



UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS E NATURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA AMBIENTAL
DOUTORADO EM OCEANOGRAFIA AMBIENTAL

ALEX EVARISTO DA SILVA

**EVOLUÇÃO SEDIMENTAR RECENTE AO LONGO
DE UMA PLATAFORMA CONTINENTAL COM
ESTILO CONTRASTANTE DE SEDIMENTAÇÃO**

ARACRUZ

2017

ALEX EVARISTO DA SILVA



Programa de Formação de Recursos Humanos



Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico



PRH-29
Universidade Federal
do Espírito Santo



Ministério da Ciência,
Tecnologia e Inovação

EVOLUÇÃO SEDIMENTAR RECENTE AO LONGO DE UMA PLATAFORMA CONTINENTAL COM ESTILO CONTRASTANTE DE SEDIMENTAÇÃO

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo como requisito para obtenção do Título de Doutor em Oceanografia Ambiental na área de concentração Sistemas Costeiros e Marinhos.

Orientador: Prof. Dr. Alex Cardoso Bastos

ARACRUZ

2017

ALEX EVARISTO DA SILVA

EVOLUÇÃO SEDIMENTAR RECENTE AO LONGO DE UMA
PLATAFORMA CONTINENTAL COM ESTILO
CONTRASTANTE DE SEDIMENTAÇÃO

Tese de Doutorado apresentada ao programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental como requisito para obtenção do Título de Doutor em Oceanografia Ambiental na área de concentração Sistemas Costeiros e Marinhos.

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Alex Cardoso Bastos – Orientador
Universidade Federal do Espírito Santo

Prof(a). Dr(a). Jacqueline Albino – Examinador Interno
Universidade Federal do Espírito Santo

Prof(a). Dr(a). Valéria da Silva Quaresma – Examinador Interno
Universidade Federal do Espírito Santo

Prof. Dr. Antônio Tadeu dos Reis – Examinador Externo
Universidade Estadual do Rio de Janeiro

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

ARACRUZ, 2017

A Deus, a minha família e aos meus amigos.

Obrigado por tudo.

AGRADECIMENTOS

A UFES e ao PPGOAm que proporcionaram a estrutura física ao longo deste estudo.

A Petrobras, por meio da parceria PRH29 –ANP-FINEP-MCT, CAPES e CNPq pela disponibilização da bolsa e por outros financiamentos.

A UFF-UERJ que disponibilizaram os equipamentos sísmicos.

Ao meu orientador Alex Bastos, por todo conhecimento ensinado e por seu exemplo de ética e amor a Ciência, que me fez buscar o melhor de mim. Obrigado por sempre acreditar.

A Banca Examinadora, os Professores Antônio Tadeu, Cleverson, Jacqueline e Valéria, por toda crítica e sugestão que certamente visam a qualidade e o aperfeiçoamento da Tese.

A Jacqueline Albino, que desde a Graduação me fascina com seu amor aos sedimentos e as praias. Certamente minha paixão pela Oceanografia Geológica tem a sua influência.

A Valéria Quaresma, minha orientadora do Mestrado, que ensinou, por meio da sua dedicação e profissionalismo, o respeito a tudo que envolve um Projeto com gastos públicos.

A todos os professores do PPGOAm, pelo conhecimento, pela confiança, pelas palavras de motivação. Ao funcionário Luciano, por um bom humor que sempre nos contagia.

Aos meus pais Ataíde e Eunícia. Por todos seus sacrifícios que proporcionaram a chegada deste momento. Por me ensinar a ética, o respeito, a humildade. Dezenas de Teses seriam insuficientes para agradecer e demonstrar todo meu orgulho por vocês. Amo vocês!!

Aos meus irmãos, sobrinhos, sobrinha, cunhado, cunhadas e sogros. Talvez nunca saibam, mas a confiança e o orgulho que sempre demonstraram, me manteve motivado e otimista. Obrigado por estarem em todos os momentos importantes da minha vida. Vocês são fundamentais.

Ao amor da minha vida, Mariana. Você que me acompanha desde o primeiro vestibular, a Graduação, a Monografia, a Dissertação, a fase como Professor Substituto, e agora o Doutorado. De namorada a esposa, e sempre uma eterna amiga. Por você eu tenho uma Gratidão Eterna. O orgulho, a motivação, as palavras, a sua oração, certamente me sustentaram durante todos estes anos. Como sempre lhe digo, te amo hoje e a cada manhã!

Aos meus grandes e eternos amigos labogélicos. É imensurável todo conhecimento aprendido com vocês. Certamente existe a contribuição de cada um de vocês nesta Tese. Foram 7 anos ao longo do Mestrado e Doutorado vivendo com pessoas incríveis. Tantos momentos de risadas, de perrengue em dezenas de campos, de choros que no final sempre viraram sorrisos. Levarei cada um em meu coração. Obrigado por tudo e por me tornarem o Oceanógrafo que sou.

A DEUS, que quase sempre é deixado por último, mas que encontra o primeiro lugar em meu coração. Agradeço ao dom da Sabedoria e da Ciência ofertado aos Homens. Que estes estejam sempre a serviço do próximo e do meio ambiente.

E a todos que, de uma maneira ou de outra, fizeram parte desta conquista, meu muito obrigado.

"Sou um só, mas ainda assim sou um. Não posso fazer tudo..., mas posso fazer alguma coisa. Por não poder fazer tudo, não me recusarei a fazer o pouco que posso."

