



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

---

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 592**

**ARQUITETURA DEPOSICIONAL E DINÂMICA  
EVOLUTIVA DE CORDÕES LITORÂNEOS SOB  
INFLUÊNCIA DE DELTA, ESPÍRITO SANTO (ES), BRASIL**

**Dissertação apresentada por:**

**CLÁUDIA MARIA ARRAES COUTINHO**

**Orientador: Marlon Carlos França (IFPA)**

---

**BELÉM - PARÁ  
2020**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará

Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

---

C871a Coutinho, Cláudia Maria Arraes

Arquitetura deposicional e dinâmica evolutiva de cordões litorâneos sob influência de delta, Espírito Santo (ES), Brasil / Cláudia Maria Arraes Coutinho. — 2019.

71 f.: il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Marlon Carlos França  
Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2020.

1. Dinâmica Evolutiva. 2. GPR. 3. Mudanças Climáticas. 4. Variações do Nível do Mar. I. Título.

CDD 558.152

---



**Universidade Federal do Pará**  
**Instituto de Geociências**  
**Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica**

**ARQUITETURA DEPOSICIONAL E DINÂMICA  
EVOLUTIVA DE CORDÕES LITORÂNEOS SOB  
INFLUÊNCIA DE DELTA, ESPÍRITO SANTO (ES), BRASIL**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:**

**CLAUDIA MARIA ARRAES COUTINHO**

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de Geologia,  
Linha de Pesquisa de Geologia Marinha e Costeira.**

**Data da aprovação: 30 / 09 / 2020**

**Banca Examinadora:**

  
Prof. Marlon Carlos França  
(Orientador - IFPA)

  
Prof. Dr. Marcelo Cancela Lisboa Cohen  
(Membro - UFPA)

  
Prof. Dr. Nils Edvin Asp Neto  
(Membro - UFPA)

## AGRADECIMENTOS

Quero registrar meus agradecimentos a todos que contribuíram direta e indiretamente para o desenvolvimento e conclusão deste trabalho.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES).

À Universidade Federal do Pará (UFPA), por meio do Instituto de Geociências (IG) e Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pela disponibilidade da infraestrutura necessária para a realização deste trabalho. Agradeço a Lúcia Imbirira da Biblioteca setorial do Instituto de Geociências pela disponibilidade e revisão final do texto.

Ao Prof. Marlon Carlos França, orientador desta dissertação, por toda disponibilidade e confiança na minha capacidade de realizar e concluir este trabalho.

À Profa. Milene Fornari por todo apoio, ensinamento e paciência durante esta jornada.

A toda equipe de docentes do PPGG, em especial ao Prof. Afonso Nogueira por todo o aprendizado.

Ao Laboratório de Dinâmica Costeira (LADIC) da UFPA e ao Laboratório de Dinâmica Evolutiva da UNESP – Campus São Vicente, SP.

Aos queridos amigos Renan Santos, Bettina Bozi, Sérgio Nunes, Isabele Barros, João Paulo, Luiz Felipe Corrêa, Mateus Zambon e Isabela Furlan por toda força e companheirismo.

À minha irmã Gabriela Arraes e ao meu marido Guilherme Santana, por todo o amor, dedicação e suporte para a concretização de mais um sonho.

## RESUMO

Cordões litorâneos são feições morfológicas recorrentes em regiões costeiras de caráter prográdacional. Essas feições são comuns ao longo da planície deltaica do rio Doce (Espírito Santo), porém, não há estudos sobre a gênese e dinâmica evolutiva dos cordões. Uma vez que os estudos enfatizam a discussão do sistema deltaico do rio Doce e, portanto, os cordões são descritos de forma genérica por meio de imagens de satélite e dados sedimentológicos e cronológicos pontuais, os quais não permitem uma investigação lateral contínua da subsuperfície. A aplicação do GPR (Ground Penetrating Radar) em zonas costeiras a fim de investigar a sedimentação Quaternária tem sido amplamente explorada, haja vista a resolução vertical subcentimétrica deste método geofísico eletromagnético. Portanto, no contexto dessa lacuna de conhecimento é que a presente pesquisa está inserida. Neste estudo, a arquitetura estratigráfica do complexo de cordões litorâneos da planície deltaica do rio Doce foi investigada a partir da análise e interpretação de seções GPR, correlacionadas a dados geocronológicos e sedimentológicos inéditos adquiridos no contexto do projeto temático 2011/00995-7 financiado pela Fapesp e disponíveis na literatura. A partir disso, foram detalhados fatores e processos sedimentares relacionados à origem e dinâmica evolutiva do complexo de cordões de acordo com variações do nível relativo do mar (NRM) e mudanças climáticas.

**Palavras-chave:** Dinâmica Costeira. GPR. Mudanças Climáticas. Quaternário. Variações do Nível do Mar.

## ABSTRACT

Ridges are morphological features that frequently occur in coastal regions of prograding characteristic. These features are common along the deltaic lowland of Doce River (Espírito Santo, Brazil) however there are a lack of research works over their genesis and evolutive dynamics. The studies performed within Doce River's region discuss its deltaic system hence its ridges are generically described though satellite images together with sedimentary and chronologic punctual data, which is inapplicable for a continuous lateral investigation of its subsurface. The GPR (Ground Penetrating Radar) application in coastal zones aiming the investigation of quaternary sedimentation has been widely explored due to the vertical subcentimetric resolution of this electromagnetic geophysical method. Therefore, to fulfill the lack of knowledge over Doce River's deltaic lowland, the stratigraphic architecture of its complex ridges was investigated through the analysis and interpretation of GPR sections correlated to geochronologic and sedimentary unprecedented data acquired through the thematic project 2011/00995-7 sponsored by FAPESP and data available in the literature. As a result, sedimentary aspects and processes related to the ridges' genesis and evolutive dynamics according to relative sea level variations (NRM) and climate changes.

**Keywords:** Climate Change. Coastal Dynamics. GPR. Quaternary. Sea level change.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1	Representação de cordões litorâneos, os quais são descritos como barras emersas, de característica alongada, paralelas ou semi-paralelas à linha de costa atual (Figura adaptada de Engels & Roberts (2005). Estes cordões são formados por cristas e cavas e podem ocorrer em mar aberto, lagoas, baías e estuários (Komar 1976) .....	5
Figura 2	Padrões de empilhamento. Adaptado de Posamenier & Allen (1999) .....	7
Figura 3	Envelope da curva do nível relativo do mar (NRM) para a costa brasileira a norte (linha contínua e quadrados) e a sul (linha pontilhada e círculos) da latitude 28, de acordo com Angulo <i>et al.</i> (2006) .....	8
Figura 4	Curvas de variação do nível relativo do mar em vários setores do litoral brasileiro durante os últimos 7.000 anos A.P. de acordo com Suguio <i>et al.</i> (1985): 1. Reconstrução de níveis marinhos pretéritos; 2. Terraços de construção marinha; e 3. Idades de sambaquis.....	9
Figura 5	Curva de variação do NRM para a região de Guarapari (ES-Brasil) baseada em amostras de vermetídeos (Fonte: Giannini <i>et al.</i> 2013) .....	9
Figura 6	A) Mapa topográfico da área de estudo, linhas amarelas representam onde foram adquiridos perfis de GPR e pontos brancos indicam onde há datações e dados sedimentológicos; B) Mapa morfológico subdividido em setores: setor 1 em amarelo, adjacente à linha de costa atual – setor 2 em azul, porção central concomitante à baía interdistributária – e setor 3 em rosa, cordões mais internos, ancorados na Formação Barreiras.....	10
Figura 7	Padrões básicos para a interpretação de seções GPR, com a terminação dos refletores, a geometria externa e a configuração interna, a qual define uma radarfácies (Neal 2004) .....	17

Figura 8	Delimitação dos setores morfológicos (setores 1, 2 e 3). O setor 1, em amarelo, ocorre na porção mais externa da planície costeira, junto a linha de costa e, em planta, é formado por três padrões de alinhamentos de cordões litorâneos, conforme mostra a Figura 8.1. Na Fig.8.2 os cordões são retilíneos plano-paralelo. Na Fig.8.3 os cordões ocorrem com geometria externa curvilíneos e truncam entre si; e Fig. 8.4 os cordões voltam a apresentar padrão retilíneos e limitam-se internamente pela baía interdistributário do delta do rio Doce. Linha em preto representa a aquisição GPR e a linha em vermelho indica a seção descrita neste estudo.....	19
Figura 9	Morfologia do setor norte do delta do Rio Doce. Na Figura 9.1 registra-se o contexto morfológico constituído por cordões litorâneos erodidos por paleocanais, além de se notar diversas lagoas na baía interdistributária (D). Na Figura 9.2 o contexto morfológico é constituído por cordões menos preservados, semi-vegetados (E). Linhas em preto representam aquisições de GPR e as linhas em vermelho indicam as seções descritas neste estudo.....	20
Figura 10	Destaque para o setor 2, na porção central da planície costeira adjacente a baía interdistributário do delta do rio Doce. Além disso, o setor 3 é delimitado pelo polígono rosa, que compreende cordões litorâneos ancorados na Formação Barreiras. Linhas em preto representam aquisições de GPR e as linhas em vermelho indicam as seções descritas neste estudo.....	21
Figura 11	Detalhe dos cordões litorâneos junto a linha de costa na forma de dunas frontais semi-vegetadas, com cristas de até 4 metros de altura que se estendem lateralmente ao longo da linha de costa.....	22
Figura 12	Cordões de dunas frontais retilíneos do setor 1, em amarelo, posteriormente, interrompidos e recurvados pela desembocadura do rio Doce (12.1). 12.2 Detalhe da desembocadura.....	23
Figura 13	Em A observa-se a morfologia com destaque para a ocorrência de dunas densamente vegetadas. A linha tracejada amarela indica o truncamento dos cordões. Linha em preto representa a aquisição GPR e a linha em vermelho as seções interpretadas.....	24

Figura 14	Truncamentos entre os contextos morfológicos A e B (14.2) e entre os contextos B e C (14.3). Mudança abrupta nos alinhamentos entre os cordões litorâneos, assim como a mudança dos espaçamentos entre estes, as cristas e vegetação presente. Dessa forma, caracterizando os diferentes contextos morfológicos A, B e C.....	25
Figura 15	Contexto morfológico B: cordões curvilíneos em forma de leque, truncados pelos cordões em dunas frontais (contexto A) e por um paleocanal meandrante a nordeste. Os alinhamentos dos cordões com cristas de até 8 metros são visíveis em planta. A aquisição geofísica total obtida sobre estes cordões é indicada pela linha preta, as seções mostradas estão representadas pelas linhas vermelhas: SB.1, SB.2 e SB.3.....	26
Figura 16	Detalhe do feixe de cordões do contexto morfológico C. Observa-se o aparecimento de novas radarfácies (Rf2b, Rf6) e da superfície S1.....	27
Figura 17	Contexto morfológico D, os alinhamentos entre os cordões tornam-se suavemente retilíneos, nota-se que estes estão parcialmente erodidos por eventuais canais. Há diversas lagoas entre os cordões deste contexto, os quais são adjacentes à baía interdistributário do rio Doce.....	28
Figura 18	Seções GPR obtidas sobre os cordões do contexto morfológico D do setor 1, revelam padrões similares com as seções anteriores, exceto a seção SD.3, onde ocorre uma nova radarfácies Rf11.....	29
Figura 19	Último contexto morfológico do Setor 1, adjacente a atual desembocadura do Rio Doce, composto por cordões retilíneos com cristas até 5 metros, nota-se várias lagoas entre estes, além de paleocanais.....	30
Figura 20	Seções SE.1, SE.2 e SE.3 obtidas sobre o último contexto morfológico do Setor.....	31
Figura 21	Setor 2 em azul, onde está localizado o contexto morfológico G. Cordões com cristas até 6 metros e menos visíveis em planta.....	32
Figura 22	Contexto morfológico G do Setor 2, seções GPR revelam duas radarfácies novas: Rf9 e Rf10.....	33
Figura 23	Setor 3 em rosa, onde está localizado o contexto morfológico F, cujos cordões possuem cristas que alcançam até 13 metros, ancorados na Formação Barreiras.....	34

Figura 24	Seções SF.1 e SF.2 obtidas sobre cordões do Setor 3 revelam correspondência com a arquitetura deposicional do contexto morfológico A do Setor 1. Observa-se a atenuação do sinal eletromagnético na passagem do Setor 3 para o Setor 2 na seção geofísica SF.2.....	35
Figura 25	Trincheiras ES.8 e ES.21 localizadas nos contextos morfológicos C e E (Setor 1). 21.1. Trincheira de 2 metros de profundidade, dados sedimentológicos apontam areia média maciça.....	36
Figura 26	Testemunhos Li31 e Li32 localizados no setor 2, contexto morfológico G.....	38
Figura 27	Trincheiras (ES.1 e ES.2) e um testemunho (Li33) estão inseridos no contexto morfológico F no Setor 3, onde os cordões estão ancorados na Formação Barreiras. 27.1. Localização dos pontos em imagem de satélite (Google Earth). 27.3. Trincheira ES.1 com profundidade de aproximadamente 1 metro.....	39
Figura 28	Seção GPR do setor 1 compara ao perfil praiado moderno.....	43
Figura 29	Seção geofísica SC do contexto morfológico C. Observa-se a superfície S1 limitando a Fm. Barreiras, onde os sedimentos provenientes do aporte fluvial retrabalhados pela deriva litorânea teriam ancorado, resultando na barreira costeira representada pela radarfácies Rf6. Com o aumento do NRM, a barreira teria sido retrabalhada e sobrelavada em direção ao continente (Rf2b). A hipótese de a barreira costeira ter contribuído para a formação de uma extensa laguna é comprovada pela atenuação do sinal eletromagnético, indicando a laguna com depósitos de lama.....	44
Figura 30	Comparação da arquitetura sedimentar entre os três setores morfológicos .....	45
Figura 31	Modelo representativo da fase 1 da dinâmica costeira. As ondas eram o processo dominante, retrabalhando os sedimentos da Fm Barreiras, resultando na formação dos primeiros cordões pleistocênicos e assoreamento dos vales incisivos (113 ka) .....	46
Figura 32	Modelo representando a fase 2 da evolução da planície, formação de cordões atuando como barreira costeira, formando uma grande laguna. Datações de trincheira relevam idades de 7 ka.....	47

**LISTA DE ABREVIACOES**

AP	Antes do presente
As	Taxa de aporte sedimentar
Ea	Taxa de criação de espaço de acomodaao
ENOS	El Nino (oscilação sul)
FAPESP	Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo
GPR	Ground Penetrating Radar
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
NRM	Nível Relativo do Mar
OSL	Optically Stimulated Luminescence
Pa	Polar Atlântica
SRTM	Shuttle Radar Topography
SMAS	Sistema de Monções da América do Sul
Ta	Tropical Atlântica

## SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	iv
<b>RESUMO</b> .....	v
<b>ABSTRACT</b> .....	vi
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b> .....	vii
<b>LISTA DE ABREVIACÕES</b> .....	xii
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	1
<b>2 OBJETIVOS</b> .....	3
<b>3 ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO</b> .....	4
3.1 APLICAÇÃO DO GPR EM ZONAS COSTEIRAS .....	4
3.2 CORDÕES LITORÂNEOS .....	4
3.3 MIGRAÇÃO DA LINHA DE COSTA E PREENCHIMENTO SEDIMENTAR...6	
3.4 NÍVEL RELATIVO DO MAR (NRM).....	8
<b>4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO</b> .....	10
4.1 ÁREA DE ESTUDO E CONTEXTO GEOLÓGICO.....	10
4.2 CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS E OCEANOGRÁFICAS.....	11
<b>5 MATERIAIS E MÉTODO</b> .....	13
5.1 SENSORIAMENTO REMOTO.....	13
5.2 COMPILAÇÃO DE DADOS GEOCRONOLÓGICOS E ESTRATIGRÁFICOS.....	13
5.3 PROCESSAMENTO E ANÁLISE DAS SEÇÕES GPR.....	15
<b>6 RESULTADOS</b> .....	17
6.1 MORFOLOGIA E RADARFÁCIES.....	17
<b>6.1.1 Complexo de cordões litorâneos do Setor 1</b> .....	20
<b>6.1.2 Complexo de cordões litorâneos do Setor 2</b> .....	31
<b>6.1.3 Complexo de cordões litorâneos do Setor 3</b> .....	33
6.2 DADOS SEDIMENTOLÓGICOS E GEOCRONOLÓGICOS.....	35
<b>7 DISCUSSÕES</b> .....	39
<b>8 CONCLUSÕES</b> .....	48
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	50

## 1 INTRODUÇÃO

Cordões litorâneos são feições morfológicas comuns de zonas costeiras quaternárias com caráter progracional-regressivo e agradacional (Roy *et al.* 1994). Essas feições são desenvolvidas em regiões dominadas por ondas e com regime de micro e mesomaré, que possuem alto suprimento de sedimentos e baixo gradiente (Anthony 2009, Carter 1986, Curray *et al.* 1969, Hesp 1999, Murray-Wallace & Woodroffe 2012, Otvos 2000). Segundo (Leahy & Woods 1983), a formação de cordões ocorre tanto em costas oceânicas quanto nas margens de corpos aquosos confinados ou semiconfinados. São descritos como formas de relevo relíquias e semiparalelas à costa, construídos por ondas e/ou ventos nas zonas de inter e supramaré.

Embora o embasamento teórico sobre a estratigrafia e a arquitetura deposicional deste elemento morfológico seja consolidado, a utilização de técnicas geofísicas, contínuas espacialmente e não-invasivas, como o GPR (*Ground Penetrating Radar*), tem possibilitado novas discussões acerca dessas feições em um contexto evolutivo mais amplo (Barboza *et al.* 2009, 2011, Brooke *et al.* 2019, Dillenburg *et al.* 2011, Leandro *et al.* 2019, Oliver *et al.* 2019, Tamura *et al.* 2019). O imageamento da subsuperfície através de dados de GPR permite entender a arquitetura sedimentar dos depósitos, assim como a continuidade lateral das fácies. Desse modo, se revestem de especial interesse para discriminar modelos de formação e desenvolvimento dos sistemas deposicionais, baseados em uma análise de alta resolução (Barboza *et al.* 2014, van Dam & Schlager 2000, Green *et al.* 2019, Pitman *et al.* 2019, Rocha *et al.* 2017, Shanet *et al.* 2015). Além disso, a integração com dados diretos é essencial para a corroboração dos resultados indiretos, reduzindo a ambiguidade na interpretação geofísica e geológica (Rodriguez *et al.* 2012).

Diversos estudos foram desenvolvidos no delta do rio Doce, localizado no norte do Estado do Espírito Santo, por meio da coleta de testemunhos de sondagens, análises sedimentológicas, polínicas, geoquímicas, datações C-14 e produtos de análises de imagens de satélite com o objetivo de compreender a geomorfologia (Polizel & Rossetti 2014, Rossetti *et al.* 2015), a evolução da planície costeira de acordo com as influências das flutuações do nível relativo do mar - NRM (Dominguez *et al.* 1981, Martin *et al.* 1984, 1996, Martin & Suguio 1992, Suguio *et al.* 1982, 1985), o papel da deriva litorânea e da influência das ondas na construção da planície costeira (Dominguez *et al.* 1983, Rossetti *et al.* 2015), a dinâmica da vegetação pretérita (Buso Junior *et al.* 2013, França *et al.* 2013, 2015, 2016, Lorente *et al.*

2014, Pessenda *et al.* 2015), e da paisagem (Cohen *et al.* 2014), bem como o aporte de matéria orgânica (Buso *et al.* 2013, França *et al.* 2015, Lorente *et al.* 2014, 2018).

O delta do rio Doce é uma das morfologias mais expressivas do litoral brasileiro, possuindo cerca de 2500 km<sup>2</sup> de área em sua parte subaérea. Este delta tem largura máxima de 40 km na direção E-W e comprimento máximo de 150km na direção N-S (Polizel & Rossetti 2014). Ele representa um delta em cúspide, dominado por ondas suficientemente fortes para transportar sedimentos depositados na desembocadura do rio Doce, que é o principal no aporte de sedimentos para a região (Rossetti *et al.* 2015), somado aos rios São Mateus e Barra Seca (França *et al.* 2016).

Esse sistema deposicional foi interpretado como tendo sido desenvolvido nos últimos milhares de anos sobre depósitos miocênicos da Formação Barreiras (Dominguez *et al.* 1987, Martin *et al.* 1996, Suguio *et al.* 1982). Para Dominguez *et al.* (1981) e Suguio *et al.* (1982) o delta do rio Doce foi desenvolvido ao longo do litoral brasileiro em função do rebaixamento do nível do mar que se seguiu à transgressão holocênica, quando ocorreu a formação da maioria de seus cordões litorâneos. Esses autores propuseram, ainda, a formação inicial de uma laguna, onde o delta do rio Doce teria inicialmente progradado, o qual pode ter se desenvolvido desde o máximo da Penúltima Transgressão, cerca de 120.000 anos AP.

Entretanto, em um estudo mais recente, Rossetti *et al.* (2015) propuseram que o delta do rio Doce foi formado por progradação da areia diretamente em um ambiente marinho aberto desde o seu primeiro desenvolvimento no Pleistoceno Tardio, em vez de ter uma fase lagunar inicial apenas no meio do Holoceno, como proposto anteriormente (Dominguez *et al.* 1981, Suguio *et al.* 1982). Apesar da natureza influenciada pelas ondas, este delta teve uma importante contribuição de sedimentos fluviais, que foram retrabalhados pelo transporte marítimo gerado pelas ondas para formar uma série de cumes (Rossetti *et al.* 2015).

Assim, visando compreender a dinâmica costeira, o presente estudo investigou a arquitetura estratigráfica do complexo de cordões litorâneos da planície deltaica do rio Doce a partir da análise e interpretação de seções de Radar de Penetração no Solo (GPR- *Ground Penetrating Radar*), e posteriormente correlacionou com dados geocronológicos e sedimentológicos de subsuperfície disponíveis na literatura (Cohen *et al.* 2014, França *et al.* 2013, 2015, 2016, Giannini *et al.* 2015, Rossetti *et al.* 2015). Portanto, com esta correlação foi possível detalhar fatores e processos sedimentares atuantes no controle da origem, evolução e dinâmica do complexo de cordões, além de relacionar os estágios evolutivos deste sistema a condições climáticas e de variáveis do NRM.

## **2 OBJETIVOS**

### **2.1 GERAL**

O objetivo deste estudo foi detalhar os fatores e processos controladores da origem, evolução e dinâmica do complexo de cordões litorâneos no delta do rio Doce, buscando correlacionar os estágios evolutivos deste sistema com a dinâmica costeira, mudanças climáticas e variações do NRM.

### **2.2 ESPECÍFICOS**

- Refinar, a partir dos estudos prévios, a distribuição dos elementos morfológicos e delimitar os alinhamentos de cordões litorâneos e feições adjacentes associadas;
- Realizar a análise da arquitetura dos refletores a partir da caracterização e interpretação de radar-sequências, delimitando os tipos de estratos e radarfácies de acordo com os padrões de reflexões;
- Atribuir a correspondência entre radarfácies com dados adquiridos previamente de análise de fácies sedimentares e cronologia.

### 3 ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO

#### 3.1 APLICAÇÃO DO GPR EM ZONAS COSTEIRAS

O GPR (*Ground Penetrating Radar*) tem sido utilizado em diversos ambientes sedimentares para a melhor compreensão da estratigrafia e para a reconstituição da formação dos ambientes deposicionais (Bitencourt *et al.* 2016), pois fornecem seções de alta resolução da continuidade das fácies em subsuperfície, bem como sua espessura e profundidade, além da orientação da maioria das estruturas sedimentares (Jol & Smith 1991).

O aumento da viabilidade e capacidade associado com os baixos custos deste método geofísico tem permitido investigações rápidas e não-invasivas da estratigrafia em diferentes ambientes deposicionais costeiros (Buynevich *et al.* 2008, Neal *et al.* 2002, Pitman *et al.* 2019). A compreensão da estrutura interna de feições como cordões litorâneos fornece vestígios sobre as condições paleoambientais nas quais foram formadas (Hesp & Short 1999, Jol *et al.* 2003).

