratti & Barrocas, 1978).

Dadalto *et al.* (2019) (em preparação) preconizam que a restinga da Marambaia seja setorizada em sete domínios morfossedimentares: planície de maré, domínio que recobre 13,4% da área; cordões litorâneos, que ocupam 35,6% da restinga; lagoas, com 1,6% de ocupação na área; dunas que constituem 10,1%; barreira arenosa, ocupando 25% da restinga; canais de drenagem, totalizando 9,8%; e, por fim, áreas alagáveis, constituindo 4,4%. Os domínios morfossedimentares encontrados no setor leste estão identificados na Figura 4.

Em relação à baía de Sepetiba, Ponçano (1976) diz que ocorrem basicamente três tipos de sedimentos, que foram coletados como amostra de fundo: fluviais, de canais de maré e de mangue. Os sedimentos fluviais dispõem-se em corpos lenticulares, que devem representar seções de canais, cuja granulometria é grossa na base da coluna sedimentar e fina no topo. Ainda em se tratando de sedimentos fluviais, estes são possivelmente representativos de planícies de inundação por apresentarem alguns corpos mais siltosos e argilosos. Os depósitos de mangue são entendidos como sedimentos argilosos, com frequentes inclusões de restos vegetais e de mariscos. Estes sedimentos incluem lentes arenosas, representativas de canais de maré. Sendo assim, tem-se uma passagem de sedimentos de ambiente continental (na base da coluna sedimentar) para sedimentos de ambiente misto (no topo da coluna), compondo uma sequência transgressiva. Borges (1990) corrobora com essa ideia, acrescentando a informação de que os sedimentos foram entalhados durante o último período glacial, quando o nível do mar estava abaixo do seu nível atual, tendo ocorrido a formação de vales atualmente submersos. No topo, cobrindo as planícies costeiras e formando mangues, dunas, praias e planícies aluvionares, ocorrem sedimentos do Cenozoico, representados pela unidade Depósitos de Restinga.

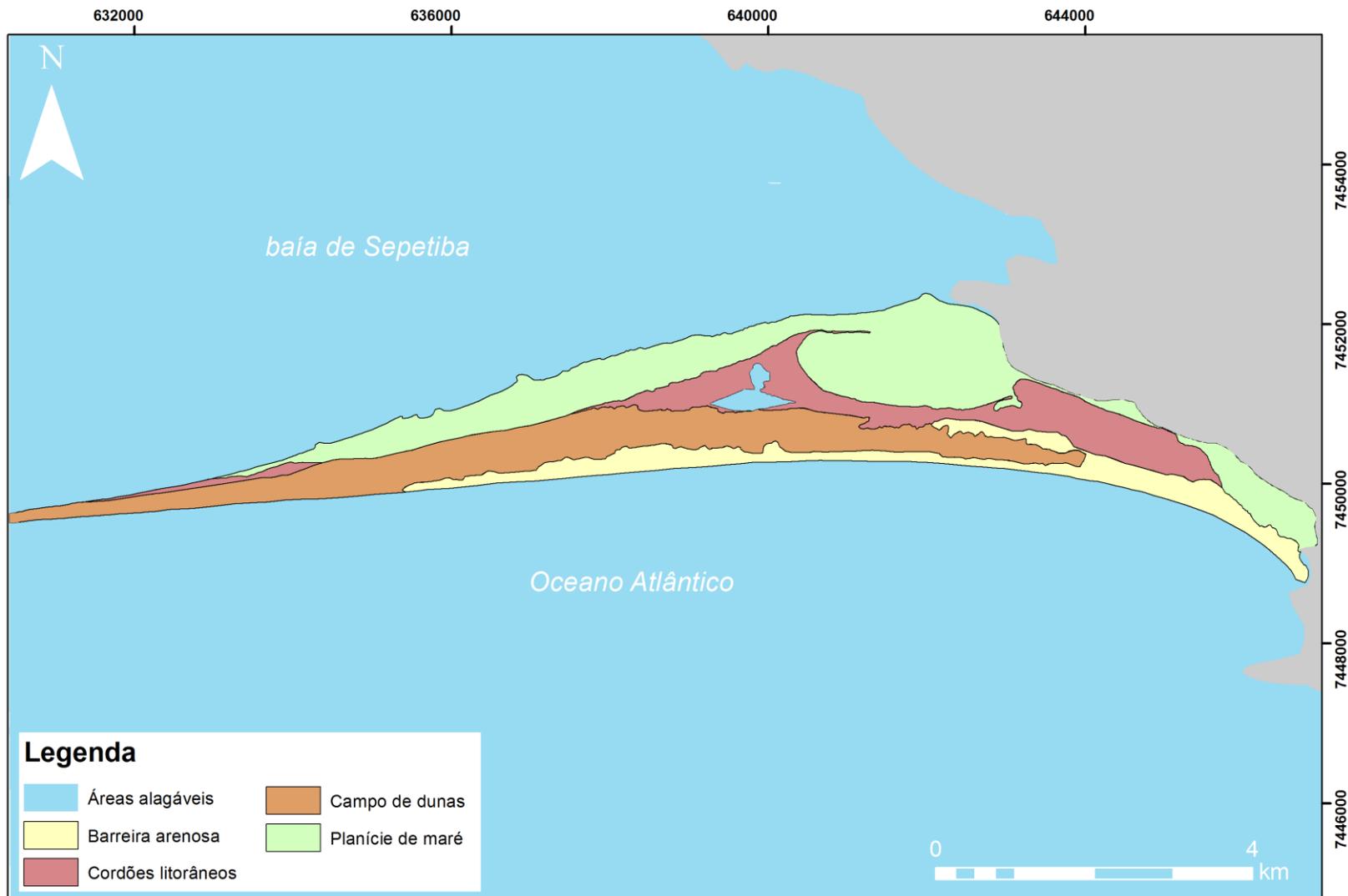


Figura 4. Mapa morfossedimentar do setor leste da restinga da Marambaia mostrando os cinco domínios definidos por Dadalto *et al.*, 2019 (em preparação).

Estudos sobre a evolução geológica da restinga da Marambaia são pouco numerosos no tocante à sua gênese e à sua formação. Nos últimos anos, alguns autores apresentaram resultados conflitantes em relação à fonte sedimentar durante a formação da restinga, direção de crescimento e sequência de aparecimento das feições geomorfológicas (Tabela 1).

Os modelos propostos por Lamego (1945) e Roncaratti & Barrocas (1978) pressupõem que a migração dos sedimentos teria ocorrido lateralmente e no sentido de oeste para leste, através do transporte pelas correntes litorâneas e relacionado à abundância de sedimentos oriundos dos rios que desembocam na baía. Para Lamego (1945), após o fechamento da baía, a Ponta da Pombeba e a Enseada da Marambaia teriam se formado a partir da circulação interna ocasionada pelos ventos, em circuitos fechados. Roncaratti & Barrocas (1978) postularam essa circulação de correntes em oito, que remobilizariam as areias da face norte da restinga e construíram cúspides de baía da Ponta da Pombeba.

Por outro lado, Ponçano *et al.* (1979) sugeriram que a formação da restinga está associada ao crescimento de dois esporões desconectados nos setores oeste e leste, que findaram no fechamento do setor central com o nível do mar mais baixo que o atual. O fechamento completo da restinga teria ocasionado, posteriormente, a formação do canal de Barra de Guaratiba. Esses autores frisam um modelo evolutivo que combina migração lateral e frontal, além de proporem a possibilidade da migração de uma ilha barreira da plataforma em direção ao continente, com a elevação do nível do mar.

Através de levantamento sísmico e de sondagens, dois modelos evolutivos mais recentes foram propostos por Borges (1990; 1998) e pelas publicações do grupo GEOMARGEM, principalmente por Friederichs *et al.* (2013) e Reis *et al.* (2013) (Friederichs, 2012; Ramos, 2013; Mattoso, 2014; Sá, 2015; Amendola, 2016).

Borges (1998) preceitua em sua tese que a restinga da Marambaia teria tido seu desenvolvimento a partir de um esporão com crescimento de leste para oeste sobre um alto topográfico, sendo uma explicação para as diferenças dos ambientes de sedimentação nos setores leste e oeste da ilha-barreira atual. Uma incisão fluvial paralela à restinga atual no sentido E-W teria sido contemporânea a essa fase. De acordo com a autora, os canais fluviais teriam sido preenchidos a partir da última subida do nível do mar, há aproximadamente 6,5 ka.

Friederichs *et al.* (2013) e Reis *et al.* (2013) sugeriram que a evolução da restinga da Marambaia, através de análise de dados sísmicos coletados na plataforma interna adjacente à área de estudo, ocorreu a partir de uma sucessão de fases de construção e destruição de ilhas-barreiras isoladas, e que a atual barreira está relacionada a uma fase deposicional regressiva que começou após o máximo transgressivo na região, há

aproximadamente 5,8 ka. Os canais rasos que foram identificados com até 5 m de profundidade foram interpretados como canais de maré que atestariam a construção de ilhas-barreiras descontínuas na desembocadura dos paleoestuários e do começo da configuração de estuários moderadamente fechados.

Dadalto (2017) pela primeira vez, analisou dados de GPR levantados na restinga da Marambaia, principalmente nos diferentes ambientes deposicionais dos setores oeste e central. A análise destes dados, somados à de dados sísmicos, sedimentológicos e geocronológicos, trouxeram uma gama de novas informações sobre a arquitetura estratigráfica e evolução geológica da baía de Sepetiba e da restinga da Marambaia. Na visão da autora, a gênese e a evolução da restinga estão diretamente ligadas à eustasia, ao aporte sedimentar e ao controle fisiográfico. Os principais fatores controladores dessa evolução mais recente da ilha-barreira seriam os processos associados à presença de canais de maré e de transposição e, posteriormente, a hidrodinâmica do interior da baía.

Ainda segundo Dadalto (2017), a atual restinga possui o seguinte arranjo estratigráfico, da base para o topo: (i) depósitos continentais pleistocênicos; (ii) preenchimento flúvio-estuarino transgressivo; (iii) paleobarreira regressiva de regressão normal; (iv) barreira regressiva de regressão forçada retrabalhada por processos de corte e preenchimento de canais; e (v) dunas. Assim, através da integração dos dados obtidos na região de estudo, a autora afirma que a restinga da Marambaia se formou durante o Holoceno, sugerindo um novo modelo evolutivo, que estabelece a atual ilha-barreira formada totalmente por depósitos regressivos de regressão forçada (mais recentes que 5,8 ka) ancorados em depósitos de regressão normal (~7,5 e 5,8 ka) e depósitos tipicamente transgressivos (mais antigos que 7,5 ka).

Tabela 1. Resumo dos modelos evolutivos existentes para a restinga da Marambaia, baía de Sepetiba e plataforma continental adjacente. Fonte: modificado de Dadalto (2017).

Autores	Considerações sobre a formação/evolução	Observações
Lamego (1945)	Crescimento de esporão arenoso de oeste para leste (sedimentos fluviais).	Formação da Ponta da Pombeba após o fechamento da baía, em resposta à circulação interna dirigida pelos ventos.
Roncarati e Barrocas (1978) e Roncarati e Menezes (2005)	Dois esporões de oeste para leste durante transgressão. Com a descida do nível do mar, teria se iniciado a formação do cordão externo com sedimentos da face externa da restinga interna. Formação do cordão interno: ~1500 anos.	Correntes em oito (ação do vento) remobilizando areias da face norte da restinga e construindo as cúspides de baía da Ponta da Pombeba.
Ponçano <i>et al.</i> (1979)	Dois esporões a partir das extremidades leste e oeste para a região central. NM baixo: ação dos ventos propiciou o crescimento lateral e vertical pela formação de dunas no setor leste e de coroas arenosas a oeste (próximo à então ilha da Marambaia) com formação de barras alongadas que fechavam pequenos corpos d'água que sofriam colmatagem. NM subindo: retrabalhamento dos sedimentos e a parte central da restinga se manteve aberta. NM baixo (atual): esporões se uniram, fechando a laguna; a circulação se modificou e o canal de Guaratiba foi formado. Retomada de processos eólicos.	Suportam a ideia: diferenças morfológicas das porções oeste e leste da Marambaia, pequeno desenvolvimento de planícies de maré internas à baía -> fechamento recente da restinga.
Borges (1990)	Sondagem areia/lama como evidência de que a formação da Ponta da Pombeba ocorreu após o fechamento da Marambaia.	
Borges (1998)	Leste para oeste sobre alto topográfico (incisão fluvial paralela à Marambaia). Duas unidades sismoestratigráficas: topo (mar alto, granulometria fina) e fundo (areias médias, depósitos subaéreos, datação de fragmento de madeira em 6890±40 anos A.P.)	
Dias e Kjerfve (2009)	Restinga da Marambaia dentro de um conjunto de barreiras duplas (uma de idade pleistocênica e outra, holocênica) que separam uma série de lagoas costeiras e baías do oceano Atlântico. Feição transgressiva que evoluiu a partir do afogamento de cordões arenosos costeiros.	
Friederichs <i>et al.</i> (2013) e Reis <i>et al.</i> (2013)	Evolução com construção/destruição de ilhas-barreira isoladas. Barreira atual formada numa fase deposicional regressiva (após o máximo transgressivo na região há ~5,8 mil anos A.P.). Várias gerações de canais rasos (~5 m de profundidade) com feições de intensa migração lateral -> canais de maré (testemunhos da construção de ilhas-barreira descontínuas na boca dos paleoestuários e do início da configuração de estuários parcialmente fechados).	A presença de porções do embasamento aflorante à época pode ter servido de ancoragem física para a deposição temporária das ilhas-barreira.
Ramos (2013)	Refletores oblíquos prográdantes: ilha-barreira regressiva. Sobreposição de leques de transposição e/ou deltas de maré enchente.	
Mattoso (2014) e Amendola (2016)	Paleocanais: (1) fluviais e fluvio-estuarinos— antiga drenagem ultrapassava Marambaia; (2) canais de circulação - progressivo fechamento da baía de Sepetiba ainda com comunicação com o mar; (3) canal de circulação paralelo à restinga - últimos ~5 ka, definitivo fechamento da Marambaia e maior isolamento dinâmico da baía (deposição com características ambientais lagunares).	Interpretação das incisões como estabelecidas após máximo da transgressão holocênica e anterior ao fechamento completo da restinga (incisão interpretada como fluvial por Borges, 1998).
Sá (2015)	A evolução paleogeográfica da baía de Sepetiba de um ambiente flúvio-estuarino aberto para uma baía semifechada é evidenciada pela presença de subunidades no pacote sedimentar da região próxima à atual restinga que retratam a gradual diminuição da condição hidrodinâmica na baía.	Representa a primeira tentativa de correlacionar as unidades sísmicas identificadas separadamente na baía de Sepetiba (Ramos, 2013; Mattoso, 2014; Amendola, 2016) e na plataforma continental (Friederichs, 2012; Friederichs <i>et al.</i> , 2013; Reis <i>et al.</i> , 2013).
Dadalto (2017)	O modelo evolutivo estabelece que a atual ilha-barreira foi formada totalmente por depósitos regressivos de RF (<5,8 ka), ancorados em depósitos regressivos de RN (>7,5 e 5,8 ka) e depósitos tipicamente transgressivos (>7,5 ka). Concluiu-se que a restinga da Marambaia fora formada no Holoceno e que sua estratigrafia, da base para o topo, consiste: (i) depósitos continentais pleistocênicos; (ii) preenchimento flúvio-estuarino transgressivo; (iii) paleobarreira regressiva de regressão normal; (iv) barreira regressiva de regressão forçada retrabalhada por processos de corte e preenchimento de canais; e (v) dunas.	Os principais fatores controladores da evolução são: presença de canais de maré e de transposição e, posteriormente, a hidrodinâmica do interior da baía de Sepetiba.

2.4 Variação do nível do mar na costa brasileira durante o Holoceno

A elevação do nível relativo do mar desencadeia, nas regiões costeiras, uma série de consequências que afetam, direta ou indiretamente, os ambientes naturais ou urbanizados e as atividades humanas. O estudo desse processo torna-se relevante como indicador, por exemplo, das áreas mais suscetíveis a uma transgressão marinha.

Na costa sudeste do Brasil não há registros de curvas de variações do nível do mar que envolvam o período de deglaciação. Martin & Suguio (1976) desenvolveram as primeiras tentativas de curvas de variações eustáticas a partir de datações de fragmentos de madeira, de conchas e de sambaquis do litoral de Cananéia, em São Paulo, englobando os últimos ~7 ka. A partir desse estudo pioneiro, oito curvas de regionais foram propostas ao longo de alguns locais da costa brasileira, e pôde-se observar uma tendência geral de queda do nível do mar seguida de um máximo com aproximadamente 5 m alcançado na transgressão marinha pós-glacial (5,1 ka), intercalado com dois intervalos de queda do nível do mar que podem ser iguais ou inferiores à elevação atual (4,1-3,8 ka e 3-2,7 ka) (Suguio *et al.*, 1985).

Angulo & Lessa (1997) sugeriram que o nível atual do mar foi ultrapassado no Holoceno, há 6,5 ka. Então, o paleonível do mar subiu entre 3 e 5 m acima do atual, há cerca de 5,5 ka. Entretanto, há aproximadamente 3,9 ka, o paleonível do mar esteve entre 1,5 a 2 m abaixo do atual. Há cerca de 3 ka, o paleonível do mar subiu entre 2 a 3 m em relação ao atual. Novamente, há 2,8 ka, houve um pequeno caimento, atingindo um nível inferior ao atual e, finalmente, há 2,5 ka, o mar atingiu um paleonível de 1,5 a 2 m acima do atual e, desde então, ocorreu uma queda constante.

Mais recentemente, Angulo *et al.* (2006) propuseram uma curva de variação do nível do mar baseada em datações de vermetídeos, sendo estes indicadores do paleonível do mar em diversos setores do litoral brasileiro. Essa curva mostra o nível relativo do mar em seu máximo há 5,5 ka, sendo posteriormente descendente e contínua até sua posição atual (Figura 5).

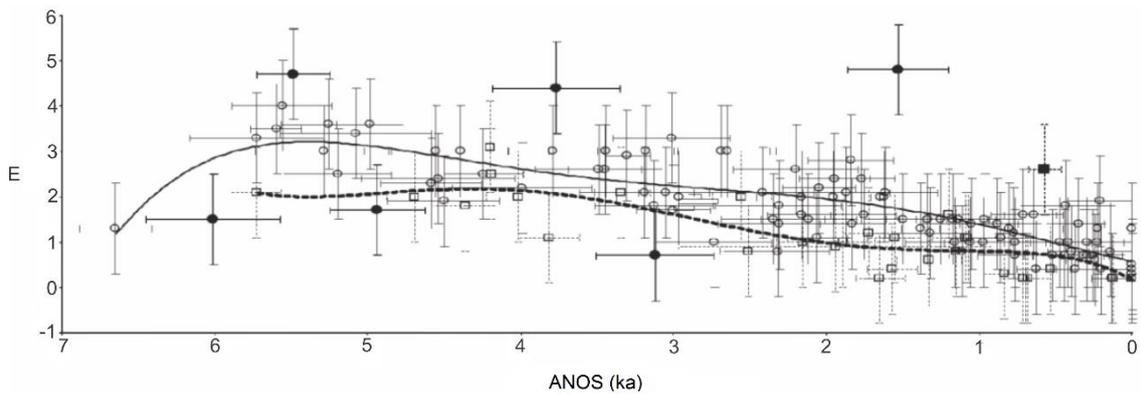


Figura 5. Curva de variação do nível relativo do mar do presente a 7 mil anos atrás para a costa leste brasileira (círculos vazios e linhas sólidas), baseada em datações de vermetídeos. Os quadrados vazios e as linhas tracejadas se referem à variação relativa do nível do mar do estado de Santa Catarina. *Outliers* dentro do conjunto de dados são mostrados com círculos completos e quadrados. Fonte: modificado de Angulo *et al.* (2006).

Dillenburg *et al.* (2000 e 2009) estudaram a configuração da barreira costeira holocênica do Rio Grande do Sul e observaram setores em que o comportamento da barreira foi diferente, onde alguns deles estavam em retrogradação mesmo quando as curvas indicam uma tendência de queda do nível do mar. Em sua tese, Rosa (2012) apresenta um compilado de curvas de variação do nível do mar para o Brasil propostos por três autores, que indicam uma queda do nível do mar a partir de aproximadamente 6 ka, modificado de Dillenburg *et al.* (2009; Figura 6).

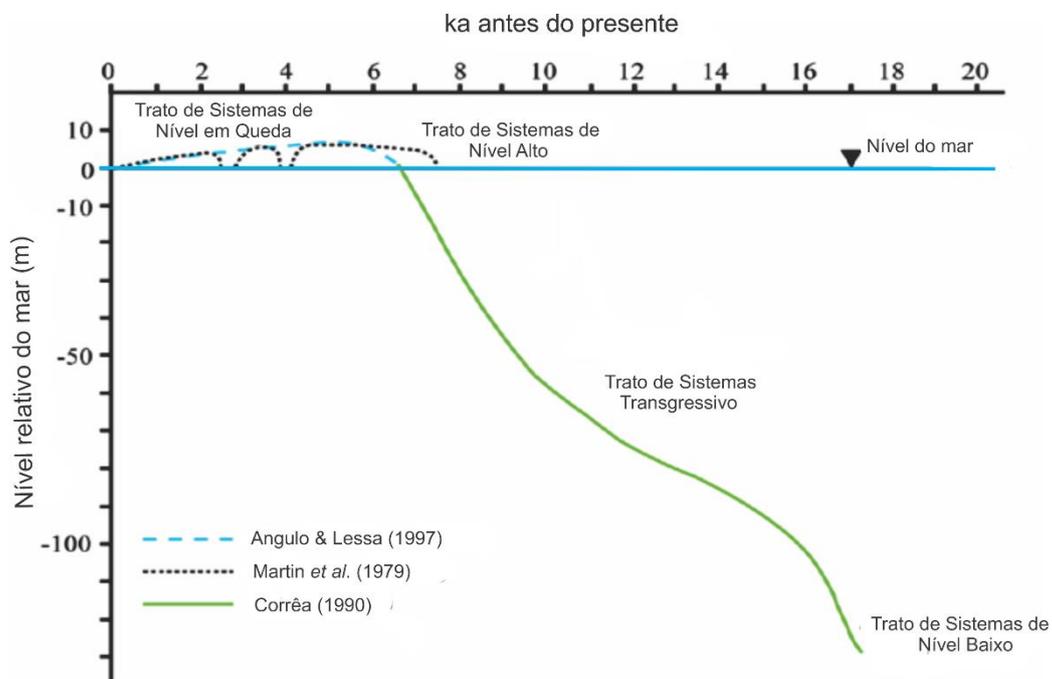


Figura 6. Curvas de variação do nível do mar para o Brasil e contextos de tratos de sistemas esperados. Em verde, a curva de Corrêa (1990); em preto e azul, as curvas para o Holoceno de Martin *et al.* (1979) e Angulo & Lessa (1997) que indicam uma queda do nível do mar a partir de aproximadamente 6 ka. Fonte: Dillenburg *et al.* (2009) modificado por Rosa (2012).

Com a finalidade de representar as variações do nível do mar nos últimos 22 ka, ou seja, desde o Último Máximo Glacial, alguns trabalhos do grupo GEOMARGEM (Friederichs, 2012; Friederichs *et al.*, 2013; Reis *et al.*, 2013a) interpolaram a curva proposta por Ângulo *et al.* (2006) referentes aos últimos 7 ka para a margem sudeste do Brasil com a curva proposta por Bard *et al.* (1990), relacionada aos dados globais de variações eustáticas. Esse recurso também fora utilizado por Dadalto (2017), na intenção de correlacionar a arquitetura estratigráfica e a evolução geológica de um sistema costeiro do sudeste brasileiro ao contexto eustático e geocronológico.

A interpolação das curvas de Angulo *et al.* (2006) e de Bard *et al.* (1990) revela que a variação do nível do mar não é constante, mostrando uma intercalação entre queda e elevação do nível do mar. De acordo com Bard *et al.* (1990), entre os últimos ~20 ka até ~8 ka, a taxa de variação do nível do mar foi em torno de 5-6 m/ka, enquanto que para Angulo *et al.* (2006), desde o último máximo transgressivo (~5,8 ka) até o presente, a taxa foi de 0,7 m/ka, aproximadamente. Nota-se que o último nível de mar alto (~4 m acima do atual – Mangaratiba/RJ) pode ter perdurado algumas centenas de anos, entre 5 e 5,8 ka, sem ter havido um pico diferente (Figura 7).

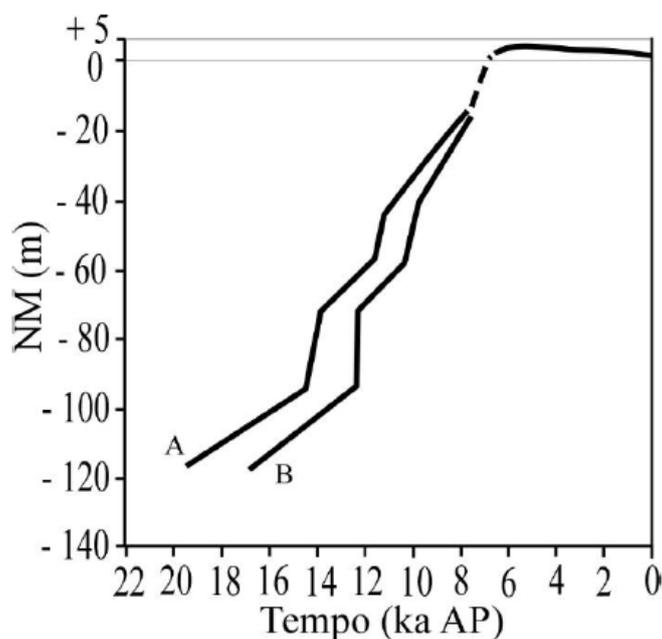


Figura 7. Curva de variação do nível do mar de 22 ka até o presente, composta a partir da integração das curvas de Bard *et al.* (1990) e Ângulo *et al.* (2006). A: curva baseada em medições de isótopos estáveis de ^{230}Th ; B: curva baseada em medições de isótopos estáveis de ^{14}C . A linha pontilhada representa uma interpolação linear justificada pela ausência de dados. Fonte: Friederichs, 2012; Friederichs *et al.*, 2013; Reis *et al.*, 2013a.

3. GPR (*Ground Penetrating Radar*)

3.1 Introdução

O *Ground Penetrating Radar* (GPR), também conhecido como Radar de Penetração no Solo é um método geofísico que vem em crescente desenvolvimento acerca de sua teoria, técnica, tecnologia e variedade de aplicações nas últimas duas décadas. O GPR também se tornou um método valioso utilizado por uma pluralidade de cientistas, pesquisadores, universidades e estudantes de várias disciplinas (Jol, 2009).

A utilização do GPR abrange diversas áreas, como o estudo da contaminação das águas subterrâneas, engenharia, sedimentologia, glaciologia e arqueologia. Esse crescente uso levou ao rápido desenvolvimento e preeminência do GPR em consultoria geofísica e na geotecnia, além de inspirar novas áreas de atuação interdisciplinar voltadas para a pesquisa na academia e na indústria (Jol, 2009).

O Radar de Penetração no Solo é agora uma técnica geofísica bem aceita. Desde o início, ele foi aplicado principalmente à materiais geológicos naturais. Agora, o método é igualmente bem aplicado a vários outros, como madeira, concreto e asfalto.

É válido ressaltar que excelentes discussões sobre o uso de GPR para estratigrafia podem ser encontradas na literatura, como em Bristow & Jol (2003) e Neal (2004), onde os perfis de alta resolução auxiliam na determinação (i) da arquitetura estratigráfica, (ii) na geometria do corpo, (iii) na identificação interna de estruturas sedimentares, e (iv) na correlação e continuidade lateral dos sedimentos.