Resumo

A presente Tese constitui um estudo sobre a evolução sedimentar e morfológica em um trecho de plataforma continental com influência distinta entre aporte e dispersão sedimentar. A plataforma continental centro-norte do Espírito Santo (Brasil) reúne características contrastantes, como a presença conjunta de lobo deltaico e vales incisos com canais expostos, além do ambiente sedimentar misto marcado por domínio terrígeno próximo à costa e por rodolitos e cascalhos carbonáticos na plataforma externa. Ao longo da plataforma foram analisadas 186 amostras superficiais de trabalhos já publicados, 6 testemunhos que se desdobram em 730 amostras e 485 km de linhas sísmicas tipo *boomer* e 920 km tipo *stratabox*.

A análise dos sedimentos superficiais evidenciou a presença de regimes sedimentares distintos resultantes de processos hidrodinâmicos atuais e pretéritos. A presença de bolsões isolados de lama sugere que eventos de alta energia são responsáveis por ressuspensão e redistribuição de sedimentos finos. A heterogeneidade vista em superfície também é reconhecida nos sedimentos subsuperficiais, onde foram reconhecidos seis ambientes sedimentares, sendo estes: flúvio-estuarino de maior contribuição continental, estuarino de bacia central, praia ou foz fluvial; marinho raso ou plataforma biodetrítica, plataforma terrígena e prodelta. As superfícies estratigráficas de ravinamento transgressivo e inundação máxima foram observadas ao longo dos testemunhos.

Em termos de sismoestratigrafia, oito unidades sísmicas foram identificadas. O padrão de distribuição das unidades sísmicas condicionam dois modelos evolutivos distintos para área de estudo. A evolução sedimentar ao norte aponta o estabelecimento de ambiente carbonático durante MIS3, maior desenvolvimento dos depósitos transgressivos flúvio-estuarinos e presença do lobo regressivo do Rio Doce. No sul, observa-se domínio de vales incisos com diminuição do preenchimento rumo à plataforma, sugerindo dois momentos distintos de subida do nível do mar. O baixo grau de desenvolvimento das unidades no entorno dos vales incisos sugere preenchimento mais restrito aos canais fluviais, no qual evidencia aporte limitado durante a transgressão. Após o afogamento da plataforma, a sedimentação carbonática dominou a plataforma externa, com maior grau de desenvolvimento ao sul. A diferença da evolução entre norte e sul provavelmente foi condicionada pela fisiografia do continente e da plataforma continental e pela variação do aporte sedimentar pretérito e atual.

O delta submerso apresentou feição alongada semelhante aos principais sistemas fluviais do mundo, evidenciando transporte sedimentar longitudinal significativo e composição se-

dimentar fina. De fato, a atuação da pluma sedimentar indica transporte preferencialmente para o norte e o delta emerso apresenta curvatura sigmóide sendo composto por sedimentos lamo-arenosos terrígenos. Dois depocentros e duas subunidades sísmicas distintas foram observados no prodelta e associados com alteração na posição da foz fluvial. O mapeamento do delta submerso é importante como balizador da área de potencial impacto da lama de rejeitos de mineração que alcançou a foz do Rio Doce em 22 de novembro de 2015 e se espalhou por uma ampla área da plataforma continental.

Falhas geológicas foram reconhecidas na plataforma continental, principalmente ao longo da isóbata de 42 m, com mesma orientação SSW-NNE de lineamentos no continente. A distribuição dos elementos fisiográficos, como feições lobadas, altos e baixos topográficos, canais, escarpas e sulcos erosivos, evidenciam distinção dos processos sedimentares ao longo da plataforma continental. Feições lobadas foram encontradas nos limites da plataforma interna-média e média-externa, indicando aporte sedimentar significativo ao longo da última transgressão. Altos topográficos e escarpas foram interpretados como possíveis paleo-linhas de costa na plataforma média, enquanto a distinção nas alturas dos altos na plataforma externa indica maior desenvolvimento de construções carbonáticas ao norte. Os altos associados aos vales incisos no sul foram interpretados como recifes crescendo em suas margens.

Os resultados apontam que a distribuição e a preservação dos ambientes sedimentares instalados na plataforma durante o Pleistoceno Tardio-Holoceno foram condicionados principalmente pelo aporte sedimentar, seja como contribuição direta de sedimentos terrígenos, seja por inibição no estabelecimento de comunidades carbonáticas. A geomorfologia continental também parece ser um indicador importante das características encontradas na plataforma continental.

Abstrat

The present thesis is study about the sedimentary and morphological evolution in continental shelf section with distinct influence between sedimentary input and dispersion. The north-central continental shelf of Espírito Santo (Brazil) has contrasting features such as the presence of delta lobe and incised valley with exposed channels, as well as the mixed sedimentary environment marked by terrigenous dominance in the coastal areas and by rhodoliths and carbonate gravels in offshore areas. Were analyzed 186 surface sediment samples from published works, 6 piston corer that are deployed in 730 samples, and 485 km and 920 km of seismic lines boomer and stratabox source respectively.

Sediments surface analysis showed the presence of distinct sedimentary regimes resulting from current and past hydrodynamic processes. Distal mud belt suggests high energy events as responsible for resuspension and redistribution of fine sediments. The surface heterogeneity is also recognized in subsurface sediments, where six sedimentary environments were recognized: fluvio-estuarine with continental dominance; inner estuarine; beach or river mouth; marine continental shelf, terrigenous shelf and prodelta. Transgressive ravinement and maximum flooding stratigraphic surfaces were observed throughout the piston corer.