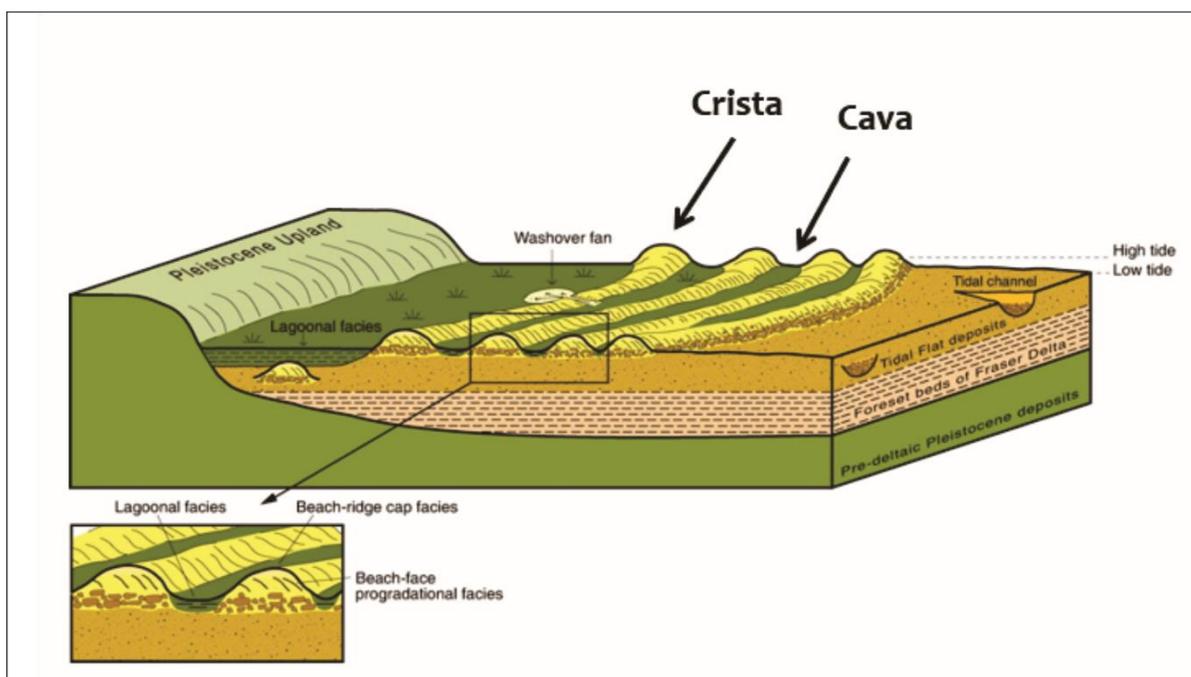
Diferentes estudos voltados para a investigação da evolução, estratigrafia (arquitetura interna) e morfologia superficial de cordões litorâneos de costas oceânicas e em corpos lagunares e lacustres foram realizados nos últimos anos, principalmente, através de estudos multidisciplinares, integrando dados geofísicos de alta resolução, análises geomorfológicas e testemunhos de sondagens (Barboza *et al.* 2009, 2011, 2014, Goy *et al.* 2003, Johnston *et al.* 2007, Neal *et al.* 2002, Tamura *et al.* 2008, Bennett *et al.* 2009, Billy *et al.* 2014, Choi *et al.* 2014, Clemmensen & Nielsen 2010, Dillenburg *et al.* 2011, Hede *et al.* 2013, P. A. Hesp & Martinho, 2009, Lima *et al.* 2013, Mauz *et al.* 2013, Nielsen & Johannessen 2009, Rocha *et al.* 2017, Tamura 2012).

#### 3.2 CORDÕES LITORÂNEOS

As definições e aplicações do termo “cordão” não são unânimes na literatura, gerando ambiguidades na sua utilização. Recente revisão da aplicação do termo *beach ridge* foi realizada por Guedes (2009) e adaptada neste estudo. As expressões em inglês *beach ridge*, *berm ridge* e *dune ridge* apresentam sentido genético específico (i.e., eólico ou praiial). Porém, quando traduzidas, são empregadas na descrição de feições originadas por diferentes processos (Giannini *et al.* 2007, Guedes 2009, Tanaka *et al.* 2009). Portanto, cordão é a tradução mais usual para *ridge*, cuja conotação tem cunho morfológico para feição positiva, estreita e alongada.

Na definição mais genérica, *ridges* são formas deposicionais emersas e alongadas,

relacionadas a antigas linhas de costa em mar aberto ou lagunas, baías e estuários (Komar 1976). Otvos (2000), Tanner (1995) e Taylor & Stone (1996) utilizam *beach ridge* para descrever feições geradas tanto por ondas como diretamente pelo vento. De forma mais restrita, Giannini *et al.* (2007) e Hesp (2002) recomendam o uso dos termos cordão praial e cordão dunar nos sentidos específicos (equivalentes a *beach ridge* e *dune ridge*, respectivamente) e propõem reservar o uso de cordão litorâneo (sem tradução consagrada em inglês) ao sentido amplo. Assim, segundo a definição destes autores, cordão litorâneo se aplica a toda e qualquer feição sedimentar construtiva de relevo positivo e linear, paralela à subparalela à paleocosta, desde que não se conheça ou não se queira explicitar a sua gênese. Desta forma, um cordão litorâneo pode ser na verdade um antigo cordão de praia (seja de mar aberto, seja lagunar), de dunas eólicas, ou uma superposição dos dois (Figura 1). Neste trabalho, será adotada a terminologia de Hesp (2002) e Giannini *et al.* (2007).



**Figura 1.** Representação de cordões litorâneos, os quais são descritos como barras arenosas emersas, de característica alongada, paralelas ou semi-paralelas à linha de costa atual (figura adaptada de Engels & Roberts (2005). Estes cordões são formados por cristas e cavas e podem ocorrer em mar aberto, lagunas, baías e estuários (Komar 1976).

Segundo Taylor & Stone (1996), os cordões litorâneos são formados principalmente por alternância entre ondas de alta e baixa energia e por modos alternativos como emersão de barras submersas e combinação de ventos e ondas. As condições favoráveis para a formação dos cordões são a abundância de sedimento e a baixa gradiente da plataforma. Embasado nos modelos de cordões litorâneos formados pelo vento de Hesp (2002, 1984) e Hesp *et al.*

(2005), a nucleação de depósitos eólicos pela vegetação provocaria o alinhamento de cordões dunares paralelamente à praia, sem que seja necessária a presença associada de cordão de berma ou praiial.

O desenvolvimento de cordões litorâneos individuais reflete a ação combinada do suprimento sedimentar, do regime de ventos e de ondas, bem como de mudanças no NRM, incluindo marés meteorológicas. Estes fatores controladores estão ligados diretamente com as condições oceanográficas de cada região, resultado da interação entre os agentes costeiros e a fisiografia. Em uma escala de tempo geológica, formam-se sucessões de cordões litorâneos contíguos, denominadas planícies de cordões (*strandplains*). Os fatores citados respondem às variações climáticas de alta frequência, que por sua vez influenciam na precipitação e na energia e orientação das ondas. E, conseqüentemente, são responsáveis pelas mudanças no aporte fluvial e na deriva litorânea. A progradação costeira materializa-se em sucessão de cordões litorâneos subparalelos e contínuos, formados ao longo das sucessivas linhas de costa. Isto resulta de uma sucessão de eventos episódicos, constituídos por fases deposicionais alternadas por eventos erosivos (Giannini *et al.* 2007, 2005, Hesp *et al.* 2005). O espaçamento entre os cordões depende da velocidade de progradação, da frequência de tempestades e do comportamento do NRM, assim como a variação temporal da taxa de aporte sedimentar (Hesp *et al.* 2005).

Por serem considerados depósitos de antigas praias, ou de dunas frontais a elas relacionadas, os cordões litorâneos requerem o entendimento da dinâmica praiial, e dos respectivos processos e produtos sedimentares, para a discussão dos modelos de gênese. O tipo de costa onde normalmente ocorrem cordões litorâneos é a dominada por ondas, com atuação de marés tipicamente subordinada (Carter 1986, Komar 1976), condição favorecida por baixa amplitude de maré (micro a mesomaré). A terminologia utilizada neste trabalho para as diferentes zonas morfodinâmicas de transformação de onda em um ambiente de sedimentação costeira dominado por ondas é a proposta por Angulo (1996). Assim, a zona litorânea é compartimentada em cinco ambientes: pós-praia, antepraia, face litorânea, transição litoral-costa afora e plataforma continental.

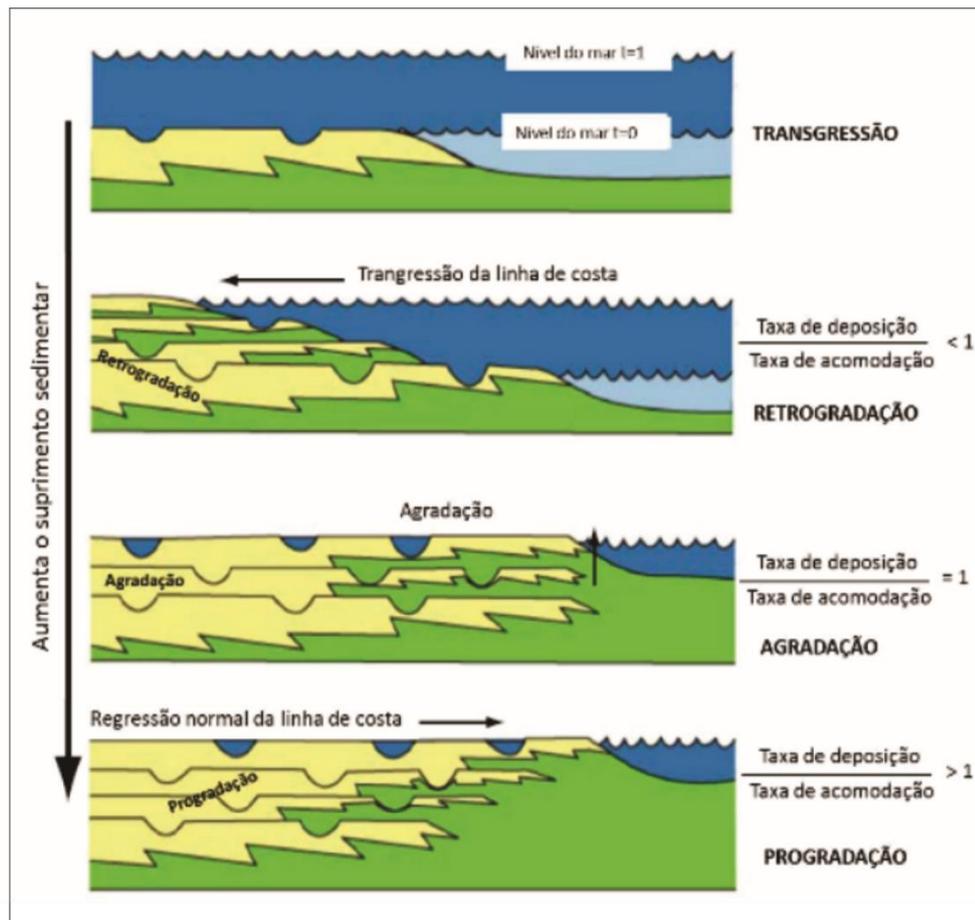
### 3.3 MIGRAÇÕES DA LINHA DE COSTA E PREENCHIMENTO SEDIMENTAR

Conforme Curray (1964), a movimentação da linha de costa pode ser caracterizada por eventos de transgressão e regressão marinha, os quais estão relacionados à migração da linha de costa. Quando ocorre a migração da linha de costa em direção ao continente, denomina-se transgressão marinha. Por outro lado, quando há o processo de migração da

linha de costa em direção ao oceano, denomina-se regressão marinha. Portanto, é natural utilizar os termos transgressão e regressão como sinônimos de variação do nível do mar.

Os termos progradação, agradação e retrogradação referem-se ao preenchimento sedimentar da bacia e à arquitetura estratigráfica (Catuneanu *et al.* 2009). São resultados das variações na criação do espaço de acomodação da bacia *versus* o suprimento sedimentar (Assine & Perinotto 2001). Quando a taxa de aporte sedimentar ( $A_s$ ) supera a taxa de criação do espaço de acomodação ( $E_a$ ), ocorre a progradação. Dessa forma, os sistemas deposicionais migram em direção ao oceano.

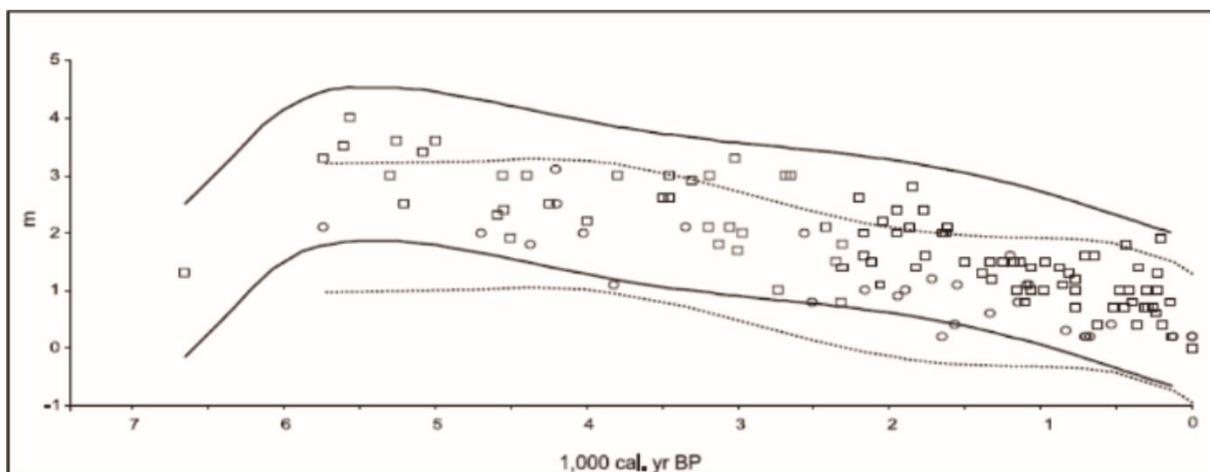
As taxas de aporte sedimentar e criação de espaço de acomodação podem estar em equilíbrio, situação denominada agradação. Isso implica em um empilhamento vertical da arquitetura de fácies. Além disso, ainda há uma dinâmica retrogradacional entre o aporte sedimentar e espaço de acomodação que influencia na migração de sistemas deposicionais em direção à borda da bacia:  $A_s < E_a$ .



**Figura 2.** Padrões de empilhamento. Adaptado de Posamenier & Allen (1999).

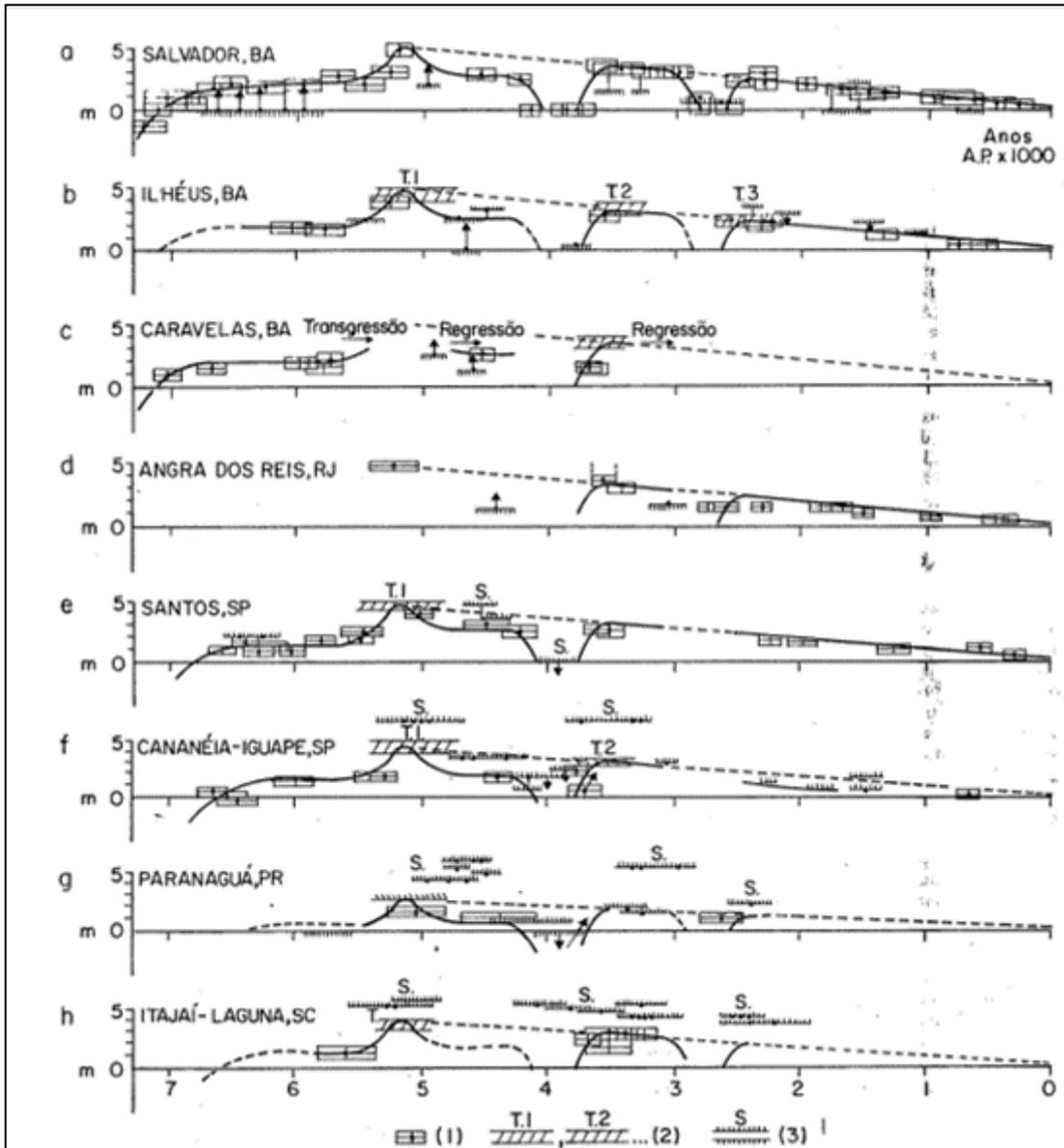
### 3.4. NÍVEL RELATIVO DO MAR (NRM)

Angulo *et al.* (2006), em revisão de trabalhos anteriores (Martin & Suguio 1975, 1976, 1978, Martins *et al.* 1979, 1980, Suguio & Martins 1978, Suguio *et al.* 1976, 1980, 1985), contestaram a ocorrência das oscilações de alta frequência do NRM no Holoceno médio, alegando que a maior parte dos indicadores utilizados para estimar o NRM nos últimos 7000 anos eram inconsistentes. Os mesmos autores propuseram novas curvas do NRM para a costa brasileira utilizando como base datações em vermetídeos fósseis e indicaram que o NRM teve seu máximo holocênico por volta de 5700 anos cal AP na costa sudeste brasileira, com suave declínio até o presente (Figura 3). Esta reinterpretação contraria a curva anteriormente aceita (Suguio *et al.* 1985) de que o NRM esteve abaixo do atual em dois momentos nos últimos 5000 anos (Figura 4).

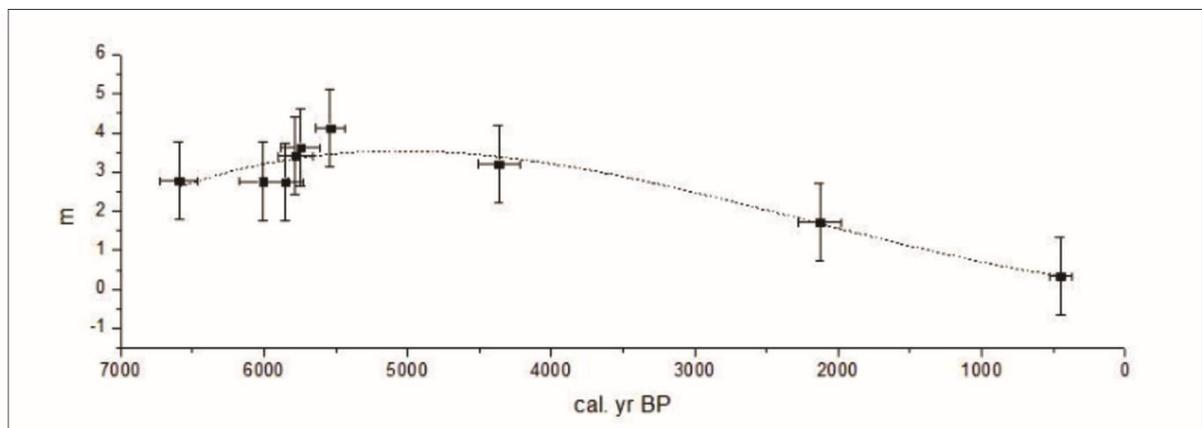


**Figura 3.** Envelope da curva do nível relativo do mar (NRM) para a costa brasileira a norte (linha contínua e quadrados) e a sul (linha pontilhada e círculos) da latitude 28, de acordo com Angulo *et al.* (2006).

Estudos baseados em vermetídeos fósseis coletados em Guarapari, na costa sul do Estado do Espírito Santo (Ribeiro 2013, Ribeiro *et al.* 2011) permitiram esboçar a curva de variação do NRM para esta região nos últimos 6500 anos (Figura 5). Segundo os autores, o NRM máximo no Espírito Santo foi atingido há cerca de 5700 anos cal AP, com elevação de  $4\text{m} \pm 1\text{m}$ , seguido de declínio suave até os dias atuais. Portanto, esse resultado é compatível com a curva de NRM de Angulo *et al.* (2006).



**Figura 4.** Curvas de variação do nível relativo do mar em vários setores do litoral brasileiro durante os últimos 7000 anos AP de acordo com Suguio *et al.* (1985): 1. reconstituição de níveis marinhos pretéritos; 2. terraços de construção marinha; e 3. idades de sambaquis.

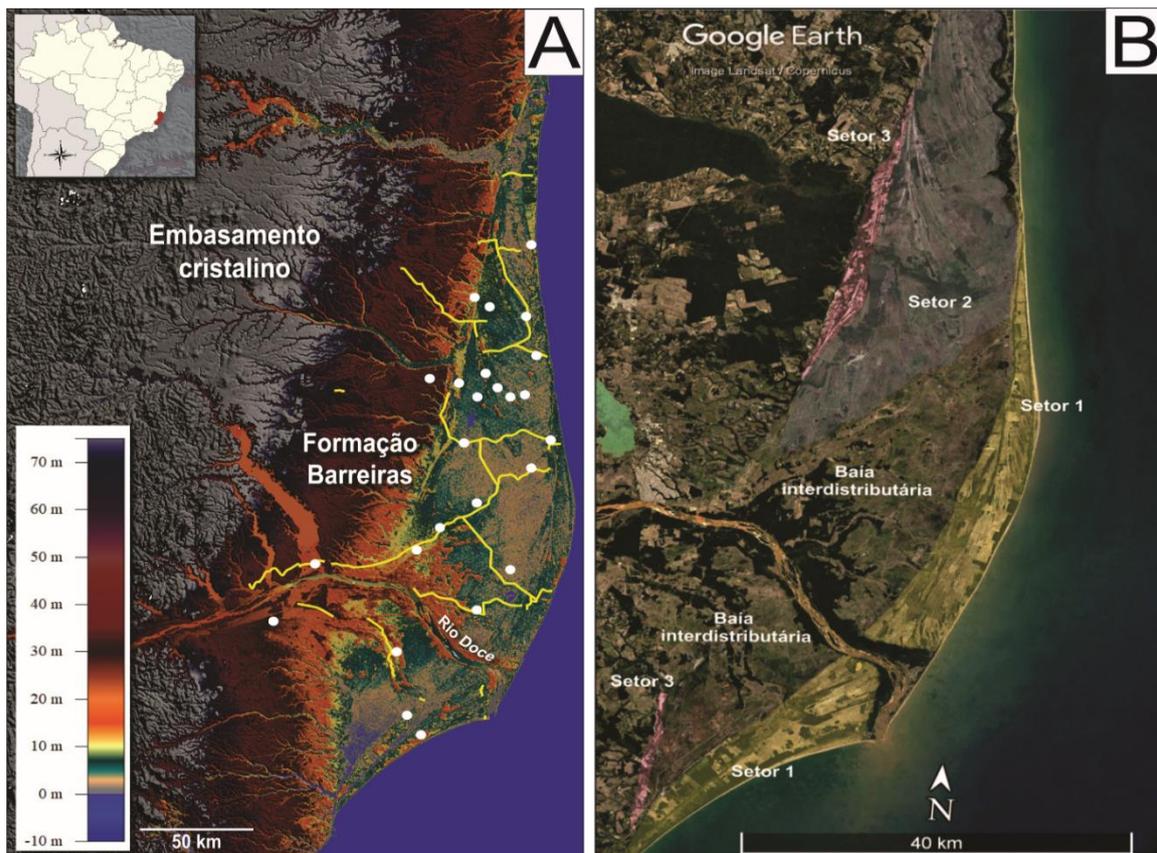


**Figura 5.** Curva de variação do NRM para a região de Guarapari (ES-Brasil) baseada em amostras de vermetídeos (Fonte: Giannini *et al.* 2013).

## 4. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

### 4.1 ÁREA DE ESTUDO E CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo está localizada no delta do rio Doce (Figura 6), região norte do Espírito Santo (Bittencourt *et al.* 2007, Suguio *et al.* 1982). De acordo com a divisão proposta por Martin *et al.* (1996), três províncias geomorfológicas podem ser identificadas nesta área: a Região Serrana, correspondente ao embasamento dos depósitos sedimentares aflorantes mais a leste; o Platô Terciário, correspondente ao domínio de afloramento da Formação Barreiras; e a Planície Quaternária, correspondente à zona de sedimentação costeira. O tabuleiro da Formação Barreiras corresponde à superfície suavemente inclinada em direção ao mar e recortada por uma densa rede de drenagem. A planície costeira é formada por dois terraços de cordões regressivos quaternários, construídos após as máximas inundações marinhas do Pleistoceno superior (cerca de 120 mil anos AP) e do Holoceno (aproximadamente 5700 anos AP) (Angulo *et al.* 2006, Giannini *et al.* 2013).



**Figura 6.** A) Mapa topográfico da área de estudo, linhas amarelas representam onde foram adquiridos perfis de GPR e pontos brancos indicam onde há datações e dados sedimentológicos; B) Mapa morfológico subdividido em setores: setor 1 em amarelo, adjacente à linha de costa atual - setor 2 em azul, porção central concomitante à baía interdistributária - e setor 3 em rosa, cordões mais internos, ancorados na Formação Barreiras.

Os alinhamentos de cordões litorâneos são visíveis em grande parte destes terraços. Ainda no que diz respeito aos depósitos quaternários, encontram-se também no litoral do

Espírito Santo paleocanais fluviais, corpos lacustres encaixados nos tabuleiros da Formação Barreiras e no baixo vale do rio Doce, sedimentos continentais (aluviais, coluviais e eólicos), arenitos de praia (*beach rocks*), areias lamosas do substrato de manguezais e carbonatos marinhos e lagunares (Mafra 2014).