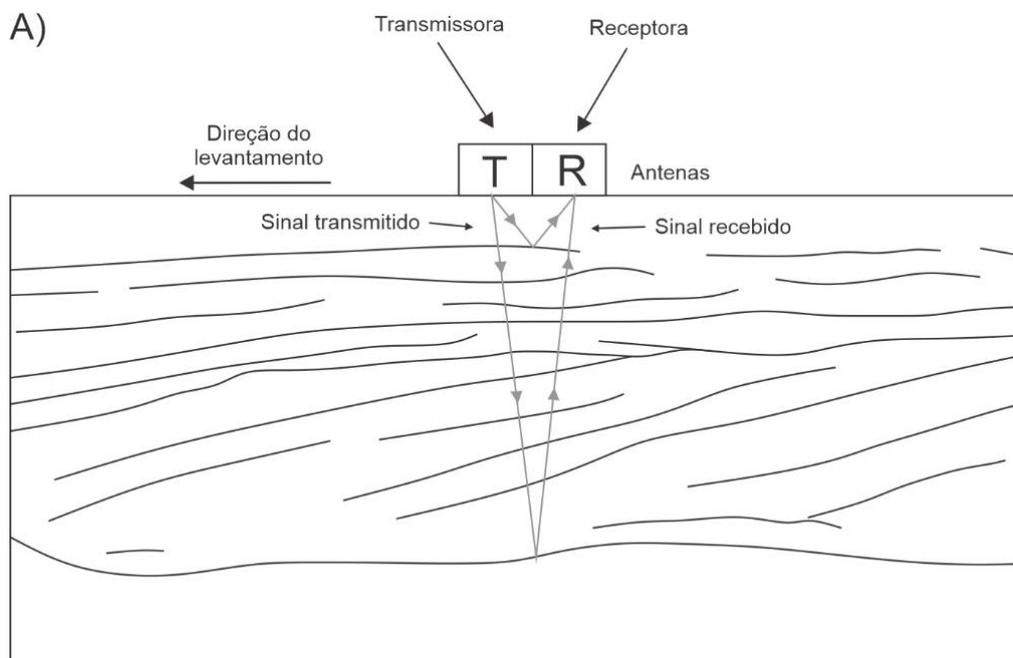
Em ambientes cujas condições sejam favoráveis, como por exemplo, sedimentos com alta resistividade, areias e cascalhos, pode-se adquirir excelentes dados para conhecimento da estratigrafia em subsuperfície. Ademais, os dados 3D de GPR auxiliam para melhor definir a geometria e arquitetura do objeto de investigação. No entanto, sondagens e afloramentos podem ser necessários para corroborar com os resultados obtidos pela técnica.

3.2 Princípios básicos de funcionamento

O GPR é um método geofísico que consiste na utilização de ondas eletromagnéticas de alta frequência – 10 a 2.500 MHz – para mapear feições rasas em subsuperfície, sejam elas naturais ou não naturais (Reynolds, 2011). Porsani (1999) afirma que este método é parecido com o de reflexão sísmica no que diz respeito ao princípio físico e à metodologia do levantamento de campo, tendo como diferença a reflexão de ondas eletromagnéticas.

O princípio físico deste método baseia-se na onda eletromagnética (EM), que é originada a partir da perturbação de uma partícula eletricamente carregada, que irá se propagar tanto na presença de um meio material quanto no vácuo. As equações de Maxwell descrevem o transporte, a dissipação, o armazenamento e a geração da energia EM, que se relacionam com o campo elétrico e o campo magnético.

O GPR se baseia na reflexão de ondas eletromagnéticas nas interfaces dos meios com diferentes propriedades elétricas, através da radiação de um pulso eletromagnético de alta frequência que se propaga através da subsuperfície. A antena receptora capta o sinal emitido pela antena transmissora e que percorreu diferentes percursos. A Figura 8A apresenta um sistema de GPR e a 8B, um resultado hipotético.



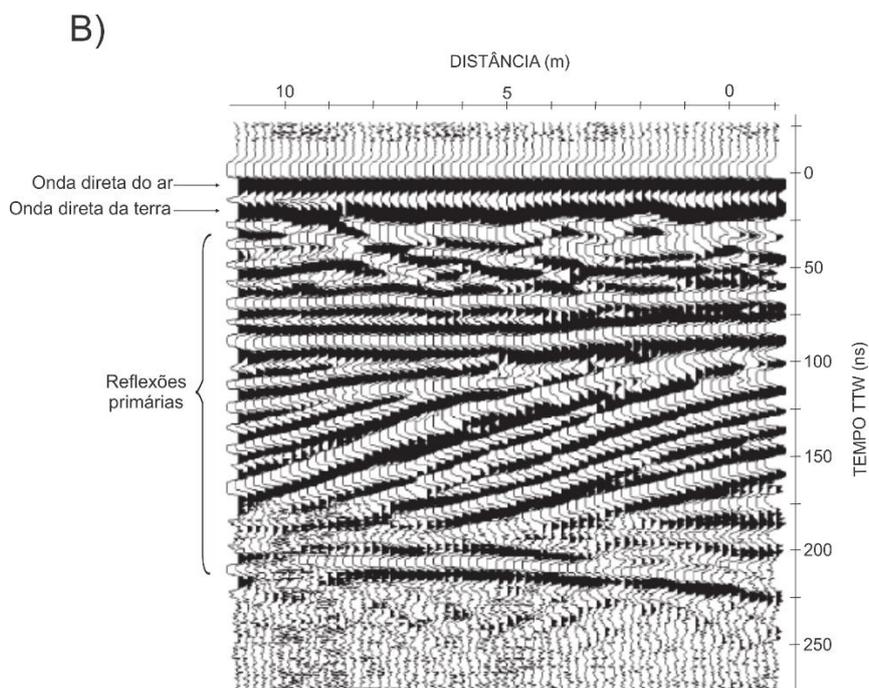


Figura 8. Aquisição de dados GPR e o perfil de reflexão de radar resultante. Em A, representação do sistema GPR; em B, radargrama obtido no levantamento. Fonte: Modificado de Neal e Roberts (2000).

É de extrema importância entender a relação entre resolução e a profundidade de penetração do sinal, que dependem da frequência do sinal emitido e das propriedades elétricas dos materiais (condutividade elétrica, permissividade dielétrica e permeabilidade magnética).

A condutividade elétrica (σ) é relação entre a densidade de corrente e campo elétrico, cuja constante de proporcionalidade é a condutividade elétrica. A condutividade elétrica está relacionada com a atenuação da onda, controlando a profundidade de alcance de um pulso de radar. Assim, o sinal tem maior alcance em materiais com pouca perda elétrica, ou seja, menos condutivos. Para ambientes condutivos, esse valor varia de 10 a 100dB/m e, em ambientes poucos condutivos, entre 0.01 e 0.1 dB/m (Kearey *et al.*, 2009).

A permissividade dielétrica (ϵ) é a relação entre o campo elétrico e a corrente de deslocamento, cuja constante de proporcionalidade é a permissividade dielétrica do material. Ela tem relação com a velocidade da onda EM, onde as reflexões da energia EM ocorrem nas interfaces entre materiais ou camadas que revelam diferentes valores de velocidade. Dessa forma, quanto maior for o contraste existente entre as velocidades do meio, mais intensa será a amplitude do sinal refletido. Os valores de permissividade variam de 1 (no ar) até 80 (na água) sendo que a maior parte dos materiais geológicos

secos está em um intervalo entre 4 e 8. Os valores de velocidade média no meio geológico variam entre 0,07 e 0,15m/ns (Kearey *et al.*, 2009).

A permeabilidade magnética (μ) é a relação entre o campo magnético e o campo de indução magnética, sendo a constante de proporcionalidade a permeabilidade magnética.

Ainda sobre a resolução, esta é determinada pelo período do pulso emitido, com banda de frequências igual ao valor da frequência central, ou seja, a resolução aumenta com o aumento da frequência central. Já a profundidade de alcance é a combinação entre a condutividade elétrica do solo e frequência central do sistema. Em outras palavras, quanto maior a frequência central, maior resolução e menor profundidade de alcance.

A Tabela 2 mostra a constante dielétrica e a condutividade elétrica analisada em alguns materiais para as frequências utilizadas no GPR. Pode-se verificar, através desses valores, que o teor de umidade volumétrico da água pode alterar bastante as características elétricas das rochas e dos solos. Isto ocorre porque os íons dissolvidos na água proporcionam um mecanismo de condução elétrica, que dissipa o campo eletromagnético aplicado, pois a energia do campo eletromagnético é extraída e transferida irreversivelmente para o meio, provocando assim, a atenuação e baixa penetração da onda eletromagnética no meio.

Tabela 2. Constante dielétrica (k) e condutividade elétrica (σ) observadas nos materiais comuns para as frequências utilizadas no GPR. Fonte: modificada de Porsani (1999).

Materiais	Constante dielétrica (k)	Condutividade elétrica (σ)
Ar	1	0
Água destilada	81	0.01
Água fresca	81	0.5
Água do mar	81	3000
Areia seca e cascalho	2-6	0.01
Areia saturada	20-30	0.1-1
Argila seca	5	2
Argila saturada	40	1000
Calcáreo seco	4	0.5
Calcáreo saturado	8	2
Folhelho e siltito seco	5	1
Folhelho saturado	7	100
Siltito saturado	30	100
Silte saturado	10	1-10
Arenito saturado	20-30	40
Solo arenoso seco	2.6	0.14
Solo arenoso saturado	25	6.9
Solo argiloso seco	2.4	0.27
Solo argiloso saturado	15	50
Basalto seco	6	1
Basalto saturado	8	10
Diabásio seco	7	10
Diabásio saturado	8	100
Granito seco	5	0.01
Granito saturado	7	1
Sal seco	5-6	0.01-1
Ferro	1	10^9
Aço	1	∞
PVC	8	0
Asfalto	3-5	0
Concreto seco	5.5	0
Concreto saturado	12.5	0
Mistura de óleo e outras substâncias orgânicas	2	0.5

3.3 Aquisição dos dados

O sistema GPR é concebido em módulos para tornar mais flexível as operações de campo, uma vez que todos eles são acessados através de um computador. A Figura 9 configura um diagrama esquemático desses módulos básicos de um sistema GPR.

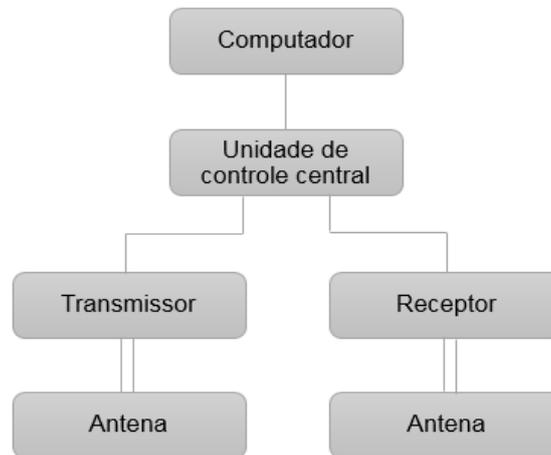


Figura 9. Diagrama esquemático dos módulos básicos de um sistema de GPR. Fonte: modificado de Porsani (1999).

A operação do sistema GPR pode ser dada através de três modos básicos: perfis de reflexão com afastamento constante (*Common Offset*), sondagens de velocidade (*Common Mid Point* e *Wide Angle Reflection and Refraction*) e a técnica de transiluminação. Aqui, serão abordados os dois primeiros arranjos de aquisição de dados de GPR, conforme pode ser visto na Figura 10.

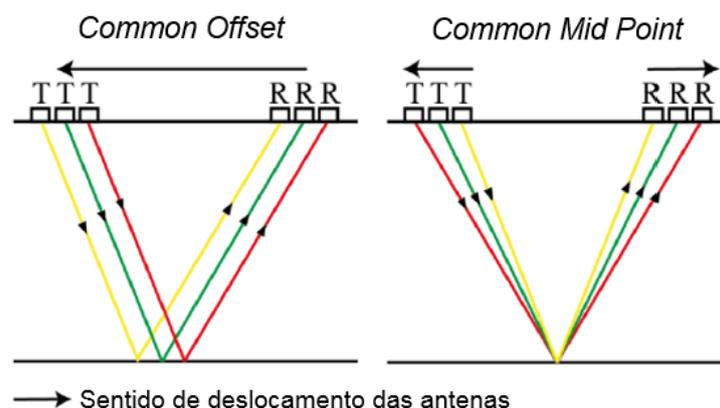


Figura 10. Os dois principais arranjos para a aquisição de dados de georradar e os utilizados nesta pesquisa. No *Common Offset*, as antenas se deslocam no mesmo sentido, permanecendo a uma distância constante. No *Common Mid Point*, as antenas se deslocam em sentidos opostos, modificando a relação de distância. Fonte: modificado de Baker *et al.*, 2007.

O modo mais comumente utilizado nas aquisições dos dados de GPR é o perfil de reflexão. Nesta técnica, as antenas transmissora e receptora são mantidas com uma distância fixa constante entre elas, onde são transportadas ao longo de um perfil. Como resultado, uma seção de GPR é imageada, onde no eixo horizontal estão as distâncias percorridas pelo deslocamento das antenas, revelando as variações das propriedades elétricas em subsuperfície em função do tempo duplo de percurso do sinal refletido no eixo vertical.

Ainda sobre a técnica de perfil de reflexão, os parâmetros de aquisição que devem ser investigados são: a frequência da antena, a abertura da janela temporal, a amostragem espacial, a localização e orientação do perfil e, por fim, o número de amostras por traço. Por essa razão, é extremamente importante definir o intervalo de amostragem espacial ou temporal para que possa obter uma resposta sem “*aliasing*”, ou seja, sem falsa amostragem. Para isso, não se deve exceder o intervalo de amostragem de *Nyquist* que, de acordo com Annan (1992), varia de $\frac{1}{4}$ a $\frac{1}{2}$ do comprimento da onda (λ).

As sondagens de velocidade são utilizadas, geralmente, na sísmica de reflexão, mas também podem ser aplicadas no GPR de maneira bastante funcional. Elas podem ser feitas de duas formas: CMP (*Common Mid Point*) e WARR (*Wide Angle Reflection and Refraction*). Ambas as técnicas estimam a velocidade do sinal do GPR versus a profundidade na terra, por meio da variação do espaçamento das antenas para uma localização permanente e medindo a alteração do tempo duplo das reflexões em subsuperfície. Na técnica CMP, faz-se uma abertura crescente e constante entre as antenas (transmissora e receptora), em sentidos opostos, a partir de um ponto central fixo. É através da velocidade da onda eletromagnética que se pode converter os dados em tempo do GPR para profundidade (conversão tempo x profundidade). A outra técnica, WARR, somente uma das antenas é mantida fixa, enquanto a outra é afastada em relação àquela sucessivamente.

Numa aquisição de dados, as antenas utilizadas podem ser blindadas ou não. As blindadas ficam alocadas em uma caixa blindada que as protege de interferências externas, a uma distância e orientação fixas. As antenas não blindadas possuem a desvantagem de sofrerem interferências externas (ruídos eletromagnéticos), como por exemplo, torres de alta tensão, celulares, rádios, cercas elétricas etc.

3.4 Processamento dos dados

O processamento dos dados de GPR, posterior ao levantamento de campo, tem por objetivo remover ruídos ou interferências inerentes aos dados. Segundo Neal (2004), o processamento consiste em superar as limitações intrínsecas aos dados para que seja possível obter informações efetivas da subsuperfície, permitindo uma interpretação mais concisa e confiável.

Basicamente, o processamento envolve três etapas: edição dos dados, processamento do sinal e apresentação da imagem processada. A edição de dados permite manipulá-los a fim de melhorar a apresentação, editar os traços, cortar o perfil, corrigir o tempo zero da chegada da onda, realizar a correção topográfica etc. O processamento inclui etapas como migração (importante na reconstrução de uma imagem a partir da recolocação de reflexões em suas verdadeiras posições, de acordo com Annan, 1993) e a geração do modelo de velocidade, onde é possível converter o tempo em profundidade, através da velocidade encontrada.

Os dados de GPR, anteriormente, eram processados em *softwares* de sísmica, mas com a intensificação da utilização deste método, o mercado disponibilizou uma gama de programas com essa finalidade: *RADAN*, da empresa *GSSI*; *GRADIX*, da empresa *Iterpex Limited*; *RADPRO*, da empresa *MalaGeoscience*; *REFLEX*, da empresa *Sandmeier*; e até mesmo o *GROUNDVISION* que, mesmo sendo um *software* de aquisição de dados, possui ferramentas que visam a interpretação.

4. RADAR-ESTRATIGRAFIA

A radar-estratigrafia ou estratigrafia de radar foi proposta por Baker (1991) para descrever objetivamente as características de grupo de refletores do radargrama e permitir uma comparação e classificação baseada em informações disponíveis na literatura. Esta descrição objetiva de uma seção de radar permite a aplicação de conceitos de estratigrafia sísmica (ou sismoestratigrafia) adaptada e aplicada para a escala de GPR.

Dessa maneira, a interpretação dos dados de GPR se faz à luz dos preceitos da sismoestratigrafia e da estratigrafia de sequências, explicados por Catuneanu (2002 e 2006). Esse método de interpretar pode ser considerado como um conjunto de ferramentas, onde a escolha e a forma de aplicação irão depender do contexto e dos dados disponíveis (Catuneanu *et al.*, 2009). A sismoestratigrafia e a estratigrafia de sequências, quando bem selecionadas as ferramentas, podem ser empregadas na análise do registro em diferentes hierarquias, desde as grandes fases do preenchimento das bacias sedimentares até as oscilações de mais curto período (Posamentier *et al.*, 1992; Schlager, 2009; Neil & Abreu, 2009).

Na estratigrafia de sequências, o preenchimento sedimentar é fragmentado em sequências deposicionais, através da correlação cronoestratigráfica. Mitchum (1977) define essas sequências como sucessões de estratos geneticamente relacionados, onde são limitados por discordâncias e suas concordâncias correlativas. Dessa maneira, é entendido que o registro ocorre de forma dinâmica dentro das variações do espaço ao longo do tempo.

Essas variações estão diretamente relacionadas ao conceito de espaço de acomodação, que é o espaço disponível para acumular sedimentos em um determinado intervalo de tempo (Jervey, 1988). O fator que controla esse espaço de acomodação é a variação do nível de base que, em alguns casos, pode ser considerado o nível relativo do mar (Posamentier *et al.*, 1988; Posamentier & Allen, 1999). O que determina essa variação do nível de base, principalmente, são as movimentações tectônicas e eustáticas (Posamentier *et al.*, 1988).

A arquitetura estratigráfica é a consequência de como espaço de acomodação é preenchido em função do aporte sedimentar (Van Wagoner *et al.*, 1990). Quando o aporte sedimentar supera a taxa de espaço de acomodação, ocorre a progradação dos sistemas deposicionais. Quando acontece o aposto, os sistemas retrogradam. E, quando a taxa de aporte sedimentar é igual à taxa de espaço de acomodação, ocorre um padrão de empilhamento agradacional.

Um conjunto de sistemas deposicionais contíguos e contemporâneos formam um trato de sistemas deposicional, assim definido por Brown & Fisher (1977). Um trato de sistemas deposicional é limitado, tanto no topo quanto na base, por uma superfície estratigráfica.

Antes de abordar as superfícies estratigráficas, faz-se necessário compreender os tipos de terminações estratais, que são definidas a partir da relação geométrica entre o estrato e a superfície estratigráfica contra a qual este termina (Catuneanu, 2002). Os principais tipos de terminações são: truncamento, *toplap*, *onlap*, *downlap* e *offlap* (Figura 11).

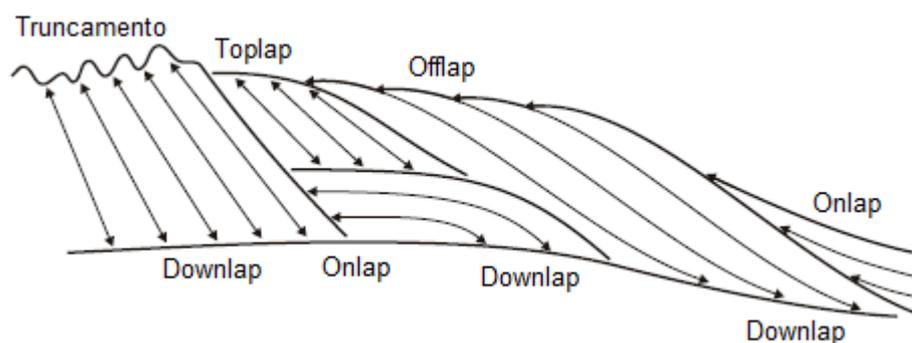


Figura 11. Tipos de terminações dos estratos. Fonte: modificado de Catuneanu, 2006.

- **Truncamento:** os estratos terminam lateralmente por terem sido seccionados de seu limite deposicional original, podendo ser erosional ou estrutural;
- **Toplap:** os estratos terminam lateralmente, diminuindo gradualmente de espessura mergulho acima e ascendendo ao limite superior assintoticamente. O *toplap* evidencia um hiato não deposicional e ocorre quando nível de base é muito baixo;
- **Onlap:** os estratos são de baixo ângulo e terminam contra uma superfície estratigráfica mais íngreme. O *onlap* pode ser costeiro quando a terminação mergulho acima ocorre em ambientes costeiros e fluviais, e pode ser marinho, quando as terminações de mergulho acima ocorrem em ambientes de talude/sopé de talude;
- **Downlap:** os estratos, inicialmente inclinados, terminam mergulho abaixo contra uma superfície originalmente horizontal ou inclinada;
- **Offlap:** é um padrão não-sistemático de terminação das reflexões em *onlap/toplap* mergulho acima e *downlap* mergulho abaixo, usado pelos intérpretes para designar o padrão de reflexão progradante na bacia.

Assim como na sísmica, as terminações dos estratos determinam os limites das superfícies de radar, que são caracterizadas tanto na sua geometria externa quanto na sua configuração interna, as quais exprimem as radarfácies. Segundo Neal (2004), a configuração interna destas pode ser descrita de acordo com a geometria, com o mergulho, com a continuidade e amplitude e com a relação entre os refletores (Figura 12).

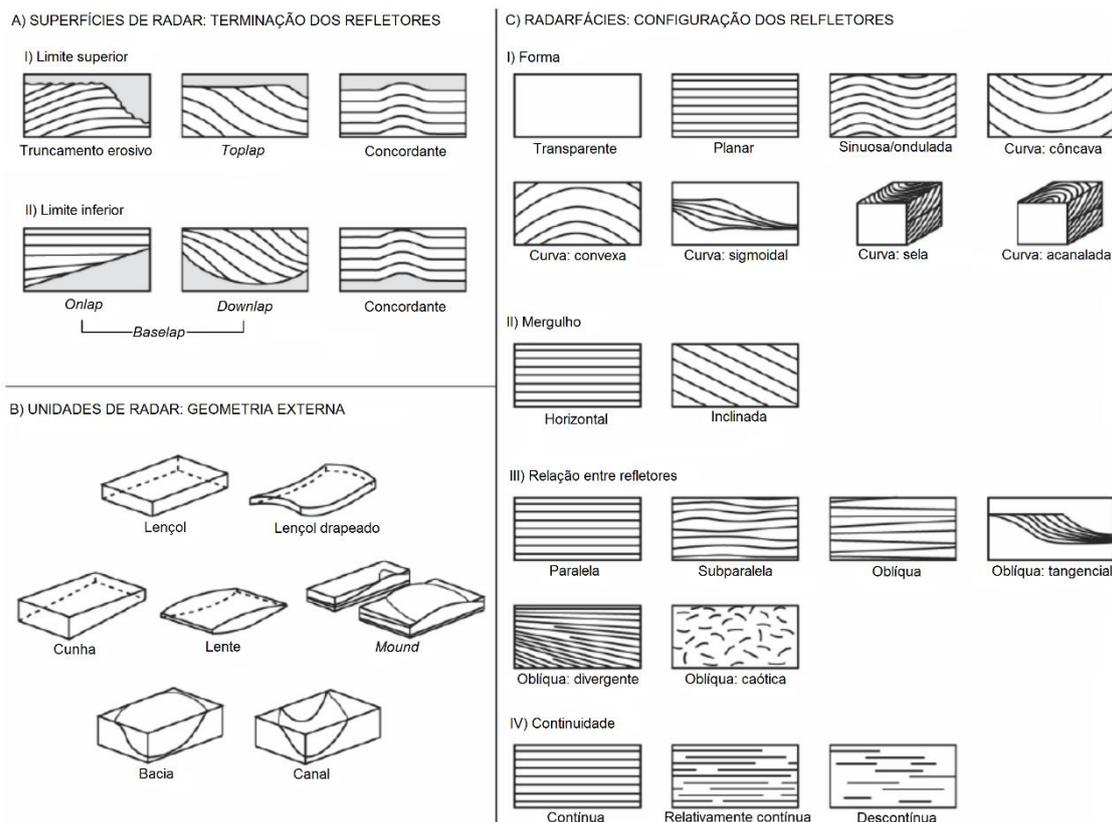


Figura 12. Padrões de terminação dos refletores, geometria externa e a configuração interna das radarfácies para a interpretação das seções de GPR. Fonte: Neal, 2004.

Catuneanu (2006) postulou que as superfícies na estratigrafia de seqüências registram mudanças espaço-temporais nos regimes deposicionais (mudanças no ambiente deposicional, suprimento sedimentar e/ou fluxo de energia do ambiente) e fornecem informações importantes para a interpretação de sucessões sedimentares.

Ainda de acordo com Catuneanu (2006), as variações do nível de base – definido por Cross (1991) como superfície de equilíbrio entre erosão e deposição – e da sedimentação controlam a geração das superfícies estratigráficas e, para isso, quatro eventos são imprescindíveis para o desenvolvimento dos sistemas deposicionais dentro de um ciclo transgressivo e regressivo. São eles:

- i. **Início da regressão forçada:** o seu início se dá na queda do nível de base na linha de costa; é acompanhada pela mudança da fase de sedimentação para a fase de erosão e/ou *by-pass* sedimentar nos ambientes fluviais e marinho raso.
- ii. **Final da regressão forçada:** ocorre no final da queda do nível de base na linha de costa; é acompanhada pela mudança de degradação para agradação nos ambientes fluviais e marinho raso.
- iii. **Final da regressão:** o seu início se dá na subida do nível de base da linha de costa; é marcada a inversão na trajetória da linha de costa, ou seja, passa de um sistema regressivo para um transgressivo.
- iv. **Fim da transgressão:** tem início na subida do nível de base na linha de costa, marcando a mudança do sistema transgressivo para o regressivo.

A Figura 13, proposta por Holz (2012), mostra o ciclo de variação do nível de base e regime sedimentar durante cada fase de desenvolvimento de uma sequência deposicional. A **regressão normal** (RN) ocorre durante a elevação do nível de base; no entanto, quando a regressão ocorre durante a queda do nível do nível de base, ela é denominada de **regressão forçada** (RF). Esta é assim chamada porque ocorrerá a regressão mesmo que a taxa de deposição seja zero, uma vez que o espaço de acomodação será destruído. Já a transgressão da linha de costa é inversa à regressão normal, pois ocorre quando a taxa de elevação do nível de base é maior que a taxa de deposição.