In terms of seismic stratigraphy, eight seismic units were identified. The pattern distribution of these units condition two distinct evolutionary models for the study area. The sedimentary evolution in the north indicates the construction of carbonate environment during MIS3, high development of transgressive fluvial deposits and presence of Doce River regressive lobe. In the south, incised valleys domain were observed, with decrease in their filling towards the basins, which suggests two distinct moments of sea level rise. The low development of the seismic units around the incised valleys suggests limited sedimentation during transgression, restricted to fluvial channel. After continental shelf flooding, carbonate sedimentation dominated the external shelf, with greater development to the south. Difference between north and south was probably conditioned by continental and continental shelf physiography and by variation of past and present sedimentary input.

The Doce submerged delta presented an elongated geometry similar to main fluvial systems of the word, which indicates significant longitudinal sedimentary transport and fine sedimentary composition, corroborated by elongated orientation to the north of the sedimentary plume, and by sand-muddy submerged delta composition. Two depocenters and two seismic subunits were observed near river mouth and associated with shift of the channel. Delta sub-

merge delimitation is important to scale the potential impact area of the tailings mud that reached the mouth of the Doce River on November 22 (2015) and spread over a wide area of the continental shelf.

Geological faults were recognized on the continental shelf, mainly along 42 m isobaths with the same SSW-NNE orientation of lineaments in the continent. The distribution of physiographic elements, such as lobed features, high and low topographic areas, channels, escarpments and erosive grooves show distinction of the sedimentary processes along the continental shelf. Lobed features were found in the limits of the inner-medium and medium-outer continental shelf, which suggests significant sedimentary contribution during the last transgression. High topographic and escarpment were interpreted as possible paleo-coastline in the middle shelf, while distinction at height of the topographic highs on the outer shelf indicates greater development of carbonate constructions to the north. The topographic highs associated with incised valleys in the south were interpreted as reef growing along their margins.

The results indicate that distribution and preservation of sedimentary environments installed on the continental shelf during Upper Pleistocene-Holocene were mainly conditioned by fluvial input, either as a direct contribution of terrigenous sediments or by inhibition in the establishment of carbonate communities. The continental geomorphology also seems to be an important indicator of the characteristics found in the continental shelf.

Lista de Figuras

Figura 1. 1: Aspectos morfológicos da plataforma continental centro-norte do Espírito Santo (modificado de Bastos <i>et al.</i> , 2015).	24
Figura 2. 1: Geomorfologia costeira e distribuição das amostras superficiais ao longo de um trecho de plataforma contrastante na costa leste brasileira.	29
Figura 2. 2: Dendrograma obtido através da análise de cluster usando o método de Ward. A formação de grupo ou fácies é representado na forma de um dendrograma com um corte da distância quadrada Euclidiana de 45000.	30
Figura 2. 3: Proposta de setorização de fácies sedimentares por meio do uso de estatística multivariada para a plataforma continental centro-norte do ES. A setorização foi realizada por meio de interpolação com método <i>natural neighborhood</i>	31
Figura 2. 4: Representação gráfica das coordenadas vetoriais das estações analisadas na plataforma continental centro-norte do ES, agrupadas em relação as cinco grupos/fácies previamente identificados, e suas relações de distância com os eixos fatoriais 1, 2 e 3.	33
Figura 2. 5: Morfologia continental e do fundo marinho ao longo de uma plataforma com indicações contrastante de sedimentação. Perfis batimétricos de 1 a 4 são mostrados no mapa. Fonte: altimetria satélite Landsat e batimetria modificado de Bastos <i>et al.</i> (2015).	35
Figura 2. 6: Perfis batimétricos construídos com dados de <i>multibeam</i> , obtidos pelo LabOGeo e fácies sedimentares correlacionadas nas adjacências do Rio Doce (perfil 2 - Figura 2. 5) e do estuário Piraquê-açu (perfil 4 - Figura 2. 5).	40
Figura 2. 7: Mapa de distribuição dos diferentes tipos de ambientes e processos sedimentares para um trecho de plataforma continental na costa leste brasileira.	41
Figura 3. 1: Localização dos pontos de coleta dos testemunhos ao longo de um trecho de plataforma continental na costa leste brasileira.	45
Figura 3. 2: Informações sobre os pontos de coleta de testemunho evidenciando o caráter sísmico no trecho de coleta.	45
Figura 3. 3: Composição granulométrica, conteúdo de carbonato e datações para os testemunhos coletados ao longo da plataforma continental centro-norte do ES.	49
Figura 3. 4: Conteúdo de matéria orgânica (linha em vermelho) para os testemunhos coletados ao longo da plataforma continental centro-norte do ES.	50
Figura 3. 5: Características granulométricas, composicionais e texturais e datação para o testemunho SCRD T01. Cada coluna representa uma classe granulométrica, sendo a cor azul referente aos sedimentos siliciclásticos e a cor vermelha aos sedimentos carbonáticos.	52
Figura 3. 6: Características granulométricas, composicionais e texturais e datação para o testemunho SCRD T03. Cada coluna representa uma classe granulométrica, sendo a cor azul referente aos sedimentos siliciclásticos e a cor vermelha aos sedimentos carbonáticos.	54
Figura 3. 7: Características granulométricas, composicionais e texturais e datações para o testemunho SCRD T04. Cada coluna representa uma classe granulométrica, sendo a cor azul referente aos sedimentos siliciclásticos e a cor vermelha aos sedimentos carbonáticos.	56