A classificação dos depósitos litorâneos quaternários influenciados pelo rio Doce é discutida por diversos autores (Bacoccoli 1971, Bittencourt *et al.* 1982, Martin *et al.* 1996, Rossetti *et al.* 2015). Segundo Bacoccoli (1971), o rio Doce formaria um delta dominado por ondas, que teria sido construído a partir da acreção lateral de cristas praias durante o Holoceno; hipótese corroborada a partir de novos estudos (Rossetti *et al.* 2015). Por outro lado, Bittencourt *et al.* (1982) atribuíram a formação da planície à ação da deriva litorânea, pelo retrabalhamento de sedimentos oriundos da plataforma e não a processos deltaicos; contestando, por esse motivo, a classificação do sistema deposicional atual como delta “altamente destrutivo”. Martin *et al.* (1996) interpretaram a evolução holocênica inicial dessa planície como um delta intralagunar o qual teria passado, com o assoreamento da laguna, à atual situação de desembocadura fluvial associada à planície de cordões em cúspide.

#### 4.1. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS E OCEANOGRÁFICAS

O litoral nordeste do Espírito Santo é caracterizado por clima tropical quente e úmido, típico de latitudes médias, com regime de chuvas de verão e inverno seco (Aw de Köppen). Apesar disso, precipitações frontais de descarga polar podem ocorrer mesmo na estação de estiagem (Martin *et al.* 1996). A temperatura é elevada durante todo o ano, com média do mês mais frio superior a 18°C (Embrapa 1986).

Como demais regiões litorâneas do leste do Brasil, a costa do Estado do Espírito Santo sofre a ação de ventos relacionados a duas massas de ar, a Tropical atlântica (Ta), associada ao anticiclone semifixo do Atlântico Sul, e a Polar atlântica (Pa), ligada ao anticiclone polar móvel (Nimer 1989). A Ta, com atuação na região durante quase todo o ano, é responsável pelas condições de tempo bom, com temperaturas mais ou menos elevadas fornecidas pela intensa radiação solar das latitudes tropicais; se associa aos ventos alísios da costa leste brasileira e consequentes correntes oceânicas superficiais de NE a E. O anticiclone polar móvel é o centro de alta pressão responsável pelas intrusões das frentes frias, provenientes do extremo sul do continente. Estas frentes frias são acompanhadas de nebulosidade, baixas temperaturas e ventos do quadrante Sul e Sudeste.

A massa Pa favorece ventos e ondulações (*swells*) de S e SE (Maia 2006). Dados de modelagem numérica baseados na análise de imagens de satélite da zona costa afora do

Espírito Santo para o período 1997-2007 sugerem que as ondas de E são em média as mais frequentes no verão, na primavera e no inverno (alturas médias de 1,6 m, 1,7 m e 2,2 m, respectivamente), enquanto as de S prevalecem apenas no outono (altura média de 2,0 m), entretanto as ondas maiores no verão são de N, no outono e inverno são de SW e na primavera as de S (Pianca *et al.* 2010). A prevalescência de ondas de E, associada às ondas mais fortes de S e SW determina em tese tendência para deriva litorânea longitudinal residual para norte nos trechos de linha de costa e plataforma interna orientadas segundo NS a NW.

Eventuais inversões de deriva no tempo podem estar relacionadas a mudanças climáticas, com reflexos no regime de ondas e/ou a alterações na posição das desembocaduras do delta, e, portanto, na distribuição do efeito molhe hidráulico (Dominguez *et al.* 1983, Martin *et al.* 1996). Estudos realizados por Cruz *et al.* (2005, 2006), baseados na relação das razões isotópicas de oxigênio em espeleotemas com a origem das massas de ar úmido, vinculam a variação na intensidade das chuvas no Sudeste brasileiro ao Sistema de Monções da América do Sul (SMAS), formado pelo desvio da massa de umidade do sul da Amazônia para SW durante o verão, com deflexão para SE a partir da cadeia andina, de onde se dirige para o Sudeste do Brasil. Segundo esses estudos, o aumento da precipitação anual nesta região do país estaria ligado à intensificação das monções de verão, que por sua vez seriam moduladas, na escala de dezenas de milênios, pelos ciclos de precessão dos equinócios de Milankovitch (Cruz *et al.* 2005, 2006).

Dentro do Holoceno, existiriam outras variações na intensidade da SMAS, correlatas a períodos curtos (poucos séculos) de resfriamento no hemisfério norte, os chamados eventos Bond (Bond *et al.* 1997). Cruz *et al.* (2006) reconhecem ainda uma tendência para clima mais úmido na segunda metade do Holoceno, em oposição ao que ocorre no semiárido nordestino, não atravessado pela trajetória do SMAS. De acordo com o INPE (2005), outro fenômeno climático que pode afetar a região Sudeste, porém em menor frequência (ciclos de dois a sete anos), é o El Niño – Oscilação Sul (ENOS), caracterizado pelo aquecimento anômalo das águas superficiais do Pacífico Equatorial Oriental. Este efeito gera uma corrente quente de jato subtropical dirigida da costa do Peru ao Sul-Sudeste do Brasil (Martin *et al.* 1991), o que divide a faixa oriental brasileira em duas porções: uma a sul, com aumento moderado das temperaturas médias, inclusive no inverno, associado a intensificação das chuvas, e outra a norte, com estiagem acentuada. A região Sudeste do Brasil inclui-se, na maioria das ocorrências do ENOS, na região a sul do jato. Eventos de longa duração, décadas ou séculos por exemplo, com aumento da frequência e/ou intensidade do El Niño poderiam também ocorrer.

## 5. MATERIAIS E MÉTODO

### 5.1 SENSORIAMENTO REMOTO

A análise de imagens de satélites tem-se mostrado um recurso útil na descrição de cordões litorâneos devido a maior facilidade de observação da morfologia dos cordões, sua orientação e sua concentração (Angulo & Suguio 1994). Além da análise qualitativa, essa técnica permite uma abordagem quantitativa sobre as mudanças da linha de costa, como exemplo as taxas de progradação. A observação dos cordões litorâneos em planta ocorre pela identificação de cristas lineares, topograficamente elevadas e separadas por cavas inundadas. Em geral os cordões ocorrem densamente vegetados e dispostos paralelos à linha de costa.

Uma vez que as características em macroescala para identificação dos cordões litorâneos são dificilmente reconhecidas no campo, a análise de fotografias aéreas e/ou imagens de satélite constituem uma etapa essencial em estudos de evolução/dinâmica costeira. Porém, esta análise é susceptível a muitas imprecisões em virtude das limitações de qualidade das imagens ou mesmo da ambiguidade de significado de certas feições nelas aparentes (Angulo & Suguio 1994). Estas imprecisões devem ser devidamente levadas em consideração quando da interpretação geológica dos resultados.

Neste estudo, a identificação e mapeamento das feições quaternárias da planície costeira do rio Doce através da análise de imagens de satélite foi feita em três etapas principais. Na etapa inicial, as imagens da planície disponíveis no software livre *Google Earth* foram preliminarmente divididas em setores morfológicos onde ocorrem cordões. Na segunda etapa, esta divisão foi utilizada, conferida e refinada durante o processamento e interpretação dos resultados de dados geofísicos obtidos em cada setor. Na etapa final do trabalho de sensoriamento remoto, dados de SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) foram tratados no programa *Global Mapper* fim de obter perfis topográficos, além do georreferenciamento dos pontos de amostragem e linhas de aquisição geofísica.

### 5.2 COMPILAÇÃO DE DADOS GEOCRONOLÓGICOS E ESTRATIGRÁFICOS

Foram compilados dados geocronológicos e estratigráficos disponíveis em trabalhos anteriores (Cohen *et al.* 2014, França *et al.* 2013, Giannini *et al.* 2015, Rossetti *et al.* 2015) e dados inéditos, adquiridos no âmbito do projeto temático FAPESP 2011/00995-7 – Estudos Paleoambientais Interdisciplinares na Costa do Espírito Santo. Dados de 24 trincheiras e 8 testemunhos forneceram 56 datações (LOE e C-14), conforme Figura 3-A e Tabelas 1 e 2.

**Tabela 1-** Datações OSL de publicações anteriores.

Ponto	Profundidade (m)	Coordenadas	Idade (anos cal AP)	Referência
Es1	0,49	19°10'32.70" S /39°53'5.66" O	141.660 (±12.261)	Giannini <i>et al.</i> 2015
Es2	0,70	19°10'54.25" S /39°52'49.96" O	113.069 (±6237)	
Es5	0,50	19°11'53.74" S /39°48'30.41" O	7401 (±277)	
Es6	0,68	19°11'41.84" S /39°48'7.00" O	1666 (±53)	
Es8	2,30	19°13'24.40" S /39°43'37.04" O	7118 (±364)	
Es14	5,00	18°59'24.29" S /39°45'36.36" O	2849 (±116)	
Es15	13,00	18°59'43.13" S /39°51'03.75" O	5536 (±203)	
Es21	0,78	19°39'45.37" S /39°53'07.02" O	1326 (±135)	
P33	0,80	19°10'19.16" S /39°53'10.72" O	11.913 (±775)	Rossetti <i>et al.</i> 2015
	2,65		132.705 (±9152)	
P28	0,80	19°32'00.56" S /39°58'12.22" O	5.395 (±401)	
	2,30		10.771 (±460)	
P29	0,55	19°23'10.79" S /40°06'03.74" O	4800 (±368)	
	2,70		6322 (±495)	
	7,35		8765 (±677)	
P30	0,57	19°21'48.51" S /39°55'52.43" O	5753 (±489)	
	2,70		6330 (±541)	
	4,90		5703 (±566)	
P16	2,10	19°27'48.56" S /40°08'59.21" O	5415 (±522)	
	8,60		8631 (±731)	
	14,12		7522 (±697)	

**Tabela 2- Datações** C-14 de publicações anteriores.

Ponto	Profundidade (m)	Coordenadas	Idade (anos cal AP)	Referência	
Li01	1.65 – 1.75	19°10'53.91" S/39°50'23.37" O	7556-7622	Cohen <i>et al.</i> 2014	
	3.70 – 3.75		29.226-29.678		
	6.20 – 6.30		36.105-40.014		
	8.80 – 8.86		35.162-36.321		
	11.52 – 11.7		45.775-49.391		
Li31	1.05 – 1.10	19°11'16.00" S/39°49'33.00" O	4840-4893		
	4.95 – 5.00		3845-3933		
	6.55 – 6.65		30.465-31.022		
Li32	0.67 – 0.72	19°11'46.10" S/39°48'1.80" O	3246-2840		França <i>et al.</i> 2013
	1.40 – 1.45		7278-6955		
	3.40 – 3.45		7318-7172		
	4.30 – 4.35		7339-7259		
	5.45 – 5.50		8161-7933		
P43	2,10	19°14'36.92" S/39°44'55.07" O	4850-4974	Rossetti <i>et al.</i> 2015	
P40	4,10	19°25'49.58" S/39°47'27.31" O	7574-7460		
P44	1,70	19°08'20.72" S/39°43'43.39" O	3001-3183		
	3,55		3350-3174		
P34	2,20	19°20'10.82" S/39°49'52.68" O	5623-5578		
P35	2,18	19°25'07.21" S/39°51'00.61" O	6732-6554		
P50	4,00	19°00'17.71" S/39°50'34.08" O	537-484		
P51	1,15	19°02'34.26" S/39°48'09.47" O	733-834		
	4,95		2491-2346		
P52	0,90	19°20'07.51" S/39°55'07.03" O	3206-3359		
	3,10		6894-6737		
P53	2,65	19°15'41.44" S/39°50'47.87" O	6454-6313		

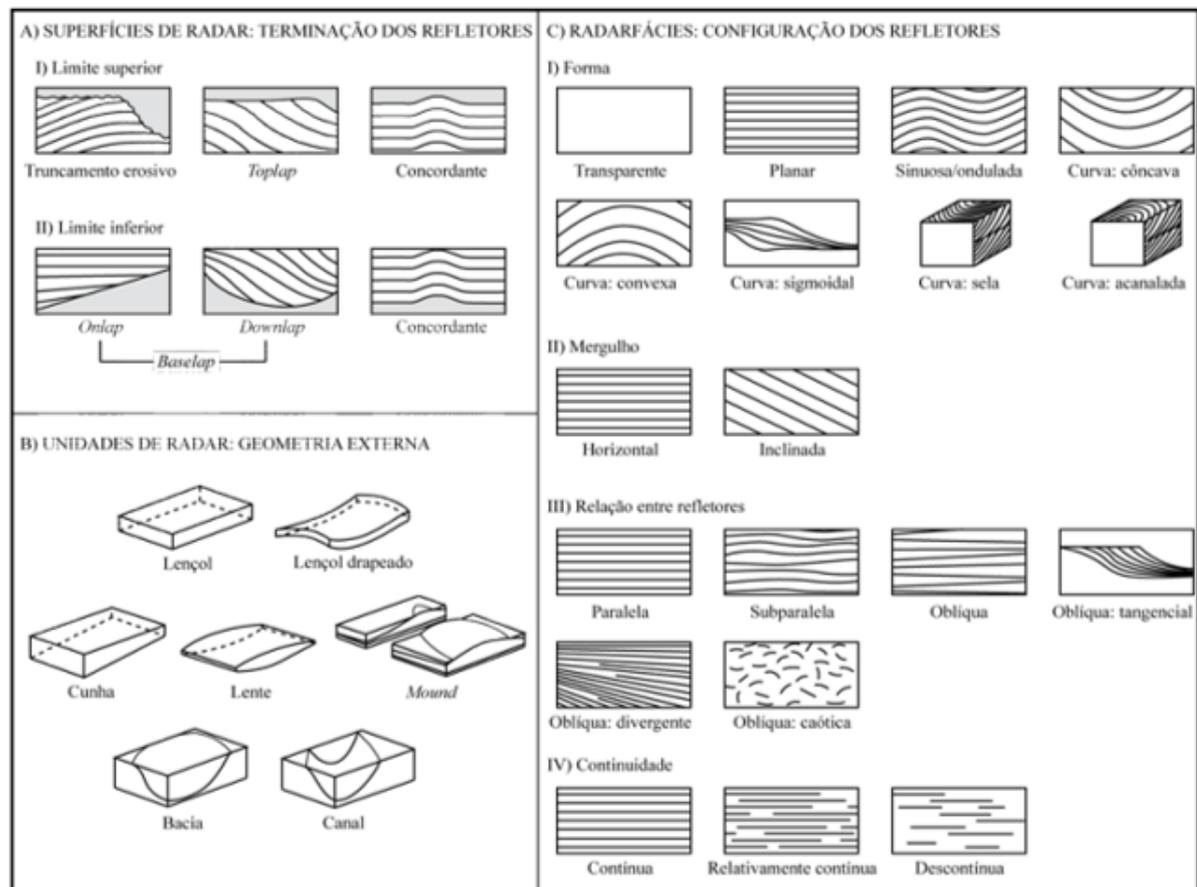
### 5.3 PROCESSAMENTO E ANÁLISE DAS SEÇÕES GPR

Aproximadamente 350 km de seções GPR em malhas transversais e longitudinais à linha de costa, foram adquiridas no contexto do Projeto FAPESP 2011/00995-7, em 2014. As seções foram adquiridas com antena de 200 MHz da *Geophysical Survey Systems Inc.* (GSSI<sup>TM</sup> SIR-3000), usando o método *common offset*, o qual consiste em adquirir perfis de reflexão através do deslocamento simultâneo e no mesmo sentido das antenas transmissora e receptora, posicionadas a uma distância constante (*fixed offset*). Os traços das seções foram obtidos a cada 0,5 m e o número de amostras por traço variou entre 512-1000, cujo limite de resolução vertical foi entre 5 e 10 cm.

O processamento dos dados de GPR foi realizado através do programa *ReflexWin*

6.0, incluindo os filtros de *background removal*, passa-banda (350 MHz para baixas frequências e 100 MHz para altas frequências), ganho e correção topográfica. Adicionalmente, para algumas seções foram aplicados: deconvolução, remoção de reflexões oriundas da superfície, migração e correção topográfica (Jol *et al.* 2003, Neal 2004).

A interpretação dos dados de GPR devidamente processados foi fundamentada na sismoestratigrafia, adaptada para GPR (Davis & Annan 1989, Gawthorpe *et al.* 2015, Jol & Smith 1991, Neal *et al.* 2002, Porsani 1999). Dessa forma, a estratigrafia de radar compreende terminologias análogas (Figura 7): superfícies de radar, pacotes de radar e radarfácies. Assim como os limites das unidades sísmicas e as superfícies de radar são determinadas pelas terminações de refletores associadas aos limites superiores (truncamento erosivo, *toplap* e concordante) e inferiores (*onlap*, *downlap* e concordante) das unidades de radar. Além disso, a descrição da configuração interna das radarfácies é complementada de acordo com a geometria, com o mergulho, com a continuidade e com a amplitude, além da relação entre os refletores (Neal, 2004). Vale ressaltar que a interpretação das radarfácies foi norteadada pelos dados sedimentológicos publicados anteriormente.

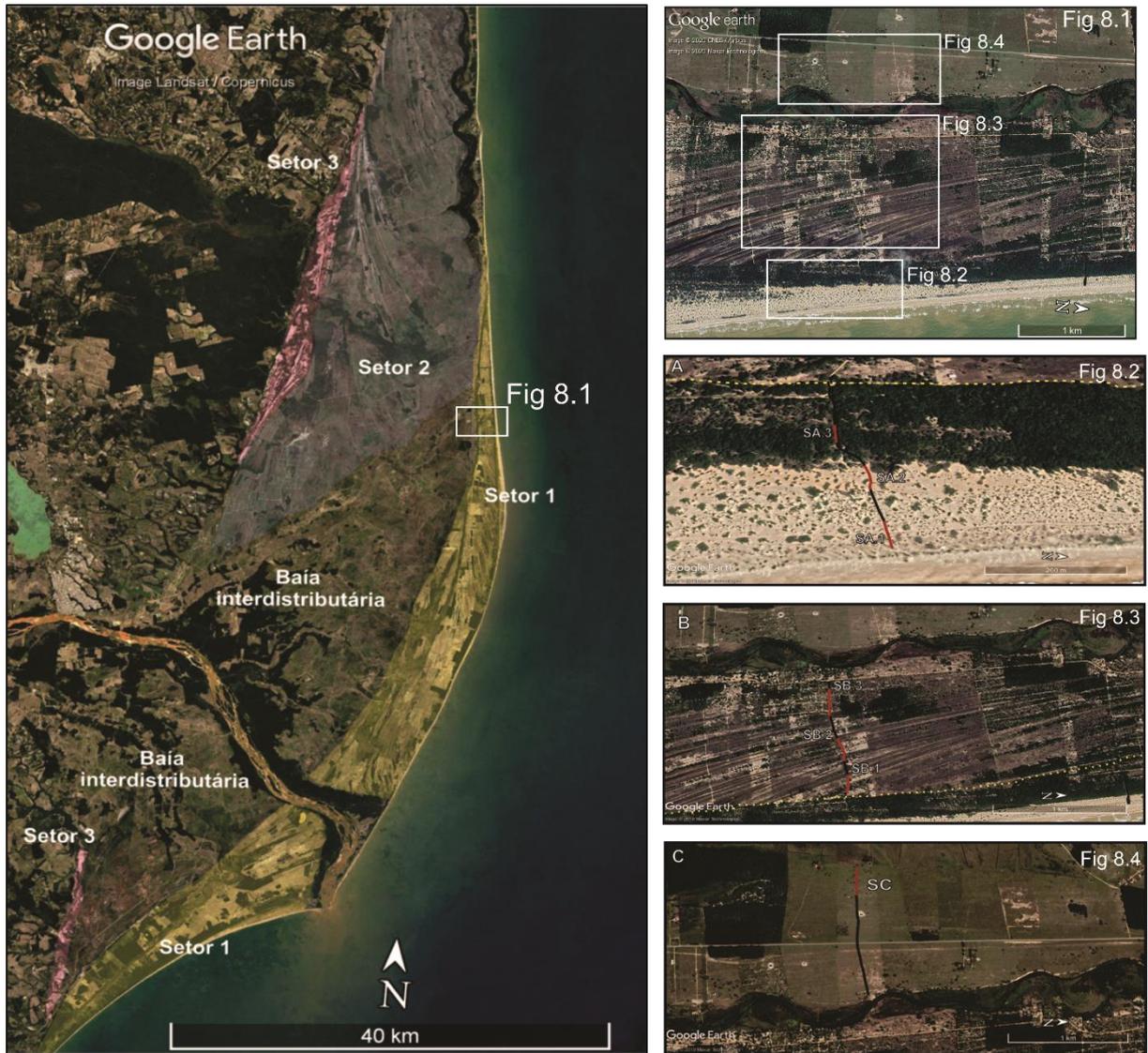


**Figura 7.** Padrões básicos para a interpretação de seções GPR, com a terminação dos refletores, a geometria externa e a configuração interna, a qual define uma radarfácies (Neal, 2004).

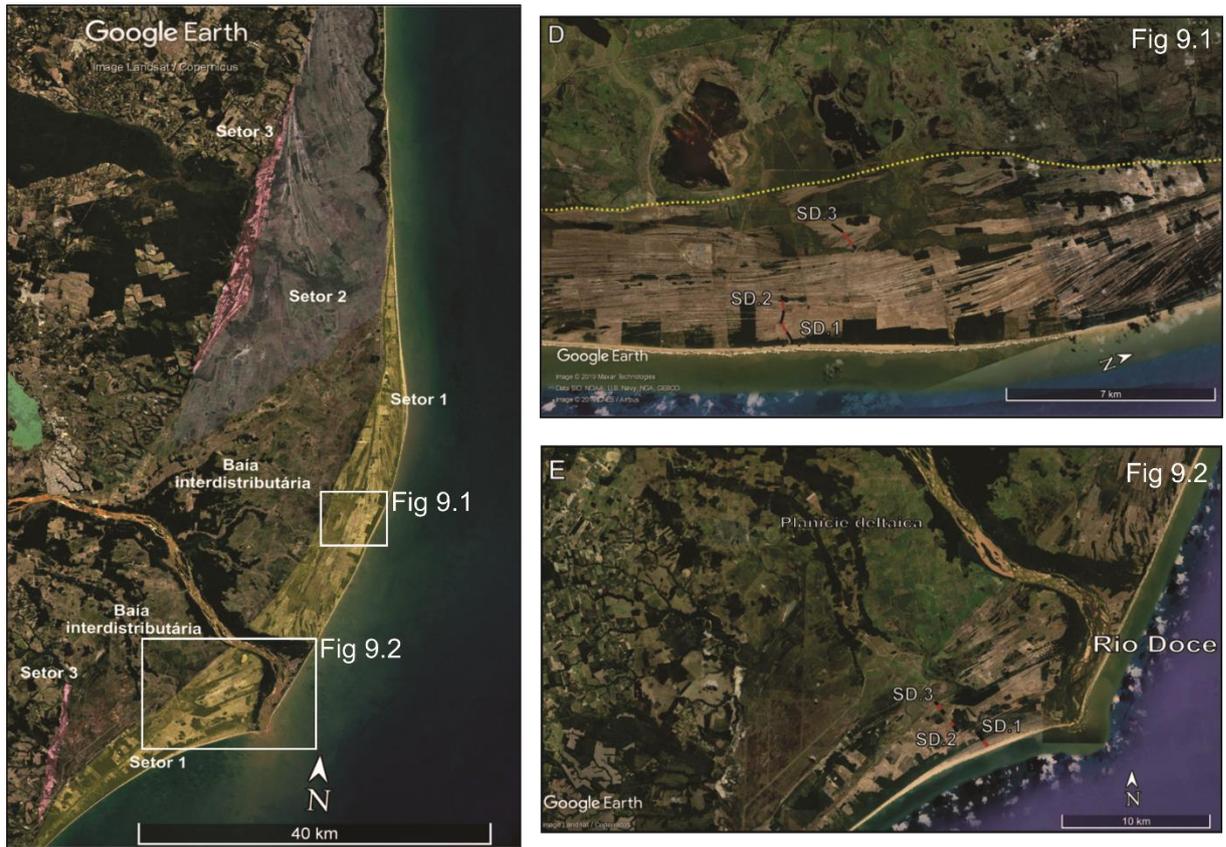
## 6. RESULTADOS

### 6.1 MORFOLOGIA E RADARFÁCIES

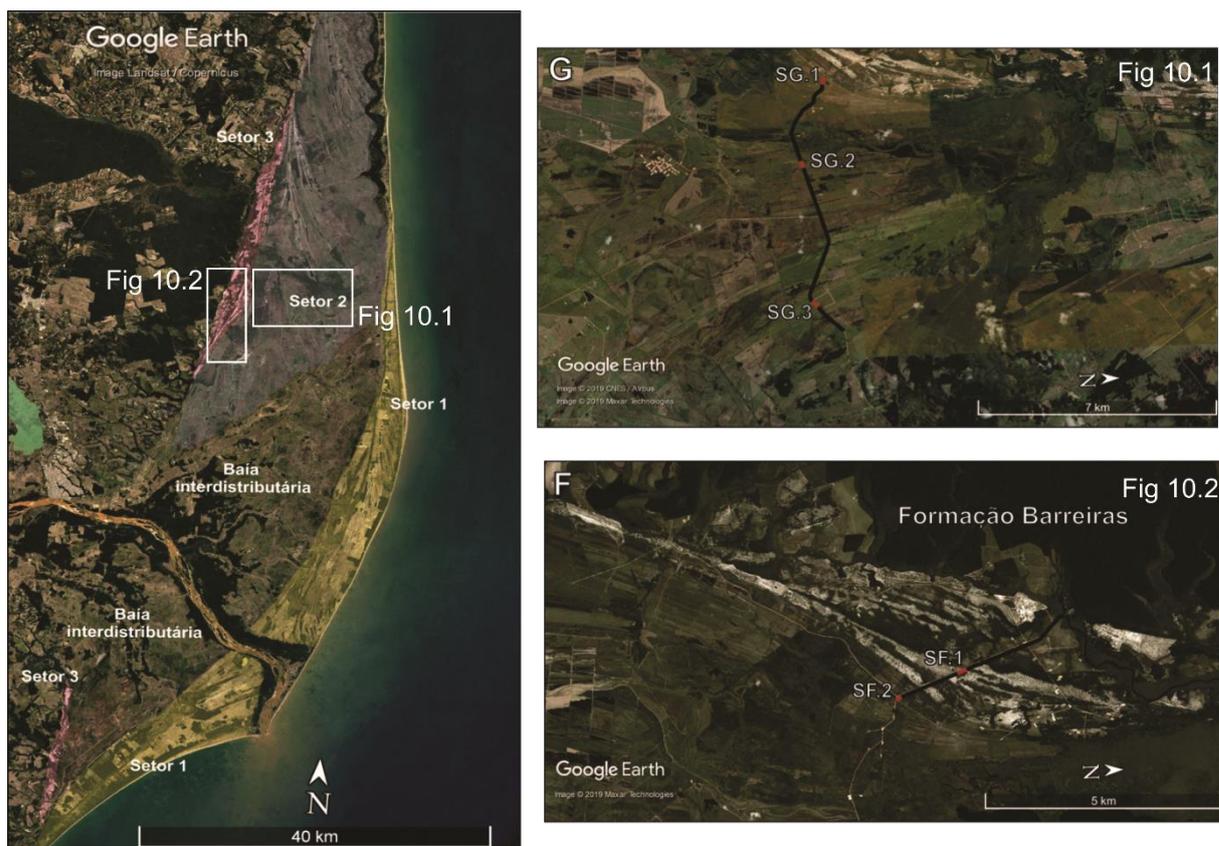
A área de estudo foi dividida em três setores principais (Figura 6-A e Figuras 8, 9 e 10). O **setor 1**, em planta é formado por três padrões de cordões litorâneos: **i)** cordões litorâneos retilíneos e adjacente; **ii)** cordões litorâneos recurvados, os quais podem estar associados a desembocaduras e; **iii)** cordões retilíneos localizados na porção externa, no limite da baía interdistributária e menos visíveis em planta. O **setor 2** consiste em cordões litorâneos formados por cristas baixas (~4 m de altura) e menos espaçadas (50 m), com orientação NO-SE, o que em planta caracteriza-se por geometria externa em leque. Por fim, no **setor 3**, os cordões se desenvolveram ancorados em falésias da Formação Barreiras e apresentam orientação retilíneas e curvilíneas com limites subparalelos.