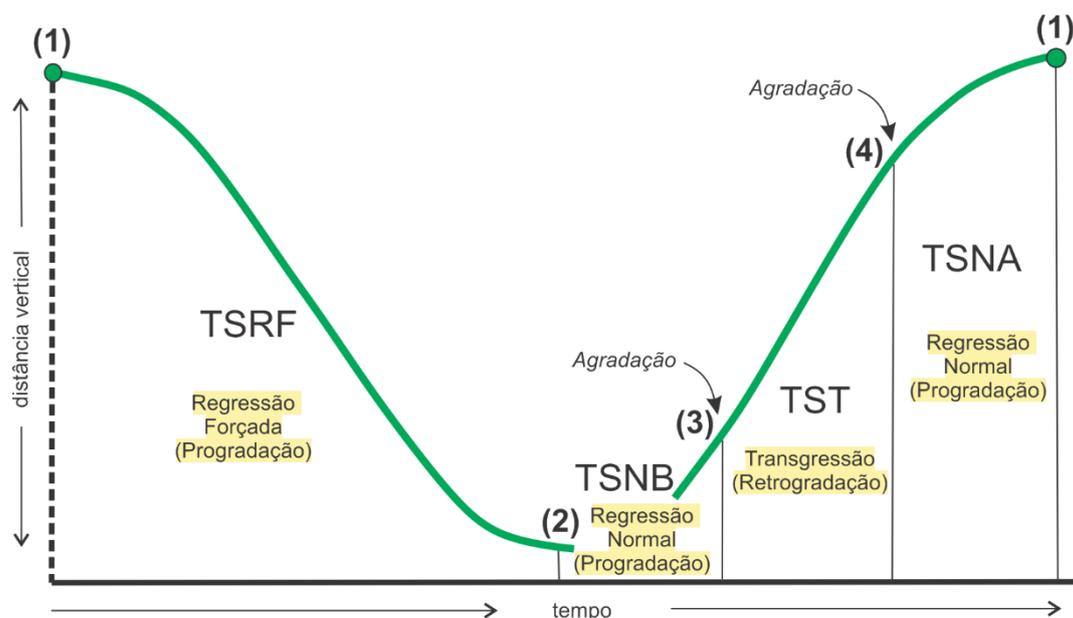


Figura 13. Ciclo de variação do nível de base (em verde) e regime sedimentar durante cada fase de desenvolvimento de uma seqüência deposicional. O ciclo envolve regressão normal (no final da subida do nível de base), regressão forçada (durante a fase de queda do nível de base), uma nova fase de regressão normal (durante a fase de nível baixo) e uma fase de transgressão (durante a subida do nível de base). Essas quatro fases levam ao desenvolvimento dos respectivos tratos de sistemas: TSNA – trato de sistemas de nível alto; TSFRF – trato de sistemas de regressão forçada; TSNB – trato de sistemas de nível baixo; TST – trato de sistemas transgressivo. Fonte: modificada de Holz (2012).

No momento (1) da Figura 13, o nível de base encontra-se mais alto e caracterizará a **superfície basal de regressão forçada (SBRF)**, *sensu* Catuneanu (2006) ou a conformidade correlativa (CC), *sensu* Posamentier *et al.* (1988). Esta superfície será o topo do **trato de sistemas de nível alto final (TSNAf)** e a base do **trato de sistemas de nível baixo inicial (TSNBi)**. A partir desse instante o nível de base inicia sua queda e, durante, sofre regressão forçada, formando clinofórmios com terminações em *offlap* (Figura 11). Assim, duas superfícies estratigráficas diácronas também se formarão ao longo de toda a queda do nível de base: (i) a **discordância subaérea (DS)**, que é resultado da exposição e erosão das regiões proximais (ambientes continentais); (ii) e a **superfície regressiva de erosão marinha (SREM)**, que é resultado da ação de ondas na região costeira.

No final da regressão forçada (RF) se formará a superfície marcada no momento (2) da Figura 13, chamada de conformidade correlativa (CC) *sensu* Hunt & Tucker (1992). Esta superfície se conectará diacronicamente à discordância subaérea (DS), em direção ao continente.

Os momentos (3) e (4) da curva proposta por Holz (2012) referem-se, respectivamente, à **superfície de regressão máxima (SEM)**, que ocorre quando a linha de costa atinge a posição mais distal em relação ao continente durante a deposição da

sequência, e à **superfície de inundação máxima (SIM)**, que marca o final do **trato de sistemas transgressivos (TST)**, onde a linha de costa atinge a posição mais proximal em relação ao continente durante um ciclo de variação do nível de base. A SIM identifica o tempo em que a taxa de aporte sedimentar volta a ser maior que a taxa de subida do nível de base, caracterizando o **trato de sistemas de nível alto final (TSNAf)** e, a partir disso, a regressão normal da linha de costa. Dessa forma, o topo do TSNAf será marcado pela superfície que iniciamos o ciclo de variação do nível de base, a superfície basal de regressão forçada (SBRF).

Esses eventos são completamente responsáveis pela formação das superfícies estratigráficas que delimitam os tratos de sistemas, como citados acima no texto. Embora existam outras superfícies internas aos tratos de deposicionais, Catuneanu (2002) cita sete principais que são utilizadas na estratigrafia de sequências: (i) discordância subárea; (ii) conformidade correlativa; (iii) superfície basal de regressão forçada; (iv) superfície regressiva de erosão marinha; (v) superfície de regressão máxima; (vi) superfície de inundação máxima; e, por fim, (vii) superfície de ravinamento.

Nesta pesquisa serão abordadas mais detalhadamente somente três superfícies, que foram fundamentais para a interpretação dos dados de GPR e que são indicadoras de grandes deslocamentos dos sítios deposicionais ao longo do perfil deposicional, de acordo com Catuneanu (2002 e 2006), a saber: (i) discordância subaérea; (ii) superfície basal de regressão forçada; e (iii) superfície de inundação máxima.

(i) **Discordância Subaérea (DS)**: é definida por Catuneanu (2006) como uma superfície de erosão ou não deposição gerada por incisão fluvial, erosão eólica e pedogênese durante o período de queda do nível de base. De acordo com o autor, a geração dessa superfície ocorre na região mais proximal da bacia e, à medida que o nível de base sofre queda, estende-se bacia adentro atingindo sua máxima extensão durante o fim da regressão forçada da linha de costa.

(ii) **Superfície Basal de Regressão Forçada (SBRF)**: foi introduzida por Hunt e Tucker (1992) para definir a base de todos os depósitos que acumulam em ambientes marinhos durante a regressão forçada da linha de costa; ela corresponde a conformidade correlativa, *sensu* Posamentier *et al.* (1988). Essa superfície separa estratos de regressão normal de mar alto, abaixo, de estratos de regressão forçada, acima (Catuneanu, 2006), e ela será o topo do trato de sistemas de nível alto e a base do trato de sistemas de queda do nível de base. A partir desse momento o nível de base inicia sua queda, e durante ela sofre regressão forçada, formando clinofórmios com terminações *offlap*.

(iii) **Superfície de Inundação Máxima (SIM):** originada por final da transgressão, Catuneanu (2006) define essa superfície como a separação de estratos retrogradantes transgressivos, em baixo, de estratos progradantes de regressão normal de mar alto, em cima. Essa mudança ocorre durante a subida do nível de base, normalmente acompanhada por um aumento do aporte sedimentar, que ultrapassa a taxa de elevação do nível de base, sendo esta superfície facilmente mapeável como lamas da bacia central (Allen & Posamentier, 1993; McLaurin & Steel, 2000). Acima da SIM, o espaço de acomodação será diminuído gradativamente, possibilitando a ocorrência de canais de maré. Nas seções sísmicas, a presença de estratos progradantes acima identifica a SIM com uma superfície de *downlap*. Na ausência de depósitos transgressivos, a Superfície de Inundação Máxima ocorre associada a um contraste litológico e separa duas distintas sucessões de estratos granocrescentes ascendentes (Catuneanu, 2006).

5. MATERIAIS E MÉTODO

A realização do presente trabalho foi possível graças à utilização de um compilado de dados, juntamente com uma revisão da literatura tanto da restinga da Marambaia quanto do método geofísico utilizado e dos conceitos da Estratigrafia de Sequências e Sismoestratigrafia. Sendo assim, oito seções de GPR foram adquiridas no setor leste da restinga, sendo a última compartimentada em três partes, totalizando dez seções. Por convenção, as seções de direção *dip* são perpendiculares à linha de costa, ou seja, N-S; as de direção strike (W-E), são paralelas à linha de costa. Dessa maneira, o estudo apresenta três seções na direção *dip* e sete na *strike*.

Os mapas de localização foram confeccionados através do *software* ArcGIS utilizando imagens do satélite Sentinel-2 adquiridas pelo sensor *Multi Spectral Instrument (MSI)*. Os dados possuem nível 1 C de processamento, que conta com a imagem geometricamente corrigida, com os valores de reflectância no topo da atmosfera (TOA) e com a resolução espacial de 10 m.

5.1 Aquisição dos dados

5.1.1 *Ground Penetrating Radar (GPR)*

O planejamento de campo para adquirir as seções foi feito de acordo com a acessibilidade dos caminhos e das trilhas, baseado em imagens de satélite do *Google Earth*. Duas técnicas de aquisição com o método geofísico foram utilizadas neste estudo: *Common Offset* e *Common Mid Point (CMP)*.

O levantamento geofísico com afastamento constante (*Common Offset*) foi realizado nos meses de junho de 2015 e novembro de 2016, tanto manualmente quanto por meio de um veículo com tração 4x4, que rebocava o equipamento. Então, um total de 42 km de seções foram adquiridas, cobrindo as porções leste, central e oeste da restinga da Marambaia. Contudo, nesta pesquisa, foram utilizadas dez seções concentradas no setor leste, totalizando 8.159 m de percurso.

A aquisição dos dados foi realizada com o equipamento da marca *GSSI (Geophysical Survey Systems Incorporated; modelo SIR3000)*, e a antena utilizada foi a de frequência 200 MHz. Optou-se, assim, por utilizar o modo tempo e os parâmetros de configuração do equipamento foram: número de amostra: 1024; incremento de traço:

0,05; e, janela de tempo: 400 ns. A Tabela 3 traz as informações acerca da aquisição *Common Offset* no setor leste da área de estudo.

Tabela 3. Informações das seções de GPR no setor leste da restinga da Marambaia referentes ao afastamento constante das antenas, ou seja, *Common Offset*.

Seção	Coordenadas (UTM)		Comprimento (m)	Sentido	Direção	Número de traços
	Início	Fim				
1	645875 / 7449770	645760 / 7449572	240	N-S	<i>dip</i>	4784
2	645843 / 7449604	645456 / 7449863	460	E-W	<i>strike</i>	9194
3	644507 / 7450248	644006 / 7450397	519	E-W	<i>strike</i>	10384
4	643859 / 7451105	643812 / 7450532	616	N-S	<i>dip</i>	12336
5	643623 / 7450301	642980 / 7450318	662	E-W	<i>strike</i>	13234
6	637917 / 7450233	636779 / 7450121	1152	E-W	<i>strike</i>	23034
7	636430 / 7450036	635404 / 7449946	1024	E-W	<i>strike</i>	20476
8A	633392 / 7450041	631491 / 7449764	1986	E-W	<i>strike</i>	
8B	633676 / 7449931	633392 / 7450041	400	N-S	<i>dip</i>	69720
8C	634860 / 7449908	633676 / 7449931	1100	E-W	<i>strike</i>	

O modo de aquisição *Common Mid Point* (CMP) fora feito por Martins *et al.* (2019) com o equipamento da marca Pulse EKKO, com antena não blindada de frequência 100 MHz e com um GPS. Para esse tipo de aquisição, as antenas (transmissora e receptora) foram afastadas entre si, a partir de um ponto central fixo, 20 cm para cada lado, gerando uma seção de 20 m de comprimento. A janela temporal foi de 400 ns. A Figura 14 mostra a localização dos levantamentos geofísicos na área de estudo.

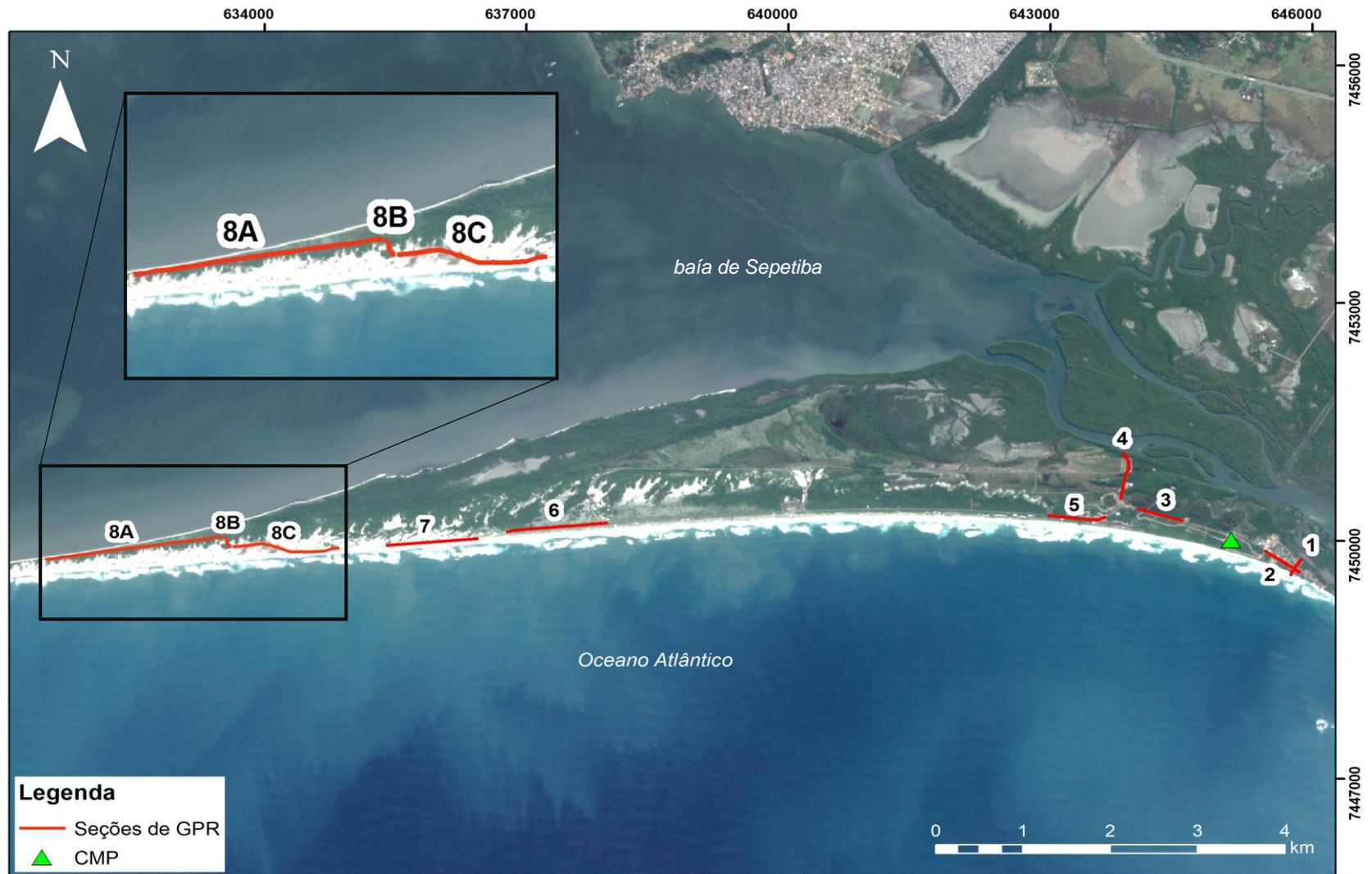


Figura 14. Distribuição do levantamento dos dois tipos de aquisição realizado com o GPR no setor leste da restinga da Marambaia.

5.1.2 Modelo Digital de Elevação (MDE)

O método eletromagnético de alta frequência investiga a subsuperfície sem considerar a topografia do terreno onde está sendo feita a aquisição dos dados. Para conseguir, posteriormente, realizar a correção topográfica nos dados de GPR, foi criado o Modelo Digital de Elevação (MDE), uma vez que a metade das seções utilizadas neste estudo não obteve o levantamento topográfico (DGPS) concomitante ao levantamento geofísico. Dessa forma, optou-se por utilizar os dados de MDE para as seções 01, 04, 05, 06 e 07 e os dados de DGPS coletados simultaneamente à aquisição para as seções 02, 03, 08A, 08B e 08C.

O Modelo Digital de Elevação (MDE) para o setor leste da restinga da Marambaia foi gerado no *software ArcGIS* a partir das informações de pontos cotados, curvas de nível e hidrografia, disponíveis no site do IBGE (2016), pertencentes à base cartográfica vetorial contínua do estado do Rio de Janeiro, na escala de 1:25.000 (Figura 15).

Como o MDE representa as altitudes da superfície topográfica integrada aos elementos geográficos que existem sobre ela, foi possível, então, extrair informações acerca das cotas e das coordenadas cartesianas bidimensionais (UTM) das seções de GPR que estão distribuídas no segmento leste da área de estudo.

Para a extração dos valores de cota de cada seção, se fez necessário traçar no *ArcGIS* o caminhamento realizado (em campo) e inserir pontos equidistantes sobre a esta linha, a fim de que cada ponto representasse um par de coordenadas. Para isso, foi preciso ter informação do par de coordenadas tanto do início quanto do final de cada aquisição, além de ter considerado que todo o caminhamento ocorreu com a mesma velocidade.

Entretanto, a quantidade de pontos inseridos não foi compatível com a mesma quantidade de número de traços das seções de GPR, o que implica na dificuldade em mesclar os dados. Para solucionar esta problemática, o interpolador *Spline* cúbico (De Boor, 1978) foi aplicado e, assim, o número de pontos de coordenadas se igualou ao número de traços das seções. Posteriormente, as informações foram integradas ao cabeçalho de cada seção de GPR e, assim, foi possível executar a correção topográfica.

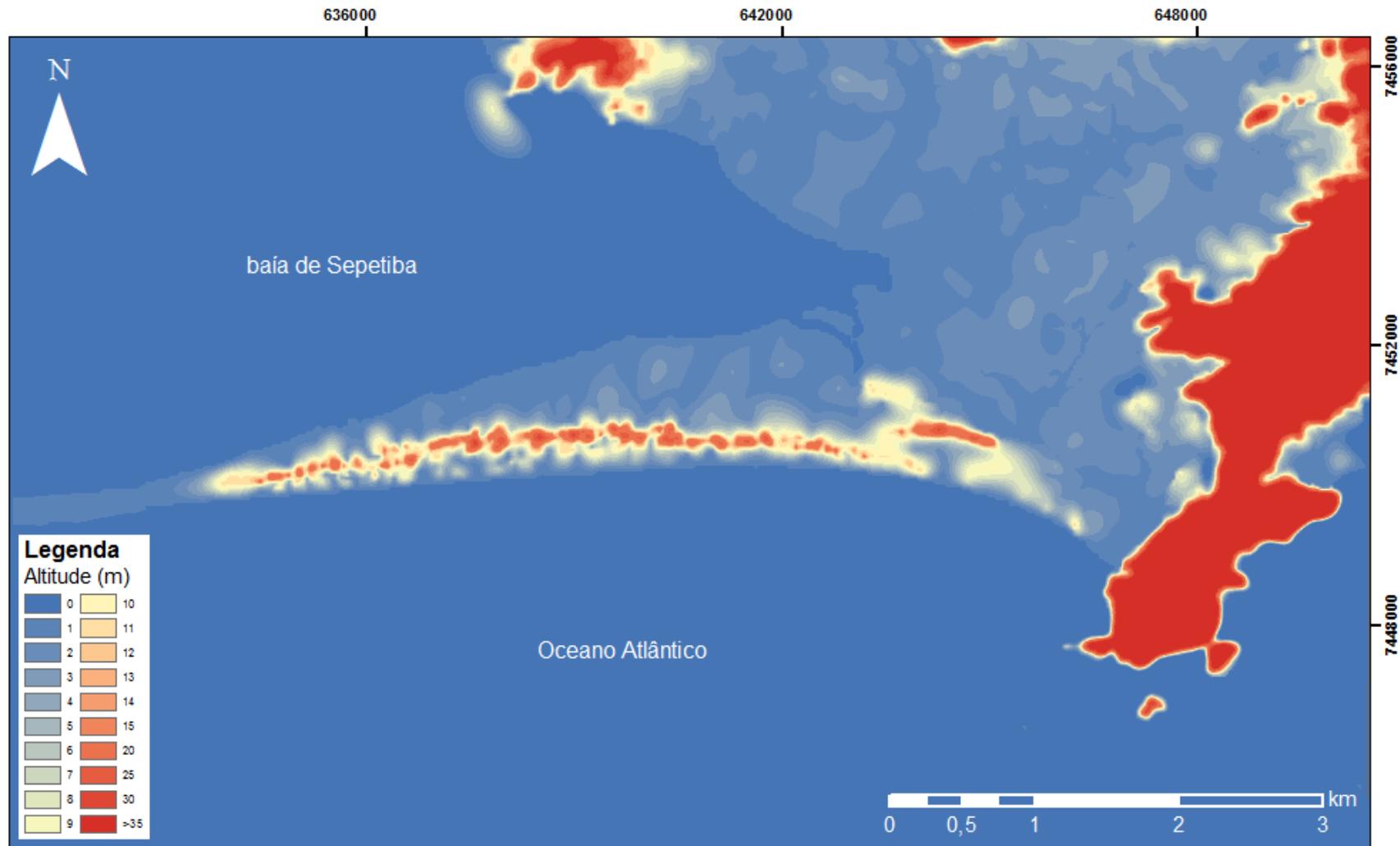


Figura 15. Modelo Digital de Elevação (MDE) do setor leste da restinga da Marambaia, considerando tanto os dados da baía de Sepetiba como os da porção oceânica cota 0. Fonte: IBGE, 2016.

5.2 Processamento dos dados de GPR

O processamento dos dados de GPR foi realizado no *software REFLEXW*, da empresa *Sandmeier*, com o objetivo de superar as limitações inerentes aos dados e auxiliar numa interpretação mais fidedigna acerca da subsuperfície, conforme proposto por Neal (2004). Dessa forma, os dois tipos de aquisição utilizados neste trabalho foram submetidos ao processamento, serão abordados nesse subcapítulo com a descrição de todas as etapas.

- **Afastamento constante (*Common offset ou Fixed-offset*)**

Para esse tipo de aquisição, foi adotado um processamento cuja rotina é mostrada na Figura 16.

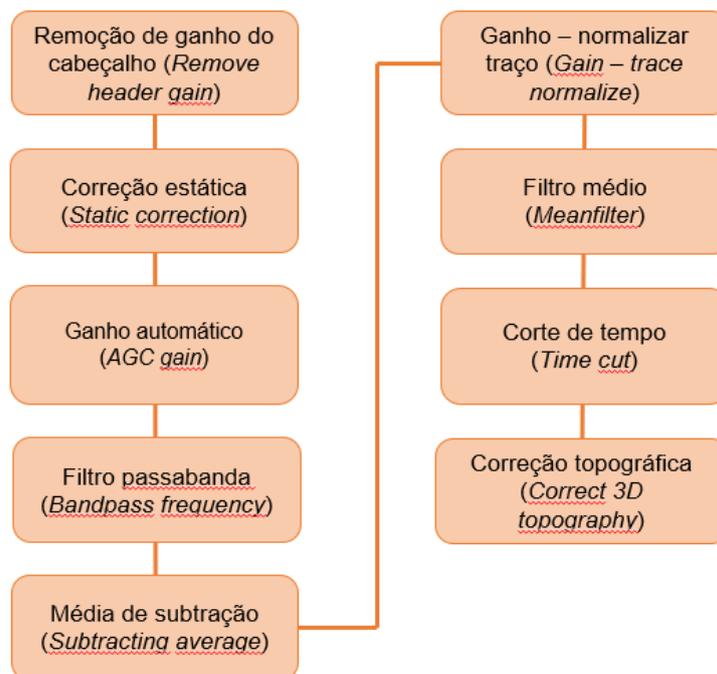


Figura 16. Rotina seguida para a realização do processamento dos dados de aquisição do tipo afastamento constante no *software REFLEXW*.

i. *Remoção de ganho do cabeçalho (Remove header gain)*

Os valores de ganho usados para a aquisição de dados GSSI, que são armazenados no *header* do dado, são automaticamente lidos. Portanto, é possível remover a curva de ganho e obter dados brutos sem amplificação do tempo variável. Essa etapa é para comparar arquivos de dados adquiridos com diferentes ganhos ou para utilizar as informações da amplitude real.

ii. Correção estática (*Static correction*)

O primeiro pulso captado pela antena receptora é o da onda aérea – ou *airwave* – com uma velocidade igual à da luz ($0,2998 \text{ m ns}^{-1}$) e, o segundo, é o da onda superficial – ou *groundwave* – que viaja na superfície saindo da transmissora e chegando na receptora. Essas ondas, segundo Neal (2004), camuflam as reflexões na parte superior do radargrama, sendo necessário aplicar a correção estática que corresponde ao tempo zero, objetivando realinhar os refletores através do deslocamento dos traços.

iii. Ganho automático (*AGC gain*)

O ganho automático distribui igualmente as amplitudes na direção do eixo y (tempo) e são ressaltadas faixas de baixa amplitude em intervalos de amplitudes altas, melhorando a visualização dos refletores. Dessa forma, os ganhos exercem uma melhora significativa nos dados, sendo possível uma análise mais confiável de refletores obscurecidos por ruídos. Este ganho pode destruir o sinal e, portanto, deve ser aplicado com cautela (Yilmaz, 2001).

iv. Passa banda (*Bandpass frequency*)

Remove os ruídos de altas e baixas frequências selecionando uma banda específica de frequência de interesse, onde o objetivo consiste em aumentar a amplitude das reflexões para uma melhor visualização do dado.

v. Média de subtração (*Subtracting average*)

O filtro executa uma subtração média do número de traços definidos num intervalo de tempo restringido pelo processador. Esta etapa suprime a energia horizontalmente, o que causa um efeito enfatizador de sinais que variam lateralmente como, ou seja, realça refletores plano-paralelos e atenua refletores inclinados e difrações.

vi. Normalizar traço (*Trace normalize*)

É um tipo de ganho que atua em cada traço de forma independente a fim de gerar uma amplitude média para todos os traços do radargrama.

vii. Filtro médio (*Meanfilter*)

O filtro atua em cada traço independentemente, performando a média de amplitude de um traço, dentro da janela de tempo definida. O resultado de sua aplicação é a redução do padrão caótico dos refletores e um aumento do contraste entre eles.

viii. Corte de tempo (*Time cut*)

Com a atenuação do sinal em profundidade, muitas informações são perdidas no radargrama, não sendo possível recuperá-las. Assim, o corte de tempo recorta a parte inferior da seção que não será utilizada para posterior interpretação. Neste trabalho, o corte foi feito no tempo de 200 ns.

ix. Correção topográfica (*Correct 3D topography*)

A correção topográfica reposiciona o traço de acordo com a topografia, ou seja, ocorre um deslocamento de tempo em cada traço. Para fazer esta correção no radargrama, as coordenadas de alguns traços e valores de altitude extraídos do MDE foram utilizadas no interpolador *Spline* cúbico (De Boor, 1978), criando informações, que foram incorporadas ao cabeçalho, para cada um dos traços da seção.

Após seguir a rotina de processamento mostrada acima, a Figura 17 contempla o efeito dela em um determinado dado na área de estudo.