Figura 3. 8: Características granulométricas, composicionais e texturais e datações para o testemunho SCRD T05. Cada coluna representa uma classe granulométrica, sendo a cor laranja referente aos sedimentos siliciclásticos e carbonáticos combinados.	58
Figura 3. 9: Características granulométricas, composicionais e texturais e datações para o testemunho SCRD T06. Cada coluna representa uma classe granulométrica, sendo a cor azul referente aos sedimentos siliciclásticos e a cor vermelha aos sedimentos carbonáticos.	60
Figura 3. 10: Características granulométricas, composicionais e texturais e datações para o testemunho SCRD T08. Cada coluna representa uma classe granulométrica, sendo a cor laranja referente aos sedimentos siliciclásticos e carbonáticos sem distinção.	62
Figura 3. 11: Dendrograma obtido através da análise de cluster usando o método de Ward para amostras de todos os testemunhos. A formação de grupo ou fácies é representado na forma de um dendrograma com um corte da distância quadrada Euclidiana de 50000.	63
Figura 3. 12: Fácies sedimentares obtidas por estatística multivariada e datações para os testemunhos coletados ao longo da plataforma continental centro-norte do ES.	65
Figura 3. 13: Datações dos testemunhos plotadas na curva global de variação do nível do mar de Lambeck <i>et al.</i> (2014).	66
Figura 3. 14: Cenários aproximados de inundação da plataforma continental pós-último máximo glacial. Para a modelagem não utilizou a morfologia pretérita da plataforma, mas sim a batimetria atual apresentada no Capítulo 2 da Tese. As idades e profundidades do nível do mar (NM) são baseadas nas curvas de Lambeck <i>et al.</i> , 2014, Martin <i>et al.</i> (1979) e Ângulo <i>et al.</i> , (2006). Círculos vermelhos representam a posição de coleta dos testemunhos. As linhas tracejadas brancas representam a linha de costa atual e a quebra de plataforma.	67
Figura 3. 15: Interpretação ao longo dos testemunhos dos ambientes sedimentares instalados na área de estudo nos últimos 15 mil anos.	69
Figura 3. 16: Interpretação das superfícies estratigráficas ao longo dos testemunhos. Os testemunhos são mostrados em um perfil <i>strike</i> (longitudinal) raso, composto pelos testemunhos SCRD T06, T04 e T01, e profundo composto pelos testemunhos SCRD T05, T03 e T08. Sentido de norte para sul.	76
Figura 4. 1: Levantamento ao longo de um trecho de plataforma contrastante na costa leste brasileira. Os perfis sísmicos transversais foram nomeados de PT1 a PT5 (sul para norte) e os longitudinais de PS1 (raso) e PS2 (profundo). A plataforma foi dividida em domínio norte e domínio sul (baseado em Bastos <i>et al.</i> , 2015).	81
Figura 4. 2: Resumo dos principais padrões de configuração interna dos refletores sísmicos e geometria externa das unidades sísmicas agrupadas em três conjuntos e descrição das superfícies limites superiores.	82
Figura 4. 3: Trecho de uma linha sísmica com a representação de oito unidades sísmicas principais (U0, U1, U2, U3, U5, U6, U7 e U8) limitadas pelos horizontes sísmicos S1 a S9. Apenas a unidade U4 e a superfície S4 não estão representadas neste trecho sísmico.	83
Figura 4. 4: Perfil sísmico PT1 bruto e interpretado, com a representação dos horizontes e unidades sísmicas. Trecho com destaque da sísmica em a), b) e c).	85
Figura 4. 5: Perfil sísmico PT3 bruto e interpretado, com a representação dos horizontes e unidades sísmicas. Trecho com destaque da sísmica em a), b) e c).	86
Figura 4. 6: Perfil sísmico PT5 bruto e interpretado, com a representação dos horizontes e unidades sísmicas. Trecho com destaque da sísmica em a), b) e c).	87