**Figura 8.** Delimitação dos setores morfológicos (setores 1, 2 e 3). O setor 1, em amarelo, ocorre na porção mais externa da planície costeira, junto a linha de costa e, em planta, é formado por três padrões de alinhamentos de cordões litorâneos, conforme mostra a Figura 8.1. Na Fig.8.2 os cordões são retilíneos plano-paralelo. Na Fig.8.3 os cordões ocorrem com geometria externa curvilíneos e truncam entre si; e Fig. 8.4 os cordões voltam a apresentar padrão retilíneos e limitam-se internamente pela baía interdistributária do delta do rio Doce. Linha em preto representa a aquisição GPR e a linha em vermelho indica a seção descrita neste estudo.



**Figura 9.** Morfologia do setor norte do delta do Rio Doce. Na **Figura 9.1** registra-se o contexto morfológico constituído por cordões litorâneos erodidos por paleocanais, além de se notar diversas lagoas na baía interdistributária (D). Na **Figura 9.2** o contexto morfológico é constituído por cordões menos preservados, semi-vegetados (E). Linhas em preto representam aquisições de GPR e as linhas em vermelho indicam as seções descritas neste estudo.



**Figura 10.** Destaque para o setor 2, na porção central da planície costeira adjacente a baía interdistributária do delta do rio Doce. Além disso, o setor 3 é delimitado pelo polígono rosa, que compreende cordões litorâneos ancorados na Formação Barreiras. Linhas em preto representam aquisições de GPR e as linhas em vermelho indicam as seções descritas neste estudo.

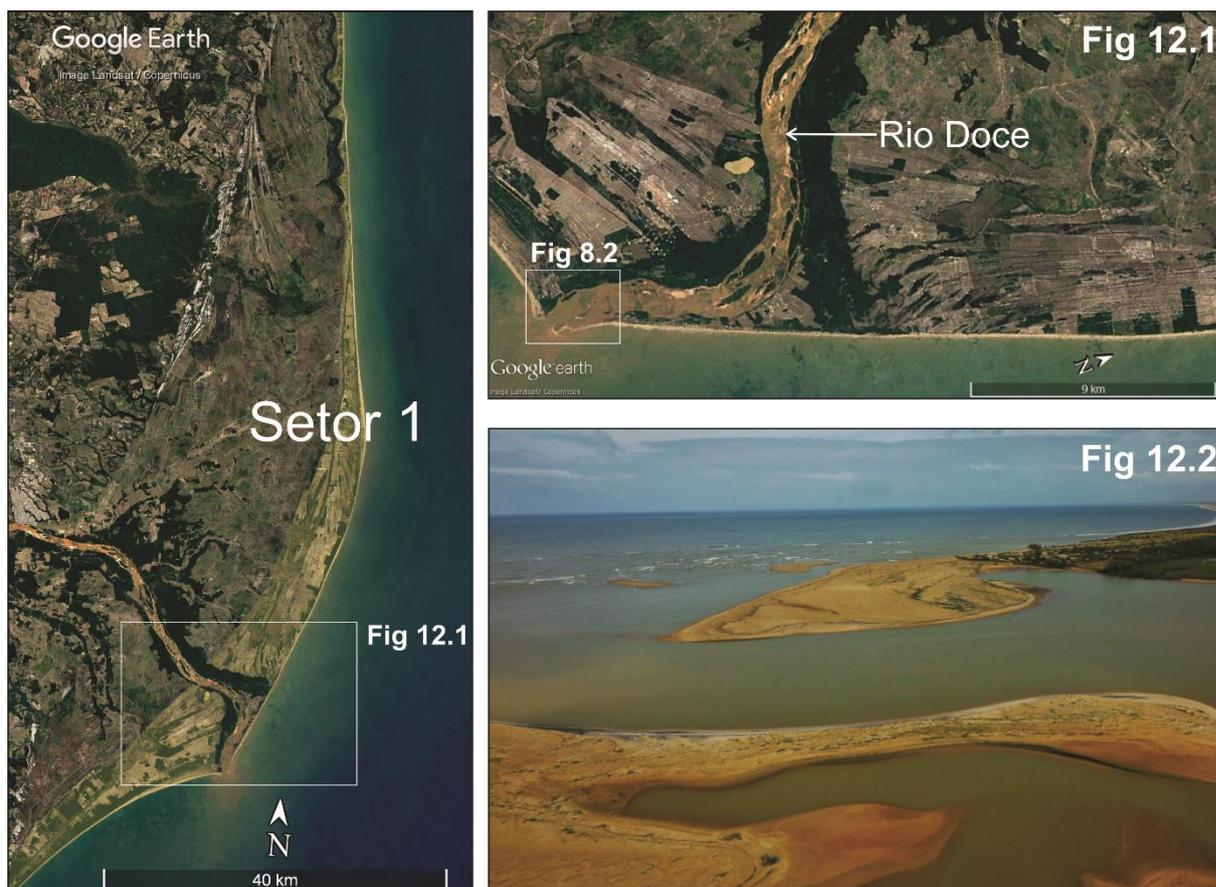
Em cada setor há diferentes padrões de alinhamentos entre os cordões litorâneos, além de diversos contextos morfológicos, os quais foram subdivididos em sete: A, B, C, D, E, F e G, como pode ser observado nas Figuras 8.2, 8.3, 8.4, 9.1, 9.2, 10.1 e 10.2.

### 6.1.1 Complexo de cordões litorâneos do Setor 1

Em planta, o setor 1 compreende cordões com uma área de 400.000 km<sup>2</sup> que se preservam tanto para NE da desembocadura do rio Doce quanto para SE (Figuras 6 e 8). A aquisição de seções GPR inicia junto a linha de costa, sobre alinhamentos de cordões de dunas frontais parcialmente vegetados (Figura 8.2). Estes cordões de dunas frontais, com até 4 m de altura (Figura 11), são ligeiramente retilíneos e estendem-se lateralmente por centenas de metros, quando são interrompidos pela desembocadura do rio Doce e recurvam (Figura 12).

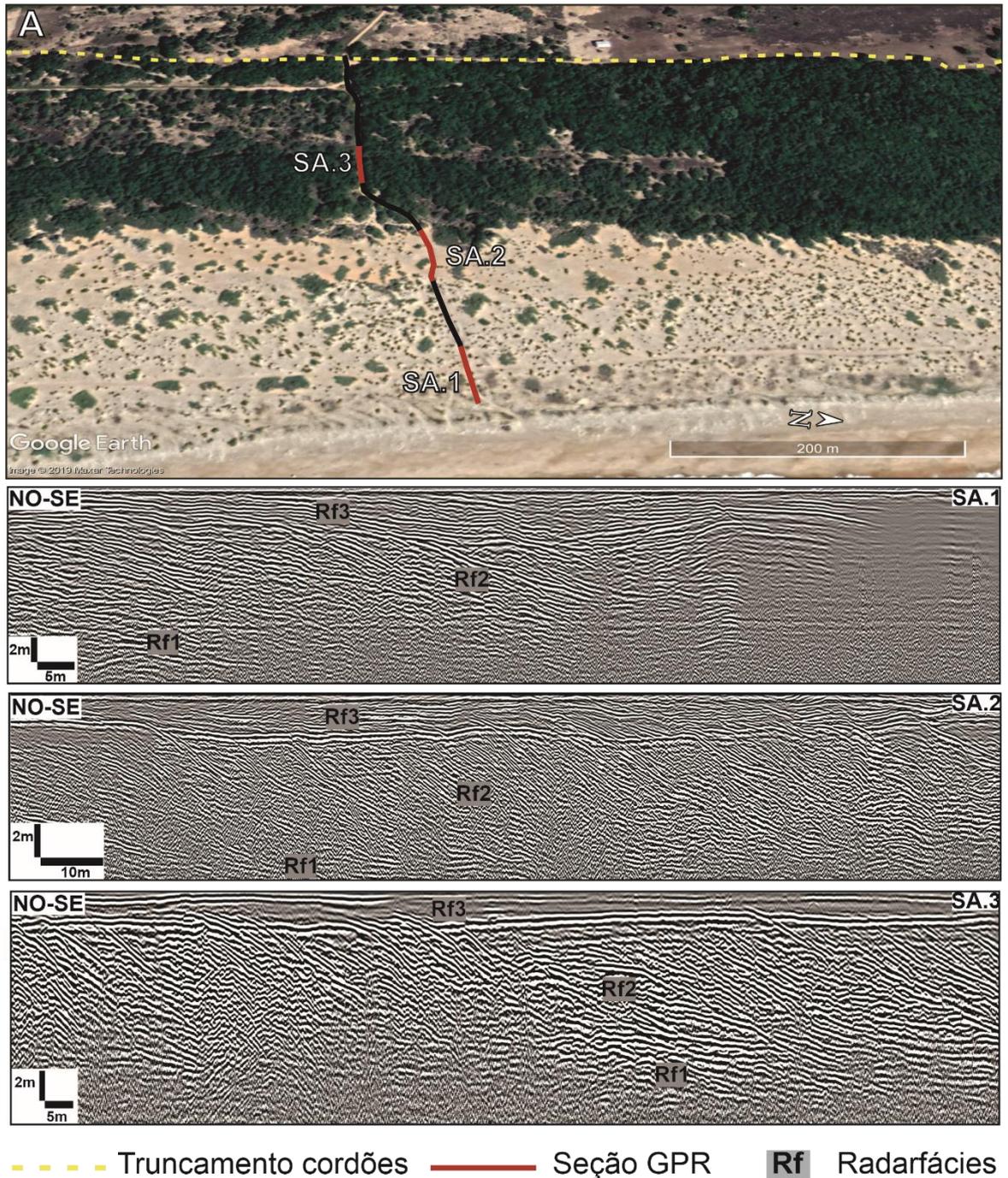


**Figura 11.** Detalhe dos cordões litorâneos junto a linha de costa na forma de dunas frontais semi-vegetadas, com cristas de até 4 metros de altura que se estendem lateralmente ao longo da linha de costa.



**Figura 12.** Cordões de dunas frontais retilíneos do setor 1, em amarelo, posteriormente, interrompidos e recurvados pela desembocadura do rio Doce (12.1). **12.2** Detalhe da desembocadura.

Aproximadamente 8 km de linhas de GPR foram adquiridas sobre os alinhamentos de cordões litorâneos no setor 1. As seções **SA.1**, **SA.2** e **SA.3** adquiridas sobre os cordões de dunas frontais compreende três radarfácies (Figura 13). Na base das seções, com até 2 m de espessura, ocorre a radarfácies **Rf1** formada por refletores sub-horizontais a ondulados, descontínuos e com média a baixa amplitude. A radarfácies **Rf1** estende-se lateralmente por centenas de metros e para o topo é sobreposta pela **Rf2**. Na radarfácies **Rf2** os refletores mudam para clinofórmulas oblíquas tangenciais com alto ângulo de mergulho ( $\sim 10^\circ$ ) no sentido mar adentro e terminações em *downlap*. Internamente, os refletores da **Rf2** apresentam alta amplitude e formam um conjunto de espessura métrica com geometria externa ligeiramente lenticular. Os refletores da **Rf2** podem ocorrer truncados pela radarfácies **Rf3** no topo da seção. A radarfácies **Rf3** internamente mostra baixa a média amplitude e compreende refletores plano-paralelos e com espessura de até 2 metros.



**Figura 13.** Em A observa-se a morfologia com destaque para a ocorrência de dunas densamente vegetadas. A linha tracejada amarela indica o truncamento dos cordões. Linha em preto representa a aquisição GPR e a linha em vermelho as seções interpretadas.

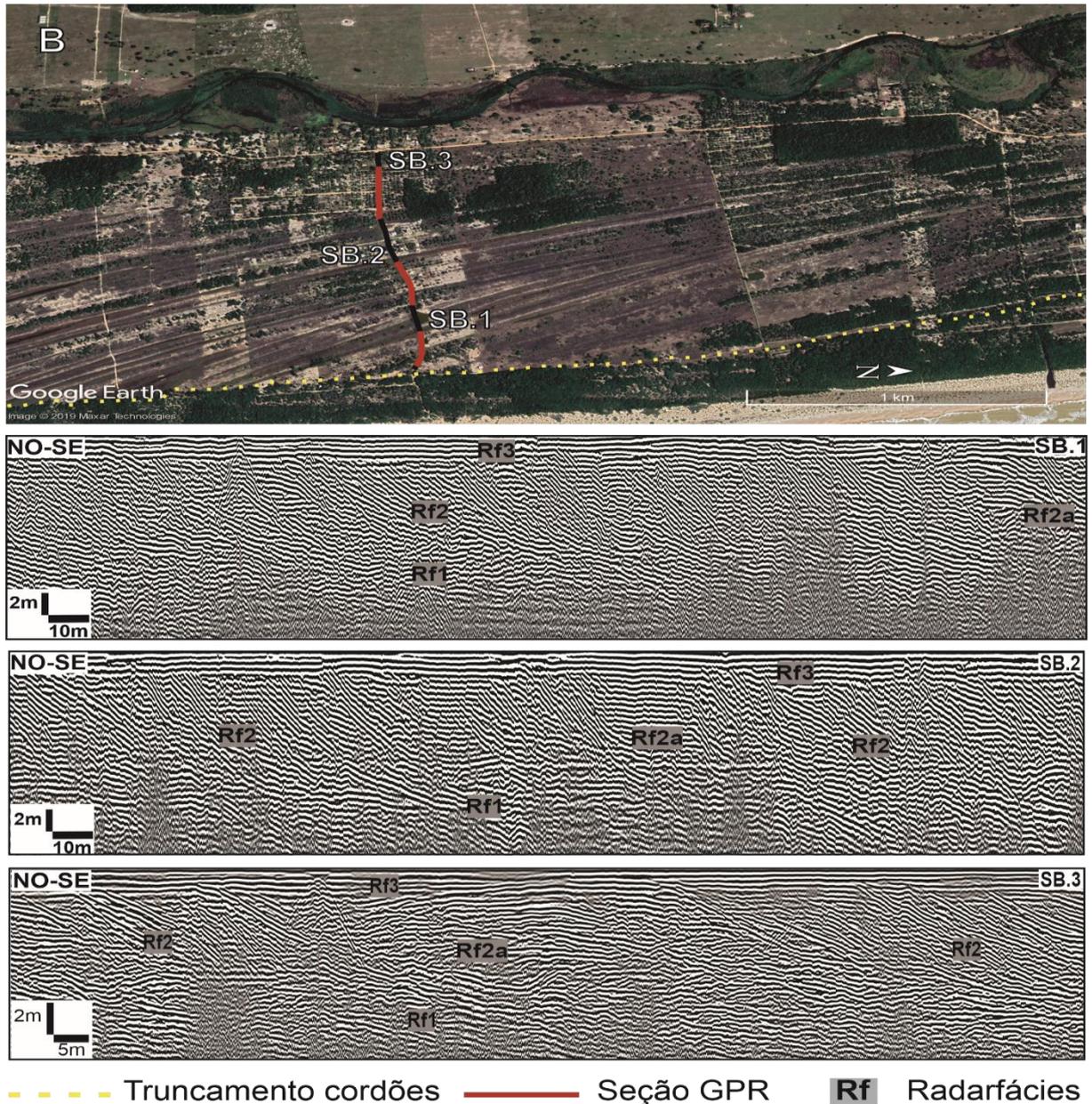
No sentido continente adentro os cordões litorâneos (contexto morfológico A) mudam de orientação e passam para cordões densamente vegetados que curvam para sudoeste, com geometria convexa em planta, dispostos em forma de leque (contexto morfológico B, Figura 8.3). Estes cordões curvilíneos são formados por cristas que variam de 5 a 8 metros de altura e ocorrem separados por calhas parcialmente inundadas com até 30 m de largura. Os cordões litorâneos deste contexto são também truncados continente adentro por

um paleocanal meandrante (Figura 14.3), onde os feixes de cordões alternam para a planície deltaica do rio Doce, cujos alinhamentos são menos visíveis em planta (contexto morfológico C, Figura 8.4).



**Figura 14.** Truncamentos entre os contextos morfológicos A e B (14.2) e entre os contextos B e C (14.3). Mudança abrupta nos alinhamentos entre os cordões litorâneos, assim como a mudança dos espaçamentos entre estes, as cristas e vegetação presente. Dessa forma, caracterizando os diferentes contextos morfológicos A, B e C.

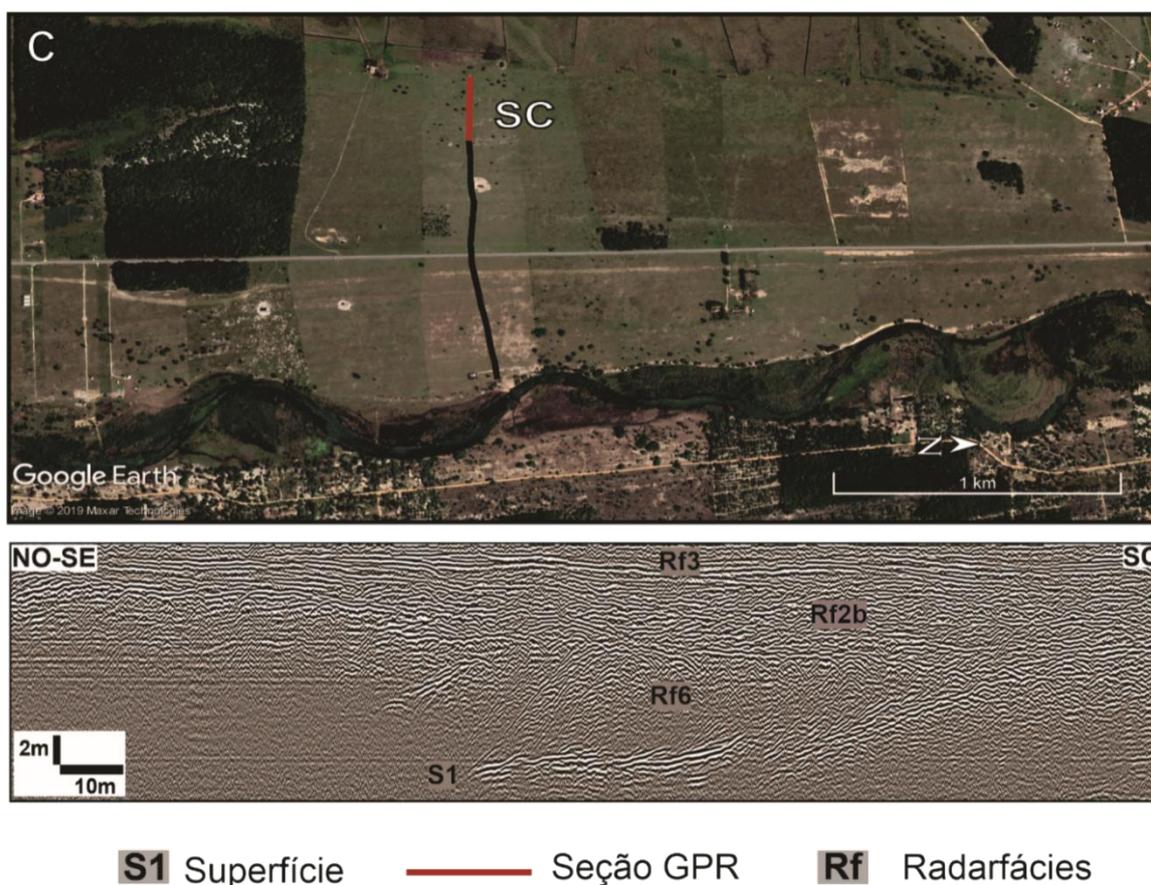
As radarfácies **Rf1**, **Rf2** e **Rf3** estendem-se lateralmente por centenas de metros sobre o contexto morfológico A. Todavia, quando os cordões se tornam curvilíneos (contexto morfológico B – seções **SB.1**, **SB.2** e **SB.3**), observa-se que a radarfácies **Rf2** trunca refletores subparalelos, com alta amplitude diferenciados em **Rf2a** (Figura 15). Lateralmente, ao longo do feixe de cordões, a **Rf2** alterna para **Rf2a**, este padrão de alternância é observado nas seções **SD.1**, **SD.2** (Figura 18), **SE.1** e **SE.2** (Figura 20).



**Figura 15.** Contexto morfológico B: cordões curvilíneos em forma de leque, truncados pelos cordões em dunas frontais (contexto A) e por um paleocanal meandrante a nordeste. Os alinhamentos dos cordões com cristas de até 8 metros são visíveis em planta. A aquisição geofísica total obtida sobre estes cordões é indicada pela linha preta, as seções mostradas estão representadas pelas linhas vermelhas: SB.1, SB.2 e SB.3.

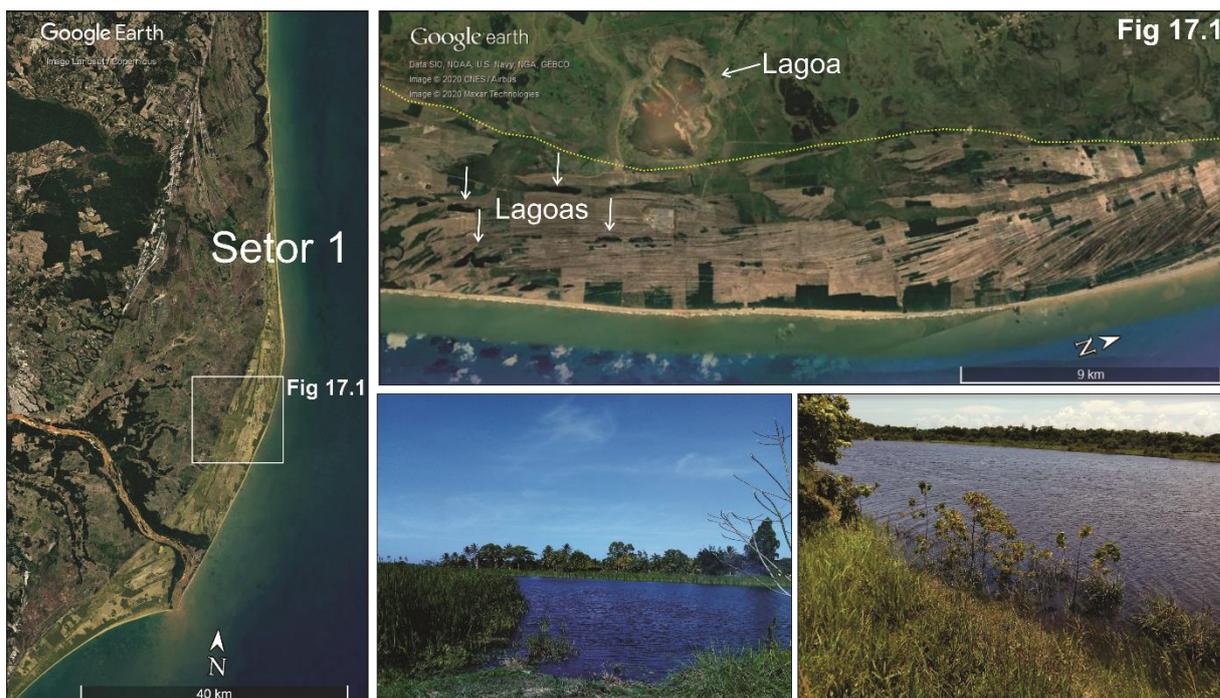
A mudança do feixe de cordões para a planície deltaica caracteriza o contexto morfológico C. Neste os cordões limitam-se internamente pela ocorrência da planície deltaica do rio Doce, que caracteriza uma área mais baixa (2 m), parcialmente alagada e recortada por canais fluviais. As seções GPR obtidas sobre o feixe de cordões deste contexto C divergem das demais seções. Na base da seção ocorre a radarfácies **Rf6** que compreende refletores sigmoidais de baixa a média amplitude com mergulho no sentido continente adentro. A **Rf6** apresenta geometria externa em cunha, uma vez que no sentido mar adentro observa-se adelgaçamento da radarfácies. Os refletores da **Rf6** mergulham sobre uma superfície

lateralmente contínua, a **S1**, com média a baixa amplitude, a partir da qual o sinal é absorvido. Sobreposta à **Rf6** ocorre a radarfácies **Rf2b** formada por refletores de alta amplitude e oblíquos que migram no sentido continente adentro. Para o topo da seção, onde os refletores tornam-se plano-paralelos a ondulados observa-se a ocorrência da radarfácies **Rf3** (Figura 16).