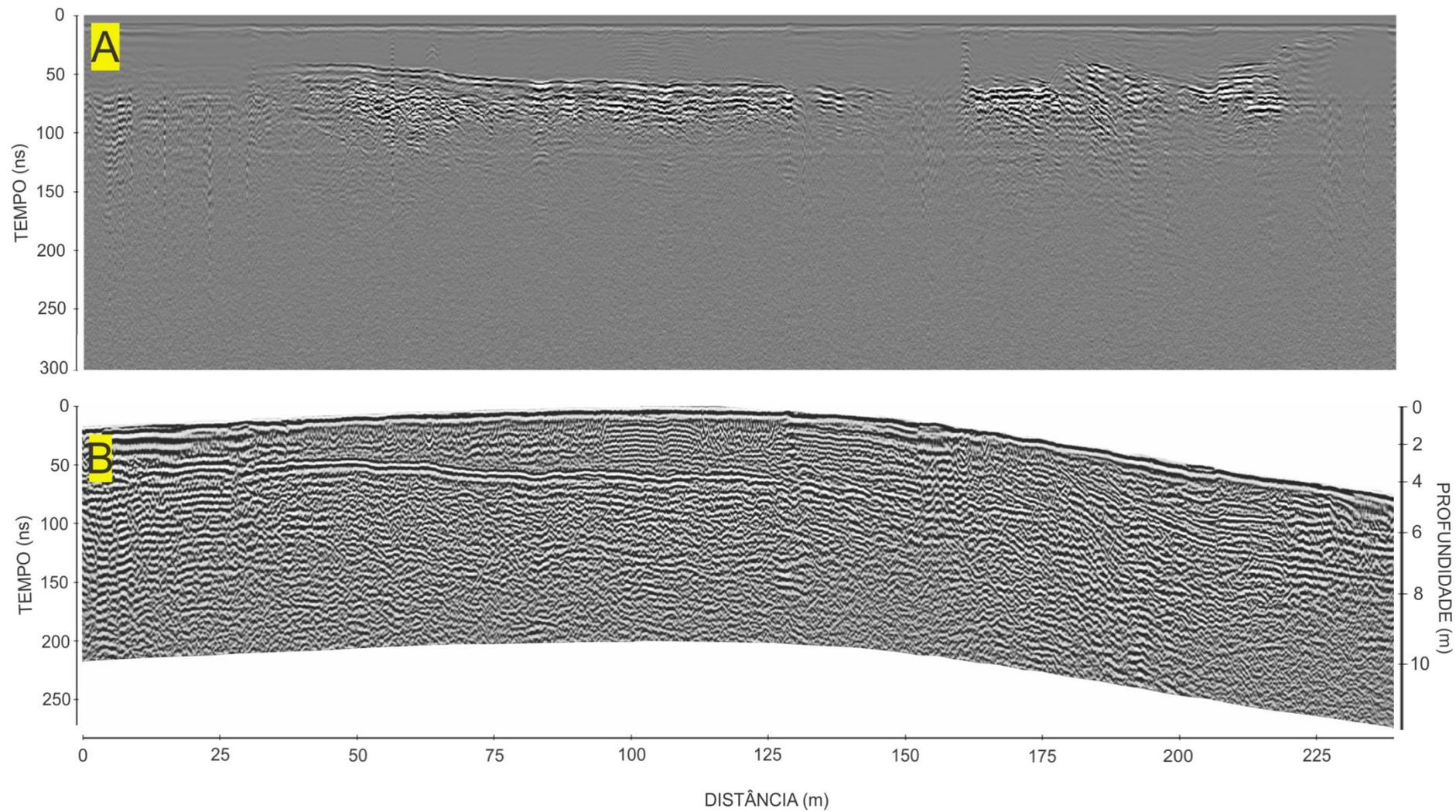


Figura 17. Em A, radargrama não processado e, em B, radargrama processado no *software REFLEX* utilizando as etapas do processamento descritas no texto.

- **Common Mid Point (CMP)**

Para esse tipo de aquisição, foi adotado um processamento cuja rotina é mostrada na Figura 18.

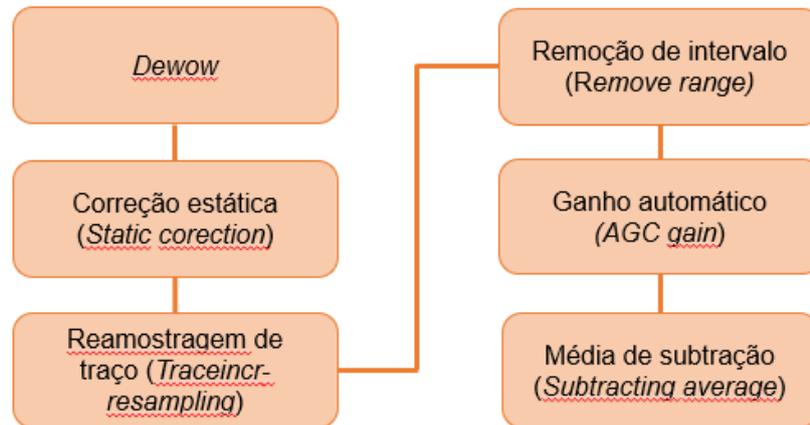


Figura 18. Rotina seguida para a realização do processamento dos dados da aquisição do tipo *Common Mid Point*, no software REFLEXW.

- i. *Dewow*

O filtro *dewow* remove ruídos de baixa frequência do sinal (menor que 1MHz), os quais são causados pela indução eletromagnética. Para eliminar este ruído de baixa frequência que mascara o dado real, o *dewow* efetua a média entre os valores de cada traço (subtraindo o valor obtido de um valor central).

- ii. *Reamostragem de traço (Traceincr-resampling)*

A opção executa uma nova amostragem dos dados na direção X, ou seja, na distância percorrida na aquisição. Se o novo número de traços for menor que o número de traços do arquivo original, alguns traços são omitidos. Se o novo número de traços resultantes for maior que o número de traço do arquivo original, alguns traços são adicionados. Nesse caso, os traços são simplesmente adicionados e não interpolados entre traços originais sucessivos.

iii. Remover alcance (*Remove range*)

Permite excluir um intervalo no início ou no final do perfil que não se deseja utilizar, seja por falta de informação nesse dado ou por falta de interesse no mesmo.

A Tabela 4 mostra os valores utilizados em cada etapa de processamento, nos dois modos de aquisição. É válido ressaltar que estes são apenas uma média, pois os valores não são engessados, variando em cada radargrama.

Tabela 4. Média dos valores aplicados em cada etapa do processamento no *software Reflex*.

<i>Common offset</i>		<i>Common Mid Point</i>	
Etapas	Valores	Etapas	Valores
Correção estática	8.4	<i>Dewow</i>	10
Ganho automático	20 - 0.8 - 4500	Correção estática	60
Passabanda	60-100-300-340	Reamostragem de traço	0.1
Média de subtração	1000-100-200	Remoção de intervalo	10
Ganho - normalizar traço	<i>plotscale</i> = 0.1	Ganho automático	80-0.9-560
Corte de tempo	200	Média de subtração	45-0-400
Filtro médio	5		

Após o processamento do dado de CMP (Figura 19A), foi feita a análise de velocidade no software *REFLEX*. Gera-se, primeiramente, o *Semblance*, que revela o intervalo de velocidade que o dado apresenta de acordo com o tempo (Figura 19B). Já a Figura 19C representa o modelo de velocidade gerado a partir do *Semblance*. Através desse modelo, pode-se realizar a transformação do tempo duplo (*TTW*) em profundidade. O ideal é que se tenha, para cada aquisição de afastamento constante, um modelo de velocidade. Entretanto, nesta pesquisa aplicou-se o único modelo de velocidade realizado para todas as seções de GPR.

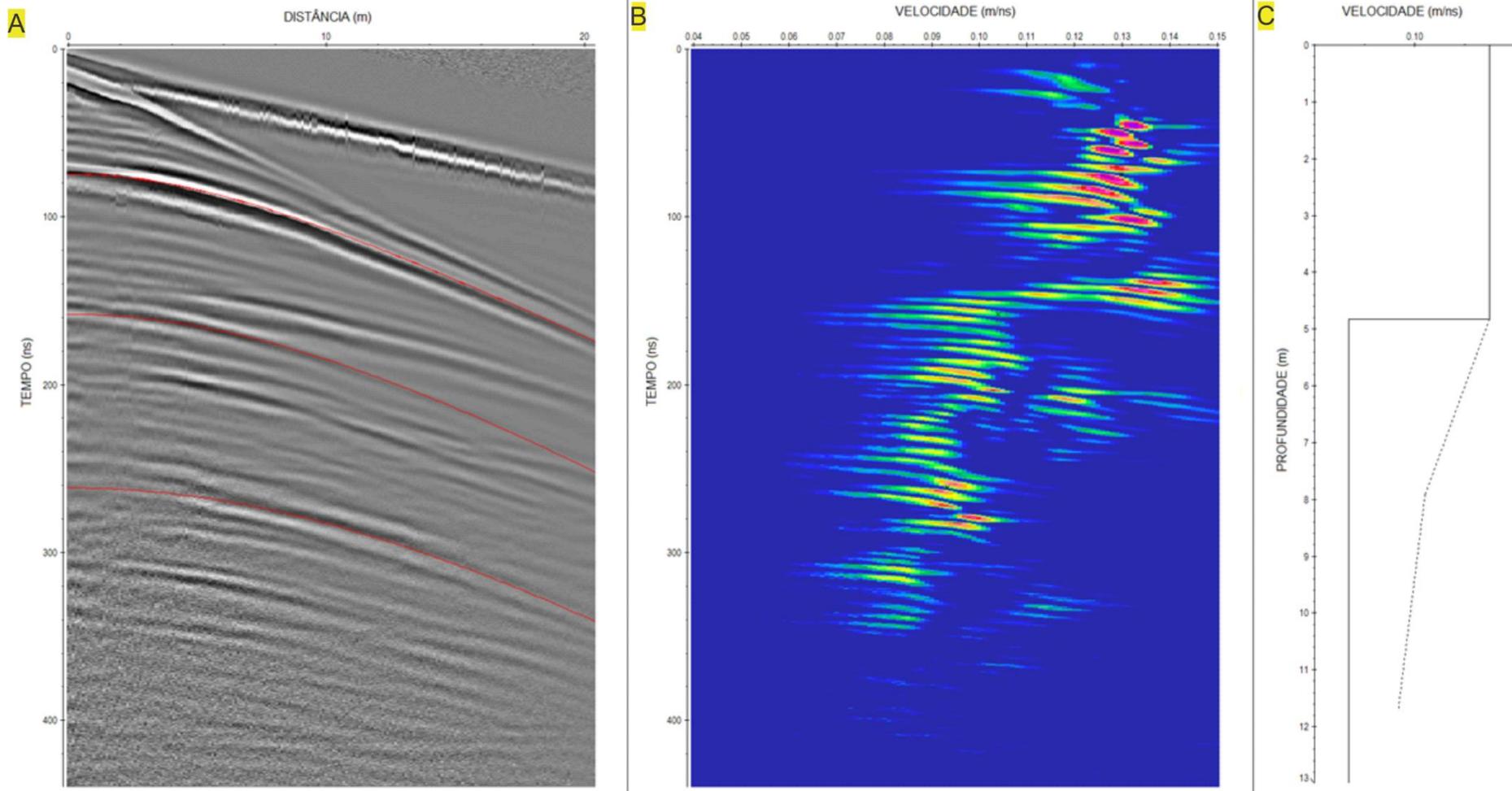


Figura 19. (A) Dado processado; (B) *Semblance* de intervalo de velocidade; (C) Modelo de velocidade 1D.

5.3 Interpretação dos dados de GPR

No presente estudo, a interpretação foi possibilitada através do *software Petrel*, da empresa *Schlumberger*, e as figuras foram finalizadas no programa *CorelDraw*. Entretanto, para que fosse possível a leitura dos dados de GPR no *Petrel*, foi necessário realizar a conversão da extensão do arquivo “.SGY” para “.sgy”, através do *software* chamado *Kogeo Seismic Toolkit*.

6. RESULTADOS

Neste capítulo serão abordados os diferentes tipos de refletores e as variadas geometrias interna e externa encontradas nos radargramas, sob a ótica da geofísica, sem se ater à interpretação geológica, que será somente vista no próximo capítulo.

É válido ressaltar que, neste trabalho, o conjunto de refletores que formam uma fácies será denominado de radarfácies **rf**; o conjunto de fácies que formam uma sequência será chamado de unidade **U**; e, por fim, a superfície que limita cada sequência (unidade) será chamada de superfície **S**. As nomenclaturas para unidade (U) e superfície (S) estão sincronizadas com as adotadas na tese de Dadalto (2017).

6.1 Seção 01

A seção 01 (Figura 20) foi adquirida no domínio morfossedimentar denominado de barreira arenosa por Dadalto *et al.*, 2029 (em preparação) e o alcance do sinal eletromagnético limitou-se, assim como nas demais seções desta pesquisa, numa janela temporal de 200 ns. O sentido de aquisição foi N-S, e sua extensão foi de 240 m.

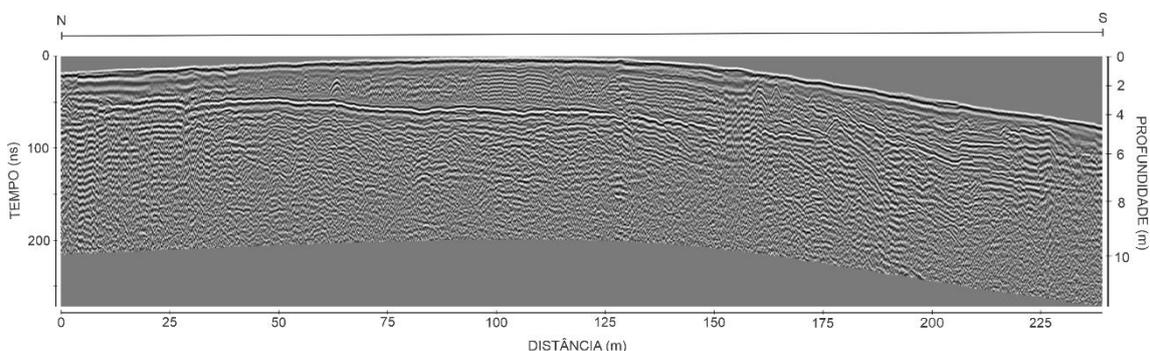


Figura 20. Seção 01 sem interpretação geofísica.

Observa-se a existência de dois grandes refletores que são contínuos em quase toda seção, e possuem de média a alta amplitude. Estes dividem o radargrama em duas unidades, onde são identificadas geometrias e configurações de refletores, que delimitam determinadas fácies. A figura 21 exibe a interpretação geofísica conferida à seção 01, a seguir.

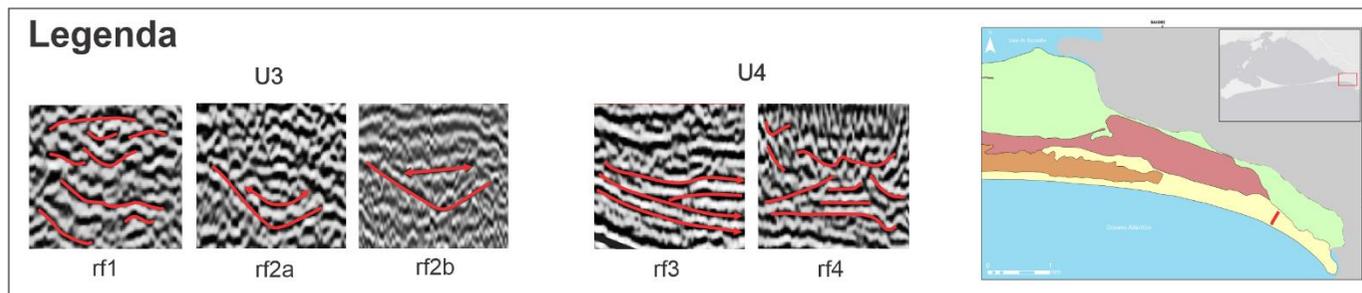
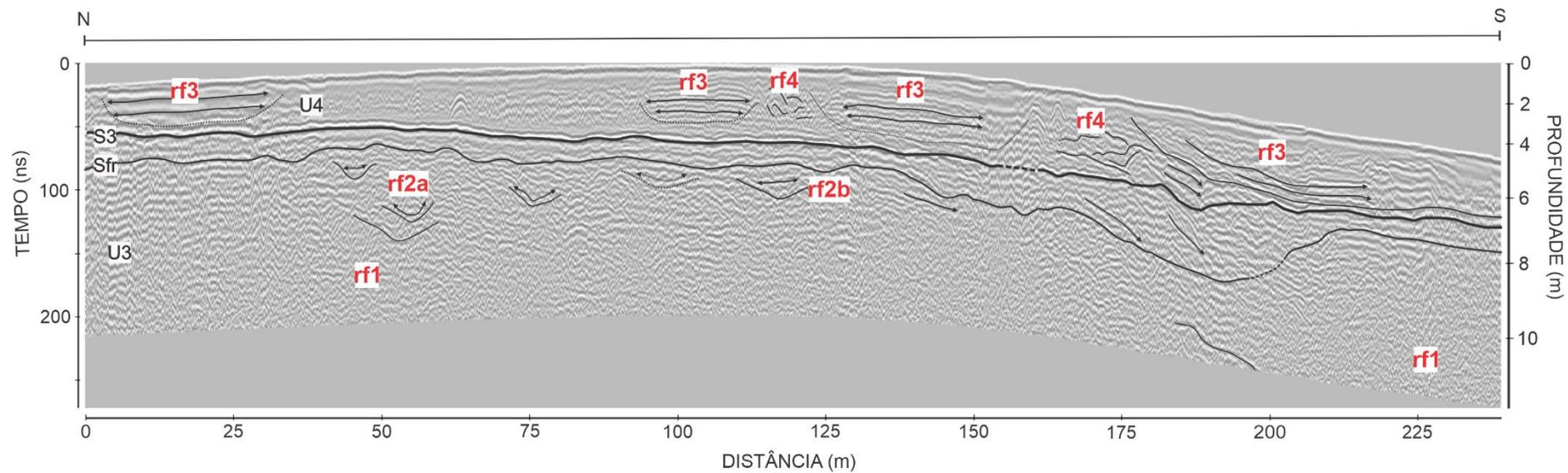


Figura 21. Seção 01 com a interpretação geofísica.

A assinatura GPR da superfície S3 é identificada no tempo de 60 ns e mostra-se discordante e de caráter erosivo por exibir refletores que a truncam em determinados trechos. Nessa seção, ela aparece como um refletor de média amplitude, pouco contínuo, além de truncar com refletores oblíquos em *downlap* da unidade U3. Uma curiosidade sobre a superfície S3, é que ela ocorre próxima à profundidade que demarca uma queda abrupta de velocidade exibida no CMP da Figura 19, em aproximadamente 5 m.

A unidade geofísica U3 é limitada, no topo, pela superfície S3 e, por não haver profundidade de penetração do sinal eletromagnético, não foi possível obter informações sobre a base que a delimita, que seria a superfície S2. No entanto, Dadalto (2017) descreve que a S2 é uma superfície regionalmente plana com algumas evidências de pequenas feições canalizadas e que está localizada a aproximadamente 16 m de profundidade e, segundo uma datação realizada em material retirado de um testemunho, essa superfície teria sido formada entre 8 e 7,5 ka.

Na unidade U3 delimitada na seção 01, foram identificadas três fácies: **rf1**, **rf2a** e **rf2b**. A radarfácies **rf1** se caracteriza por refletores caóticos de baixa a alta refletividade; a segunda radarfácies (**rf2a**) exibe refletor de geometria externa côncava sendo preenchida por refletores também côncavos; e a radarfácies **rf2b** também mostra refletor de geometria externa côncava sendo preenchido, em *onlap*, por refletores plano-paralelos a subparalelos e ondulados.

A unidade U4, mais recente que a U3, é limitada na base pela superfície S3, e no topo, pela superfície S4, que não foi vista na seção 01. Ela se inicia no tempo de 60 ns e não é identificada onde termina. A arquitetura interna da unidade U4 apresenta-se menos variável quando comparada à da U3, onde foi possível identificar duas radarfácies, aqui chamadas de **rf3** e **rf4**, e só aparecem somente na seção 01, de forma intercaladas adjacientemente. A **rf3** é caracterizada por refletores plano-paralelos de alta refletividade preenchendo refletores de geometria côncava e, a **rf4**, por refletores caóticos de alta refletividade sem demarcação da geometria externa.

A superfície Sfr aparece ao longo de toda seção como uma superfície dentro da unidade U3, no tempo de 80 ns, e é notada como um grande refletor de alta refletividade e plano-paralelo. Pode-se observar pequenos refletores côncavos preenchidos por refletores também côncavos. Ainda é possível notar que os refletores acima dessa superfície se encontram mais plano-paralelos em relação aos que estão abaixo dela.

6.2 Seção 02

A seção 02 (Figura 22) também foi adquirida sobre o domínio morfossedimentar denominado de barreira arenosa por Dadalto *et al.*, 2020 (submetido) e o alcance do sinal eletromagnético limitou-se à janela temporal de 200 ns. O sentido de aquisição foi W-E, ou seja, paralelo à linha de costa (*strike*), e sua extensão foi de 460 m.

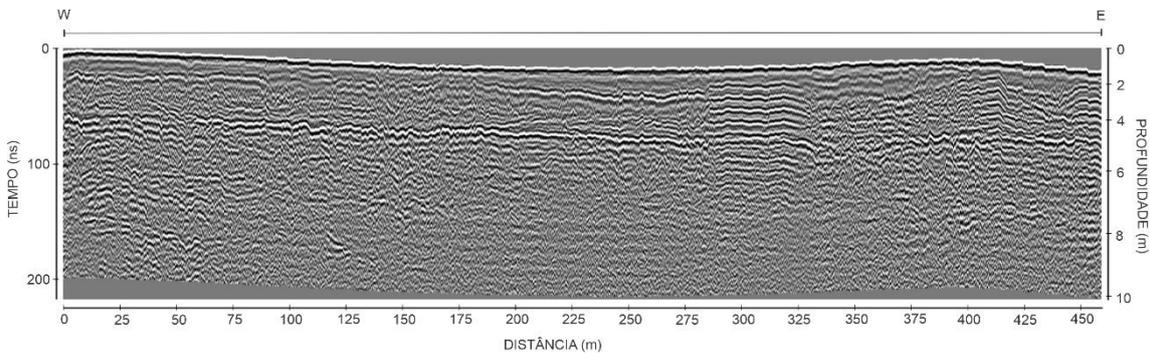


Figura 22. Seção 02 sem interpretação geofísica.

Nessa seção, ocorrem três superfícies geofísicas marcadas pela alta amplitude, planos-paralelos e por suas continuidades ao longo de todo radargrama. Assim como na seção 01, dois desses grandes refletores dividem a seção em duas unidades, onde são identificadas geometrias e configurações de refletores, que delimitam determinadas fácies. É possível observar refletores diferentes, com configuração interna caótica e outros com geometrias externas côncavas. A Figura 23, a seguir, mostra a interpretação geofísica conferida à seção 02, onde será possível abordar melhor sobre ela.

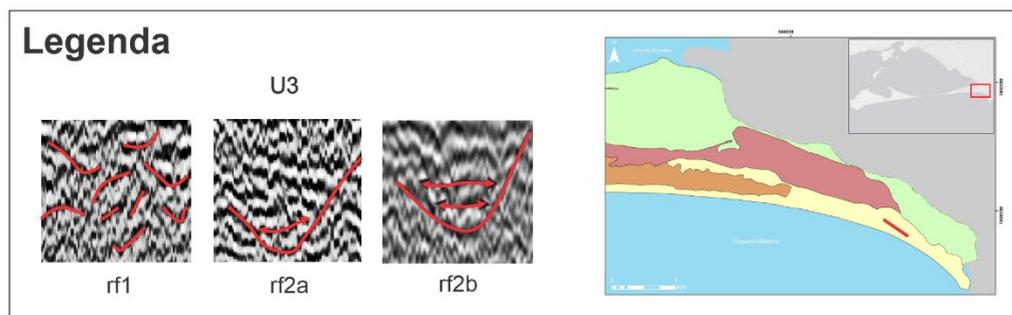
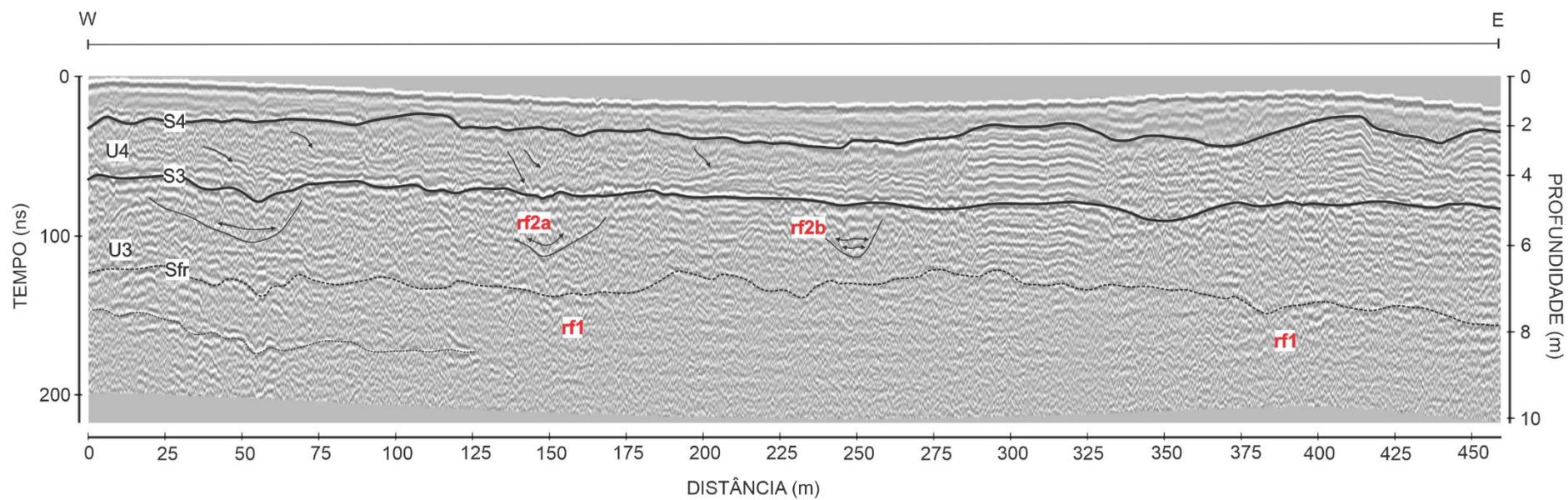


Figura 23. Seção 02 com a interpretação geofísica.

A unidade U3 é a mais antiga vista nos radargramas deste trabalho, onde não é possível identificar a superfície basal que a limita por falta de informação da penetração do sinal eletromagnético. Entretanto, a S3 é a superfície que limita seu topo, em 80 ns. Assim como na seção 01, a seção 02 apresenta três radarfácies no interior da unidade U3, chamadas de **rf1**, **rf2a** e **rf2b**. Estas fácies já foram descritas anteriormente, sendo dispensável reescrevê-las aqui. Ainda no interior da unidade U3, é possível observar uma superfície pouco refletiva e contínua ao longo de toda seção, chamada de Sfr, que ocorre no tempo de 120 ns.

Como já fora dito, a superfície S3 é identificada no tempo 80 ns, aproximadamente, e é representada por um refletor de baixa a média amplitude e, embora não apareça sempre contínuo, é possível inferir informações sobre ele ao longo da seção 02. Pode-se notar que ele demarca uma mudança nas geometrias dos refletores, e ocorre no tempo de, aproximadamente, 60 ns, o que corresponde, em profundidade, a 5 m. Essa profundidade também está associada à queda abrupta de velocidade mostrada no modelo de velocidade (CMP), como mostra a Figura 19.

Acima da S3, encontra-se a unidade U4 limitada entre 60 e 30 ns, não sendo caracterizada por nenhuma fácies, nessa seção. Entretanto, é possível identificar alguns refletores com terminação estratal em *downlap*.

Por fim, a superfície S4, que limita o topo da unidade U4, aparece no tempo de 30 ns, e é visualizada através de um refletor de alta amplitude e contínuo em todo o radargrama.

6.3 Seção 03

A seção 03 (Figura 24) foi adquirida sobre o domínio morfossedimentar denominado de barreira arenosa, cujo sentido de aquisição foi W-E, ou seja, paralelo à linha de costa. Sua extensão foi de 519 m.

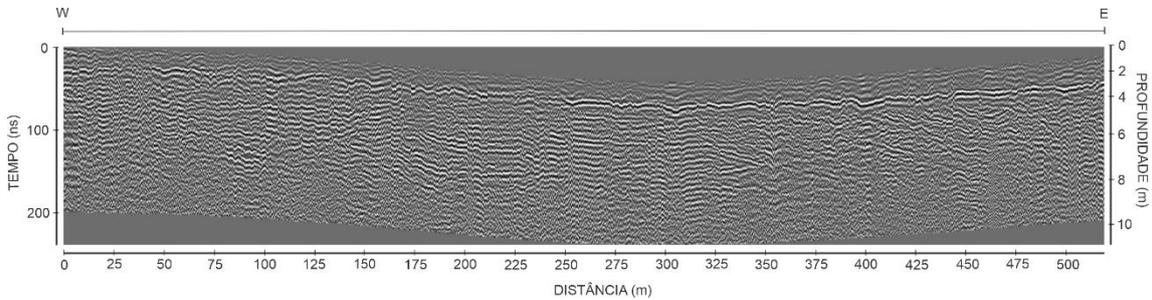


Figura 24. Seção 03 sem a interpretação geofísica.