Figura 4. 7: Distintos aspectos morfológicos associados à superfície S5 ao longo da área de estudo.	89
Figura 4. 8: Exemplificação da Superfície A nos vales incisivos distribuídos ao sul da plataforma continental. Sem escala. A identificação dos vales incisivos foram interpretadas baseadas na geomorfologia costeira, na morfologia da plataforma e nos trabalhos de Cetto (2009) e Schreiner <i>et al.</i> (2009). Dados de batimetria e altimetria foram obtidos através do Labogeo (UFES).	90
Figura 4. 9: Mapa de profundidade da Superfície S5 ao longo da área de estudo. Nota-se gradiente mais suave na plataforma média. O rápido aumento de gradiente em trechos isolados é associado aos vales incisivos. Escala em milissegundos.	91
Figura 4. 10: Geometria em forma de lente em um trecho da plataforma externa no domínio norte. a) sísmica bruta; b) sísmica interpretada.	92
Figura 4. 11: Espessura do pacote sedimentar referentes as unidades sísmicas que compõem o conjunto III.	93
Figura 4. 12: Esquema interpretativo do perfil sísmico com orientação transversal a linha de costa no domínio norte, ilustrando as unidades sísmicas e a correlação das principais superfícies estratigráficas (S1, S2, S5 e S8) com os estágios isotópicos marinhos. Envelope das curvas isotópicas de variações eustáticas globais é uma compilação de Rabineau <i>et al.</i> (2006), baseada na razão isotópica de $\delta^{18}O$ calibradas pela datação de feições morfológicas, diagenéticas e orgânicas em plataformas continentais entre os estágios isotópicos marinhos 2 e 6.	95
Figura 4. 13: Modelo deposicional para o domínio norte da plataforma continental durante o Pleistoceno Tardio-Holoceno. Envelope das curvas isotópicas de variações eustáticas globais é uma compilação de Rabineau <i>et al.</i> (2006).	101
Figura 4. 14: Modelo deposicional para o domínio sul da plataforma continental durante o Pleistoceno Tardio-Holoceno. Envelope das curvas isotópicas de variações eustáticas globais é uma compilação de Rabineau <i>et al.</i> (2006).	103
Figura 4. 15: Provável caminho do Rio Doce durante a última exposição e inundação posterior da plataforma continental.	105
Figura 4. 16: Presença no registro sísmico de diversas hipérboles localizadas no domínio externo da plataforma continental.	106
Figura 5. 1: Informações geomorfológicas e batimétricas na região que abrange o delta do Rio Doce. Aquisição sísmica é representada por linhas verdes (<i>boomer</i>) e vermelhas (<i>stratabox</i>). Em rosa o perfil topográfico construído através de dados altimétrico (<i>landsat</i>) e batimétricos (<i>multibeam</i>).	118
Figura 5. 2: Descrição dos três tipos de perfis e suas respectivas equações, com $x_0=0$. A) Morfologia planar descrita pela equação linear; B) Curvatura côncava descrita pela função exponencial e; C) Morfologia sigmóide descrita pela distribuição Gaussiana. Ver o texto para descrição dos parâmetros. Fonte: Bárcenas <i>et al.</i> (2015).	119
Figura 5. 3: Caracterização do depósito deltaico do Rio Doce. A) delimitação da planície deltaica emersa e o delta submerso; B) Perfil topográfico do delta do Rio Doce e; C) curvatura do perfil submerso desenhado a partir de uma linha sísmica.	122
Figura 5. 4: Mapa de distribuição da espessura sedimentar (isópaca) do delta submerso do Rio Doce.	123

Figura 5. 5: Exemplo da interpretação da superfície de inundação máxima (linha verde clara). Acima desta superfície é reconhecido o depósito moderno do delta submerso do Rio Doce. Linha <i>strike</i> acima e transversal abaixo. Esta última evidenciando duas unidades distintas (separada pela linha vermelha).....	124
Figura 5. 6: Exemplos de registros sísmicos ao longo do delta submerso do Rio Doce.....	125
Figura 5. 7: Comparação entre os dados batimétricos medidos através de <i>multibeam</i> e a equação geométrica sigmóide proposta por Adams e Schlager (2000),.....	126
Figura 5. 8: Padrão de distribuição do tipo de vista planar dos depósitos deltaicos submersos e sua relação com parâmetros hidrográficos, sedimentares e meteoceanográficos. Modificado de Bárcenas <i>et al.</i> (2015). <i>OB = offlap break</i>	127
Figura 5. 9: Esquema evidenciando a atuação da pluma do Rio Doce durante período de maior e menor vazão e condições normais (ventos de NE) e frentes frias, localização dos depocentros lamosos ao sul e norte da foz e fácies sedimentares ao longo da plataforma. Fonte: baseado nas informações deste artigo e nos dados de Zoffoli <i>et al.</i> (2011); Alves <i>et al.</i> (2015); Bastos <i>et al.</i> (2015) e Quaresma <i>et al.</i> (2015).....	129
Figura 5. 10: Hipótese sobre a evolução do prodelta do Rio Doce. A) deposição da Unidade 1 (U1) entre ~3.900 e 2.500 anos a.p.; B) deposição da Unidade 2 entre 2.500 até o presente. Observar a escala diferente dos registros sísmicos.	131
Figura 6. 1: Aquisição sísmica na área de estudo e geomorfologia costeira. Perfis transversais nomeados de PT1 a PT5 e perfis <i>stikes</i> raso (PS1) e fundo (PS2).	136
Figura 6. 2: Perfil sísmico de alta resolução evidenciando algumas falhas encontradas ao longo do transecto PT1. Superfícies estratigráficas interpretadas no Capítulo 5. Ver Figura 7.1 para localização das seções sísmicas.	138
Figura 6. 3: Falhas geológicas ao longo da isóbata de 42 m. Superfície estratigráfica S5 interpretada no Capítulo 5. Ver Figura 7.1 para localização das seções sísmicas.	139
Figura 6. 4: Orientação das falhas encontradas ao longos dos perfis sísmicos transversais. Destaque para falhas com direção SSW-NNE em torno da isóbata de 40m. Ver Figura 7.1 para localização das seções sísmicas.	140
Figura 6. 5: Perfis sísmicos evidenciando feição lobada na plataforma interna adjacente a foz do Rio Doce. ...	141
Figura 6. 6: Perfis sísmicos evidenciando feição lobada no limite entre plataforma média e externa adjacente a foz do Rio Doce.....	142
Figura 6. 7: Elementos fisiográficos observados ao longo da plataforma continental média. AT = alto topográfico; BT = baixo topográfico; EC = escarpa; SL sulco.....	143
Figura 6. 8: Elementos fisiográficos observados na linha sísmica <i>strike</i> ao longo da plataforma continental média e externa. AT = alto topográfico; BT = baixo topográfico; CN = canal; EC = escarpa; SL sulco.....	145
Figura 6. 9: Elementos fisiográficos observados ao longo da plataforma continental externa. AT = alto topográfico; BT = baixo topográfico; CN = canal; EC = escarpa; SL sulco.	146
Figura 6. 10: Mapa de gradiente na plataforma continental destacando aumento do gradiente nas regiões do lobo interno (atual) e externo (pretérito). Fonte: Modificado de Bourguignon (2013).....	148
Figura 7. 1: Mapa com os principais aspectos evolutivos da área de estudo.	153