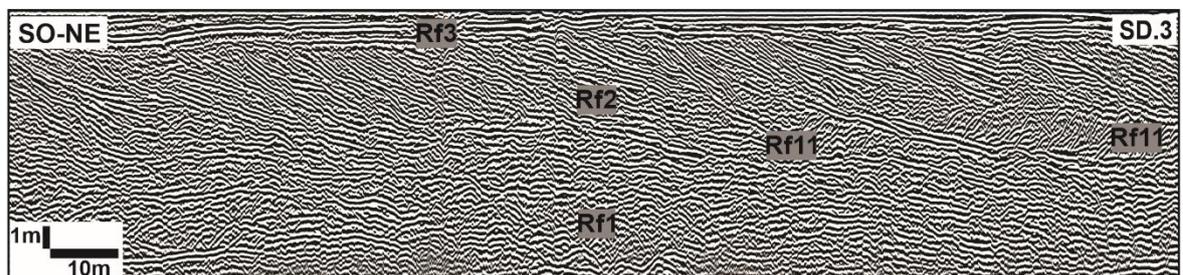
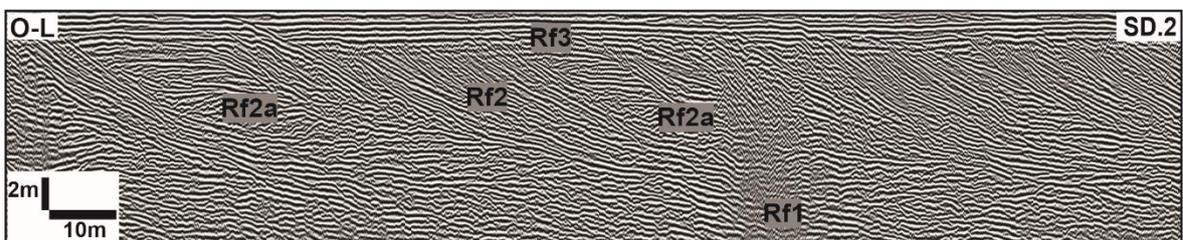
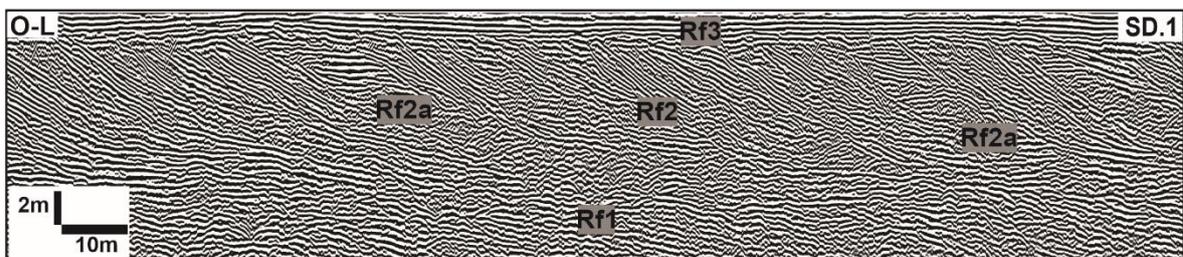
**Figura 16.** Detalhe do feixe de cordões do contexto morfológico C. Observa-se o aparecimento de novas radarfácies (Rf2b, Rf6) e da superfície S1.

O contexto morfológico D (Figura 17) consiste na continuidade lateral do feixe de cordões rumo SE e similar ao contexto morfológico B, iniciam junto a linha de costa com padrão retilíneos e rumo continente adentro mudam para cordões curvilíneos. São notadas também ocorrência de lagoas entre os cordões (Figura 17). Ainda neste contexto morfológico, as seções **SD.1**, **SD.2** e **SD.3** compreendem as radarfácies **Rf1**, **Rf2/Rf2a** e **Rf3**. Entretanto, observa-se uma nova radarfácies na seção **SD.3** que corresponde a **Rf11**, formada por refletores com alta amplitude, sigmoidais e que mergulham no sentido continente adentro. Os refletores da **Rf11** são truncados pela **Rf2** (Figura 18).



**Figura 17.** Contexto morfológico D, os alinhamentos entre os cordões tornam-se suavemente retilíneos, nota-se que estes estão parcialmente erodidos por eventuais canais. Há diversas lagoas entre os cordões deste contexto, os quais são adjacentes à baía interdistributário do rio Doce.

Para SE da desembocadura do rio Doce, observa-se o último contexto morfológico do setor 1, denominado contexto morfológico E, no qual os feixes de cordões recurvam apenas adjacente a desembocadura do rio Doce. Lagos estão presentes entre o feixe de cordões mais próximos à linha de costa. Em planta, observa-se paleocanais de extensões de até 1000 m, incluindo um dos paleocanais do rio Doce (Figura 19). Sobre esse contexto morfológico, as seções GPR obtidas **SE.1**, **SE.2** e **SE.3** mostra os mesmos padrões de radarfácies das seções **SD.1** e **SD.2**, ou seja, da base para o topo: a radarfácies **Rf1**, **Rf2** alternando para a **Rf2** a sotoposta pela **Rf3** (Figura 20).

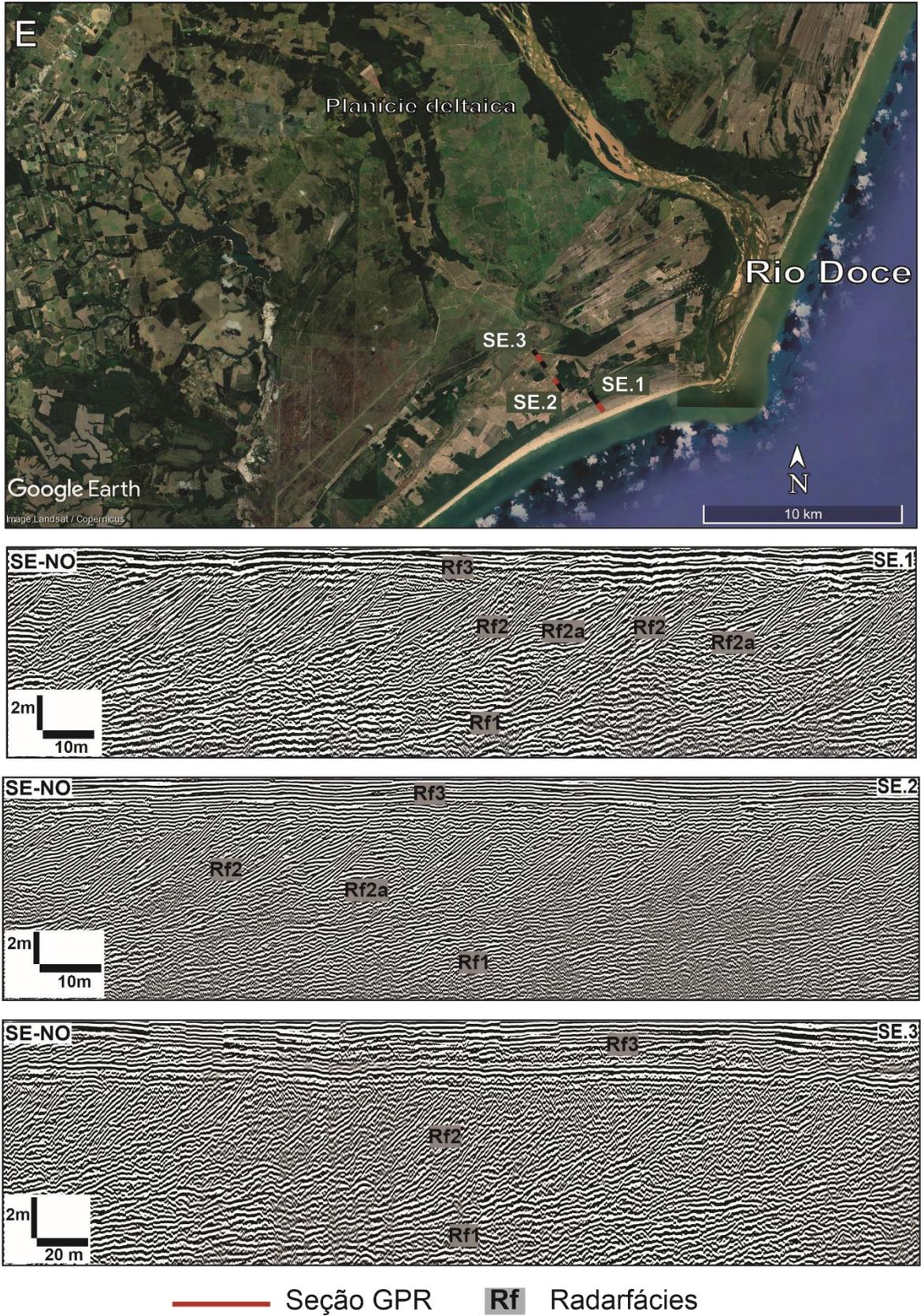


--- Truncamento cordões — Seção GPR **Rf** Radarfácies

**Figura 18.** Seções GPR obtidas sobre os cordões do contexto morfológico D do setor 1, revelam padrões similares com as seções anteriores, exceto a seção SD.3, onde ocorre uma nova radarfácies Rf11.



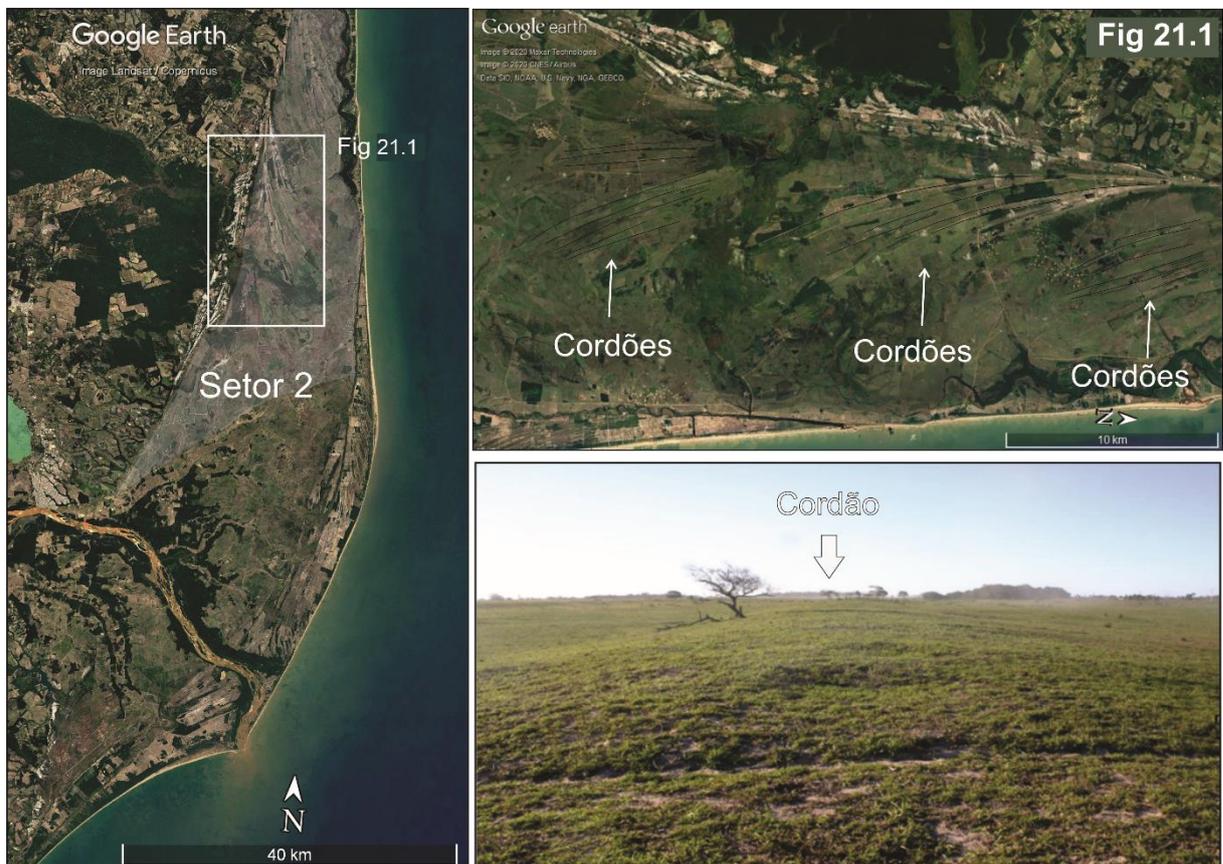
**Figura 19.** Último contexto morfológico do Setor 1, adjacente a atual desembocadura do Rio Doce, composto por cordões retilíneos com cristas até 5 metros, nota-se várias lagoas entre estes, além de paleocanais.



**Figura 20.** Seções SE.1, SE.2 e SE.3 obtidas sobre o último contexto morfológico do Setor 1.

### 6.1.2 Complexo de cordões litorâneos do Setor 2

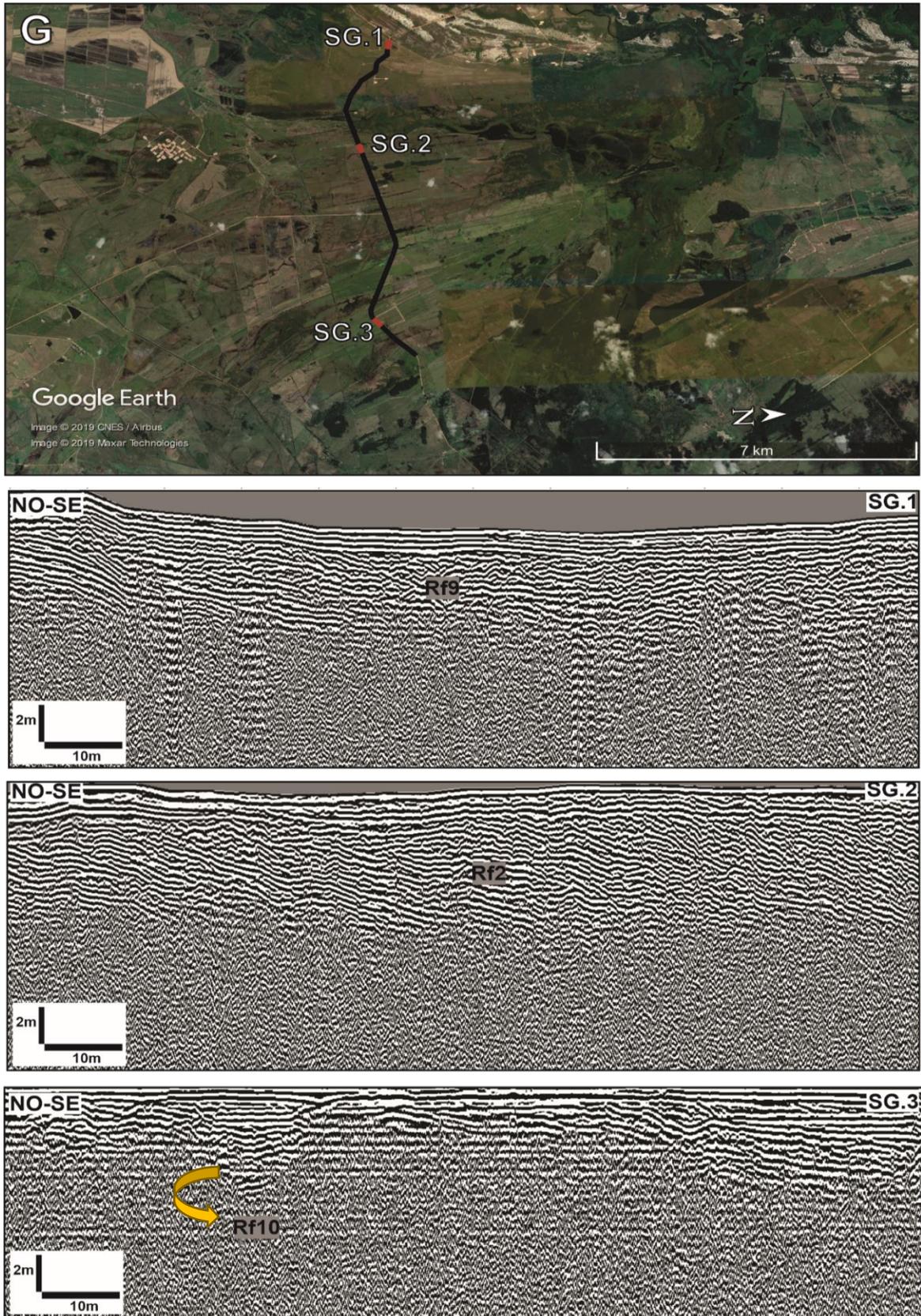
Os cordões litorâneos do contexto morfológico G são formados por cristas baixas (~6 m de altura) e menos espaçadas (50 m), com orientação NO-SE, o que caracteriza em planta geometria externa na forma de leque. Lateralmente os cordões são substituídos pela planície deltaica do rio Doce. Notam-se lagos e paleocanais ao longo de todo este contexto morfológico (Figura 21). Seções GPR adquiridas sobre esses cordões revelam a ocorrência de três radarfácies: **Rf2**, **Rf9** e **Rf10**. A radarfácies **Rf9** é constituída por refletores com média amplitude, subparalelos a ondulados (ver seção **SG.1**, Figura 22), que lateralmente se estende por centenas de metros, sendo intercalada pela **Rf2** por cerca de 800 metros (ver seção **SG.2**, Figura 22), logo retornando ao padrão da **Rf9** (~2 km).



**Figura 21.** Setor 2 em azul, onde está localizado o contexto morfológico G. Cordões com cristas até 6 metros e menos visíveis em planta.

A radarfácies **Rf9** estende-se por cerca de 2 km, sendo pontualmente alternada para a **Rf10** (ver seção **SG.3**, Figura 22). A **Rf10** é caracterizada por refletores ondulados e subparalelos descontínuos de alta amplitude, bem como reflexões oblíquas tipicamente com ângulos de inclinação suaves (inferiores a  $5^\circ$ ), apresentando na base, forma côncava para cima e topo horizontal. Este conjunto de refletores apresenta espessuras de até 5 metros e larguras

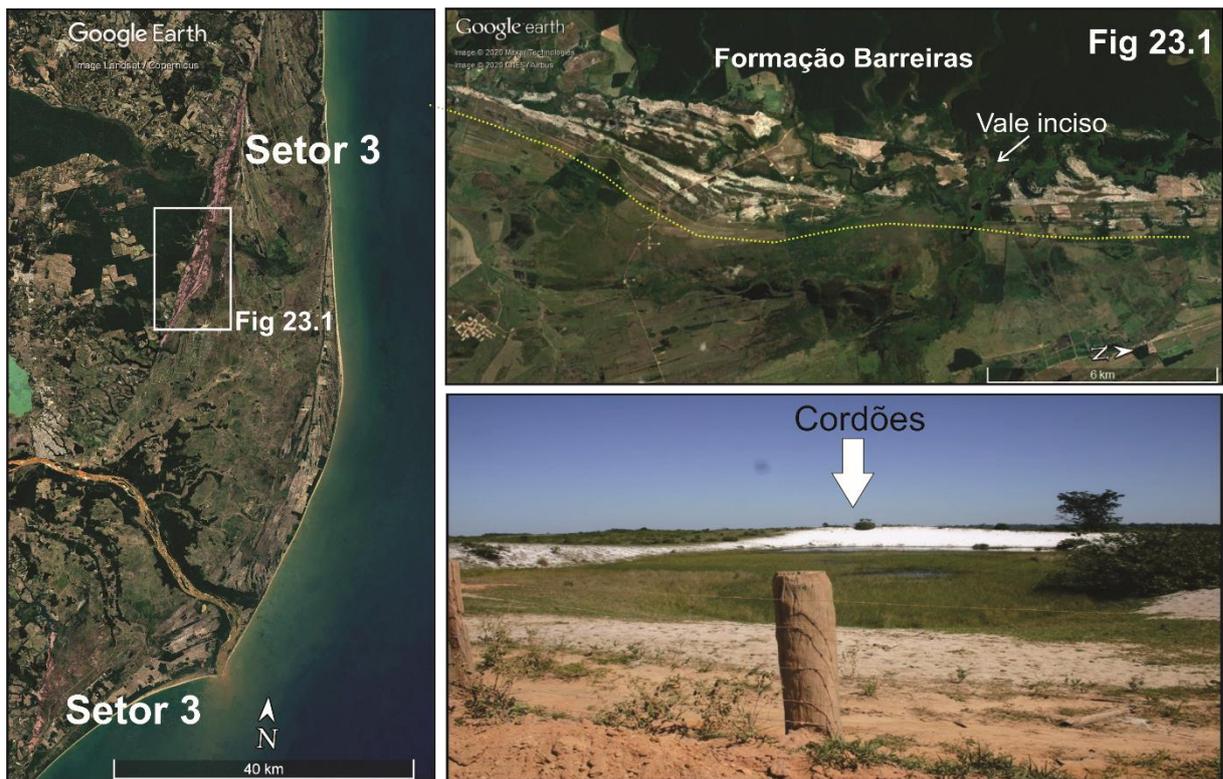
de até 30 metros na base das seções GPR.



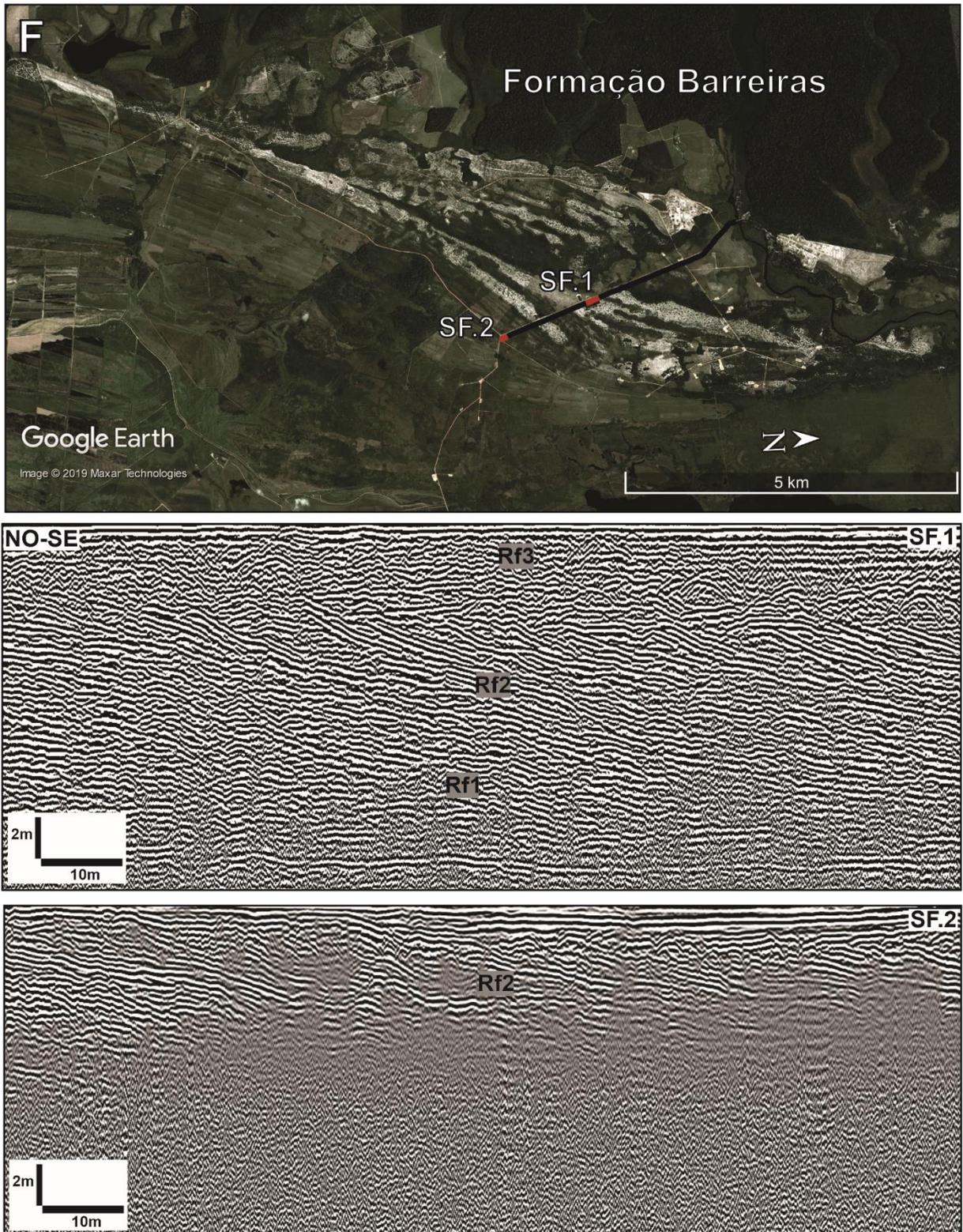
**Figura 22.** Contexto morfológico G do Setor 2, seções GPR revelam duas radarfácies novas: Rf9 e Rf10.