A assinatura GPR, na seção 03, mostra uma superfície geofísica marcada pela alta amplitude, pela configuração plana-paralela e por sua continuidade ao longo de todo radargrama. Outra superfície pode ser observada ao longo da seção, porém menos refletiva e pouco contínua. A Figura 25 permite visualizá-las mais claramente, além de demarcar outras feições com geometria externa côncava que aparecem mais na porção inferior do radargrama.

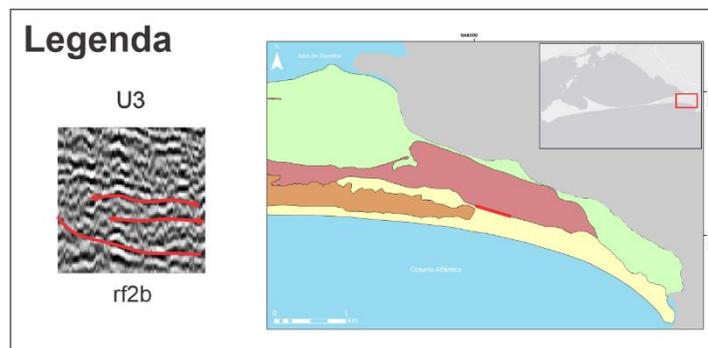
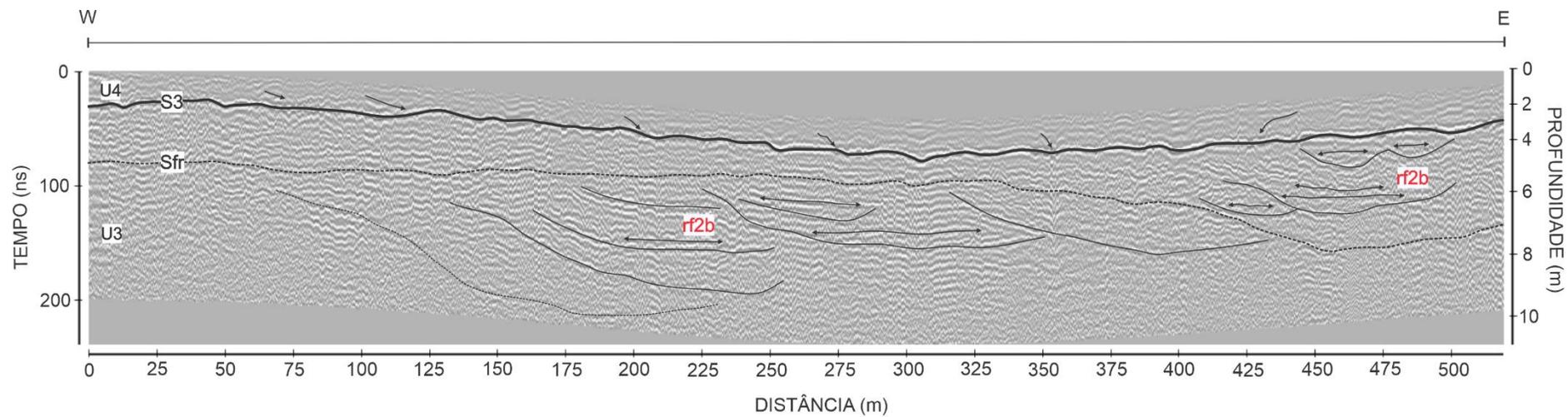


Figura 25. Seção 03 com a interpretação geofísica.

A unidade U3 foi vista no intervalo de tempo compreendido entre 200 a 20 ns, aproximadamente, e é identificada pelo seu padrão de refletores em *downlap* e por feições de geometria externa côncava sendo preenchidas por refletores cuja relação entre eles é plano-paralela.

Na seção 03, interior à unidade U3, foi possível visualizar uma fácies, chamada neste trabalho de **rf2b** que, como citada anteriormente, refere-se à refletores plano-paralelos de alta refletividade cuja terminação estratal é em *onlap* preenchendo refletores côncavos.

Ainda no interior da U3, é possível notar a presença de um refletor plano-paralelo pouco refletivo e que percorre quase toda seção. Entretanto, é possível inferi-lo no radargrama no tempo de 80 ns, aproximadamente, conforme é mostrado na linha tracejada ilustrada na Figura 25. Neste trabalho, esse refletor contínuo é chamado de Sfr. Nas seções anteriores, a mudança de padrão de refletores era mais notória quando comparada à seção 03 e, por isso, estas caracterizariam melhor a Sfr.

Limitando superiormente a unidade U3, no tempo de 20 ns, é possível observar uma outra superfície marcada pela alta amplitude, pela configuração plana-paralela e por sua continuidade ao longo de todo radargrama. O padrão de terminação em *downlap* sobre essa superfície é uma característica que se repete nas outras seções já vistas e que, neste trabalho, tem sido chamada de superfície S3, e este truncamento confere à essa superfície um caráter erosivo. Na seção 03, a superfície S3 aparece mais rasa que nas seções 01 e 02, como já vistas anteriormente.

Acima da superfície S3, tem-se a chamada unidade U4 onde, nessa seção, não foi possível identificar nenhuma fácies. Porém é notório observar refletores oblíquos que truncam a superfície basal desta unidade. É válido ressaltar que a U4 inicia em 20 ns e não é observável a limite superior dela.

6.4 Seção 04

A seção 04 foi adquirida sobre o domínio morfossedimentar de cordões litorâneos e tem 616 m de comprimento. Ela é uma seção perpendicular à linha de costa (*dip*), ou seja, N-S e teve alcance de sinal eletromagnético na janela temporal de 200 ns.

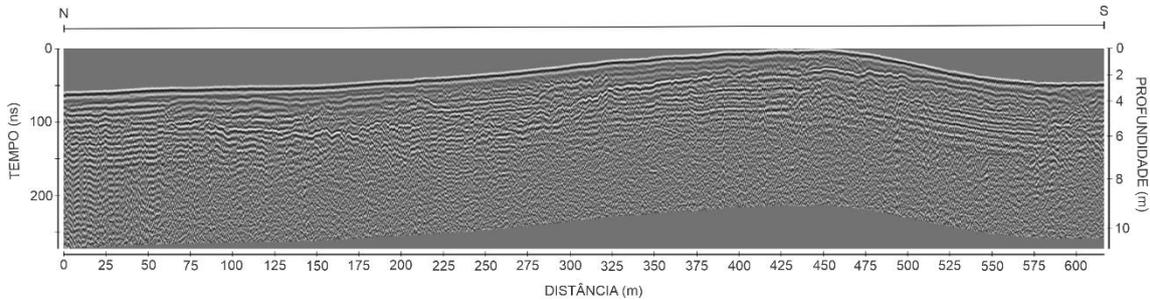


Figura 26. Seção 04 sem a interpretação geofísica.

Nesse dado foi possível observar três grandes refletores que percorrem toda seção, com comportamento plano-paralelos e de média a alta refletividade. Entre essas superfícies, é notória a presença de alguns refletores que se distinguem entre si por diferenças em seus padrões e geometrias interna e externa.

A interpretação geofísica na Figura 27, a seguir, facilitará o entendimento e trará à luz os nomes de fácies conferidas à essa seção, bem como os das superfícies e unidades já mencionadas anteriormente.

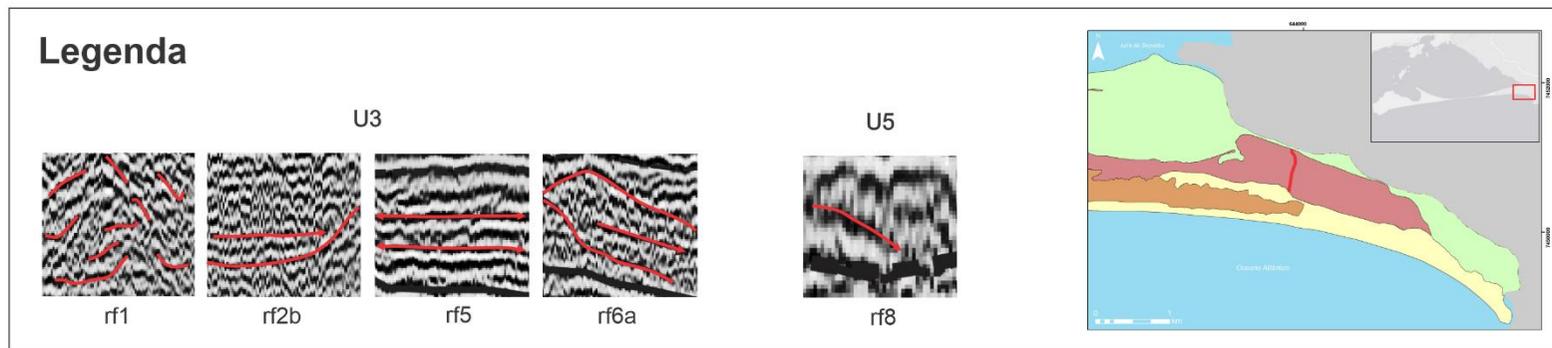
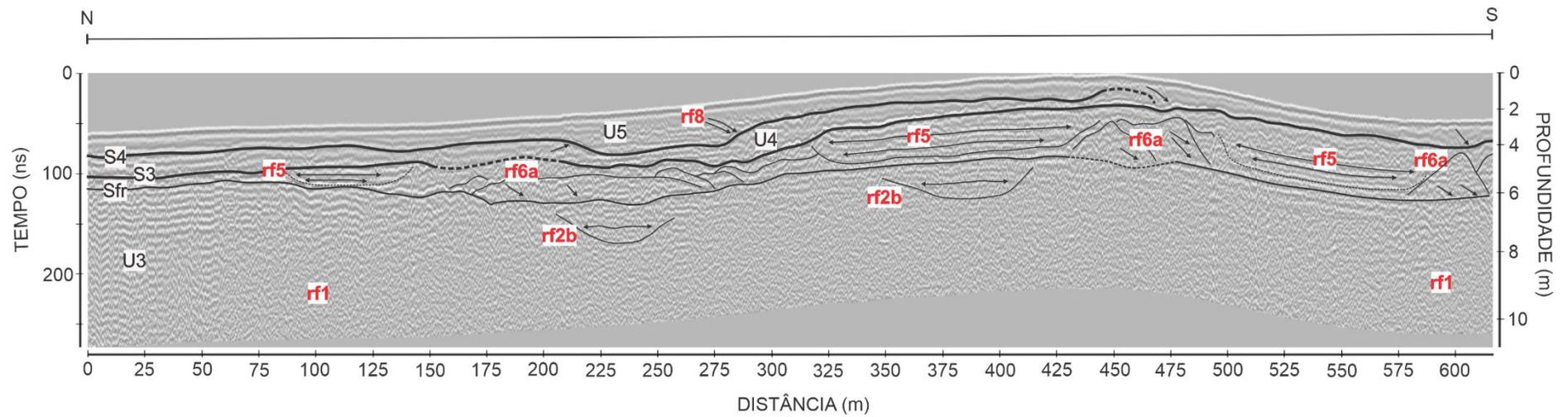


Figura 27. Seção 04 com a interpretação geofísica.

Como já mencionado nesse capítulo, a superfície geofísica S3 limita a unidade geofísica U3 no topo, que é bastante variável em relação às radarfácies nessa seção. Assim, foi possível identificar quatro grupos distintos de fácies no interior da U3, que são: **rf1**, **rf2b**, **rf5** e **rf6a**. As duas primeiras radarfácies já foram descritas nas seções anteriores, mas tanto a rf5 quanto a rf6a são indispensáveis descrevê-las.

A radarfácies **rf5** foi identificada no tempo aproximado de 100 ns nessa seção e é caracterizada por refletores plano-paralelos de alta refletividade com terminação estratal em *onlap*. Já a radarfácies **rf6a** é marcada por refletores oblíquos de alta refletividade com terminação em *downlap* em seções *dip*.

Ainda no interior da unidade U3, é notória uma superfície cujo refletor é contínuo em toda seção 04, de média refletividade e plano-paralelo em relação à topografia do dado. Como já abordada, essa superfície é denominada nesse trabalho de Sfr e, nessa seção, se encontra num tempo de 110 ns, podendo ser visualizados refletores com terminação em *downlap* sobre ela. Abaixo dela, também são identificados refletores de geometria externa côncava e com preenchimento em padrão plano-paralelo (radarfácies rf2b).

A assinatura GPR da superfície S3 é identificada no tempo de 100 ns e mostra-se discordante e de caráter erosivo por exibir refletores que a truncam em determinados trechos. Nessa seção, ela aparece como um refletor de alta amplitude, contínuo no radargrama e facilmente visualizada pelo alto contraste de impedância em relação aos refletores sub e sobrejacentes. Nessa seção, a superfície S3 também ocorre próxima à profundidade que demarca uma queda abrupta de velocidade exibida no CMP da Figura 19, em aproximadamente 5 m.

A arquitetura interna da unidade U4 mostra-se pouco variável quando comparada à unidade U3, sendo possível visualizar somente alguns refletores em *toplap* que truncam a superfície que limita, no topo, essa unidade, chamada de superfície S4.

A superfície S4 é o limite superior da unidade U4 e difere da definição apresentada por Dadalto (2017), que a apresenta como uma superfície deposicional, enquanto neste trabalho foi tratada como uma superfície erosiva, pois é possível identificar refletores que a truncam em *downlap*. Ela encontra-se no tempo de 80 ns e é visualizada através de um refletor de média amplitude, que nem sempre é contínuo em todo o radargrama.

Acima da superfície S4, é possível identificar a unidade U5, onde apenas uma radarfácies foi reconhecida, a **rf8**, que é inequivocamente caracterizada por uma assinatura de refletores transparentes e com terminação estratal em *downlap* sobre a superfície S4. Esta fácies se estende desde 80 ns até a superfície atual.

6.5 Seção 05

Foi realizada a aquisição da seção 05 sobre o domínio morfossedimentar denominado de dunas e no sentido W-E. Ela apresenta uma extensão de 662 m e teve seu corte de tempo em 200 ns, como pode ser visto na Figura 28.

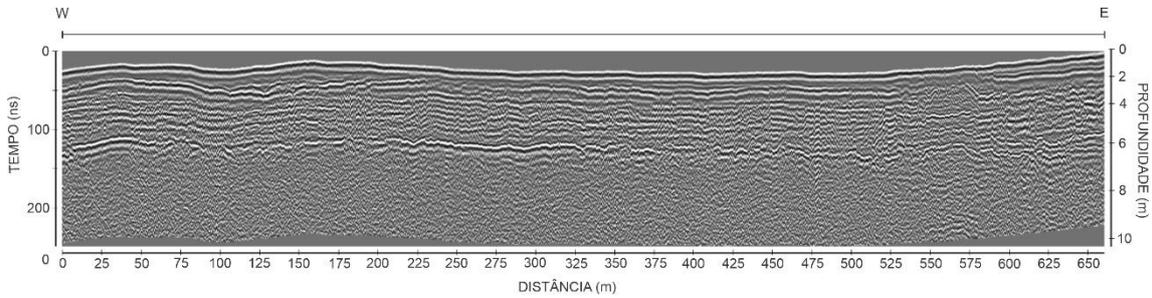


Figura 28. Seção 05 sem a interpretação geofísica.

É bastante notória a presença de três grandes superfícies, planas-paralelas e de alto contraste de impedância eletromagnética. Ademais, outras feições podem ser vistas, como refletores com terminação em *toplap* e *downlap*, e outros com geometria externa côncava tanto com preenchimento plano-paralelo em onlap como com preenchimento côncavo.

Na figura 29, a interpretação geofísica traz à luz os preceitos das superfícies, unidades e radarfácies identificadas na seção 05.

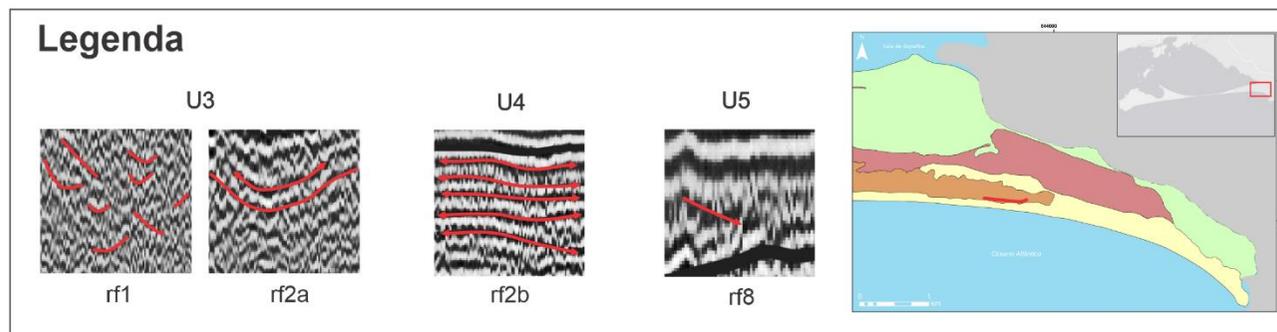
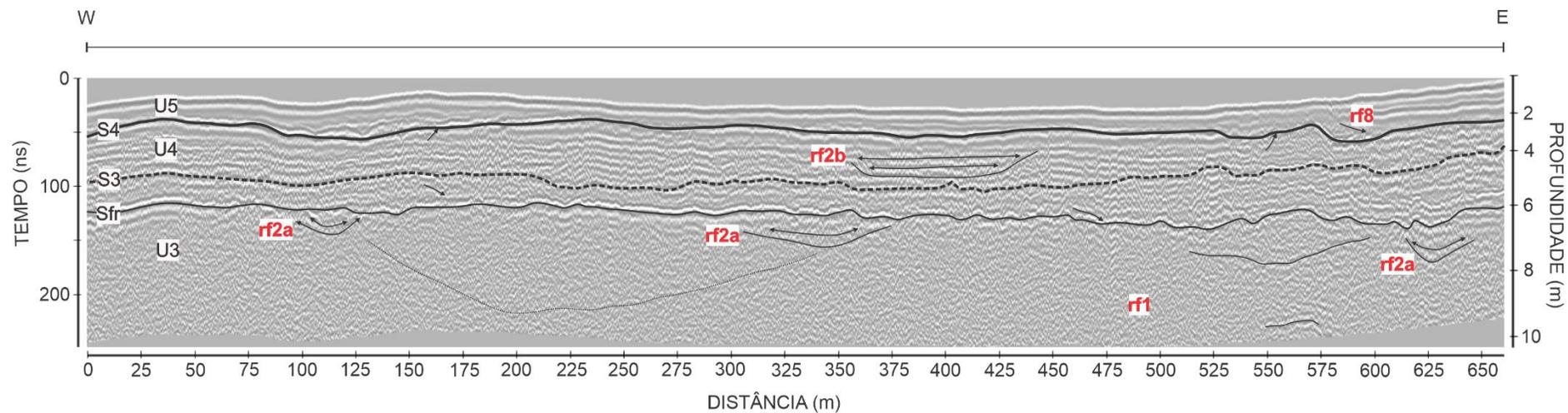


Figura 29. Seção 05 com a interpretação geofísica.

A unidade geofísica U3 compreende um tempo entre 100 e 200 ns, e apresenta duas radarfácies na seção 05: **rf1** (refletores caóticos) e **rf2a** (refletores de geometria externa côncava e com preenchimento em padrão também côncavo).

Interior à unidade U3, é possível observar uma superfície cujo refletor é plano-paralelo e contínuo em todo radargrama, além do alto contraste de impedância eletromagnética. Como já abordada, essa superfície é denominada nesse trabalho de Sfr e, nessa seção, se encontra num tempo de 120 ns, podendo ser visualizados refletores com terminação em *downlap* sobre ela.

A superfície S3 é identificada no tempo de 100 ns e mostra-se como um refletor de média amplitude, contínuo no radargrama e facilmente visualizado.

Já a arquitetura interna da unidade U4 compreendida entre 100 e 60 ns mostra-se menos variável quando comparada à unidade U3, sendo possível visualizar somente uma radarfácies, a **rf2b**. Além disso, alguns refletores em *toplap* truncam a superfície que limita o topo dessa unidade, a superfície S4.

A superfície S4 é visualizada num tempo de 60 ns e é facilmente observada através de um refletor de alta amplitude, contínuo em todo o radargrama e plano-paralelo. Abaixo dele, é possível ver refletores com terminação em *toplap* e, acima, refletores com terminação estratal em *downlap*.

Acima da superfície S4, a unidade U5 aparece demarcada pela radarfácies **rf8**, assinada por refletores transparentes e com terminação estratal em *downlap* sobre a superfície S4. Esta fácies se estende desde 60 ns até a superfície atual.

6.6 Seção 06

A seção 06 (Figura 30) foi adquirida no domínio morfossedimentar denominado de barreira arenosa e o alcance do sinal eletromagnético limitou-se, assim como em todas as seções desta pesquisa, numa janela temporal de 200 ns. O sentido de aquisição foi W-E, e sua extensão foi de 1152 m.

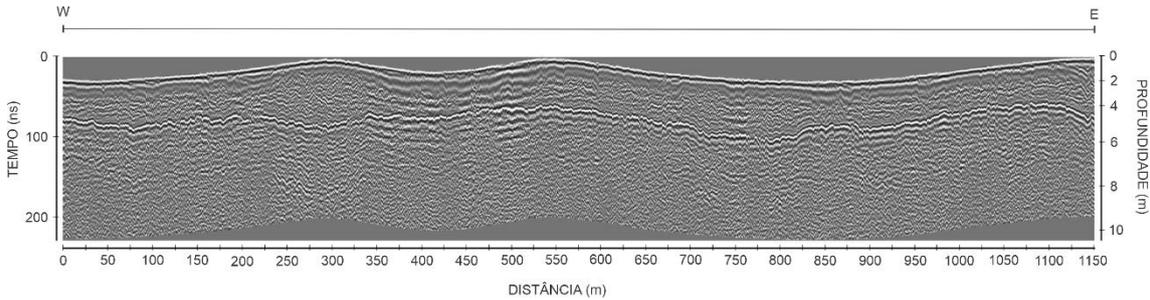


Figura 30. Seção 06 sem a interpretação geofísica.

Três grandes refletores são observados no radargrama 06 exibindo um padrão plano-paralelo, contínuo em toda seção e um alto contraste de impedância eletromagnética quando comparado aos refletores sub e sobrejacentes a eles. Outros padrões de reflexão podem ser notados, como *downlap* e *toplap*, feições com geometrias côncava e com geometrias internas onduladas.

A interpretação geofísica foi conferida à seção 06 e pode ser visualizada na Figura 30, abaixo, onde será possível abordar melhor os padrões de reflexão.

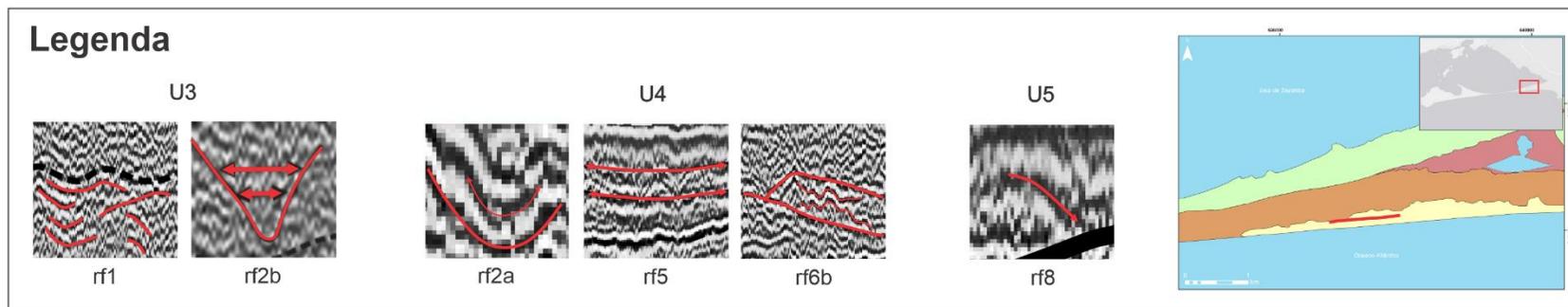
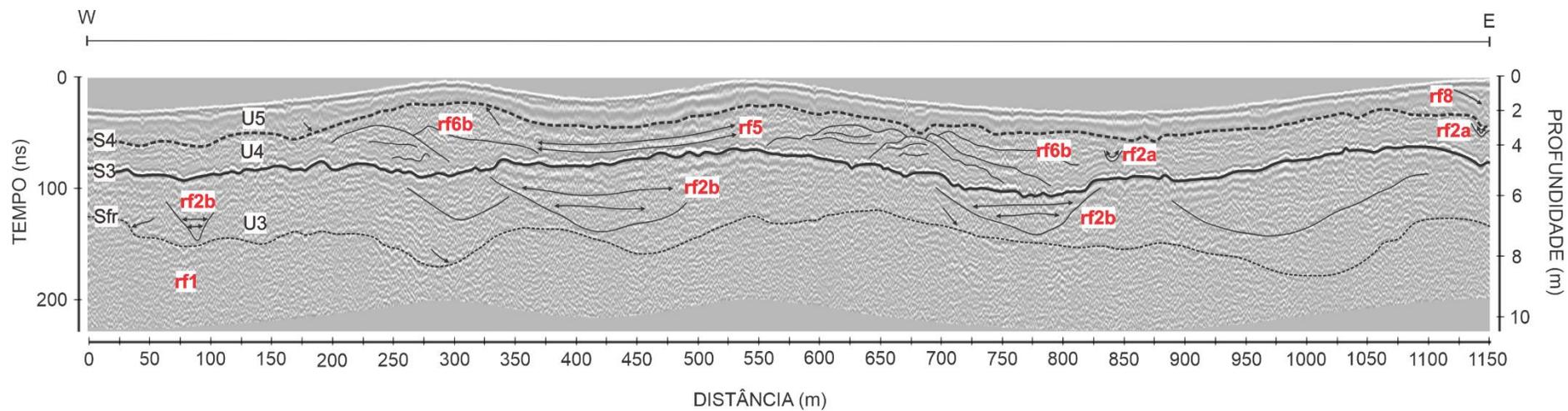


Figura 31. Seção 06 com a interpretação geofísica.

A assinatura geofísica da unidade U3 compreende um tempo entre 80 e 200 ns, e apresenta-se pouco variável, com apenas duas radarfácies na seção 06: **rf1** (refletores caóticos) e **rf2b** (refletores plano-paralelos de alta refletividade cuja terminação estratal é em *onlap* preenchendo refletores côncavos).

Dentro da unidade U3, é observada uma superfície cujo refletor é plano-paralelo e contínuo em todo radargrama, porém de baixo contraste de impedância eletromagnética. Essa superfície aparece no tempo de 120 ns e é possível ver refletores com terminação em *downlap* sobre a Sfr.

A superfície S3 é identificada no tempo de 80 ns e mostra-se como um refletor de alta amplitude, contínuo no radargrama e facilmente visualizado.

Já a arquitetura interna da unidade U4, compreendida numa janela temporal entre 80 e 50 ns, mostra-se mais variável quando comparada à unidade U3, sendo possível demarcar três radarfácies: **rf2a**, **rf5** e **rf6b**. As duas primeiras já foram descritas antes, porém a radarfácies **rf6b** aparece somente na seção 06 e é caracterizada por refletores ondulados de alta refletividade. Além disso, alguns refletores em *toplap* truncam a superfície que limita o topo dessa unidade, a superfície S4.