Lista de Tabelas

Tabela 2. 1: Síntese dos resultados obtidos nas análises estatísticas dos subambientes identificados na plataforma centro-norte do ES. Valor médio e desvio padrão (em parênteses) das variáveis adotadas.	30
Tabela 2. 2: Contribuição de cada autovetor e pesos das variáveis sedimentológicas em cada componente principal (eixos) extraídos da correlação da matriz das variáveis. As variáveis mais importantes estão destacadas em negrito. O sinal indica se a correlação é positiva ou negativa.	33
Tabela 3. 1: Localização e profundidade de recuperação dos testemunhos coletados (coordenadas em WGS84 – zona 24k).	44
Tabela 3. 2: Idade radiocarbono por meio de AMS dos testemunhos.	48
Tabela 3. 3: Síntese dos resultados obtidos nas análises estatísticas dos subambientes identificados nos testemunhos da plataforma centro-norte do ES. Valor médio e desvio padrão (em parênteses) das principais variáveis adotadas.	63
Tabela 5. 1: Sumário dos parâmetros morfológicos do delta do Rio Doce. LD: limite distal; OB: <i>offlap break</i> (profundidade que separa o <i>topset – foreset</i>).	122
Tabela 5. 2: Propriedades dos principais sistemas deltaicos do Brasil e do mundo. Qw = descarga de água; Qs = descarga sedimentar; Qs sp = descarga sedimentar específica. Fonte: Lima <i>et al.</i> (2005) e Kolker <i>et al.</i> (2013) baseado em dados de Walker (1998), McKee <i>et al.</i> (2004), Syvitski <i>et al.</i> , (2005) e Syvitski e Saito(2007). ...	128

Sumário

CAPÍTULO 1 - APRESENTAÇÃO DA TESE	21
1.1 INTRODUÇÃO	21
1.2 PLATAFORMA CENTRO-NORTE DO ESPÍRITO SANTO: UM AMBIENTE CONTRASTANTE DE SEDIMENTAÇÃO	23
1.3 OBJETIVO GERAL E ESPECÍFICOS	24
1.4 ESTRUTURA DA TESE	25
CAPÍTULO 2 - REGIMES SEDIMENTARES MODERNOS E RELÍQUIA AO LONGO DE UM TRECHO DE PLATAFORMA CONTIENTAL NA COSTA LESTE BRASILEIRA	26
2.1 INTRODUÇÃO	26
2.2 MATERIAIS E MÉTODOS	27
2.2.1 Geomorfologia Costeira da Área de Estudo.....	27
2.2.2 Setorização Superficial da Plataforma Continental.....	27
2.3 RESULTADOS.....	30
2.3.1 Evidências Faciológicas de uma Plataforma Contrastante.....	30
2.3.2 Morfologia Continental e Submarina.....	34
2.4 DISCUSSÃO.....	36
2.4.1 Faciologia como Indicador Contrastante de Sedimentação Atual e Pretérita	36
2.4.2 Interpretação de Regimes Sedimentares Distintos.....	38
2.5 CONCLUSÕES.....	42
CAPÍTULO 3 - EVOLUÇÃO DE AMBIENTES SEDIMENTARES DURANTE A INUNDAÇÃO DA PLATAFORMA CONTINENTAL PÓS-ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL	43
3.1 INTRODUÇÃO	43
3.2 MATERIAIS E MÉTODOS	44
3.2.1 Coleta dos Testemunhos.....	44
3.2.2 Análises Sedimentares.....	46
3.2.3 Datações por Radiocarbono	47
3.3 RESULTADOS.....	47

3.3.1	Informações de Idade Radiocarbono	47
3.3.2	Descrição Granulométrica e Composicional dos Testemunhos	48
3.3.3	Distribuição de Fácies Sedimentares ao longo dos Testemunhos	63
3.4	DISCUSSÃO	66
3.4.1	Interpretação de Ambientes Sedimentares e História de Inundação da Plataforma Continental	66
3.4.2	Grau de Desenvolvimento dos Ambientes Sedimentares	70
3.4.3	Interpretações de Superfícies Estratigráficas	74
3.5	CONCLUSÕES	77

**CAPÍTULO 4 - GEOMETRIA E ESTRUTURA INTERNA DE DEPÓSITOS
SEDIMENTARES EM PLATAFORMAS CONTINENTAIS COM REGIMES
CONTRASTANTES DE SEDIMENTAÇÃO 78**