### 6.1.3 Complexo de cordões litorâneos do Setor 3

O contexto morfológico F do setor 3 compreende cordões que se desenvolveram ancorados em depósitos da Formação Barreiras e apresentam orientações retilíneas e curvilíneas com limites subparalelos (Figuras 23 e 24). As cristas dos cordões podem alcançar até 13 m de altura e 200 m de largura e são separadas por cavas parcialmente inundadas. Lateralmente, rumo a NE, os cordões são interrompidos por um canal de vale inciso e para SO pela planície deltaica do rio Doce. A arquitetura deposicional desses feixes de cordões caracteriza-se, da base para o topo, pelas radarfácies **Rf1**, **Rf2** e **Rf3**, as quais guardam correspondência com as radarfácies descritas para os feixes de cordões do contexto morfológico A no setor 1. O sinal eletromagnético é atenuado conforme a linha de aquisição se aproxima do contexto morfológico G, desta forma, não há mais o imageamento da **Rf1**. Além disso, a radarfácies **Rf2** passa a ser pobremente imageada (Figura 24).



**Figura 23.** Setor 3 em rosa, onde está localizado o contexto morfológico F, cujos cordões possuem cristas que alcançam até 13 metros, ancorados na Formação Barreiras.

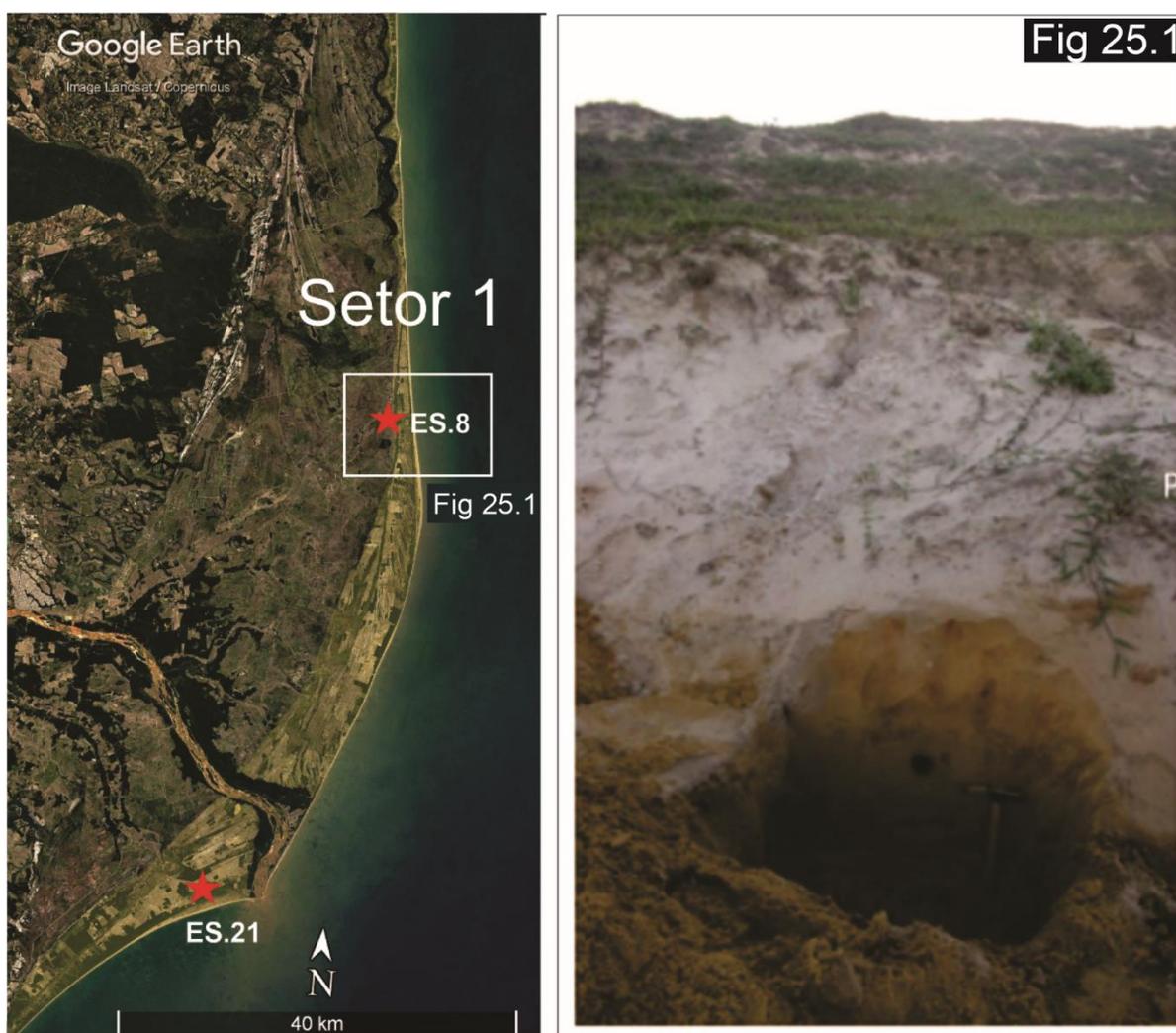


**Figura 24.** Seções SF.1 e SF.2 obtidas sobre cordões do Setor 3 revelam correspondência com a arquitetura deposicional do contexto morfológico A do Setor 1. Observa-se a atenuação do sinal eletromagnético na passagem do Setor 3 para o Setor 2 na seção geofísica SF.2.

## 6.2 DADOS SEDIMENTOLÓGICOS E GEOCRONOLÓGICOS

Os dados geocronológicos da área de estudo foram obtidos através de testemunhos de sondagem (Cohen *et al.* 2014, França *et al.* 2013, Rossetti *et al.* 2015) e trincheiras (Giannini *et al.* 2015), conforme apresentado nas tabelas 1 e 2. Para as análises sedimentológicas foram utilizados três testemunhos denominados Li31, Li32 e Li33 (Figuras 26 e 27), assim como quatro trincheiras (Figuras 25 e 27).

No setor 1, são destacadas duas trincheiras localizadas nos contextos morfológicos C e E (Figura 25), denominadas ES.8 e ES.21 (Tabela 1). A trincheira ES.8 com profundidade de 2 metros possui areia média maciça, a datação LOE aponta idade de  $7118 \pm 364$  anos cal AP. Por outro lado, a trincheira correspondente ao contexto morfológico E, cuja profundidade é de 1 metro, apresentou idade mais recente de  $1326 \pm 135$  anos cal AP.



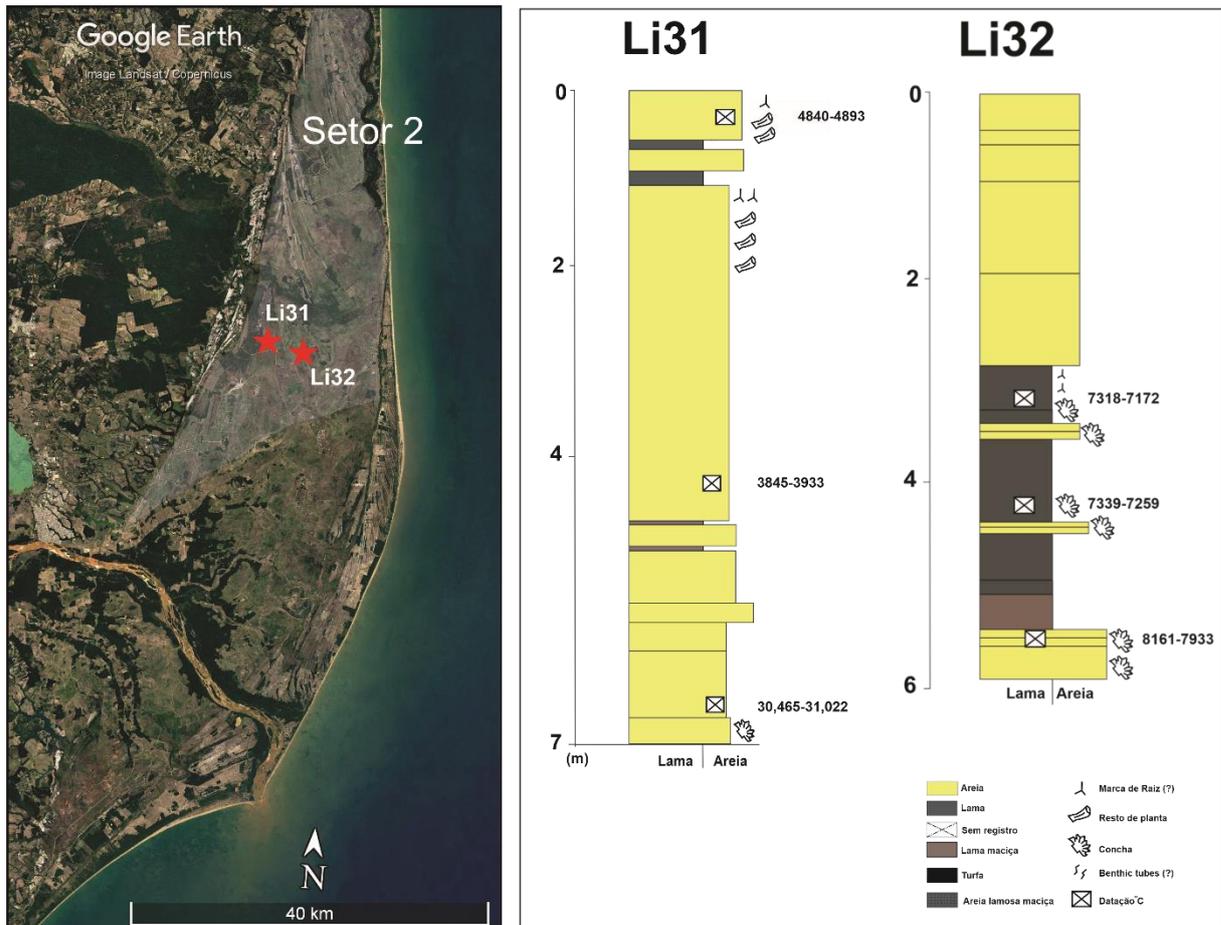
**Figura 25.** Trincheiras ES.8 e ES.21 localizadas nos contextos morfológicos C e E (Setor 1). **21.1.** Trincheira de 2 metros de profundidade, dados sedimentológicos apontam areia média maciça.

No setor 2, estão inseridos os testemunhos Li31 e Li32, no contexto morfológico G (Figura 26). O testemunho Li31 de sete metros de profundidade, coletado em uma região atualmente lacustre entre cristas de cordões arenosos, é composto basicamente de areia média intercalada com camadas centimétricas de sedimentos lamosos. Na base desse testemunho foram encontrados fragmentos de conchas. Próximo ao topo, a partir de 2 metros até a superfície foram encontrados em abundância restos de plantas e marcas de raízes. As datações C-14 variaram de 30.465-31.022 anos cal AP a 4840-4893 anos cal AP (Tabela 2), com inversão de idade entre 1 e 5 m, aproximadamente, que foi registrada na base e no topo da associação das fácies de um canal fluvial (Cohen *et al.* 2014). Essa inversão pode refletir um rápido preenchimento de canal e/ou retrabalhamento de matéria orgânica sedimentar mais antiga.

O testemunho Li32 é composto principalmente de areia cinza esverdeado com fácies com coloração marrom escuro e granulometria fina (França *et al.* 2013). As fácies identificadas no testemunho Li32 são caracterizadas por lama maciça, lama com laminações paralelas, areia com estratificação cruzada, areia com laminações paralelas, lama/areia lenticular e heterolítica e presença de turfa próxima à superfície. Nesse testemunho são identificadas também a presença de conchas e marcas de raízes.

As datações C-14 apresentadas na tabela 2 para o testemunho Li32 revelaram a idade de 8161-7933 anos cal AP na base desse testemunho (França *et al.* 2013). Nas porções intermediárias foram obtidas idades de 7339-7259 anos cal AP próximo de 4 metros de profundidade e a 3 metros foi obtida uma idade de 7318-7172 anos cal AP até 3246-2840 anos cal AP, na profundidade de 0,67-0,72 cm.

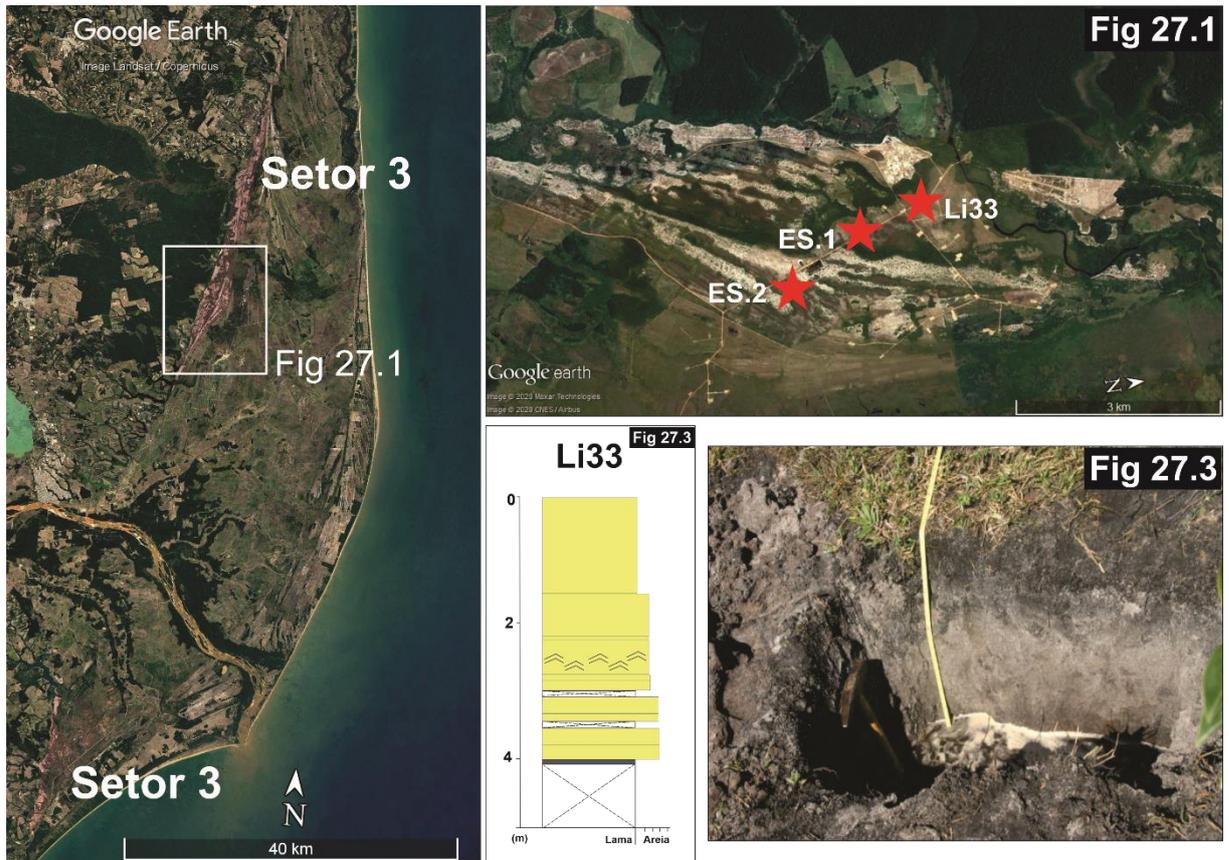
As taxas de sedimentação foram baseadas na razão entre os intervalos de profundidade (mm) e o intervalo de tempo. As taxas de sedimentação calculadas são 1,5 mm / ano (5,50–4,35 m), 16 mm / ano (4,35–3,45 m), 15 mm / ano (3,45–1,45 m), 0,2 mm / ano (1,45–0,72 m) e 0,2 mm / ano (0,72-0 m). Embora as taxas não sejam lineares entre os pontos datados, elas são da mesma ordem de magnitude com a faixa de acúmulo vertical de 0,1 a 10 mm/ano, portanto típicas de depósitos costeiros, como os manguezais, relatadas por outros autores, como Behling *et al.* (2004), Bird (1980), Cahoon & Lynch (1997), Cohen *et al.* (2005, 2008, 2009), Guimarães *et al.* (2010), Spenceley (1982) e Vedel *et al.* (2006).



**Figura 26.** Testemunhos Li31 e Li32 localizados no setor 2, contexto morfológico G.

No setor 3 estão localizadas duas trincheiras (ES.1 e ES.2) e um testemunho (Li33) (Figura 25). As amostras sedimentológicas das trincheiras ES.1 e ES.2 indicam areia média a grossa e maciça na profundidade de aproximadamente 1 metro. Datações LOE apontam idades de  $141.660 \pm 12.261$  anos AP e  $113.069 \pm 6237$  anos AP, respectivamente.

O testemunho Li33, com profundidade de 4 metros, apresenta areia grossa a média em toda a sua extensão, com areia fina e lamas laminadas com restos vegetais entre 4 e 3 metros de profundidade. Além disso, são observadas nesse testemunho estruturas cruzadas em aproximadamente 3 metros de profundidade (Cohen *et al.* 2014).



**Figura 27.** Trincheiras (ES.1 e ES.2) e um testemunho (Li33) estão inseridos no contexto morfológico F no Setor 3, onde os cordões estão ancorados na Formação Barreiras. **27.1.** Localização dos pontos em imagem de satélite (*Google Earth*). **27.3.** Trincheira ES.1 com profundidade de aproximadamente 1 metro.

## 7. DISCUSSÕES

A diversidade de radarfácies registradas na área de estudo reflete as complexas condições deposicionais que atuaram na construção da planície costeira durante o Pleistoceno tardio e Holoceno. A integração dos dados sedimentológicos, geocronológicos e geofísicos apresentados neste trabalho foram efetivos na investigação da arquitetura interna dos cordões litorâneos, e, portanto, na compreensão da evolução da planície costeira do delta do rio Doce.

As descrições dos testemunhos e trincheiras fornecem características sedimentológicas das radarfácies, considerando as posições estratigráficas e distribuição na área. Porém, é necessário considerar as limitações da resolução do GPR, o que implica que os limites das radarfácies não necessariamente coincidem com os contatos das fácies sedimentares ou suas associações (Corbeanu *et al.* 2001). As seções GPR obtidas sobre os diferentes setores morfológicos registram a ocorrência de dez radarfácies, estas combinadas aos dados sedimentológicos descritos em testemunhos e trincheiras, foram agrupadas em quatro associações: antepraia média e superior, face praial, duna eólica e barreira costeira.

Nos contextos morfológicos **A** (Figura 13, ver seções **SA.1, SA.2, SA.3**), **B** (Figura 15, ver seções **SB.1, B.2, SB3**), **D** (Figura 18, ver seções **SD.1, SD.2, SD.3**), **E** (Figura 20, ver seções **SE.1, SE.2, SE.3**) e **F** (Figura 24, ver seções **SF.1**) é possível observar a radarfácies **Rf1** na base das seções. De acordo com os dados do testemunho Li32, esse depósito é constituído por areia média a grossa com estruturas plano-paralelas e presença de conchas. As idades C-14 obtidas para a Rf1 variam entre 8161 e 7933 anos cal AP (Tabela 2). Portanto, indicam que a Rf1 se formou sob condições de elevação do NRM durante o Holoceno, quando o mar alcançou 4 m mais alto que o atual (Angulo *et al.* 2006, Ribeiro *et al.* 2011). De acordo com Tamura *et al.* (2008), este padrão mais complexo com refletores de diferentes ângulos de mergulho, pode estar associado à migração de barras na zona submarina. Na área de estudo, a Rf1 combinada com os dados sedimentológicos caracterizam a migração de bancos arenosos em ambiente marinho raso e, portanto, corresponde a antepraia. A antepraia representa a região mais profunda, abaixo da ação de ondas, sob ação de correntes de fundo em leito plano como indicam as laminações plano-paralelas (Clifton *et al.* 1971, Pemberton *et al.* 2012, Reinson 1984, Shipp 1984, Walker & Plint 1992, Wright *et al.* 1979). Nota-se que a Rf1 não foi registrada nos contextos **G, F** (Figura 24, ver seção de transição **SF.2**) e **C**, conseqüentemente isso pode ser resultado da atenuação do sinal eletromagnético, devido a presença de lama.

As seções GPR adquiridas sobre os contextos morfológicos **A** (Figura 13, ver seções

**SA.1, SA.2, SA.3), B** (Figura 15, ver seções **SB.1, SB.2, SB.3), D** (Figura 18, ver seções **SD.1, SD.2, SD.3), E** (Figura 20, ver seções **SE.1, SE.2, SE.3), F** (Figura 24, ver seções **SF.1, SF.2)** e **G** (Figura 22, **SG.2**) revelam a continuidade lateral da radarfácies **Rf2**, a qual apresenta terminação em *downlap* sobre a radarfácies **Rf1**. Segundo Dillenburg *et al.* (2017), este padrão de terminação de refletores caracteriza uma configuração progradação formada sobre condições deposicionais de alta energia. A **Rf2** compreende refletores que migram em direção ao mar com os ângulos de inclinação relativamente baixos (<15°) e quando combinados aos dados do testemunho Li33, as quais se correlacionam com os depósitos de areia média a fina com presença de estruturas cruzadas e podem corresponder aos depósitos de face praial. Nos estudos realizados ao longo de sistemas costeiros, a radarfácies descrita como face praial inclui refletores com baixo ângulo de mergulho no sentido mar adentro e correm sobre os depósitos de antepraia (Barboza *et al.* 2009, 2013, Berton *et al.* 2019, Clemmensen & Nielsen 2010, Costas & FitzGerald 2011, Dillenburg *et al.* 2017, Leal *et al.* 2016, Nielsen *et al.* 2017, Souza *et al.* 2012).

Nos contextos **B** (Figura 15, ver seções **SB.1, SB.2), D** (Figura 18, ver seções **SD.1, SD.2)** e **E** (Figura 20, ver seções **SE.1, SE.2)** a **Rf2** é lateralmente truncada pela **Rf2.a**, essa mudança provavelmente corresponde a alternância entre progradação e relativos momentos de estabilização entre aporte sedimentar e espaço de acomodação, que podem ser relacionados a mudanças temporárias na deriva litorânea, como discutido por Dominguez *et al.* (1983) ou mudanças periódicas no regime de ondas (e.g., Rodriguez & Meyer 2006), ambos associados a agração sedimentar.

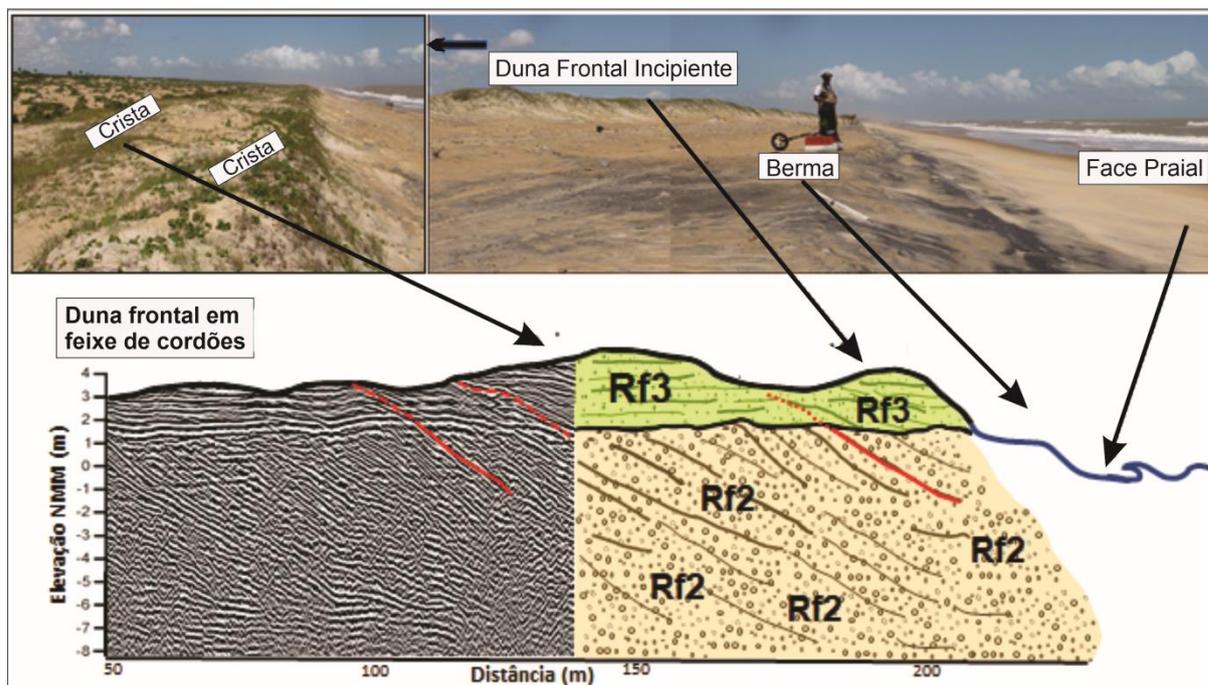
No topo das seções adquiridas no setor 1 (Figuras 13, 15, 16, 18 e 20) e 3 (Figura 24) é observada a radarfácies **Rf3** com refletores plano-paralelos a ondulados com terminação concordante e sempre restrita à superfície dos perfis, lateralmente descontínuos e truncam os refletores da radarfácies referente aos depósitos de face praial (**Rf2**). Em campo, os cordões apresentam cristas lateralmente descontínuas, onduladas e elevação de aproximadamente 4 metros. Dados de trincheiras revelam que a **Rf3** é associada com uma fácies de areia fina a muito fina com presença de raízes. Portanto, os padrões de refletores desta radarfácies podem ser diretamente associados com a morfologia de dunas eólicas frontais. Este padrão guarda semelhança com o observado junto a atual linha de costa, onde os cordões correspondem a dunas eólicas frontais.