A superfície S4 é visualizada num tempo de 50 ns e é postulada como um refletor de média amplitude, contínuo em todo o radargrama e plano-paralelo. Abaixo dele, é possível ver refletores com terminação em *toplap* e, acima, refletores com terminação estratal em *downlap*.

A unidade U5, sobrejacente à superfície S4, aparece demarcada pela radarfácies **rf8**, assinada por refletores transparentes e com terminação estratal em *downlap* sobre a superfície S4. Esta unidade se estende desde 50 ns até a superfície atual.

6.7 Seção 07

A seção 07 (Figura 32) foi adquirida sobre os domínios morfossedimentares de barreira arenosa e campo de dunas. Ela tem extensão de 1024 m e o sentido da aquisição foi W-E. Assim como nas demais, a seção 07 também se limitou à janela temporal de 200 ns.

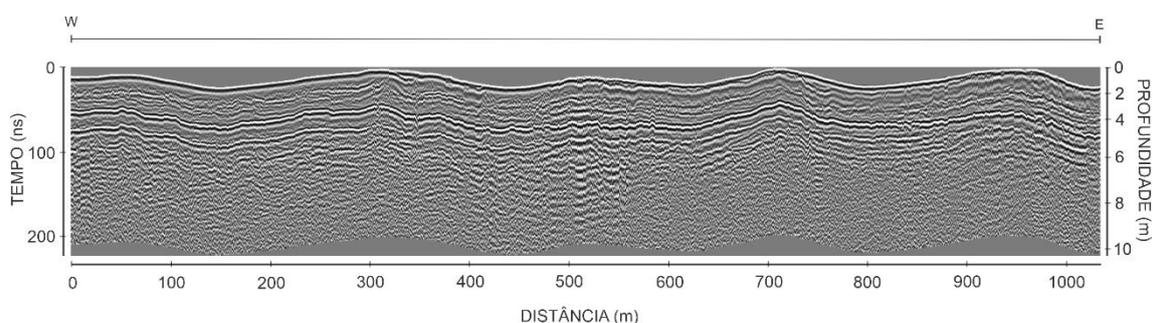


Figura 32. Seção 07 sem a interpretação geofísica.

Podem ser notadas três grandes refletores no radarograma 07 da Figura 32, acima, que mostram um padrão contínuo plano-paralelo que percorre toda seção e alta amplitude quando comparados aos refletores sub e sobrejacentes a eles. Além deles, outros padrões de reflexão podem ser visualizados com terminação estratal em *downlap* e em *toplap*, e feições com geometrias côncavas sendo preenchidas por outros padrões de reflexão são facilmente observadas.

Abaixo, representada pela Figura 33, a interpretação geofísica conferida à seção 07 torna mais facilmente distinguir esses padrões de reflexão.

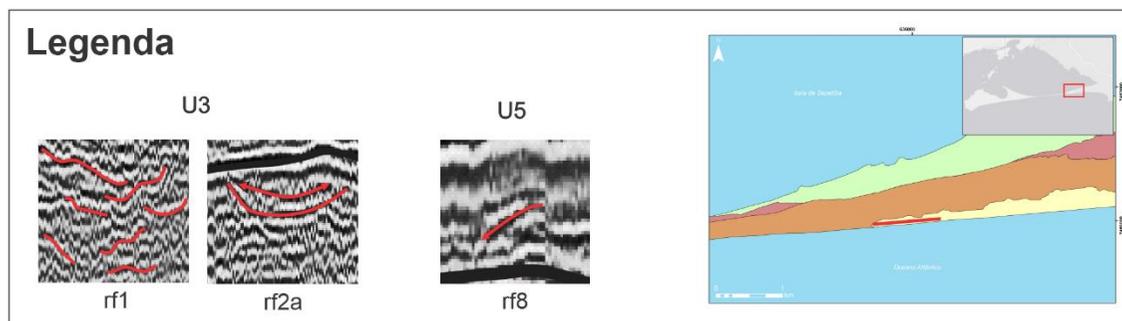
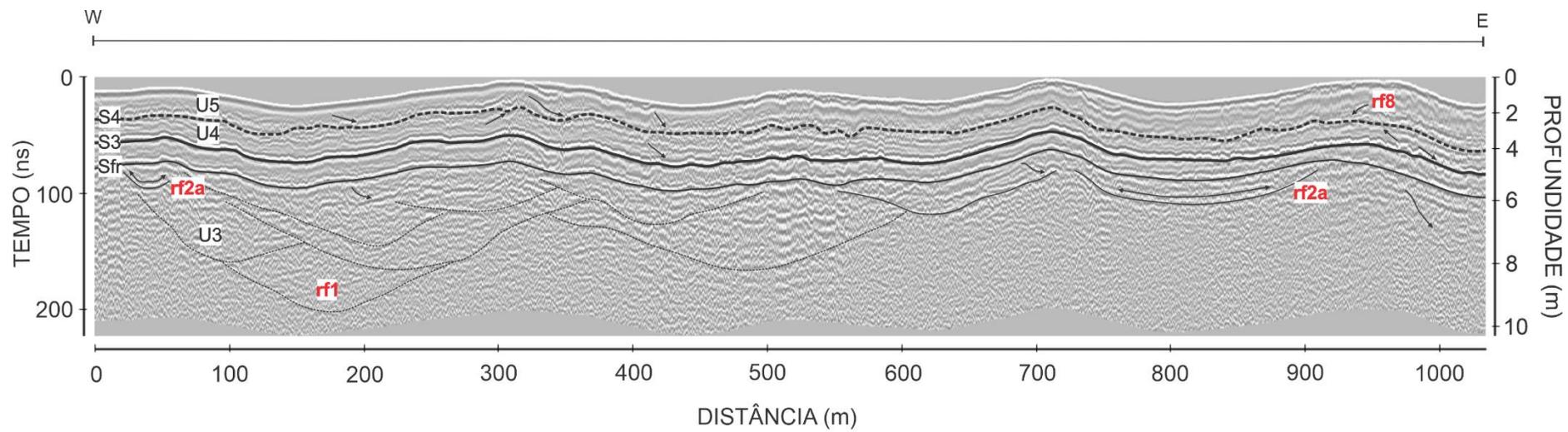


Figura 33. Seção 07 com a interpretação geofísica.

A unidade geofísica U3 é encontrada no intervalo de tempo de 50 a 200 ns e é pouco variável em relação às fácies encontradas. Na seção 07, é possível destacar duas radarfácies, que aqui foram chamadas de **rf1** e **rf2a**. Embora já tenham sido descritas nesse capítulo, podemos lembrar que a **rf1** é caracterizada por refletores caóticos de baixa a alta refletividade e a radarfácies **rf2a** por refletores côncavos com terminação em *onlap* no interior de feições também côncavas. Ainda no interior da U3, refletores com terminação estratal em *downlap*.

Ainda pertencente à unidade U3, no tempo de 70 ns, uma superfície cujo refletor é contínuo em toda seção, de alta amplitude e plano-paralelo aparece e, neste trabalho, foi denominada de superfície Sfr. São observados, também, refletores com terminação em *downlap* sobre ela.

A assinatura GPR da superfície S3 é identificada no tempo de 50 ns e aparece como um refletor de alta amplitude, contínuo no radargrama e facilmente visualizado pelo alto contraste de impedância eletromagnética em relação aos refletores sub e sobrejacentes a ele. Nessa seção, a superfície S3 coincide com a profundidade demarcada com a queda abrupta de velocidade exibida no CMP (Figura 19), em aproximadamente 5 m.

A arquitetura interna da unidade U4 não exhibe, nessa seção, nenhuma radarfácies identificável devido ao curto espaço de tempo entre ela e a unidade sobrejacente. Entretanto, é possível observar refletores com terminação em *toplap* truncando a superfície que limita a unidade U4 no topo, conhecida por superfície S4.

Como dito no parágrafo anterior, a superfície S4 é o limite superior da unidade U4 e possui caráter erosivo, pois são identificados refletores que a truncam com terminação estratal em *downlap* (acima dela) e em *toplap* (abaixo dela). Ela encontra-se no tempo de 25 ns e é visualizada através de um refletor de média amplitude, que nem sempre é contínuo em todo o radargrama.

Acima da superfície S4, a unidade U5 é delimitada entre 25 ns até a superfície atual, onde apenas uma radarfácies foi reconhecida, a **rf8**. Como já sabido, essa radarfácies é caracterizada por uma assinatura de refletores transparentes e com terminação estratal em *downlap* sobre a superfície S4.

6.8 Seção 08A

A aquisição da seção 08A foi feita sobre o domínio morfossedimentar de campo de dunas e no sentido W-E. Ela apresenta uma extensão de 1986, sendo a de maior comprimento vista nesse trabalho, e teve seu corte de tempo em 200 ns, como pode ser visto na Figura 34.

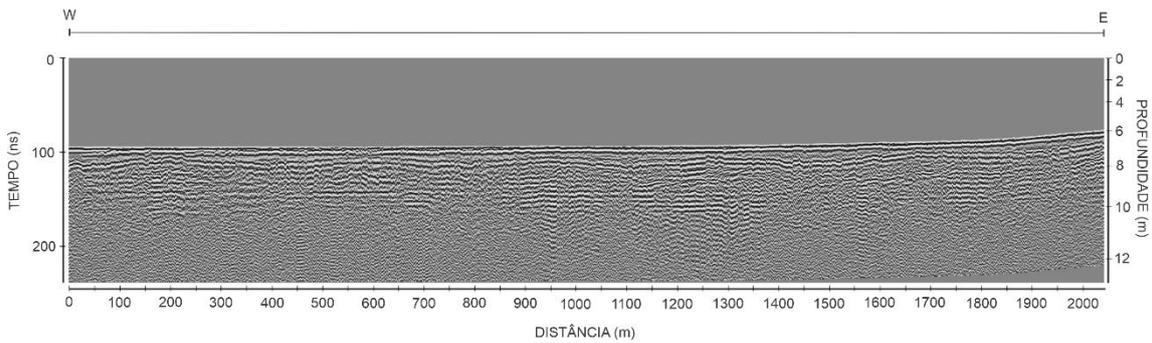


Figura 34. Seção 08A sem a interpretação geofísica.

É possível observar duas grandes superfícies, planas-paralelas e de médio a alto contraste de impedância eletromagnética. Além delas, outras feições podem ser identificadas através da presença de refletores com terminação em *downlap* e refletores com geometria externa côncava sendo preenchidas por refletores côncavos. Refletores caóticos também são observados na parte inferior do radarograma.

A seguir, na Figura 35, a interpretação geofísica traz à luz os preceitos das superfícies, unidades e radarfácies identificadas na seção 08A.

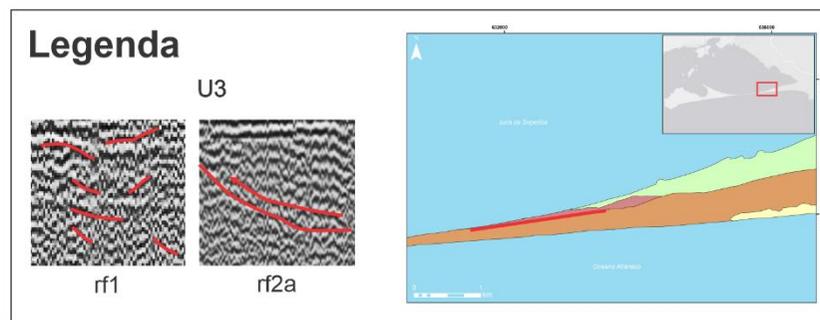
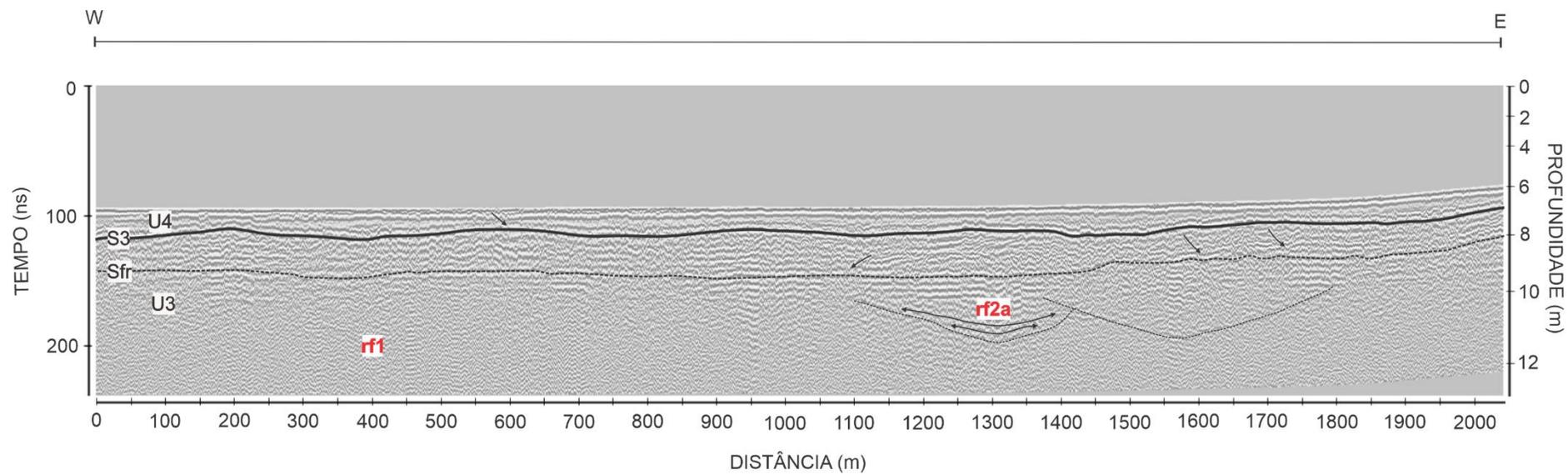


Figura 35. Seção 08A com a interpretação geofísica.

A assinatura geofísica da unidade U3 compreende um tempo entre 120 e 200 ns, e apresenta-se pouco variável, com apenas duas radarfácies na seção 08A: **rf1** (refletores caóticos) e **rf2a** (refletores côncavos com terminação em *onlap* no interior de feições também côncavas).

Interior à unidade U3, há uma superfície cuja característica é um grande refletor plano-paralelo e contínuo em todo radargrama, porém de baixo contraste de impedância eletromagnética. Essa superfície, conhecida por Sfr, aparece no tempo de 135 ns e é truncada por refletores com terminação em *downlap* sobre ela.

A superfície S3 é identificada no tempo de 120 ns e se apresenta como um refletor de alta amplitude, contínuo e plano-paralelo, facilmente visualizado no radargrama. É válido salientar que a superfície S3 limita o topo da unidade U3 e é truncada por refletores em *downlap* que estão sobrejacentes a ela.

Na seção 08A, a arquitetura interna da unidade U4 não apresenta nenhuma fácies identificável, provavelmente pelo curto intervalo de tempo disponível. O início dessa unidade se dá no tempo de 120 ns e não há informações sobre onde ela terminaria.

6.9 Seção 08B

A seção 08B também está inserida no domínio morfossedimentar de campo de dunas e possui 400 m de extensão. Foi adquirida na direção *dip*, ou seja, perpendicular à linha de costa, e a janela temporal é compreendida no intervalo entre 0 e 200 ns.

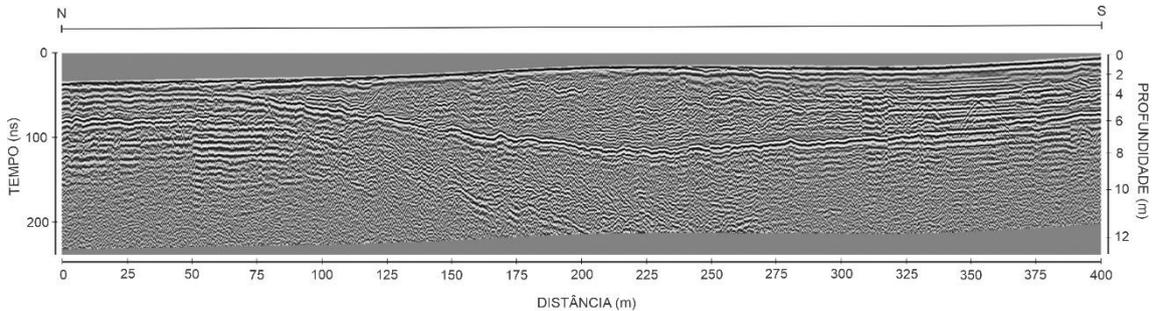


Figura 36. Seção 08B sem a interpretação geofísica.

Nitidamente um grande refletor pode ser notado devido ao alto contraste de impedância eletromagnética em relação aos outros que estão acima e abaixo dele. Além disso, alguns refletores truncam em downlap esse refletor, que ocorro ao longo da seção.

Há outros refletores de menores amplitudes e contínuos que são observáveis em grande parte do radargrama. Esses três já citados são os mais demarcados no dado.

Alguns padrões são facilmente identificados, como a terminação estratal em downlap na parte inferior do radargrama e, mais acima, configuração plano-paralela.

A Figura 37 a seguir facilitará a visualização de todos esses mencionados refletores através da interpretação geofísica conferida a esse dado.

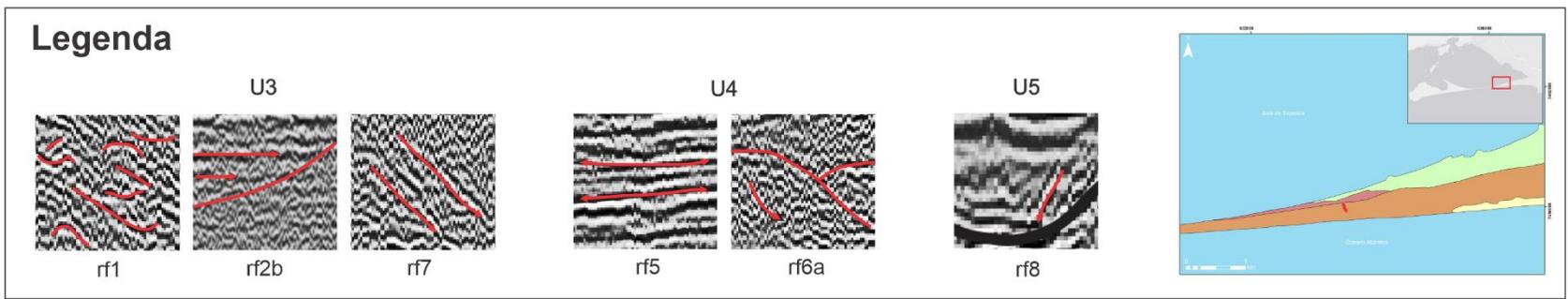
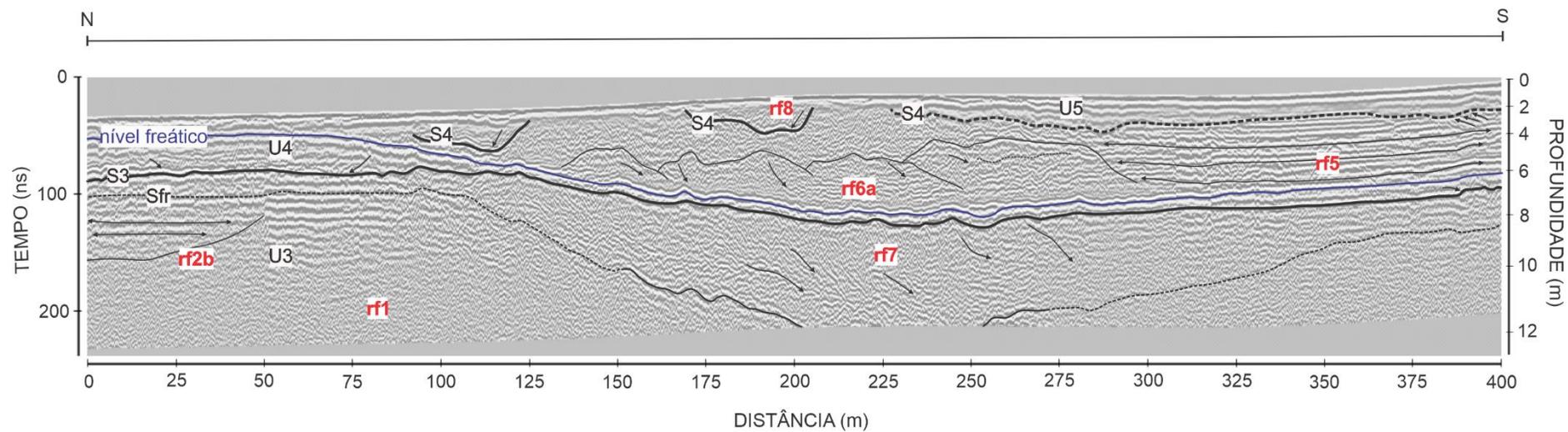


Figura 37. Seção 08B com a interpretação geofísica.

A unidade geofísica U3 é encontrada no intervalo compreendido entre 90 e 200 ns e é possível destacar três radarfácies com diferentes padrões: **rf1**, **rf2b** e **rf7**. Como é a primeira vez que a radarfácies **rf7** é visualizada nos dados da área, somente ela será descrita aqui. O que a caracteriza são os refletores oblíquos de alta refletividade com ângulos variáveis mergulhantes em direção ao oceano com terminação em *downlap*.

Ainda pertencente à unidade U3, no tempo de 100 ns, uma superfície cujo refletor plano-paralelo é pouco contínuo ao longo da seção, aparecendo ora de alta ora de baixa amplitude, é denominada de superfície Sfr. São observados, também, refletores com terminação em *downlap* sobre ela.

A assinatura GPR da superfície S3 é identificada no tempo de 90 ns e aparece como um refletor de alta amplitude, contínuo no radargrama e facilmente visualizado pelo alto contraste de impedância eletromagnética em relação aos refletores sub e sobrejacentes a ele. Nessa seção, a profundidade da superfície S3 (~6 m) se aproxima à profundidade que demarca a queda abrupta de velocidade no modelo de velocidade (Figura 19), em aproximadamente 5 m.

A arquitetura interna da unidade U4 permite visualizar dois padrões de reflexão distintos e, assim, separados em duas radarfácies: **rf5** e **rf6a**. Ambas já foram vistas na seção 04 (Figura 27), não sendo necessário novamente descrevê-las. Contudo, é possível observar refletores com terminação em *toplap* truncando a superfície que limita a unidade U4 no topo, conhecida por superfície S4.

Antes de abordar acerca da superfície S4, uma outra grande superfície aparece logo acima da S3, no tempo de 50 ns e percorrendo todo o radargrama. Mostra-se com alta amplitude e, ao contrário das outras superfícies geofísicas já vistas, ela não demarca nenhuma alteração no padrão dos refletores que estão tanto acima quanto abaixo dela. Além disso, ocorre uma inversão de fase nessa superfície e, por esses motivos, ela foi identificada como nível freático nesse trabalho, aparecendo somente na seção 08B.

A superfície S4 é identificada no tempo de, aproximadamente, 35 ns e é possível visualizar refletores que a truncam com terminação estratal em *toplap*. Ela é materializada através de um refletor de média amplitude, porém não é contínuo ao longo da seção, sendo vista em algumas partes e inferida em outras.

Acima da superfície S4, a unidade U5 é delimitada entre 35 ns até a superfície atual, onde apenas uma radarfácies foi reconhecida, a **rf8**. Como já sabido, essa radarfácies é caracterizada por uma assinatura de refletores transparentes e com terminação estratal em *downlap* sobre a superfície S4.

6.10 Seção 08C

A aquisição da seção 08C foi feita sobre o domínio morfossedimentar de campo de dunas e seu sentido variou em W-E e NW-SE. Ela apresenta uma extensão de 1100 m e é compreendida numa janela temporal de 200 ns, como pode ser visto abaixo, na Figura 38.

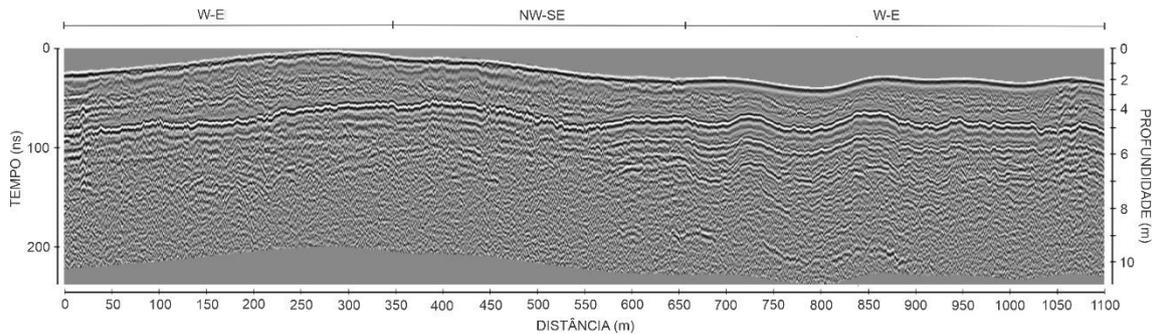


Figura 38. Seção 08C sem a interpretação geofísica.

A presença de três grandes refletores ao longo de toda seção 08C é notável, e estes exibem um padrão plano-paralelo, de média a alta amplitude.

Outras feições podem ser identificadas através da presença de refletores com terminação tanto em *downlap* quanto em *toplap*, e de refletores com geometria externa côncava sendo preenchidas por refletores também côncavos. Refletores caóticos também são observados na parte inferior do radargrama.

A seguir, na Figura 39, a interpretação geofísica traz à luz os preceitos das superfícies, unidades e radarfácies identificadas na seção 08C.

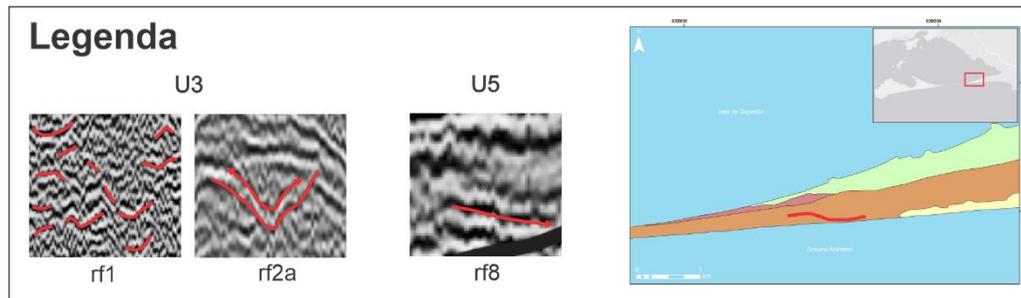
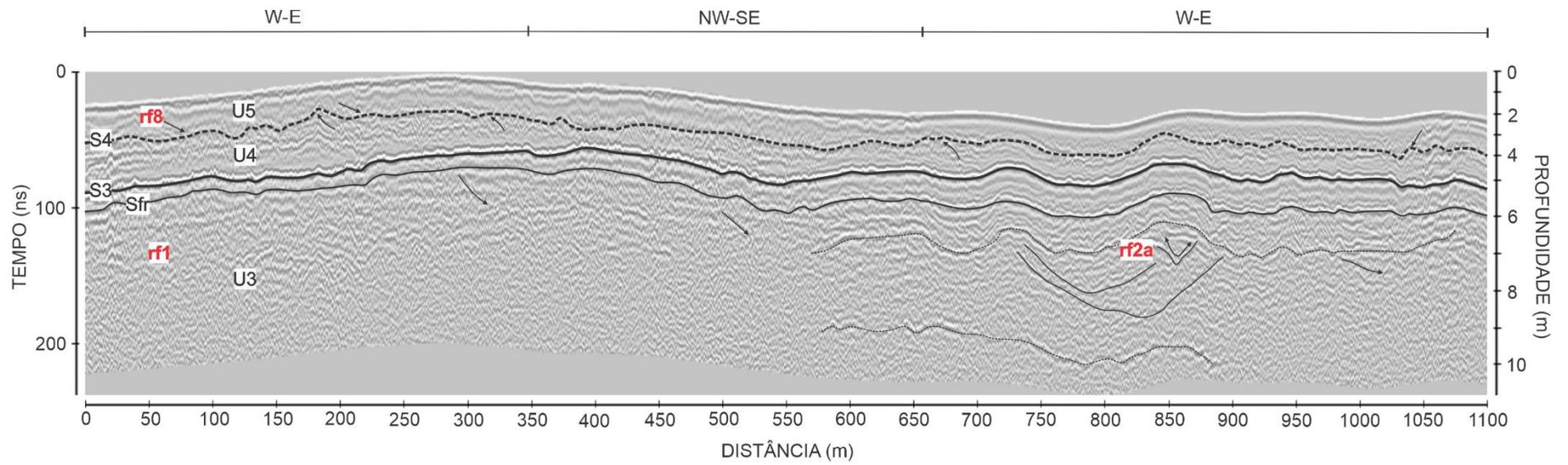


Figura 39. Seção 08C com a interpretação geofísica.