4.1	INTRODUÇÃO	78
4.2	MATERIAIS E MÉTODOS	80
4.2.1	Levantamento Sísmico	80
4.3	RESULTADOS	81
4.3.1	Descrição das Superfícies e Unidades Sísmicas Principais	81
4.3.2	Distribuição das Unidades Sísmicas ao longo dos Conjuntos I, II e III	84
4.4	DISCUSSÃO	94
4.4.1	Interpretação das Superfícies Erosivas S2 e S5	94
4.4.2	Interpretação das Unidades Sísmicas que formam os Conjuntos I, II e III	95
4.4.3	Modelos Evolutivos para a Plataforma Continental	99
4.4.4	Aspectos Contrastantes da Plataforma Continental durante sua Exposição no Último Máximo g\Glacial	103
4.4.5	Construção de Ambientes Sedimentares Contrastantes Pós-Último Máximo Glacial	106
4.4.6	Estilo Contrastante da Sedimentação Atual e Desenvolvimento dos Depósitos Pós-UMG	110
4.5	CONCLUSÕES	114

**CAPÍTULO 5 - GEOMETRIA DO DELTA DO RIO DOCE E
IMPLICAÇÕES NA EVOLUÇÃO SEDIMENTAR HOLOCÊNICA 116**

5.1	INTRODUÇÃO	116
5.2	MATERIAIS E MÉTODOS	117
5.2.1	Análise Geométrica	117
5.2.2	Análise da Curvatura do Perfil Topográfico Submerso Deltaico.....	118
5.2.3	Perfilagem de Subfundo	120
5.3	RESULTADOS	121
5.3.1	Geometria e Morfologia do Delta do Rio Doce	121
5.3.1	Espessura Sedimentar e Arquitetura Sísmica do Delta Submerso	123
5.4	DISCUSSÃO.....	126
5.4.1	Geometria do Lobo Deltaico Submerso e Processos Sedimentares Modernos	126
5.4.2	Evolução da Planície Deltaica e Implicações em seu Depósito Submerso	129
5.5	CONCLUSÕES.....	133
CAPÍTULO 6 - ASPECTO FISIAGRÁFICO E EVIDÊNCIAS DE NEOTECTONISMO NA PLATAFORMA CONTINENTAL CENTRO-NORTE DO ESPÍRITO SANTO		135
6.1	INTRODUÇÃO	135
6.2	MATERIAIS E MÉTODOS	136
6.2.1	Aquisição de Dados Sísmicos	136
6.3	RESULTADOS	137
6.3.1	Aspectos Neotectônicos	137
6.3.2	Elementos Fisiográficos	140
6.4	DISCUSSÃO.....	147
6.4.1	Neotectonismo e Elementos Fisiográficos: Implicações na Sedimentação Recente	147
6.5	CONCLUSÕES.....	150
CAPÍTULO 7 - ANÁLISE INTEGRADA: ASPECTOS EVOLUTIVOS DA PLATAFORMA CONTINENTAL.....		151
7.1	INTRODUÇÃO	151
7.2	DISCUSSÃO E CONCLUSÕES	151

7.3 RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	156
CAPÍTULO 8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	158

CAPÍTULO 1 - APRESENTAÇÃO DA TESE

1.1 INTRODUÇÃO

Mudanças do nível do mar ocorreram em diferentes ordens de tempo e magnitude ao longo da história geológica da Terra. Sloss (1963, 1988) identifica sequências sedimentares cambrianas que refletem ciclos na ordem de 100 milhões de anos e amplitude vertical de mais de 500 m. Tais mudanças foram causadas pelo movimento da crosta que altera o volume das bacias oceânicas. Durante o Quaternário, em menor escala, existiram ciclos de variações do nível do mar induzidos pelo clima, com magnitude de 100 m em torno do movimento vertical do nível do mar, sendo reconhecidos como fenômenos globais (Fairbridge, 1961; Lisitzin, 1974).

Durante o Quaternário Tardio, a zona costeira sofreu significativas transformações em sua paisagem. Algumas que apresentaram intensidade e amplitude suficiente, no tempo e no espaço, deixaram a herança deste Período através de estruturas e depósitos sedimentares. Este período ainda é marcado por intensas variações climáticas que repercutiram sobre todos os ambientes do planeta, causando redistribuição na pressão atmosférica e transgressões e regressões dos oceanos em função da alternância entre momentos glaciais e interglaciais. Durante o Quaternário, a profundidade média do nível do mar foi ~65 m abaixo do nível atual (Dominguez *et al.*, 2013), atestando que a plataforma continental ficou exposta aos processos subaéreos em diversos momentos. Desta forma, sistemas costeiros e de plataforma continental são os ambientes sedimentares mais sensíveis às mudanças do nível do mar.

As plataformas continentais ocupam uma área de $32,2 \times 10^6 \text{ km}^2$ (~9% da área oceânica global), onde uma grande quantidade de sedimento é armazenada (Petley, 2010; Harris *et al.*, 2014). Considerando o nível do mar atual, a largura da plataforma varia de poucos quilômetros a mais de 1.000 km (média em 80 km), com algumas áreas cobertas por fundos rochosos ou depósitos pré-Holoceno, enquanto o restante é coberto por sedimentos modernos fornecidos desde a subida do nível do mar pós-último máximo glacial (Shepard, 1963; Emery, 1968). Por conta disto, a interpretação do registro sedimentar em plataformas continentais é mais complexa do que demais ambientes sedimentares (Orpin *et al.*, 2010).