Padrões de refletores similares, em feixes de cordões litorâneos, foram descritos em radarfácies para a barreira regressiva da Pinheira (SC), em estudos conduzidos por Barboza *et al.* (2009) e Dillenburg *et al.* (2011). O registro do capeamento eólico sobre depósitos de pós-

praia e face da praia também foi diferenciado a partir do uso do GPR por Rocha *et al.* (2013), em sistemas de cordões pleistocênicos no complexo deltaico do Paraíba do Sul (RJ) e na costa do Rio de Janeiro por Moulton *et al.* (2013) em um estudo sobre a gênese e morfologia de dunas frontais.

Similar aos modelos de formação de dunas eólicas descritos amplamente na literatura (Cooper 1958, Giannini *et al.* 2001, 2007, Giannini & Santos 1994, Lees 2006, Pye & Bowman 1984, Roy & Thorn 1981, Sawakuchi 2003, Thom *et al.* 1981) a disponibilização de sedimentos para o início de formação do campo de dunas holocênicas reflete a erosão costeira para restabelecer a superfície deposicional do perfil de equilíbrio durante a elevação do NRM.

Quando as seções GPR adquiridas sobre os cordões litorâneos são associadas com o perfil praiado moderno, são observadas as seguintes correspondências: refletores migrando em direção ao mar (**Rf2**) associados com a face praiado, enquanto que a radarfácies **Rf3** pode ser relacionada com dunas frontais (Figura 28). A radarfácies **Rf2** sobre à **Rf3** ocorre ao longo de todos os setores, portanto, infere-se que os feixes de cordões na área de estudo sejam dunares, ou seja, são produtos de processos eólicos (Hesp 2006, Otvos 2000). O desenvolvimento dos cordões dunares deve ter sido induzido por momentos de relativa estabilização da costa, associados a baixa taxa de progradação, ocorrendo o empilhamento vertical de fácies, representada pela radarfácies **Rf2a**. As idades obtidas para as radarfácies eólica (entre 4840-4893 e 733-834 anos cal AP, tabela 2) coincidem com um contexto de queda lenta e contínua do NRM (Angulo *et al.* 2006). Condição que favoreceu a progradação, com consequente estabilização ou ampliação da área de acumulação eólica.

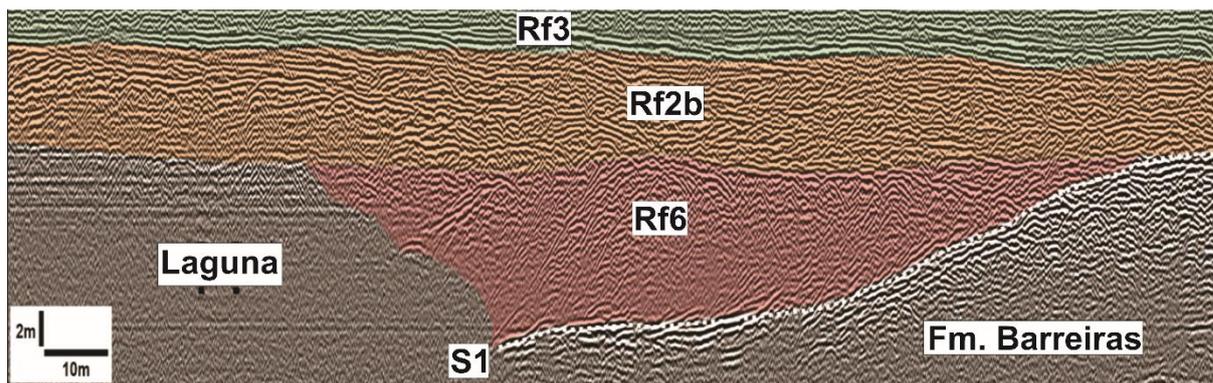


**Figura 28.** Seção GPR do setor 1 compara ao perfil praial moderno.

A seção **SC** (Figura 16) marca a transição do setor 1 para o setor 2, pois apresenta um padrão de empilhamento de radarfácies distinta quando comparada com as apresentadas anteriormente. Datações LOE revelam idade de 7000 anos cal AP (ver ES.8, tabela 1) a uma profundidade de 3 metros, a qual corresponderia a uma barreira costeira que se formou anteriormente ao setor 2 (7,1 ka). Diante disso, se interpreta a superfície limitante **S1** como o substrato antecedente, e logo acima desta, a radarfácies **Rf6** foi associada à barreira costeira retrogradante. Evidência desta fase transgressiva dá-se pela ocorrência de refletores migrando em direção ao continente sobre depósitos que em seção GPR caracterizam-se pela atenuação do sinal eletromagnético (seção **SC**, Figura 29), associado aos depósitos lamosos, característicos de ambiente de lagunar. Estudos usando GPR mostram que a arquitetura interna em barreiras transgressivas compreende, inicialmente, refletores com alto ângulo de mergulho (maiores que  $5^\circ$ ) no sentido continente adentro atribuídos aos depósitos de sobrelevagem ou pós-praia/estirâncio (Dillenburg *et al.* 2006, Dillenburg *et al.* 2000).

Desta forma, os refletores da radarfácies **Rf2b** foram relacionados aos depósitos de sobrelevagem, que também caracterizam a fase retrogradante da barreira devido a sua configuração sigmoide com mergulho suave no sentido do continente. Neste contexto, o nível relativo do mar cerca de 5 ka estava subindo, alcançando cerca de 3 metros do nível atual (Angulo 1996, Ribeiro *et al.* 2011). A elevação do NRM teria erodido a barreira e retrabalhado os sedimentos em direção ao continente. A elevação do NRM até seu ápice em

torno de 5700 anos cal AP foi a principal condicionante na evolução das barreiras costeiras, no entanto, após seu rebaixamento até o nível atual, o balanço de sedimentos teve papel fundamental no controle evolutivo das mesmas (Barboza *et al.* 2009, Dillenburg *et al.* 2000, Hesp *et al.* 2005, Martinho *et al.* 2008). Portanto, os cordões dunares encontrados atualmente no setor teriam se desenvolvido em um contexto abrigado, diferentemente dos cordões dos demais setores.



#### Rf6 - Barreira Costeira

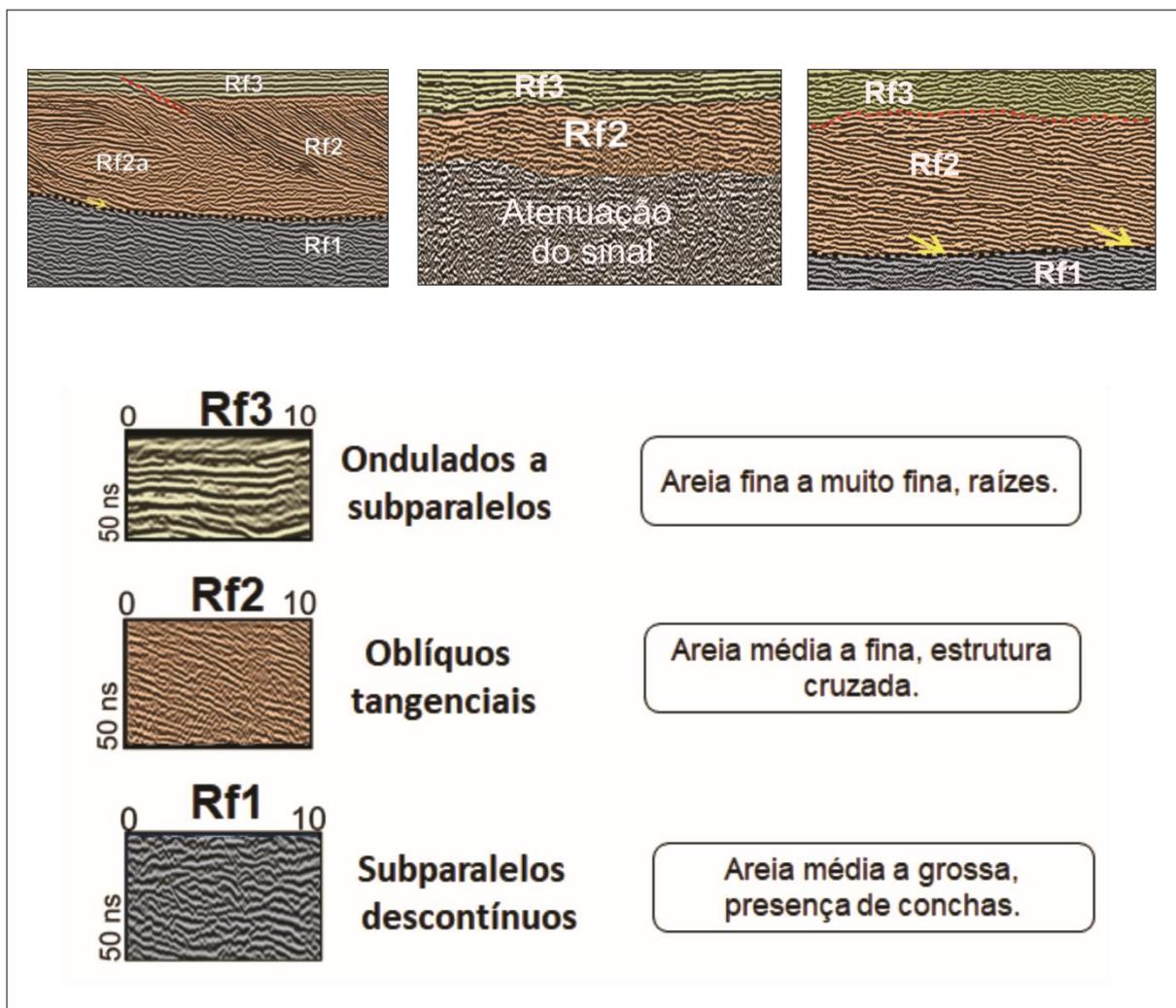
#### Rf2b - Depósitos de sobrelevagem

**Figura 29.** Seção geofísica SC do contexto morfológico C. Observa-se a superfície S1 limitando a Fm. Barreiras, onde os sedimentos provenientes do aporte fluvial retrabalhados pela deriva litorânea teriam ancorado, resultando na barreira costeira representada pela radarfácies Rf6. Com o aumento do NRM, a barreira teria sido retrabalhada e sobrelevada em direção ao continente (Rf2b). A hipótese de a barreira costeira ter contribuído para a formação de uma extensa laguna é comprovada pela atenuação do sinal eletromagnético, indicando a laguna com depósitos de lama.

No setor 2, as seções GPR mostram um padrão de sucessão de radarfácies diferente daquele descrito para do setor 1: a **Rf9** ocorre restrita à superfície do perfil (Figura 22, ver seção SG.1) e corresponde ao retrabalhamento eólico em contexto de margem lagunar, a radarfácies Rf2 indicando a formação dos cordões neste setor (Figura 22, ver seção SG.2) e a **Rf10**, cujo padrões de refletores indicam fundo lagunar (Figura 22, ver seção SG.3). Vale ressaltar a ausência de registro da radarfácies **Rf1** na base das seções do setor 2, evidenciando que todos os cordões deste setor foram formados sob contexto lagunar e não em contexto de mar aberto como os cordões dos demais setores (1 e 3). Esta afirmação também é fundamentada nos testemunhos obtidos ao longo desta porção da planície (Figura 26), onde há presença de turfa, conchas e detritos vegetais.

No setor 3, a arquitetura sedimentar segue o mesmo padrão de empilhamento, da base para o topo, de radarfácies do setor 1: **Rf1**, **Rf2** e **Rf3** (Figura 24, ver seção SF.1), sugerem que os cordões formados neste setor foram formados em contexto de mar aberto, portanto por ondas. A idade obtida para os cordões do setor 3 (ver tabela 1, 113.069 anos cal

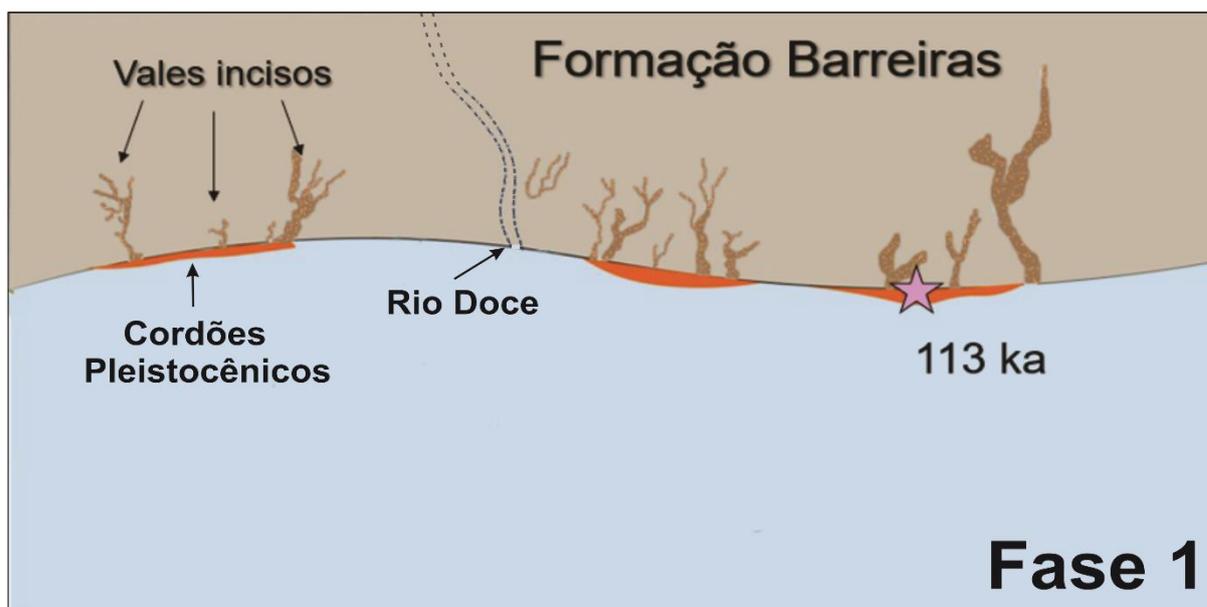
AP) coincidem com o NRM alto do Pleistoceno. Já na fase de transição do setor 3 para o 2, observa-se novamente a ausência da Rf1, enfatizando a diferença de contextos deposicionais dos cordões do setor 2 (Figura 24, ver seção **SF.2**). Comparando a arquitetura sedimentar dos setores apresentados, notando assim a similaridade dos setores **1** e **3** (Figura 30), mais especificamente nos contextos morfológicos **A, B, D, E** e **F** (exceto **SF.2**): da base para o topo se tem a **Rf1, Rf2** e **Rf3**.



**Figura 30.** Comparação da arquitetura sedimentar entre os três setores morfológicos.

A planície de cordões litorâneos do setor 3 a norte do rio Doce compreende um sistema progradacional pleistocênico, entre 142 ka e 113 ka (tabela 1). No sistema pleistocênico, foram reconhecidos pelo menos dois feixes de cordões com orientação distinta. O primeiro (113 ka), ancorado ao interior na Formação Barreiras, orienta-se segundo NNE e apresenta cordões com terminação convexa voltada para SSW, indício de paleoderiva longitudinal nesse rumo. Com o mar  $8 \pm 2$  m mais alto que o atual (Dominguez *et al.* 1983), a

paleogeografia da região era provavelmente a de um estuário, onde a influência das variações de vazão do antigo rio Doce seria amortecida pelo efeito de afogamento da sua foz. Desta forma, as ondas eram o processo dominante na área de estudo, retrabalhando os sedimentos da Formação Barreiras, implicando no assoreamento dos vales incisos e na formação dos primeiros cordões litorâneos (Figura 31).

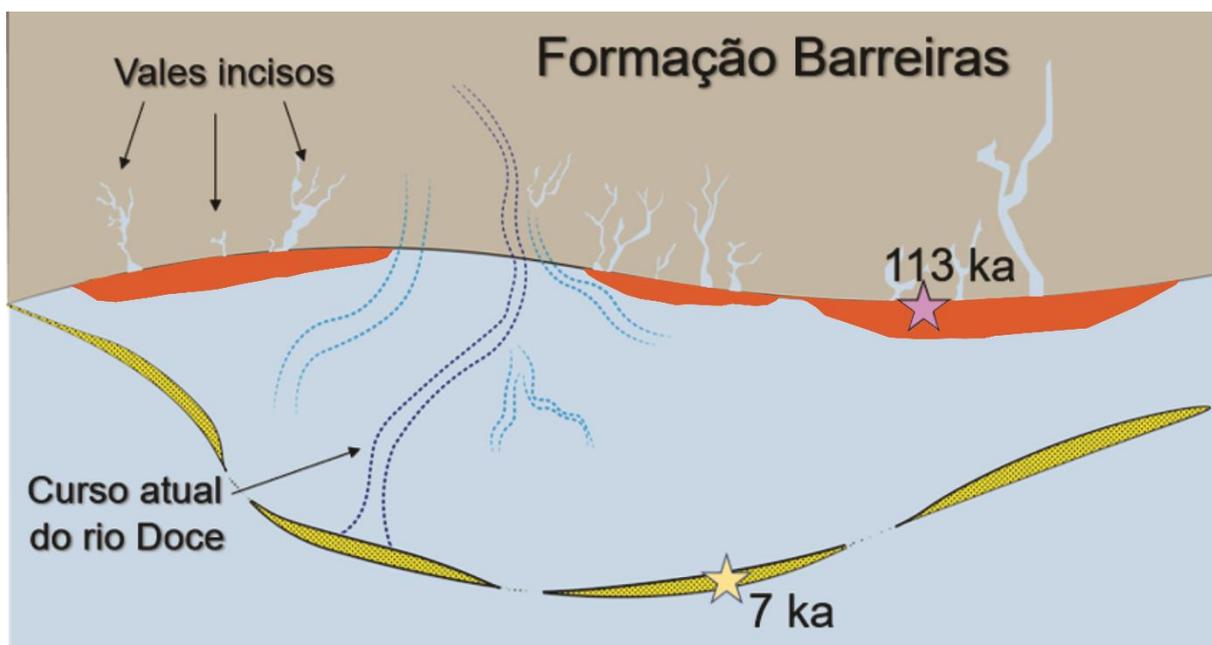


**Figura 31.** Modelo representativo da fase 1 da dinâmica costeira. As ondas eram o processo dominante, retrabalhando os sedimentos da Fm Barreiras, resultando na formação dos primeiros cordões pleistocênicos e assoreamento dos vales incisos (113 ka).

A regressão pleistocênica, diferentemente da holocênica nesta mesma área, envolveu reciclagem sucessiva de sedimentos do interior da planície. Esta condição é mais característica de áreas pouco influenciadas por rios, com bacia de captação além da própria planície sedimentar (Giannini *et al.* 2015). Desse modo, é possível que, na época de deposição destes cordões do Pleistoceno, esta área não possuísse o caráter deltaico que teve no Holoceno. Este resultado é compatível com as idades LOE encontradas nos cordões pleistocênicos, e que permitem associá-los com o NRM alto do Penúltimo Interglacial (Dominguez *et al.* 1981). Diante disto, nesta fase predominava os vales incisos e estuários, onde os cordões foram formados sob contexto de linha de costa dominada por ondas, o que condiz com as radarfácies.

Como discutido pelos autores Polizel & Rossetti (2014) e Rossetti *et al.* (2015), a evolução da planície de cordões da área de estudo está diretamente relacionada com as mudanças na posição do paleocanal que ocorre ora a sul ora a norte do rio Doce. Quando a desembocadura estava localizada a norte da sua posição atual promoveu, por retenção de

sedimentos trazidos de norte pela deriva litorânea, a formação de feixes de cordões da segunda fase, ancorados em afloramento da Formação Barreiras, a aproximadamente 15 km dos cordões pleistocênicos da primeira fase. Esta configuração teria proporcionado o desenvolvimento de uma extensa laguna (Figura 32), conforme proposto por Dominguez *et al.* (1981).



**Figura 32.** Modelo representando a fase 2 da evolução da planície, formação de cordões atuando como barreira costeira, formando uma grande laguna. Datações de trincheira relevam idades de 7 ka.

Estudos sobre mudanças do clima em escala milenar (Bernal *et al.* 2016, Buso *et al.* 2013, Chiessi *et al.* 2010, Cruz *et al.* 2006) apontam que durante o Holoceno médio e tardio houve intensificação no Sistema de Monções da América do Sul (SMAS), o que teria levado a condições mais húmidas na região Sul e Sudeste do Brasil. Esta dinâmica resultou no aumento da precipitação e consequente migração do canal do rio Doce, a partir disto houve a remobilização dos cordões holocênicos no setor 2. Neste contexto, o alto suprimento de sedimento nos rios e a queda do NRM durante o Holoceno tardio (Angulo *et al.* 2006) levaram a regressão da linha de costa. Durante esse período, as áreas de manguezal diminuíram e os pântanos, ocupados por ervas, se expandiram (França *et al.* 2015). Entretanto, o relevo levemente ondulado e lateralmente contínuo de cordões litorâneos permitiu a formação de pequenas e estreitas lagoas com manguezais nas margens, onde se acumulavam depósitos de lama (França *et al.* 2016).

A evolução holocênica da planície, relacionada ao deslocamento da desembocadura do rio Doce para sul, teve como consequência a migração do foco de progradação costeira

para esta área. O restante da planície, especialmente a parte norte e centro-norte, sofrem inversão de deriva e passam a ser dominadas desde então por *by pass* sedimentar, com relativa estabilização da costa (Dominguez *et al.* 1987). Posteriormente, o canal fluvial migra para sua posição atual, cortando o feixe de cordões formado na fase anterior e, em seguida, acumulando novo feixe em cúspide, com retenção de sedimentos trazidos por deriva de NE, a norte, e de SW, a sul. O desenvolvimento destes cordões dunares deve ter sido induzido por momentos de relativa estabilização da costa (reduções na taxa de progradação), como evidenciado, no modelo análogo moderno, pela presença das maiores dunas frontais nos setores da costa hoje menos progradantes (norte e centro-norte).

No alto do NRM do Pleistoceno, o rio Doce encontrava-se afogado, em contexto estuarino, e a sedimentação regressiva na costa adjacente a este estuário era pouco influenciável por variações de vazão do rio. Já no NRM alto do Holoceno, o contexto era de delta dominado por ondas, onde oscilações, no tempo, da competência do canal fluvial podem ter gerado mudanças na granulometria dos sedimentos disponíveis às ondas.

## 8. CONCLUSÕES

Os resultados acumulados durante esta pesquisa que incluem análises de dados sedimentológicos, geocronológicos e de seções GPR, complementadas com dados morfológicos, permitem as seguintes conclusões:

- A aplicação da ferramenta geofísica na zona costeira foi bem sucedida, fornecendo seções de alta resolução, cujas análises integradas aos demais dados resultaram em uma ferramenta eficaz para o reconhecimento de clássicos ambientes deposicionais;
- A planície costeira do rio Doce foi subdividida em três setores de acordo com as suas características morfológicas: **i)** Setor externo da planície, onde apresentam geometria em planta ora lenticular, ora curvilínea e separam a linha de costa dos depósitos deltaicos; **ii)** Setor central, adjacente a baía interdistributária do delta do rio Doce, são curvilíneos e sua orientação varia de SO para SE; e **iii)** Setor interno, onde os cordões são menos preservados em relação aos outros setores, ocorrem ancorados em depósitos da Formação Barreiras e em planta são curvilíneos com orientação côncava;
- Característica morfológica em comum aos setores descritos é que tanto a progradação dos cordões, bem representada nas seções dos setores 1 e 3, quanto seu avanço, rumo oposto, sobre a paleolaguna, ilustrada na seção de transição do setor 1 para o setor 2 (seção SC, figura 29), são produto de processos eólicos, tão ou mais relevantes que os subaquosos. Assim, a análise morfológica sugere que o sistema eólico pode ser a fonte mais contínua de areia para os cordões dunares, a ponto de controlar a sua largura bem como a acumulação vertical de sedimentos;
- As semelhanças entre as arquiteturas deposicionais dos setores 1 e 3 indicam que os cordões dunares destes setores foram formados em um ambiente deposicional de mar aberto, enquanto os cordões do setor 2 foram formados em um contexto lagunar.