A configuração interna da unidade geofísica U3 é encontrada no intervalo compreendido entre 90 e 200 ns e é possível destacar duas radarfácies com diferentes padrões e nomeadas como **rf1 e rf2a**, já vistas em algumas seções anteriormente citadas, como exemplo a seção 08A (Figura 35). São observados, também, refletores com terminação em *downlap* no interior dessa unidade.

Ainda pertencente à unidade U3, no tempo de 100 ns, uma superfície de alta amplitude cujo refletor plano-paralelo é contínuo ao longo da seção é conhecida por superfície Sfr.

A assinatura GPR da superfície S3 é identificada no tempo de 90 ns e aparece como um refletor de alta amplitude, contínuo no radargrama e facilmente visualizado pelo alto contraste de impedância eletromagnética em relação aos refletores sub e sobrejacentes a ele. Nessa seção, a profundidade da superfície S3 coincide com a profundidade que demarca a queda abrupta de velocidade no CMP (Figura 19), em aproximadamente 5 m.

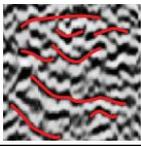
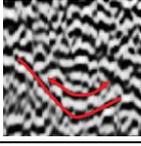
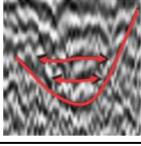
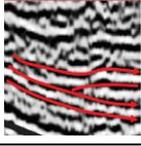
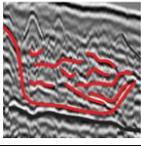
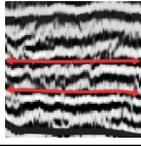
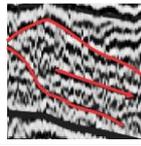
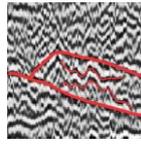
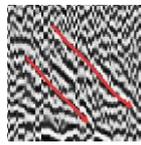
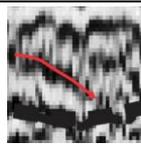
A arquitetura interna da unidade U4 não permite radarfácies, mas é possível observar refletores com terminação em *toplap* truncando a superfície que limita essa unidade no topo, conhecida como superfície S4.

A superfície S4 é identificada no tempo de, aproximadamente, 50 ns, sendo representada por um refletor de média amplitude e contínuo ao longo da seção. Abaixo dela, refletores a truncam com terminação em *toplap* e, acima, em *downlap*.

A unidade U5 é delimitada entre 50 ns até a superfície atual, onde apenas uma radarfácies foi reconhecida, a **rf8**. Como já anterior e repetidamente mencionada, essa radarfácies é caracterizada por uma assinatura de refletores transparentes e com terminação estratal em *downlap* sobre a superfície S4.

A Tabela 5, a seguir, mostra a nomenclatura de todas as radarfácies identificadas neste trabalho e suas respectivas imagens, bem como suas descrições geofísicas relacionadas às unidades geofísicas em que se encontram e, por fim, a sugestão de suas possíveis interpretações de cunho geológico, que serão abordadas no próximo capítulo.

Tabela 5. Nomenclatura, imagem, descrição e interpretação das radarfácies encontradas nas unidades estudadas.

Radarfácies	Imagem	Descrição	Unidade	Interpretação geológica
rf1		refletores caóticos de baixa a alta refletividade tanto nas seções <i>dip</i> quanto nas <i>strike</i>	U3	ambiente de alta energia (antepraia e face de praia)
rf2a		refletores côncavos com terminação em <i>onlap</i> no interior de feições também côncavas	U3 e U4	feições canalizadas e preenchidas
rf2b		refletores plano-paralelos de alta refletividade cuja terminação estratal é em <i>onlap</i> preenchendo refletores côncavos	U3 e U4	
rf3		refletores plano-paralelos de alta refletividade preenchendo refletores de geometria côncava	U4	paleocanais de maré
rf4		refletores caóticos de alta refletividade preenchendo refletores de geometria côncava	U4	barras arenosas
rf5		refletores plano-paralelos de alta refletividade com terminação estratal em <i>onlap</i>	U3 e U4	região de intercordões
rf6a		refletores oblíquos de alta refletividade com terminação em <i>downlap</i> em seções <i>dip</i>	U3	cordões arenosos
rf6b		refletores ondulados de alta refletividade em seções <i>strike</i>	U4	
rf7		refletores oblíquos de alta refletividade com ângulos variáveis mergulhantes em direção ao oceano na seção <i>dip</i> e com terminação em <i>downlap</i>	U3	cunha progradante no sistema de mar alto (sigmoidal)
rf8		refletores transparentes e com terminação estratal em <i>downlap</i> sobre a superfície S4	U5	depósitos eólicos

7. DISCUSSÃO

De acordo com a subdivisão dos ciclos deposicionais proposta por Vail *et al.* (1991), o GPR opera numa escala de mais alta frequência quando comparada à sísmica de refração e, portanto, seu registro sedimentar é organizado hierarquicamente entre 4ª e 8ª ordens (ou seja, desde fácies à parassequências). Assim, esse método registra a sedimentação na escala de afloramento até milhares de anos, investigando as fácies sedimentares e suas associações, bem como elementos arquitetônicos e sistemas deposicionais.

Neste capítulo será discutido acerca da arquitetura estratigráfica, do contexto eustático e do aporte sedimentar do setor leste da restinga da Marambaia, associado à geração das unidades deposicionais, às superfícies estratigráficas e às radarfácies correspondentes aos depósitos sedimentares. A identificação desta arquitetura baseada nos preceitos da Sismoestratigrafia (Mitchum *et al.*, 1977a; 1977b) e da Estratigrafia de Sequências (Catuneanu, 2002; 2006) foi correlacionada lateralmente entre os dez radargramas da área de estudo e, somada às informações postuladas na tese de Dadalto (2017), foi possível propor uma síntese da evolução da área de estudo.

Além disso, a comparação entre a restinga da Marambaia (RJ) e Ilha Comprida (SP) será analisada nesse capítulo, uma vez que ambas são apontadas na literatura como barreiras costeiras brasileiras com gênese holocênica regressiva.

7.1 Caracterização dos depósitos sedimentares através das radarfácies

A radarfácies **rf1** (padrão de reflexão caótico) é visualizada tanto nas seções de orientação *dip* quanto nas de orientação *strike*. Como os refletores não se apresentam de forma organizada, é possível associá-los aos depósitos que foram erodidos e retrabalhados por ação de marés, além da própria inclinação do substrato da plataforma sugerir uma instabilidade dos sedimentos. Com isso, há uma baixa preservação das estruturas sedimentares, embora em algumas porções seja possível observar truncamentos (seção 08C), provavelmente estratificação cruzada de baixo ângulo. As características supracitadas sugeriram interpretá-la como ambientes sedimentares transicional e/ou marinho raso e, de acordo com as definições de Della Fávera (2001), pode tratar-se de antepraia (*foreshore*) e face de praia (*shoreface*).

As radarfácies **rf2a** e **rf2b** apresentam a geometria externa côncava sendo preenchida ora por refletores côncavos, ora por refletores plano-paralelos, respectivamente. Estas feições remetem a paleocanais escavados pela ação das marés e que, posteriormente, foram preenchidas por sedimentos, sendo estas fácies interpretadas como feições canalizadas e preenchidas.

A radarfácies **rf3** e **rf4** foram identificadas lateralmente intercaladas somente na seção 01, cujo atual domínio morfossedimentar é representado pela barreira arenosa. Sabendo que essa seção foi adquirida próxima aos atuais canais de maré paralelos à linha de costa do setor leste da restinga da Marambaia, a configuração da rf3, representada por camadas sedimentares plano-paralelas que preencheram uma feição de geometria externa côncava, permite associá-la aos antigos canais de maré (paleocanais de maré). Os refletores em *downlap* encontrados nesta radarfácies indicam a migração dos sedimentos em direção à plataforma, uma vez que a seção 01 tem sentido continente-oceano (N-S). Já os refletores caóticos da radarfácies rf4 se referem a sedimentos arenosos depositados sem uma geometria externa definida entre os paleocanais de maré, permitindo associá-los às antigas barras arenosas. A direção atual tanto dos canais de maré quanto das barras arenosas coincide com a direção observada na seção na seção 01.

A quinta radarfácies é conhecida por **rf5** e pôde ser vista nas seções 04 (unidade U3), 06 e 08 B (unidade U4), cujos atuais domínios morfossedimentares são o campo de dunas e os cordões arenosos. Como esta fácies é representada por refletores plano-paralelos com terminação estratal em onlap, se entende que as condições subaquosas para que as camadas tenham se depositado com essa configuração sejam restritamente de um ambiente de baixa energia. Sendo assim, é possível associar que esta fácies representa uma típica região de intercordões.

As radarfácies **rf6a** (seções 04 e 08B – *dip*) e **rf6b** (seção 06 – *strike*) aparecem como refletores oblíquos de alta refletividade com terminação em *downlap* e como refletores ondulados, respectivamente. Dentro do contexto de deposição costeira referente à unidade U3, onde esse depósito exhibe o avanço de sedimentos em direção ao oceano numa condição subaquosa, ambas fácies foram interpretadas como antigos cordões arenosos (ou cordões litorâneos ou cristas praias).

A sétima radarfácies – **rf7** – foi encontrada exclusivamente na seção de orientação *dip* 08B e geofisicamente sua assinatura é caracterizada por refletores oblíquos de alta refletividade com ângulos variáveis mergulhantes em direção ao oceano e com terminação em *downlap*. Assim, é possível propor que os sedimentos avançam em direção à plataforma na forma de um sigmoide e, devido à taxa de aporte sedimentar

ser maior que a taxa de criação de espaço de acomodação, somada à inclinação do substrato, a fácies rf7 foi interpretada como cunha progradante.

A última radarfácies estabelecida nesse trabalho foi chamada de **rf8**, caracterizada por uma assinatura de refletores transparentes e com terminação estratal em *downlap* sobre a superfície S4. Esse padrão corresponde à migração das dunas que ora mergulham em direção ao mar (seção 04), ora mergulham em direção ao continente (seção 08B). Como nesse tipo de ambiente a formação de seus depósitos depende da direção do vento, os refletores não se comportam de maneira engessada, não sendo possível caracterizá-los em uma direção específica. Todavia, possivelmente a retrogradação vista na seção 08B ocorreu provavelmente para suprir a praia de areia e propiciar a formação de nova crista de dunas. Assim, a radarfácies rf8 permite observar a transição de um ambiente formado em condições subaquosas para um ambiente formado em condições subaéreas, caracterizando assim os depósitos eólicos.

Para identificação do nível freático nas seções de GPR, alguns autores (Harari, 1996; Bristow & Bailey, 2000; Bristow *et al.*, 2000; Botha *et al.*, 2003), relatam que este pode ser visualizado como um refletor contínuo, quase horizontal e de alta amplitude, concordante às reflexões de estruturas sedimentares. Isto deve-se ao fato da constante dielétrica (k) da água possuir um alto valor. Como na restinga da Marambaia o regime de chuvas é importante no controle do nível freático, isso impacta diretamente na variação de sua elevação. As lagoas intracordões localizadas no setor oeste da área, por exemplo, apresentam-se cheias após a ocorrência de chuvas. Conforme apontado por Dadalto (2017), o nível freático situa-se bem próximo à superfície (quase aflorando), numa seção de GPR adquirida próxima àquele domínio morfossedimentar.

Já no setor leste da restinga da Marambaia, o foco desta pesquisa, o nível freático é identificado somente na seção 08B (Figura 37) através de um refletor contínuo de alta amplitude, ora quase horizontal, ora acompanhando a topografia do terreno. A característica física que também permitiu a visualização deste grande refletor é a inversão de fases que a água provoca no sinal eletromagnético. Em outras palavras, o pico preto vira branco e vice-versa.

7.2 Síntese da evolução do setor leste da restinga da Marambaia

Dadalto (2017) postula que a Superfície de Inundação Máxima (SIM – superfície S2) ocorre a uma profundidade de ~16 m na restinga da Marambaia e que corresponde à superfície basal da unidade U3. É válido ressaltar que o posicionamento da SIM coincide com o proposto pelos autores Ramos (2013), Sá (2015) e Reis *et al.* (2013a)

no interior da baía de Sepetiba. Como no presente estudo o alcance máximo do sinal eletromagnético se limitou a uma profundidade de 12 m (nas seções 08A e 08B), foi somente possível identificar parte da unidade U3 até o recente. Dessa maneira, e como já mencionado, foi possível identificar três unidades conhecidas como U3, U4 e U5, três superfícies chamadas de Sfr, S3 e S4 e, por fim, oito radarfácies internas às unidades, a saber: rf1, rf2a e rf2b, rf3, rf4, rf5, rf6a e rf6b, rf7 e rf8.

As unidades U3, U4 e U5 compõem a construção da ilha-barreira atual, uma vez que a restinga da Marambaia é compreendida como um depósito sedimentar holocênico formado sobre a SIM (Friederichs, 2012; Dadalto, 2017). A pluralidade faciológica das unidades U3 e U4, representada pelas radarfácies, aponta a complexidade da formação da restinga, cuja gênese foi influenciada por diferentes processos, como a variação do nível do mar, o aporte sedimentar (marinho e costeiro) e as correntes litorâneas. Por essa razão, é de extrema necessidade discutir detalhadamente a distribuição espacial das unidades deposicionais U3 e U4, e suas respectivas superfícies estratigráficas S3 e S4, bem como a superfície Sfr interior à U3.

- *Unidade deposicional U3, Superfície Sfr e Superfície estratigráfica S3*

A unidade U3 apresenta uma grande variedade faciológica e possui um pacote sedimentar mapeável médio de 5,5 m. Entretanto, é sabido e já mencionado que a superfície basal da U3 está em ~16 m de profundidade e, por essa razão, a espessura dessa unidade corresponde a um total de, aproximadamente, 9,5 m. A disposição das fácies identificadas no pacote dessa unidade, representadas pelas radarfácies rf1, rf2a e rf2b, rf5, rf6a e rf7, possibilitou a observação de características que sugerem que os depósitos da U3 estejam relacionados à ambientes com grande variação de energia, com domínios marinhos, fluviais e transicionais.

Como até aqui já foi possível notar que essa unidade é uma paleobarreira progradante – assim também pressuposta por Ramos (2013), Reis *et al.* (2013a) e Dadalto (2017) – evidenciada por refletores em *downlap* e dentro do contexto de antepraia e face de praia (segundo os conceitos de Della Fávera, 2001), podemos associar que os depósitos da unidade U3 se formaram em um sistema estuarino. É válido ressaltar que Dalrymple *et al.* (1992) evidenciam que, por serem geologicamente efêmeros, os estuários tendem a ser preenchidos e soterrados, formando uma costa progradante e retilínea se o sedimento chega à área através de processos marinhos.

A presença de feições canalizadas encontradas interiormente à unidade U3 e representadas pelas radarfácies rf2a e rf2b, são fácies indicativas de sucessivos depósitos de corte e preenchimento de canais amalgamados com tendência geral de

migração lateral. Essas características são fundamentais para a compreensão da evolução geológica da área de estudo, pois evidencia que a direção de formação da atual ilha-barreira tenha se dado de oeste para leste, ratificando as ideias dos autores Lamego (1945), Roncaratti & Barrocas (1978) e Roncaratti & Menezes (2005). Essa proposta é mostrada com clareza nas seções 03, 07 e 08A. Além dessa, outra observação pôde ser feita em relação a essa migração lateral: os canais foram se posicionando, estratigraficamente, mais elevados e com tamanhos menores. Essa análise também foi feita por Friederichs *et al.* (2013) e Reis *et al.* (2013a), em sismica realizada no interior da baía de Sepetiba.

O processo de corte e preenchimento dos canais está relacionado à evolução geológica da restinga da Marambaia, desde a construção da antiga barreira progradante até seu fechamento final. À medida que os paleocanais foram sendo inativados por processo de preenchimento mais calmo, representado pelo padrão tanto plano-paralelo quanto concordante à geometria côncava deles, outros canais foram se formando e, assim, dando continuidade a este processo. Todavia, uma superfície interna à unidade U3 indica uma alteração da hidrodinâmica do ambiente, sendo representada por uma mudança dos refletores geofísicos oblíquos de baixo ângulo mergulhando em direção a leste e com ausência dessa continuidade de canalizações. Essa superfície, que representa essa mudança, é chamada no presente estudo de **superfície de fechamento da restinga** (Sfr) e essa hipótese de diminuição energética do ambiente estuarino estar associada ao fechamento da restinga é também sustentada por Amendola (2016). Os processos sedimentares de formação e preenchimento destes canais da fase final do fechamento da restinga da Marambaia estão associados à presença de canais de maré e a canais de transposição de ondas em áreas sobrepostas a zonas de paleocanais (Dadalto, 2017).

À luz da interpretação de que a S2 seja a superfície de inundação máxima (SIM) datada em ~8-7,5 ka, como postulado por Dadalto (2017), o desenvolvimento da unidade deposicional U3 seria anterior a 5,8 ka, considerando a curva de Angulo *et al.* (2006). Assim, é possível associar essa unidade a **depósitos de regressão normal** (RN) formados entre ~8-7,5 ka, limitados na base pela superfície de inundação máxima (S2) e, no topo, pela superfície basal de regressão forçada (SBRF). Em conformidade com o conceito de Catuneanu (2002), o principal fator determinante para que ocorra regressão normal é que a taxa de aporte sedimentar seja maior do que a taxa de criação de espaço de acomodação. Em outras palavras, ou a taxa de sedimentação se tornou maior que a taxa de elevação do nível de base (espaço de acomodação) ou houve uma diminuição da taxa de elevação do nível de base próximo aos ~8-7,5 ka. Lambeck *et al.* (2014) aponta que a curva do nível do mar global teria uma subida uniforme,

aproximadamente, entre 11,4 e 8,2 ka e, posteriormente, teria seguido de uma diminuição da taxa de subida do nível do mar entre 8,2 e 6,7 ka, o que ratifica as condições postuladas no presente trabalho. Para apoiar a ideia de que a interpretação da U3 representa depósitos de regressão normal, o espaço de acomodação de ~9,5 m foi suficiente para que seu preenchimento fosse suprido por sedimentos fluviais e/ou marinhos.

As características já citadas para os depósitos da unidade deposicional U3 levantam a hipótese da superfície estratigráfica S3 ser denominada de **superfície basal de regressão forçada** (SBRF), uma vez que Catuneanu (2002) esclarece que esta superfície é a base de todos os depósitos marinhos que se acumulam durante a regressão forçada da linha de costa, marcando a passagem do trato de sistema de mar alto final para o trato de sistema de mar baixo inicial. As terminações estratais em *downlap* sobre a superfície estratigráfica S3 e os truncamentos abaixo dela, corroboram para essa hipótese (Catuneanu, 2002 e 2003).

- *Unidade deposicional U4 e Superfície estratigráfica S4*

A unidade deposicional U4 apresenta radarfácies substancialmente numerosas no setor leste da restinga da Marambaia, que refletem em depósitos sedimentares como cordões arenosos, região de intercordões, feições canalizadas e preenchidas, barras arenosas e paleocanais de maré, que apresentam comportamento de refletores oblíquos e ondulados, plano-paralelos e caóticos.

A unidade deposicional U4 foi identificada na maior parte dos radargrama analisados, sendo limitada, na base, pela superfície estratigráfica S3 e seu limite superior pela superfície estratigráfica S4. O pacote sedimentar dessa unidade apresenta espessuras variáveis, com uma média de, aproximadamente, 2,5 m, o que indica que a média de empilhamento vertical das unidades U3 e U4, neste trabalho, equivale a ~8 m.

As características já apresentadas das radarfácies da unidade deposicional U4, somado ao fato desta ser mais recente que a U3, sugerem que sua arquitetura estratigráfica tenha se desenvolvido sobre a superfície basal de regressão forçada (SBRF), sendo possível inferir que a unidade U4 se trata de depósitos também regressivos, de idades mais recentes que 5,8 ka (idade do pico do nível do mar, segundo a curva de Angulo *et al.*, 2006). Portanto, são **depósitos típicos de regressão forçada** que, segundo o conceito de Catuneanu *et al.* (2009), a progradação é conduzida pela queda relativa do nível do mar (acomodação negativa), ou seja, a linha de costa é forçada a regressar, independente do aporte sedimentar.

Como já abordado, o limite inferior da unidade deposicional U4 é marcado pela superfície estratigráfica S3, conhecida como superfície basal de regressão forçada (SBRF) e, o limite superior, pela superfície estratigráfica S4, reconhecida neste estudo como **discordância subaérea** (DS). Por definição na literatura, a discordância subaérea é uma superfície regional de erosão ou não deposição gerada por processos subaéreos, tais como incisão fluvial, degradação pelo vento, dissolução ou pedogênese, durante a queda do nível de base (Helland – Hansen & Martinsen, 1996; Catuneanu, 2002). A radarfácies rf8 (depósitos eólicos) encontrada na unidade U5, que truncam a superfície S4, corrobora com a ideia postulada pelos autores. Além, disso, outro argumento que endossa a proposta de que a superfície estratigráfica S4 seja chamada de discordância subaérea (DS), é que, de acordo com Catuneanu (2002 e 2003), os refletores devem ser assinalados truncando-a logo abaixo e com terminação em *toplap*. Esse comportamento dos refletores truncando a superfície erosiva S4, tanto acima quanto abaixo, pode ser visualizado nas seções 04, 05, 06, 07, 08B e 08C.

- *Unidade U5*

A unidade U5 é a mais recente das definidas no presente estudo, e ainda se encontra em retrabalhamento, diferindo-se das anteriores por não ter sua gênese atrelada aos ambientes subaquosos. Assim, esta unidade é uma nova proposta deste estudo para o setor leste da restinga da Marambaia, não sendo reconhecida como uma unidade em estudos anteriores. A assinatura geofísica da U5 caracterizada por transparência indica intervalos com ausência de reflexão, o que pode apontar para uma não estratificação; já os refletores oblíquos de baixo ângulo e com terminação estratal em *downlap* sobre a superfície S4 (discordância subaérea) com direções variáveis (ora para leste, ora para oeste), mostra que a formação destes depósitos depende da direção do vento, que não é dada unicamente em uma direção. Dessa forma, a superfície S4 demarca a transição de ambientes formados em condições subaquosas (unidades U3 e U4) para um ambiente formado em condições subaéreas (unidade U5), chamados aqui de depósitos eólicos.

Sugere-se que os sedimentos eólicos tenham sido transportados para a bacia e, durante a queda do nível do mar, o excesso de sedimentos resultou numa barreira regressiva, cuja fonte destes depósitos se originariam das areias. A linha de costa atual, onde a cobertura das sequências basais é de sedimentos eólicos, ainda ocorre nos dias de hoje, criando grandes sistemas de dunas. Essa configuração também foi vista pelos autores Caldas *et al.* (2006) na região de São Bento do Norte/RN.

Duas amostras de cristas de praia (domínio morfossedimentar sob o atual campo de dunas) do setor leste foram coletadas e datadas pela autora Dadalto (2017), e ambas têm indicações de idade mínima entre 1367 ± 299 e 1084 ± 389 anos. De acordo com a curva de Angulo *et al.* (2006), essa idade corresponderia a um nível do mar de ~1 m acima do atual, onde estaria localizada a unidade U5 do presente trabalho.

A não preservação da unidade U5 e da superfície basal dela (superfície S4) em algumas seções adquiridas próximas à baía de Sepetiba, pode ser justificada através das altas taxas de sedimentação (0,01 e 0,12 cm/ano; Borges & Nittrouer, 2016) e da intensa hidrodinâmica no interior dela. A consequência de um meio turbulento faz com que as partículas fiquem em movimento em suspensão, provocando erosão dos depósitos próximos. Essa situação pode ser vista na seção 08A.

Vale salientar que um aspecto importante a ser discutido é a influência das drenagens sobre os canais de maré localizados no setor leste da restinga da Marambaia. Conforme postulado por Hamacher (2001), Fonseca (2013) e Cortez (2014), os canais de maré de Barra de Guaratiba são feições importantes nesta área especialmente pelas intensas trocas de materiais entre o ambiente costeiro da baía de Sepetiba e a plataforma adjacente. O material trazido através das drenagens, especialmente pelo rio Piraquê, é carregado e causa um forte assoreamento nos canais de maré, implicando que a evolução do setor leste se dá de forma diferente quando comparada a do setor oeste. Sugere-se, assim, que o setor leste da restinga da Marambaia pode se tornar mais largo que a porção oeste, daqui a alguns anos, por ter maior suprimento de novos sedimentos chegando na ilha-barreira através desses canais de maré.

A Figura 40 a seguir exibe uma síntese da proposta evolutiva para o setor leste da restinga da Marambaia através de um perfil estratigráfico esquemático, evidenciando as unidades deposicionais e superfícies estratigráficas analisadas e interpretadas através do método GPR, utilizado nessa pesquisa, somadas às informações de trabalhos anteriores na área de estudo.

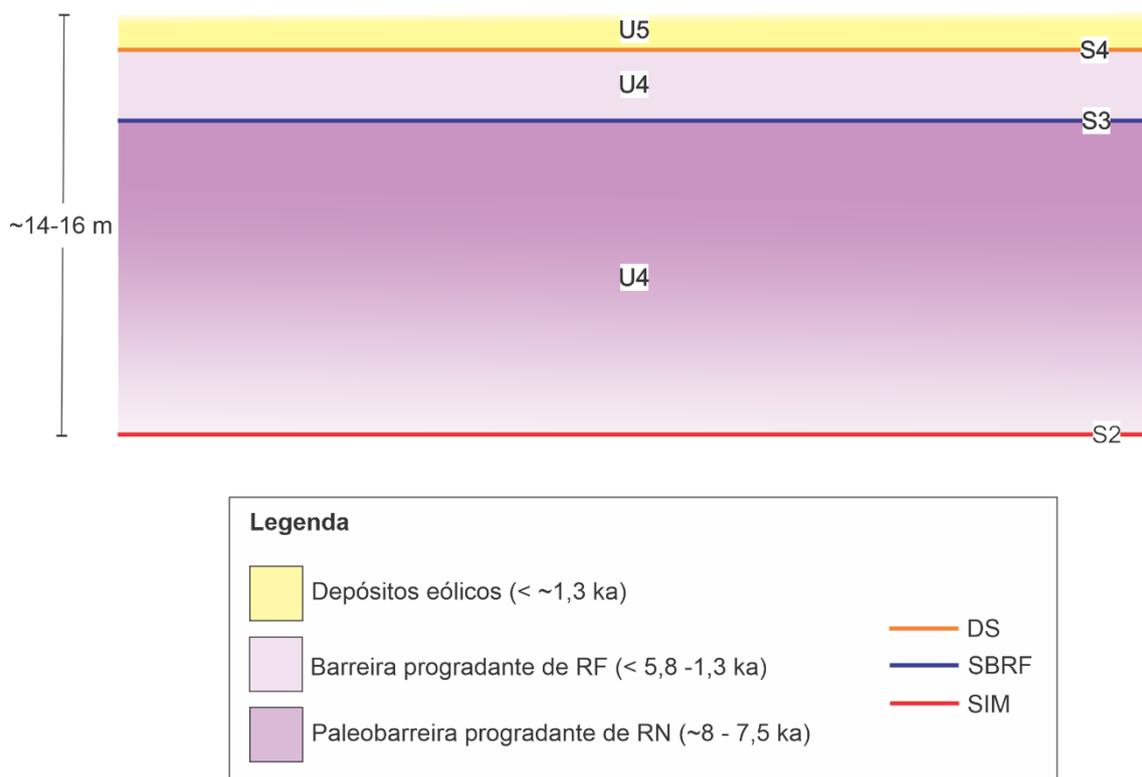


Figura 40. Perfil estratigráfico esquemático (sem escala) exibindo a proposta para a evolução geológica do setor leste da restinga da Marambaia. RN = Regressão Normal; RF = Regressão Forçada; SIM = Superfície de Inundação Máxima; SBRF = Superfície Basal de Regressão Forçada; DS = Discordância Subaérea.

7.3 Comparação entre a evolução da restinga da Marambaia/RJ e Ilha Comprida/SP

A Ilha Comprida é uma barreira arenosa de 63 km de comprimento e largura entre 500 m e 5 km, localizada no litoral paulista. Assim como a restinga da Marambaia, a Ilha Comprida se estende paralelamente à linha de costa e sua evolução engloba cinco estágios postulados por Guedes (2009): (i) a fase inicial está relacionada à formação da barreira transgressiva, em aproximadamente 6 ka; (ii) da fase inicial até próximo aos 5 ka, a ilha apresentou crescimento acelerado tanto longitudinal como transversal, sendo os cordões litorâneos de origem praiial; (iii) de 5 a 2 ka, a componente de crescimento transversal caiu bruscamente quase a zero, enquanto a longitudinal teve a taxa relativamente baixa; (iv) de 2 ka a 200 anos, o bloqueio do crescimento longitudinal pelos morros perto de Iguape forçou intensa progradação transversal por grande parte da extensão da ilha. Nessa fase, houve um predomínio de cristas praiiais antes da Pequena Idade do Gelo (1450 a 1850 d.c) e de formação de cordões de dunas frontais após este período; (v) por fim, de 200 anos até o presente, a ilha retomou a componente de crescimento longitudinal, após superar o efeito de bloqueio à deriva

longitudinal imposto pelos morros de Iguape. Este período é de taxas de progradação bastante variáveis ao longo da ilha, com maior regressão nas extremidades e transgressão na porção centro-sul.

Ainda de acordo com Guedes (2009), possibilidades de sucessões transgressivas, encontradas somente na parte sul da ilha, e evidências geocronológicas reforçam a ideia de uma barreira transgressiva como fase inicial de sua formação. Já o empilhamento encontrado nas fácies marinhas, aflorantes juntos à margem lagunar, é predominante regressivo. O empilhamento de fácies eólicas confirma o padrão de avanço de avanço das rupturas de deflação por sobre os cordões litorâneos mais interiores e antigos da Ilha.

Sobre a restinga da Marambaia, o estudo realizado por Dadalto (2017) concentrado nos setores oeste e central, somado a esta pesquisa que focalizou o setor leste, possibilitou configurar estratigraficamente a área da seguinte maneira: (i) depósitos pleistocênicos; (ii) preenchimento fluvio-estuarino transgressivo; (iii) paleobarreira progradante de regressão normal; (iv) barreira progradantes de regressão forçada; e, (v) depósitos eólicos ainda em formação/retrabalhamento.

Dessa maneira, uma comparação entre as duas áreas, consideradas semelhantes em relação à evolução geológica, evidencia que o estágio inicial se deu no contexto transgressivo e, por conseguinte, o processo se deu no contexto regressivo.

8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A restinga da Marambaia é uma ilha-barreira bastante complexa no tocante à sua gênese e evolução geológica. Neste trabalho, o setor leste da área em questão foi imageada pela primeira vez através do método geofísico GPR em seus diferentes domínios morfossedimentares, onde foi possível sugerir uma interpretação levando em consideração os principais fatores controladores para as formações: a variação do nível do mar, o suprimento sedimentar (ou aporte) e as correntes litorâneas.

A arquitetura estratigráfica reconhecida no setor leste da restinga permitiu identificar depósitos progradantes relacionados à regressão, na seguinte sequência: (i) paleobarreira progradante de regressão normal no sistema de mar alto final; (ii) barreira progradante de regressão forçada no sistema de mar baixo inicial; e (iii) depósitos eólicos ainda em retrabalhamento.

A análise das seções de GPR deste trabalho somada às informações de dados geofísicos (sísmica de alta resolução e GPR), de datação e de análise de testemunhos dos setores oeste e central da restinga da Marambaia, postuladas por Dadalto (2017), permitiu sugerir que a atual ilha-barreira corresponde a uma espessura sedimentar de, aproximadamente, 14-16 m formada durante parte do Holoceno. Ainda é válido ressaltar que a autora propõe uma idade entre ~8-7,5 e 5,8 ka para os depósitos de regressão normal e mais recente que ~5,8 ka para os depósitos de regressão forçada. Assim, a restinga insere-se no contexto de ilhas-barreiras de gênese holocênica regressiva.

O processo de corte e preenchimento de canais que ocorre no interior da unidade deposicional U3, onde o trato de sistemas é de regressão normal, exhibe uma migração lateral deles na direção oeste para leste (W-E). Ainda é possível observar que os canais se posicionam em porções cada vez mais elevados estratigraficamente e de tamanhos menores. É a primeira vez que essa migração lateral de canais é visualizada através do método GPR e pode, assim, sugerir que a formação da restinga da Marambaia se deu nesse sentido.

A continuidade deste trabalho implica na amostragem direta dos sedimentos através de perfurações sobre o setor leste da restinga da Marambaia, a fim de que: (i) a análise sedimentológica traga à luz conhecimentos mais convictos sobre áreas-fonte de alguns depósitos reconhecidos nesse trabalho; e (ii) a análise geocronológica possa ratificar ou retificar as idades já postuladas em trabalhos anteriores. Além disso, recomenda-se a utilização de antenas de GPR com frequências menores (100 ou 50 MHz) a fim de imagear mais profundamente o substrato da ilha-barreira atual.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Allen, G.P., and Posamentier, H.W. 1993. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde Estuary, France: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 63, p. 378-391.

Amendola, G. S. 2015. Sistema de paleocanais da Baía de Sepetiba: significado estratigráfico e paleoambiental. Monografia – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Amendola, G.S. 2019. Arquitetura Sedimentar e Evolução Depositional da Baía de Sepetiba (RJ) durante o Pleistoceno Superior-Holoceno (últimos ~130 ka). Dissertação de mestrado – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Angulo, R. J.; Lessa, G. C.; Souza, M. C. 2006. A critical review of mid- to lateHolocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, v. 25. p. 486-506.

Angulo, R. J.; Lessa, G.C. 1997. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology*, v. 140, p. 141-166.

Annan, A. P. 1992. Ground Penetration Radar workshop notes. Sensors & Software, Inc., Internal Report, 130 pp.

Annan, A. P. 1993. Practical Processing of GPR Data: Proceedings of the Second Government Workshop on Ground Penetrating Radar, Columbus, Ohio.

Annan, A. P. 1996. Transmission Dispersion and GPR, *JEEG*, Vol. 0, p. 125-136.

Baker, G. S., 1991. Response of ground-penetrating radar to bounding surfaces and lithofacies variations in sand barrier sequences. *Exploration Geophysics*, 22, pp. 19-22.

Baker, G. S.; Jordan, T. E.; Pardy, J. 2007. An introduction to ground penetrating radar (GPR). *The geological society of America special papers*, v. 432, p. 1-18.

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. 56, p. 579–583.

Bard, E.; Hamelin, B.; Fairbanks, R.G. 1990. U–Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. *Nature*, v. 346, p. 456-458.

Borges, H.V. 1990. Dinâmica sedimentar da Restinga da Marambaia e Baía de Sepetiba. Dissertação (mestrado) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Borges, H.V. 1998. Holocene geological evolution of Sepetiba Bay and Marambaia Barrier Island, Brazil. Tese de doutorado, University of New York, SUNY, p. 145.

Borges, H.V.; Nittrouer, C.A. 2016. Sediment accumulation in Sepetiba Bay (Brazil) during the Holocene: A reflex of the human influence. *Journal of Sedimentary Environments*, v.1, n. 1, p. 96-112.

Botha, G. A., Bristow, C. S., Porat, N., Duller, G., Armitage, S., Roberts, H., Clarke, B. M., Kota, M. W.; Schoeman, P. 2003. Evidence for dune reactivation from GPR profiles on the Maputaland coastal plain, South Africa. *Ground Penetrating Radar in Sediments* (Eds C.S. Bristow and H.M. Jol), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, v. 211, p. 29-46.

Bristow, C. S. & Bailey, S. D. 2000. Non-invasive investigation of water-table and structures in coastal dunes using ground penetrating radar (GPR): implications for dune management. *Coastal Dune Management* (Eds J.A. Houston, S.E. Edmonson and P. J. Rooney), p. 408-417.

Bristow, C. S., Chroston, P. N. and Bailey, S. D. 2000. The structure and development of foredunes on a locally prograding coast: Insights from ground penetrating radar surveys, Norfolk, England. *Sedimentology*, v. 47, p. 923–944.

Brown, L. F. Jr., Fisher W. L. 1977. Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from the Brazilian rift and pull-apart basins. See Payton 1977, pp. 213- 48.

Caldas, L.H.O.; Oliveira Jr, J.G.; Medeiros, W.E.; Stattegger, K.; Vital, H. 2006. Geometry and evolution of Holocene transgressive and regressive barriers on the semi-arid coast of NE Brazil. *Geo-Marine Letters*, v. 26, p. 249-263.

Catuneanu, O. 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Amsterdam: Elsevier, p. 375.

Catuneanu, O. 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, v. 35, p. 1-43.

Catuneanu, O; Abreu, V.; Bhattacharya, J. P.; Blum, M. D.; Dalrymple, R. W.; Eriksson, P. G.; Fielding, C. R.; Fisher, W. E.; Galloway, W. E.; Gibling, M. R.; Giles, K. A.; Holbrook, J. M.; Jordan, R.; Kendall, C. G. St. C.; Macurda, B.; Martinsen, O. J.; Miall, A. D.; Neal, J. E.; Nummedal, D.; Pomar, L.; Posamentier, H. W.; Pratt, B. R.; Sarg, J. F.; Shanley, K. W.; Steel, R. J., Strasser, A.; Tucker, M. E.; Winker, C. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth Science Reviews*, v. 92, p. 1-33.

Corrêa, I. C. S. 1990. *Analyse morphostructurale et evolution paleogeographique de la plata-forme continentale atlantique sud-bresilienne (Rio Grande do Sul – Brésil)*. Ph.D. thesis., Universite de Bordeaux I.

Cortez, R. H. C. 2014. *Caracterização oceanográfica de um canal de maré e da zona costeira adjacente: canal de Barra de Guaratiba - Baía de Sepetiba, RJ*. Dissertação de mestrado – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Cross, T. A. 1991. High-resolution stratigraphic correlation from the perspectives of base-level cycles and sediment accommodation. J. Dolson (Ed.), *Unconformity related hydrocarbon exploration and accumulation in clastic and Carbonate settings*, Rocky Mountain Association of Geologists, Short Course Notes (1991), pp. 28-41.

Dadalto, T. P. 2017. Arquitetura estratigráfica e evolução geológica da restinga da Marambaia (RJ). Tese de doutorado – Instituto de Geociências – Universidade Federal Fluminense, Niterói.

Dadalto, T. P.; Carvalho, B. C.; Gouvêa, S. P.; Guerra, J. V.; Reis, A.T. (em preparação). Morphosedimentary domains of Marambaia barrier island (SE Brazil).

Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 62, n. 6, p. 1130 - 1146, 1992.

De Boor, C. A. 1978. *A Practical Guide to Spline*. Springer-Verlag, New York.

Dillenburg, S. R.; Hesp, P. A. 2009. Coastal Barriers – An Introduction. *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer-Verlag.

Dillenburg, S. R.; Roy, P. S.; Cowell, P. J.; Tomazelli, L. J. 2000. Influence of Antecedent Topography on Coastal Evolution as Tested by the Shoreface Translation Barrier Model (STM). *Journal of Coastal Research*, v. 16, n. 1, p. 71-81.

Dougherty, A.J.; FitzGerald, D.M.; Buynevich, I.V. 2004. Evidence for storm-dominated early progradation of Castle Neck barrier, Massachusetts, USA. *Marine Geology*, v. 210, p. 123– 134.

Duke, S. K., 1990. Calibration of ground penetrating radar and calculation of attenuation and dielectric permittivity versus depth. MSc Thesis, Department of Geophysics, Colorado School of Mines, Golden, p. 236.

Fonseca, S. A. R. 2013. Circulação e fluxo de material particulado em suspensão no principal canal de acesso à baía de Sepetiba (RJ). Dissertação de mestrado – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Fornari, M.; Giannini, P.C.F.; Nascimento JR, D.R. 2012. Facies associations and controls on the evolution from a coastal bay to a lagoon system, Santa Catarina Coast, Brazil. *Marine Geology*, v. 323–325, p. 56–68.

Friederichs, Y. L. 2012. O sistema fluvio-estuarino da baía de Sepetiba preservado na estratigrafia rasa da plataforma interna adjacente (RJ). Dissertação de mestrado – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Friederichs, Y. L.; Reis, A. T.; Silva, C. G.; Toulemonde, B.; Maia, R. M. C.; Guerra, J. V. 2013. Arquitetura sísmica do sistema fluvio-estuarino da Baía de Sepetiba preservado na estratigrafia rasa da plataforma adjacente, Rio de Janeiro, Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, v. 43, n. 1, p. 998-1012.

Galloway, W. E. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis. I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 73, p. 125-142.

Galloway, W. E.; Hobday, D. K. 1983. *Terrigenous Clastic Depositional Systems*. Springer, Berlin. 489 pp.

Hamacher, C. 2001. Fluxo de materiais entre manguezais e áreas costeiras adjacentes: Guaratiba, Rio de Janeiro, Brasil. Tese de doutorado em Química - Departamento de Química, Pontifícia Universidade Católica, Rio de Janeiro.

- Harari, Z. 1996. Ground penetrating radar (GPR) for imaging stratigraphic features and groundwater in sand dunes. *Appl.Geophys*, v. 36, p. 43–52.
- Harari, Z., 1996. Ground-penetrating radar (GPR) for imaging stratigraphic features and groundwater in sand dunes. *Journal of Applied Geophysics*, 36: 43-52
- Hayes, M. O.; Fitzgerald, D. M. 2013. Origin, Evolution, Classification of Tidal Inlets. *Journal of Coastal Research*, Special Issue, n. 69.
- Heilbron, M.; Mohriak, W.; Valeriano, C. M.; Milani, E.; Almeida, J. C. H. & Tupinambá, M. 2000. From collision to extension: the roots of the south-eastern continental margin of Brazil. *Atlantic Rifts and Continental Margins*, American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, v. 115, p. 1-34.
- Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A. C.; Campos Neto, M.; Silva, L. C.; Trouw, R. A. J.; Janasi, V. C. 2004. Brasiliano orogens in Southeast and South Brazil. The 750-550 Ma Brasiliano event of South America. *Journal of the Virtual Explorer*, v. 17.
- Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A. C.; Campos Neto, M.; Silva, L. C.; Trouw, R. A. J. & Janasi, V. C. 2004. A Província Mantiqueira: O Desvendar de Um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, p. 203-234.
- Helland-Hansen, W.& Martinsen, O.J. 1996. Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. *J. Sed. Res.*, B66, 670-688.
- Hesp, P.A.; Dillenburg, S.R.; Barboza, E.G.; Clerot, L.C.P.; Tomazelli, L.J.; AyupZouain, R.N. 2007. Morphology of the Itapeva to Tramandai transgressive dunefield barrier system and mid- to late Holocene sea level change. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 32, p. 407-414.
- Holz, M. *Estratigrafia de Sequências – Histórico, Princípios e Aplicações*. Rio de Janeiro, Editora Interciência, 2012.
- Hunt, D. and Tucker, M.E., 1992. Sequence stratigraphy of carbonate shelves with an example from the mid-Cretaceous (Urgonian) of SE France. In: H.E. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq and G.P. Allen (Editors), *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. *Int. Assoc. Sedimentol., Spec. Publ.*, 18 (in press).
- Jervey, M.T. 1988. Quantitative Geological Modeling of Siliciclastic Rock Sequences and Their Seismic Expression. *SEPM Special Publication*, 42, 47-69.
- Kearey, P., Brooks, M. & Hill, I. *Geofísica de exploração*. Editora Oficina de Textos, 2009.
- Keller, G. V., 1987. Rock and mineral properties: Eletromagnetic Methods in Applied Geophysics. Tulsa: Soc. Expl. Geophys, ed. Misac N. Nabighian, v.1.
- Kinsela, M.A.; Daleya, M.J.A; Cowell, P.J. 2016. Origins of Holocene coastal strandplains in Southeast Australia: Shoreface sand supply driven by disequilibrium morphology. *Marine Geology*, v. 374, p. 14–30.
- Kusky, T. M. *Encyclopedia of Earth Science*. New York: facts On File, 2004. A comprehensive encyclopedia of earth sciences written for college and high school audiences, and the general public.

Lambeck, K.; Rouby, H.; Purcell, A.; Sun, Y.; Sambridge, M. 2014. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences (PNAS)*, v. 111, n. 43, p. 15297 – 15303.

Lamego, A. R. 1945. Ciclo evolutivo das lagunas fluminenses. Rio de Janeiro: DNPM, *Boletim*, v.18, p. 48.

Lessa, G.C.; Angulo, R.J.; Gianninic, P.C.; Araújo, A.D. 2000. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil. *Marine Geology*, v. 165, p. 87–108.

Loutit, T. S.; Hardenbol, J.; Vail, P. R.; Baum, G. R. 1988. Condensed sections: the key to age -dating and correlation of continental margin sequences. *Sea Level Changes-An Integrated Approach*, v. 42, Special Publication, p. 183-213.

Martins, Saulo & Gomes, Ellen & Travassos, Jandyr & Mansur, Webe. 2019. High quality pre-stack migrated radar images of several fixed-offset passes along a shore-normal profile on Marambaia Barrier Island. *Journal of Applied Geophysics*. 172. 103901. 10.1016/j.jappgeo.2019.103901.

Mclaurin, Brett & Steel, Ronald. 2000. Fourth-order nonmarine to marine sequences, middle Castlegate Formation, Book Cliffs, Utah. *Geology*. 28. 359-362.

Mattoso, Y. M. 2014. Evolução do sistema de paleocanais da baía de Sepetiba. Monografia de graduação. Faculdade de Oceanografia – Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro.

Mitchum Jr.; R. M.; Vail, P. R. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sealevel. Part 7: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Memoir, v. 26, p. 135–144.

Mitchum, R. M.; Vail, P. R.; Sangree, J. B. 1977. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Memoir, v.16, p. 117– 123.

Mitchum, R. M., Vail P. A. & Thompson S. 1977a. Seismic stratigraphy and global changes of sea level; part 2: The depositional sequence as a basic unit for seismic stratigraphic analysis. In: *Seismic Stratigraphy – Application to Hydrocarbon Exploration* (ed.C.E. Payton), *Memoirs* 26, pp. 53–62. American Association of Petroleum Geologists.

Mitchum, R. M., Vail P. A & Sangree, J. B. 1977b. Seismic stratigraphy and global changes of sea level; part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patters in depositional sequences. In: *Seismic Stratigraphy – Application to Hydrocarbon Exploration* (ed. C.E. Payton), *Memoirs* 26, pp. 117-133. American Association of Petroleum Geologists.

Muehe, D., Lima, C. F., Barros, F. M. L. 2006. Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro. Niterói: PGGM, MMA e MPO.

Neal, A. 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, v. 66, p. 261 – 330.

Neal, A.; Roberts, C.L. Applications of ground-penetrating radar (GPR) to sedimentological, geomorphological and geoarchaeological studies in coastal environments. In: PYE, K., ALLEN, J.R.L. (Eds.), Coastal and Estuarine Environments: Sedimentology, Geomorphology and Geoarchaeology. Geol. Soc. London Spec. Publ. 175, p. 139– 171, 2000.

Neil, J. & Abreu, V.S. 2009. Sequence stratigraphy hierarchy and the accommodation succession method. *Geology*, 37:779-782.

Nunes, C. M. F., 2002. Aplicações do GPR (Ground Penetrating Radar) na caracterização de perfis de alteração de rochas gnáissicas do Rio de Janeiro. Dissertação de mestrado, DEC, PUC-Rio, RJ.

Olhoeft, G. 1981. Electrical properties of rocks. *Physical properties of rocks and minerals*. S.1.: Touloukian, Y.S., Judd, W.R. and Roy, R.F. McGraw-Hill Book Company, v.2, p.257-327.

Pessoa, M. C. 2009. Investigação geofísica das estruturas internas dos depósitos sedimentares do quaternário na restinga da Marambaia – Rio de Janeiro. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Departamento de Geologia da Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.

Ponçano, W. L.; Fúlfaro, V. J.; Gimenez, A. F. 1979. Sobre a origem da baía de Sepetiba e da restinga da Marambaia, RJ. Simpósio Regional de Geologia, Rio Claro. Atas, v. 2, p. 291 – 304. Rio Claro.

Porsani, J. L. 1999. Ground Penetrating Radar (GPR): Proposta metodológica de emprego em estudos geológico-geotécnicos nas regiões de Rio Claro e Descalvado - SP. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Campus de Rio Claro, Universidade Estadual Paulista - São Paulo.

Posamentier, H. W. and Allen, G.P. 1999. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Concepts and Applications*. Vol. 7, SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa.

Posamentier, H. W.; Allen, P. G.; James, D. P.; Tesson, M. 1992. Forced regression in a seismic stratigraphic framework: concepts, examples and exploration. *AAPG Bulletins*, v. 76, p. 1687-1709.

Posamentier, H.W.; Vail, P.R. Eustatic controls on clastic deposition. II. Sequence and systems tract models. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.St.C.

Posamentier, H.W.; Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C. (eds.). 1988. *Sea Level Changes – An Integrated Approach*, vol. 42. SEPM Special Publication, pp. 125–154.

Ramos, S. S. 2013. Arquitetura sísmica do complexo sedimentar da restinga da Marambaia região de Sepetiba/RJ. Monografia de graduação - Faculdade de Oceanografia – Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro.

Reis, A. T.; Friederichs, Y. L.; Silva, C. G.; Guerra, J. V.; Maia, R. M.; Arantes-Oliveira, R. 2013. Evolução estratigráfica de um paleossistema fluvio-estuarino preservado entre a plataforma interna-média até a atual baía de Sepetiba/RJ. Anais do 14º Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Natal.

Reis, A. T.; Maia, R. M.; Silva, C. G.; Rabineau, M.; Guerra, J. V.; Gorini, C.; Ayres, Arantes-Oliveira, R.; Benabdellouahed, M. A.; Simões, I.V.; Tardin, R. 2013. Origin of step-like and lobate seafloor features along the continental shelf off Rio de Janeiro State, Santos basin-Brazil. *Geomorphology*, v. 203, p. 25-45.

Reis, A. T.; Maia, R. M.; Silva, C.G.; Rabineau, M.; Guerra, J.V.; Gorini, C.; Ayres, Arantes-Oliveira, R.; Benabdellouahed, M.A.; Simões, I.V.; Tardin, R. 2013a. Origin of step-like and lobate seafloor features along the continental shelf off Rio de Janeiro State, Santos basin-Brazil. *Geomorphology*, v. 203, p. 25-45.

Rodriguez, A.B.; Anderson, J.B.; Siringan, F.P.; Taviani, M. 2004. Holocene evolution of the east Texas coast and inner continental shelf: along strike variability in coastal retreat rates: *Journal of Sedimentary Research*, v. 74, p. 406–422.

Roncaratti, H.; Barrocas, S.L.S. 1978. Estudo preliminar dos sedimentos recentes superficiais da baía de Sepetiba. Projeto Sepetiba, Rio de Janeiro: CENPES – Petrobrás - Relatório preliminar, 83p.

Roncaratti, H., Neves, L.E. 1976. Projeto Jacarepaguá – Estudo Preliminar dos Sedimentos Recentes Superficiais da Baixada de Jacarepaguá, Município do Rio de Janeiro – RJ. Relatório Interno - Petrobrás / Cenpes, 89p.

Rosa, M. L. C. C. 2012. Geomorfologia, Estratigrafia de Sequências e Potencial de Preservação dos sistemas laguna-barreira do Quaternário Costeiro do Rio Grande do Sul. Tese de doutorado – Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Rossetti, D. F., Góes, A. M., 2009. Marine influence in the Barreiras Formation, State of Alagoas, Northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* n. 81, p. 741-755.

Roy, P.S.; Zhuang, W.Y.; Birch, G.F.; Cowell, P.J.; Congxiang, L. 1997. Quaternary Geology of the Forster-Tuncurry Coast and Shelf Southeast Australia. Geological Survey of New South Wales. Department of Mineral Resources - Geological Survey of New South Wales, 405 p.

Sá, A. O. 2015. Arquitetura sísmica e paleogeografia da Restinga da Marambaia (RJ) no contexto estratigráfico da Baía de Sepetiba e da plataforma rasa adjacente. Monografia – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Santamarina, J. C., Klein, K. A.; Fam, M. A. 2001. *Soils and waves*. John Wiley & Sons, New York.

Schlager, W. 2009. Ordered hierarchy versus scale invariance in sequence stratigraphy. *Journal of Earth Science*. 13 p.

Suguio, K. & Martin, L. 1976. Mecanismos de gênese das planícies sedimentares quaternárias do litoral do Estado de São Paulo. *Anais do 29º Congresso Brasileiro de Geologia, Ouro Preto (MG)*, v.1, p. 295-305.

Suguio, K., Martin, L., Bittencourt, A. C. S. P., Dominguez, J. M. L., Flexor, J. M., Azevedo, A. E. G. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 15, n. 4, p. 274-286.

Timmons, E.A.; Rodriguez, A.B.; Mattheus, C.R.; Dewitt, R. 2010. Transition of a regressive to a transgressive barrier island due to back-barrier erosion, increased storminess, and low sediment supply: Bogue Banks, North Carolina, USA. *Marine Geology*, v. 278, p. 100–114.

Topp, G. C. & Davis, J. L. & Annan, P. 1980. Electromagnetic Determination of Soil Water Content: Measurements in Coaxial Transmission Lines. *Water Resources Research*, v. 16, p. 574-582.

Trouw R. A. J., Heilbron M., Ribeiro A., Paciullo F. V. P., Valeriano C. M., Almeida J. C. H., Tupinambá, M., Andreis R.R. 2000. The central segment of the Ribeira Belt. *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, p. 287-310.

Vail, P.R.; Audemard, F.; Bowman, S.A.; Eisner, P.N.; Peres-Crus, C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. In: Einsele, G.; Rieken, W.

Valeriano, C. M.; Machado, N.; Simonetti, A.; Valladares, C. S.; Seer H. J., Simões L. S. A. 2004. U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*, v. 130, p.27-55.

Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Campion K.M. & Rahmanian V.D. 1990: Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: Tulsa, Oklahoma. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Methods in Exploration Series 7*, 1-55.

Ward, S. H. & Hohmann, G. W. 1987. *Electromagnetic Methods. Applied Geophysics*, v.1, p. 131-311.

Yilmaz, O. 2001. *Seismic Data Analysis: processing, inversion and interpretation of seismic data*. Society of Exploration Geophysics, Vol. 1, Tulsa. Second edition. 2027 p.

Zalán, P. V.; Oliveira, J. A. B. 2005. Origin and structural evolution of the Cenozoic Rift System of Southeastern Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 13, n. 2, p. 269-300.

Zalán, P.V. 2004. O Gráben da Guanabara: uma feição tectônica modelar mas pouco apreciada e entendida. *Anais do 42º Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia*.