Além disso, as seções GPR obtidas sobre os diferentes setores morfológicos registram a ocorrência de dez radarfácies, estas combinadas aos dados sedimentológicos descritos em testemunhos e trincheiras, foram agrupadas em quatro associações:

- Antepraia média e superior: correspondente aos depósitos areia média a grossa com estruturas plano-paralelas e presença de conchas, relacionados a

radarfácies **Rf1**;

- Face praial: formada pela radarfácies **Rf2**, a qual compreende refletores que migram em direção ao mar com os ângulos de inclinação relativamente baixos ( $<15^\circ$ ) e quando combinados a dados de testemunhos (Li33) são correlacionados com os depósitos de areia média a fina com presença de estruturas cruzadas;
- Duna eólica: formada por depósitos de areia fina a muito fina com presença de raízes, associados com a **Rf3**, cujos refletores plano-paralelos a ondulados apresentam terminação concordante e sempre restrita à superfície dos perfis, lateralmente são descontínuos e truncam os refletores da radarfácies referente aos depósitos de face praial (**Rf2**);
- Barreira costeira: interpreta-se a superfície limitante **S1** como o substrato antecedente, e logo acima desta, a radarfácies **Rf6** foi associada à barreira costeira retrogradante. A evidência desta fase transgressiva é sugerida através da atenuação do sinal eletromagnético na seção **SC** (Figura 29), indicando material lamoso, características de ambiente de laguna e dos refletores migrando em direção ao continente.

Assim, com base nas interpretações realizadas e comparações com dados anteriores, uma síntese da evolução da área de estudo pode ser elaborada. A elevação do NRM marca a inundação marinha da retrobarreira, quando se desenvolve o sistema ilha-barreira, por volta de 7ka. Durante o máximo do NRM, estimado para a costa brasileira em aproximadamente 6 ka, a barreira costeira ao longo da área de estudo pode ter apresentado comportamentos distintos. No setor 2, o registro estratigráfico é sugestivo da formação de sistemas ilhas-barreira, ancoradas em um substrato antecedente. Com o nível do mar ainda em elevação, quando alcançou 2m mais alto que o atual, a barreira ainda estaria em retrogradação através da migração da margem lagunar e agradação das areias eólicas. A partir de cerca de 5 ka, a tendência é de queda do NRM, com assoreamento progressivo do sistema lagunar e formação dos cordões do setor 2, em contexto abrigado, portanto sob retrabalhamento por ondas lagunares e mudanças na posição do delta do rio Doce.

## REFERÊNCIAS

- Angulo R.J. 1996. Problemas na terminologia de ambientes e subambientes litorâneos clásticos dominados por ondas. *Boletim Paranaense de Geociências*, **44** : 51–57.
- Angulo R.J., Lessa G.C., Cristina M., Souza D. 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, **25** : 486–506.
- Angulo R.J. & Suguio K. 1994. Problems in the interpretation of quaternary beach ridges: the example from the coastal plain of Paraná (Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **66** : 347–358.
- Assine M.L. & Perinotto J.A.J. 2001. Estratigrafia de seqüências em sistemas deposicionais siliciclásticos costeiros e marinhos. In: *Estratigrafia de Seqüências - Fundamentos e Aplicações*, Ribeiro HJPS (ed). Unisinos, São Leopoldo, p. 305–339.
- Bacocoli G. 1971. Os Deltas Marinhos Holocênicos Brasileiros - uma tentativa de classificação. *Boletim Técnico da Petrobras*, **14** : 5–38.
- 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*, **1** : 579–583.
- Barboza E.G., Rosa M.L.C.C., Dillenburg S.R., da Silva A.B., Tomazelli L.J. 2014. Stratigraphic analysis applied on the recognition of the interface between marine and fluvial depositional systems. *Journal of Coastal Research*, **70** : 687–692.
- Barboza E.G., Rosa M.L.C.C., Dillenburg S.R., Tomazelli L.J. 2013. Preservation potential of foredunes in the stratigraphic record. *Journal of Coastal Research*, **165** : 1265–1270.
- Barboza E.G., Rosa M.L.C.C., Hesp P.A., Dillenburg S.R., Tomazelli L.J., Ayup-Zouain R.N. 2011. Evolution of the Holocene coastal barrier of Pelotas Basin (Southern Brazil) - A new approach with GPR data. *Journal of Coastal Research*, **64** : 646–650.
- Behling H., Pillar V.D.P., Orlóci L., Bauermann S.G. 2004. Late Quaternary Araucaria forest, grassland (Campos), fire and climate dynamics, studied by high-resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of the Cambará do Sul core in southern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **203** : 277–297.
- Bennett M.R., Cassidy N.J., Pile J. 2009. Internal structure of a barrier beach as revealed by ground penetrating radar (GPR): Chesil beach, UK. *Geomorphology*, **104** : 218–229.
- Bernal J.P., Cruz F.W., Stríkis N.M., Wang X., Deininger M., Catunda M.C.A., Ortega-Obrigón C., Cheng H., Edwards R.L., Auler A.S. 2016. High-resolution Holocene South American monsoon history recorded by a speleothem from Botuverá Cave, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, **450** : 186–196.

- Berton F., Guedes C.C.F., Vesely F.F., Souza M.C., Angulo R.J., Rosa M.L.C.C., Barboza E.G. 2019. Quaternary coastal plains as reservoir analogs: Wave-dominated sand-body heterogeneity from outcrop and ground-penetrating radar, central Santos Basin, southeast Brazil. *Sedimentary Geology*, **379** : 97–113.
- Billy J., Robin N., Hein C.J., Certain R., FitzGerald D.M.. 2014. Internal architecture of mixed sand-and-gravel beach ridges: Miquelon-Langlade Barrier, NW Atlantic. *Marine Geology*, **357** : 53–71.
- Bird E.C. 1980. Mangroves and coastal morphology. *The Victorian Naturalist*, **97** : 48–58.
- Bitencourt V.J.B., Dillenburg S.R., Barboza E.G., Manzolli R.P., Caron F. 2016. Geomorfologia e arquitetura deposicional de uma planície de cordões litorâneos na margem NE da Lagoa dos Quadros, RS, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, **43** : 249–269.
- Bittencourt A.C. da S.P., Dominguez J.M.L., Martin L., Ferreira Y. de A. 1982. Dados preliminares sobre a evolução do delta do rio São Francisco (SE/AL) durante o quaternário: influência das variações do nível do mar. In: IV Simpósio do Quaternário no Brasil. Rio de Janeiro, p. 49–68.
- Bittencourt A.C. da S.P., Dominguez J.M.L., Martin L., Silva I., De Medeiros K. 2007. Past and current sediment dispersion pattern estimates through numerical modeling of wave climate : an example of the Holocene delta of the Doce River, Espírito Santo, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79** : 333–341.
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., DeMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G. 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, **278** : 1257–1266.
- Buso A.A. Pessenda L.C.R. Oliveira P.L. Giannini P.C.F. Cohen M.C.L. Ribeiro C.K. 2013. From an estuary to a freshwater lake : a paleo-estuary evolution in the context of holocene sea-level fluctuations, SE Brazil. *Radiocarbon*, **55** : 1735–1746.
- Buso A.A. Pessenda L.C.R. Oliveira P.L. Giannini P.C.F. Cohen M.C.L. Ribeiro C.K.. 2013. Late Pleistocene and Holocene vegetation, climate dynamics and Amazonian taxa in the Atlantic forest, Linhares, SE Brazil. *Radiocarbon*, **55** : 1747–1762.
- Buynevich I., Jol H., FitzGerald D. 2008. Ground Penetrating Radar Theory and Applications. Jol H (ed). Elsevier, Amsterdam, 1000 p.
- Cahoon D.R., Lynch J.C. 1997. Vertical accretion and shallow subsidence in a mangrove forest of southwestern Florida, U.S.A. *Mangroves and Salt Marshes*, **3** : 173–186.
- Carter R.W.G. 1986. The morphodynamics of beach-ridge formation: Magilligan, Northern Ireland. *Marine Geology*, **73**: 191-214.
- Catuneanu O. Abreu, V. Bhattacharya, J. P. Blum, M. D. Dalrymple, R. W. Eriksson, P. G. Fielding, C. R. Fisher, W. L. Galloway, W. E. Gibling, M. R. Giles, K. A. Holbrook, J. M. Jordan, R. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, **92** : 1–33.

Chiessi C.M., Mulitza S., Pätzold J., Wefer G. 2010. How different proxies record precipitation variability over southeastern South America. *Earth and Environmental Science*, **9** : 120–137.

Choi K.H., Choi J.H., Kim J.W. 2014. Reconstruction of Holocene coastal progradation on the east coast of Korea based on OSL dating and GPR surveys of beach-foredune ridges. *Holocene*, **24** : 24–34.

Clemmensen L.B., Nielsen L. 2010. Internal architecture of a raised beach ridge system (Anholt, Denmark) resolved by ground-penetrating radar investigations. *Sedimentary Geology*, **223** : 281–290.

Clifton H.E., Hunter R.E., Phillips R.L. 1971. Depositional structures and processes in the non-barred high-energy nearshore. *Journal of Sedimentary Petrology*, **41** : 651–670.

Cohen M.C.L., Behling H., Lara R.J., Smith C.B., Matos H.R.S., Vedel V. 2009. Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. *Vegetation History and Archaeobotany*, **18** : 425–439.

Cohen M.C.L., França M.C., Rossetti D., Pessenda L.C.R., Giannini P.C.F., Lorente F.L., Junior A.B., Castro D., Macario K. 2014. Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Southeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **415** : 48–58.

Cohen M.C.L., Lara R.J., Smith C.B., Angélica R.S., Dias B.S., Pequeno T. 2008. Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil, during the last 1000 years. *Catena*, **76** : 70–77.

Cohen M.C.L., Souza Filho P.W.M., Lara R.J., Behling H., Angulo R.J. 2005. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management*, **13** : 433–443.

Cooper W.S. 1958. Coastal sand dunes of Oregon and Washington. *Geological Society of America Memoirs* : 169.

Corbeanu R.M., Soegaard K., Szerbiak R.B., Thurmond J.B., Mcmechan G.A., Wang D., Snelgrove S., Forster C.B., Menitove A., Corbeanu R.M. 2001. Detailed internal architecture of a fluvial channel sandstone determined from outcrop, cores, and 3-D ground-penetrating radar: example from the middle Cretaceous Ferron Sandstone, east-central Utah. *AAPG Bulletin*, **85** : 1583–1608.

Costas S., FitzGerald D. 2011. Sedimentary architecture of a spit-end (Salisbury Beach, Massachusetts): The imprints of sea-level rise and inlet dynamics. *Marine Geology*, **284** : 203–216.

Cruz F.W., Burns S.J., Karmann I., Sharp W.D., Vuille M., Ferrari J.A. 2006. A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the Brazilian subtropics during the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews*, **25** : 2749–2761.

Cruz F.W., Karmann I., Viana O., Burns S.J., Ferrari J.A., Vuille M., Sial A.N., Moreira M.Z. 2005. Stable isotope study of cave percolation waters in subtropical Brazil: Implications for

paleoclimate inferences from speleothems. *Chemical Geology*, **220** : 245–262.

Curry J. 1964. Transgressions and regressions. *Marine Geology*, **78** : 175–203.

Davis J.L., Annan A.P. 1989. Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, **37** : 531–551.

Dillenburg S.R., Barboza E.G., Hesp P.A., Rosa M.L.C.C. 2011. Ground Penetrating Radar (GPR) and Standard Penetration Test (SPT) records of a regressive barrier in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, **64** : 651–655.

Dillenburg S.R., Barboza E.G., Rosa M.L.C.C., Caron F., Sawakuchi A.O. 2017. The complex prograded Cassino barrier in southern Brazil: Geological and morphological evolution and records of climatic, oceanographic and sea-level changes in the last 7–6 ka. *Marine Geology*, **390** : 106–119.

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*, **16** : 71–81.

Dillenburg S.R., Tomazelli L.J., Hesp P.A., Barboza E.G., Clerot L.C.P., Da Silva D.B. 2006. Stratigraphy and evolution of a prograded transgressive dunefield barrier in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, **1** : 132–135.

Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C., Martin L. 1983. O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocaduras dos rios São Francisco (SE, AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, **13** : 98–105.

Embrapa. 1986. Centro Nacional de Pesquisa de Florestas. Zoneamento Ecológico para plantios florestais no Estado do Espírito Santo . Brasília

França M.C., Alves I.C.C., Cohen M.C.L., Rossetti D.F., Pessenda L.C.R., Giannini P.C.F., Lorente F.L., Buso Junior A.A., Bendassolli J.A., Macario K. 2016. Millennial to secular time-scale impacts of climate and sea-level changes on mangroves from the Doce River delta, Southeastern Brazil. *Holocene*, **26** : 1733–1749.

França M.C., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R., Rossetti D.F., Lorente F.L., Buso A.A., Guimarães J.T.F., Friaes Y., Macario K. 2013. Mangrove vegetation changes on Holocene terraces of the Doce River , southeastern Brazil. *Catena*, **110** : 59–69.

Gawthorpe R.L., Collier R.E., Alexander J., Bridge J.S., Leeder M.R. 2015. Ground penetrating radar : application to sandbody geometry and heterogeneity studies. *Geological Society Special Publication*, **73** : 421–432.

Giannini P.C.F., Deblasis P., Sawakuchi A., Amaral P.G. 2005. Processos e materiais geológicos e a construção de sambaquis no litoral sul de Santa Catarina. 196 pp.

Giannini P.C.F., Mafra C., Fornari M., Pessenda L.C.R., Guedes C.C.F. 2015. Planície de cordões e o delta do rio Doce: mudanças de sistema deposicional costeiro no Quaternário do

Espírito Santo. In: 15° Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, *Anais* [...]. Imbé, ABEQUA, p. 379-380

Giannini P.C.F., Santos E. 1994. Padrões de variação espacial e temporal na morfologia de dunas de orla costeira no Centro-Sul catarinense. *Boletim paranaense de geociências*, **42** : 73–96.

Giannini P.C.F., Sawakuchi A.O., Martinho C.T. 2001. A estratigrafia de seqüências na evolução das dunas costeiras de Santa Catarina, Sul do Brasil. In: Congr. do Quaternário dos Países de Língua Ibérica, Lisboa, Portugal, *Actas* [...], p.117-120.

Giannini P.C.F., Sawakuchi A.O., Martinho C.T., Tatumi S.H. 2007. Eolian depositional episodes controlled by Late Quaternary relative sea level changes on the Imbituba-Laguna coast (southern Brazil). *Marine Geology*, **237** : 143–168.

Goy L., Zazo C., Dabrio C.J. 2003. A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene, Western Mediterranean (Gulf of America). *Geomorphology*, **50** : 251–268.

Guedes C. 2009. Evolução sedimentar quaternária da ilha comprida, Estado de São Paulo, Universidade de São Paulo

Guimarães J.T.F., Cohen M.C.L., França M.C., Lara R.J., Behling H. 2010. Model of wetland development of the amapá coast during the late Holocene. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **82** : 451–465.

Hede M.U., Bendixen M., Clemmensen L.B., Kroon A., Nielsen L. 2013. Joint interpretation of beach-ridge architecture and coastal topography show the validity of sea-level markers observed in ground-penetrating radar data. *Holocene*, **23** : 1238–1246.

Hesp P. 2002. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, **48** : 245–268.

Hesp P., Short A.D. 1999. Handbook of beach and shoreface morphodynamics . 3rd ed. Wiley C (ed). John Wiley: Chichester

Hesp P.A. 1984. Foredune Formation in Southeast Australia. In Coastal Geomorphology in Australia , Londres; 69–97.

Hesp P.A., Dillenburg S.R., Barboza E.G., Tomazelli L.J., Ayup-Zouain R.N., Esteves L.S., Gruber N.L.S., Toldo E.E., Tabajara L.L.C.D.A, Clerot L.C.P. 2005. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **77** : 493–508.

Hesp P.A., Martinho C.T. 2009. Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil

Johnston J.W., Thompson T.A., Baedke S.J. 2007. Systematic pattern of beach-ridge development and preservation: Conceptual model and evidence from ground penetrating radar. *Special Paper of the Geological Society of America*, **432** : 47–58.

- Jol H.M., Lawton D.C., Smith D.G. 2003. Ground penetrating radar: 2-D and 3-D subsurface imaging of a coastal barrier spit, Long Beach, WA, USA. *Geomorphology*, **53** : 165–181.
- Jol H.M., Smith D.G. 1991. Ground penetrating radar of northern lacustrine deltas. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **28** : 1939–1947.
- Komar P. 1976. Beach Processes and Sedimentation. *Géographie physique et Quaternaire*, **32** : 163 - 178.
- Leal R.A., Barboza E.G., Bitencourt V., Biancini da Silva A., Manzolli R.P. 2016. Geological and Stratigraphic Characteristics of a Holocene Regressive Barrier in Southern Brazil: GIS and GPR Applied for Evolution Analysis. *Journal of Coastal Research*, **75** : 750–754.
- Lees B. 2006. Timing and Formation of Coastal Dunes in Northern and Eastern Australia. *Journal of Coastal Research*, **221** : 78–89.
- Lima L.G., Dillenburg S.R., Medeanic S., Barboza E.G., Rosa M.L.C.C., Tomazelli L.J., Dehnhardt B.A., Caron F. 2013. Sea-level rise and sediment budget controlling the evolution of a transgressive barrier in southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **42** : 27–38.
- Mafra C. 2014. Evolução e cronologia da planície de cordões adjacente ao delta do rio Doce, nordeste do Espírito Santo . São Paulo, Iniciação Científica.
- Maia M.E.F. 2006. Variação Espaço-Temporal da Distribuição dos Minerais Pesados na Praia de Areia Preta Guarapari-ES, Universidade Federal do Espírito Santo
- Martin L., Flexor J.M., Suguio K. 1991. Possible changes in the Holocene wind pattern recorded on southeastern Brazilian coast. Boletim IG - Universidade de Sao Paulo, Instituto de Geociencias : 117–131.
- Martin L., Suguio K., Flexor J.M., Archanjo J.D. 1996. Coastal quaternary formations of the southern part of the state of Espírito Santo (Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **68** : 389–404.
- Martin L, Suguio K, Flexor JM, Dominguez JML, Bittencourt AC da SP. 1996b. Quaternary Sea-level History and Variation in Dynamics along the Central Brazilian Coast: Consequences on Coastal Plain Construction. In Anais da Academia Brasileira de Ciências.
- Martinho C.T., Dillenburg S.R., Hesp P.A. 2008. Mid to late Holocene evolution of transgressive dunefields from Rio Grande do Sul coast, southern Brazil. *Marine Geology*, **256** : 49–64.
- Mauz B., Hijma M.P., Amorosi A., Porat N., Galili E., Bloemendal J. 2013. Aeolian beach ridges and their significance for climate and sea level: Concept and insight from the Levant coast (East Mediterranean). *Earth-Science Reviews*, **121** : 31–54.
- Moulton M., Filho S.O., Rocha T.B., Fernandez G.B. 2013. Foredunes of Rio de Janeiro coast: genesis, structure and morphology. *Journal of Coastal Research*, **165** : 1319–1324.

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

Neal A., Pontee N.I., Pye K., Richards J. 2002. Internal structure of mixed-sand-and-gravel beach deposits revealed using ground-penetrating radar. *Sedimentology*, **49** : 789–804.

Nielsen L., Bendixen M., Kroon A., Hede M.U., Clemmensen L.B., Weling R., Elberling B. 2017. Sea-level proxies in Holocene raised beach ridge deposits (Greenland) revealed by ground-penetrating radar. *Scientific Reports*, **7** : 1–8.

Nielsen L.H., Johannessen P.N. 2009. Facies architecture and depositional processes of the Holocene-Recent accretionary forced regressive skagen spit system, Denmark. *Sedimentology*, **56** : 935–968.

Nimer E. 1989. Climatologia do Brasil . Rio de Janeiro.

Otvos E.G. 2000. Beach ridges - definitions and significance. *Geomorphology*, **32** : 83–108.

Pemberton S.G., Maceachern J.A., Dashtgard S.E., Bann K.L. 2012. Shorefaces. In: Knaust Dirk & Bromley Richard G. (ed.). *Trace fossils as indicators of sedimentary environments*. Amsterdam, The Netherlands, Elsevier. p.563–603 (Developments in sedimentology, 64).

Pianca C., Mazzini P.L.F., Siegle E. 2010. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. *Brazilian Journal of Oceanography*, **58** : 53–70.

Pitman S.J., Jol H.M., Shulmeister J., Hart D.E. 2019. Storm response of a mixed sand gravel beach ridge plain under falling relative sea levels: A stratigraphic investigation using ground penetrating radar. *Earth Surface Processes and Landforms*, **44** : 1610–1617.

Polizel S.P., Rossetti D.D.F. 2014. Caracterização Morfológica Do Delta Do Rio Doce (Es) Com Base Em Análise Multissensor. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **15**: 12 - 31.

Porsani J. L. 1999. *Ground Penetrating Radar (GPR): proposta metodológica de emprego em estudos geológico-geotécnicos nas regiões de Rio Claro e Descalvado–SP*. PhD Thesis, em Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 145 p.

Pye K. & Bowman G.M. 1984. The Holocene marine transgression as a forcing function in episodic dune activity on the eastern Australia coast. In: Thom B.G. (ed). *Coastal geomorphology in Australia*. Sydney, Academic Press, p. 179–196.

Reinson G.E. 1984. Barrier-island and associated strand-plain systems. In Facies Models , Walker RG (ed). Geoscience Canada: Stittsville; 119–140.

Ribeiro P.C. 2013. Os vermetídeos fósseis de Guarapari, ES: novos dados para a discussão do nível relativo do mar e da circulação costeira no Holoceno., Universidade de São Paulo [online] Available from: <https://bv.fapesp.br/pt/bolsas/42837/vermetideos-em-costoes-rochosos-de-guarapari-es-contribuicao-para-o-estudo-do-nivel-relativo-do-ma/>

Ribeiro P.C., Gianini P.C.F., Rodrigues D., Sayeg I.J. 2011. Vermetídeos Fósseis Em Costões Rochosos De Guarapari, Es: Distribuição Espacial, Morfologia, Mineralogia E  $\Delta 18O$ . 1–5 pp. [online] Available from: [http://www.abequa.org.br/trabalhos/vermetides\\_Abequa2011.pdf](http://www.abequa.org.br/trabalhos/vermetides_Abequa2011.pdf)

Rocha T., Borges G., Rodrigues A. 2017. Registros de erosão e progradação revelados por radar de penetração do solo ( GPR ) na barreira regressiva pleistocênica do complexo deltaico do Rio Paraíba do Sul ( RJ ). *Quaternary and Environmental Geosciences*, **08** : 24–37.

Rocha T.B., Fernandez G.B., De Oliveira Peixoto M.N., Rodrigues A. 2013. Arquitetura deposicional e datação absoluta das cristas de praia pleistocênicas no complexo deltaico do Paraíba do Sul (RJ). *Brazilian Journal of Geology*, **43** : 711–724.

Rodriguez A.B., Meyer C.T. 2006. Sea-Level Variation During the Holocene Deduced from the Morphologic and Stratigraphic Evolution of Morgan Peninsula, Alabama, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, **76** : 257–269.

Rossetti D.F., Polizel S.P., Cohen M.C.L., Pessenda L.C.R. 2015. Late Pleistocene-Holocene evolution of the Doce River delta, southeastern Brazil: Implications for the understanding of wave-influenced deltas. *Marine Geology*, **367** : 171–190.

Roy P.S., Thorn B.G. 1981. Late Quaternary marine deposition in New South Wales and southern Queensland - an evolutionary model. *Journal of the Geological Society of Australia*, **28** : 471–489.

Sawakuchi A.O. 2003. Sistemas Depositionais Eólicos Na Costa Centro-Sul Catarinense: Relações Com o Nível do Mar, Universidade de São Paulo

Shipp R.C. 1984. Bedforms and depositional sedimentary structures of a barred nearshore system, eastern Long Island, New York. *Marine Geology*, **60** : 235–259.

Souza M.C., Angulo R.J., Assine M.L., Castro D.L. 2012. Sequence of facies at a Holocene storm-dominated regressive barrier at Praia. *Marine Geology*, **294** : 49–62.

Spenceley A.P. 1982. Sedimentation patterns in a mangal on Magnetic Island near Townsville, North Queensland, Australia. *Singapore Journal of Tropical Geography*, **3** : 100–107.

Suguio K., Martin L., Dominguez J.M.L. 1982. Evolução da planície costeira do rio Doce (ES) durante o quaternário : influência das flutuações do nível do mar. In: Simpósio do Quaternário Brasileiro, p. 93–116.

Tamura T. 2012. Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth-Science Reviews*, **114** : 279–297.

Tamura T., Murakami F., Nanayama F., Watanabe K., Saito Y. 2008. Ground-penetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of eastern Japan. *Marine Geology*, **248** : 11–27.

Tanaka A.P.B., Giannini P.C.F., Fornari M., Nascimento Junior D.R., Sawakuchi A.O., Rodrigues S.I., Menezes P.M.L., DeBlasis P., Porsani J.L. 2009. A planície costeira holocênica de Campos Verdes (Laguna, SC): evolução sedimentar inferida a partir de georradar (GPR), granulometria e minerais pesados. *Revista Brasileira de Geociências*, **39** : 751–767.

Tanner WF. 1995. Origin of beach ridges. *Marine Geology*, **136** : 127–130.

Taylor M., Stone G.W. 1996. Beach-Ridges: A Review. *Journal of Coastal Research*, **12** : 612–621.

Thom B.G., Bowman G.M., Gillespie R., Polach H.A., Barbetti M. 1981. Progradation histories of sand barriers in New South Wales. *Search*, **12** : 323–325.

Vedel V., Behling H., Cohen M., Lara R. 2006. Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in northern Brazil, inferences from the Taperebal core in northeastern Pará State. *Vegetation History and Archaeobotany*, **15** : 115–123.

Walker R.G. & Plint A.G. 1992. Wave and storm-dominated shallow marine systems. In: Walker R.G. & James N.P. (eds). *Facies models: response to sea-level change*. St Johns, p. 219–238. (Geological Association of Canada).

Wright L.D., Chappell J., Thom B.G., Bradshaw M.P., Cowell P. 1979. Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems: southeastern Australia. *Marine Geology*, **32** : 105–140.