A ocorrência de depósitos sedimentares costeiros e de plataforma representa a proveniência do suprimento sedimentar. Caso o suprimento seja relativamente baixo, o fundo mari-

nhos pode consistir apenas de fundo rochoso, sedimento relíquia ou material retrabalhado. Estas condições referem-se a uma plataforma “faminta” em sedimentos. Reciprocamente, se o suprimento é alto, pode ocorrer uma ampla cobertura do depósito Holocênico (Gao e Collins, 2014). Entretanto, a relação entre estes dois ambientes é muito mais complexa, pois durante a subida do nível do mar, plataformas de alto suprimento sedimentar podem se comportar como “famintas” quando seus sedimentos são trapeados em áreas estuarinas. Após estabilização do nível do mar, estas plataformas de suprimento iniciam a deposição de sedimentos modernos sobrejacente ao sistema retrabalhado pré-existente. Em contrapartida, plataformas que continuaram famintas durante a subida do nível do mar, apresentam sistema sedimentar Holoceno associado com o retrabalhamento de estratos pré-existentes ou depósitos derivados do período de subida do nível do mar (Gao e Collins, 2014).

Estudos de sistemas deposicionais de plataformas continentais frequentemente focam ambientes homogêneos, seja ambientes de prodelta (Park *et al.*, 1990; Figueiredo e Nittrouer, 1995; Díaz *et al.*, 1996; Nittrouer *et al.*, 1996; Kuehl *et al.*, 1997), cinturões de lama na plataforma (Park *et al.*, 1995, Park *et al.*, 1996, Park *et al.*, 1999; Lee e Chung, 2000; Lesueur *et al.*, 2001; Yoo *et al.*, 2002) ou desenvolvimento e preenchimento de vales incisivos (Schumm, 1993; Ashley e Sheridan, 1994; Dalrymple *et al.*, 1994; Van Wagoner, 1995; Anderson *et al.*, 1996; Blum e Price, 1998; Talling, 1998; Miall e Arush, 2001, Wellner e Barkett, 2003). Ainda são escassos estudos que retratem a agradação lateral ao longo de plataformas continentais contrastantes, ou seja, transição de plataformas que possuem áreas com aporte sedimentar significativo, marcadas por grandes deltas, com áreas famintas de baixo ou ausência de aporte sedimentar, marcadas por estuários e baías como principais feições costeiras.

Considerando que depósitos sedimentares na plataforma continental são resultado de uma ampla variedade de fatores, como variações do nível do mar, suprimento sedimentar, paleotopografia, subsidência, entre outros; estudos que retratem a evolução de plataformas continentais contrastantes ao longo de um trecho costeiro contínuo, podem permitir a melhor compreensão destes fatores que influenciam a distribuição dos sedimentos em plataformas continentais ao longo de ciclos de variação do nível do mar. Desta forma, esta Tese busca compreender a evolução recente e a distribuição dos depósitos sedimentares em uma plataforma continental que apresenta distinção entre suprimento e dispersão sedimentar.

1.2 PLATAFORMA CENTRO-NORTE DO ESPÍRITO SANTO: UM AMBIENTE CONTRASTANTE DE SEDIMENTAÇÃO

A plataforma continental ao longo da costa brasileira possui características bem distintas, em alguns trechos apresenta-se bem larga, acima de 200 km, de domínio terrígeno (Amazônia) ou carbonático (Abrolhos), em outros trechos estreita com baixo aporte sedimentar (litoral nordestino) (Silveira, 1964). De acordo com Dominguez (2009), esta diversidade na plataforma continental brasileira é explicada através da interação de variáveis como a taxa de oscilação do nível do mar, clima de ondas, taxa de suprimento, granulometria do sedimento e herança geológica.

Compilação realizada por Bastos *et al.* (2015) de diversos estudos não publicados na plataforma continental centro-norte do Espírito Santo, aponta para um ambiente que experimenta influência distinta de suprimento e dispersão sedimentar, evidenciado pela presença conjunta de lobos deltaicos e vales incisos com canais expostos na plataforma externa (Figura 1. 1). Em termos sedimentar, o ambiente misto é observado por depósitos terrígenos na plataforma interna e por rodolitos e cascalhos carbonáticos na plataforma externa (Kowsmann e Costa, 1979; Bastos *et al.*, 2015). De fato, depósitos mistos são reconhecidos na planície deltaica do Rio Doce desde o Período Albiano, com momentos de inversão entre os domínios terrígenos, carbonáticos e mistos (Tagliari, 2013). Na costa centro-norte do Espírito Santo, a geomorfologia se apresenta heterogênea, com presença de um sistema deltaico na porção mais ao norte (delta do Rio Doce) e complexos estuarinos ao sul (estuários do Rio Piraquê-açu e Reis Magos) (Figura 1. 1).

O aspecto morfossedimentar que compõem a plataforma centro-norte do Espírito Santo possibilita construções de hipóteses sobre sua evolução sedimentar recente perante as oscilações do nível relativo do mar. A presença da plataforma de Abrolhos ao norte da área de estudo, essencialmente carbonática composta por bancos, pináculos e rodolitos, juntamente com a evidência de depósitos mistos do Período Albiano, conduz para hipótese da possível instalação de estruturas carbonáticas onde atualmente existe o domínio terrígeno do Rio Doce. Já vales incisos exibidos na plataforma externa mais ao sul (Figura 1. 1), apontam para o estabelecimento de uma rede de sistemas fluviais durante a última exposição da plataforma continental, sugerindo aporte fluvial significativo nesta porção da plataforma continental.

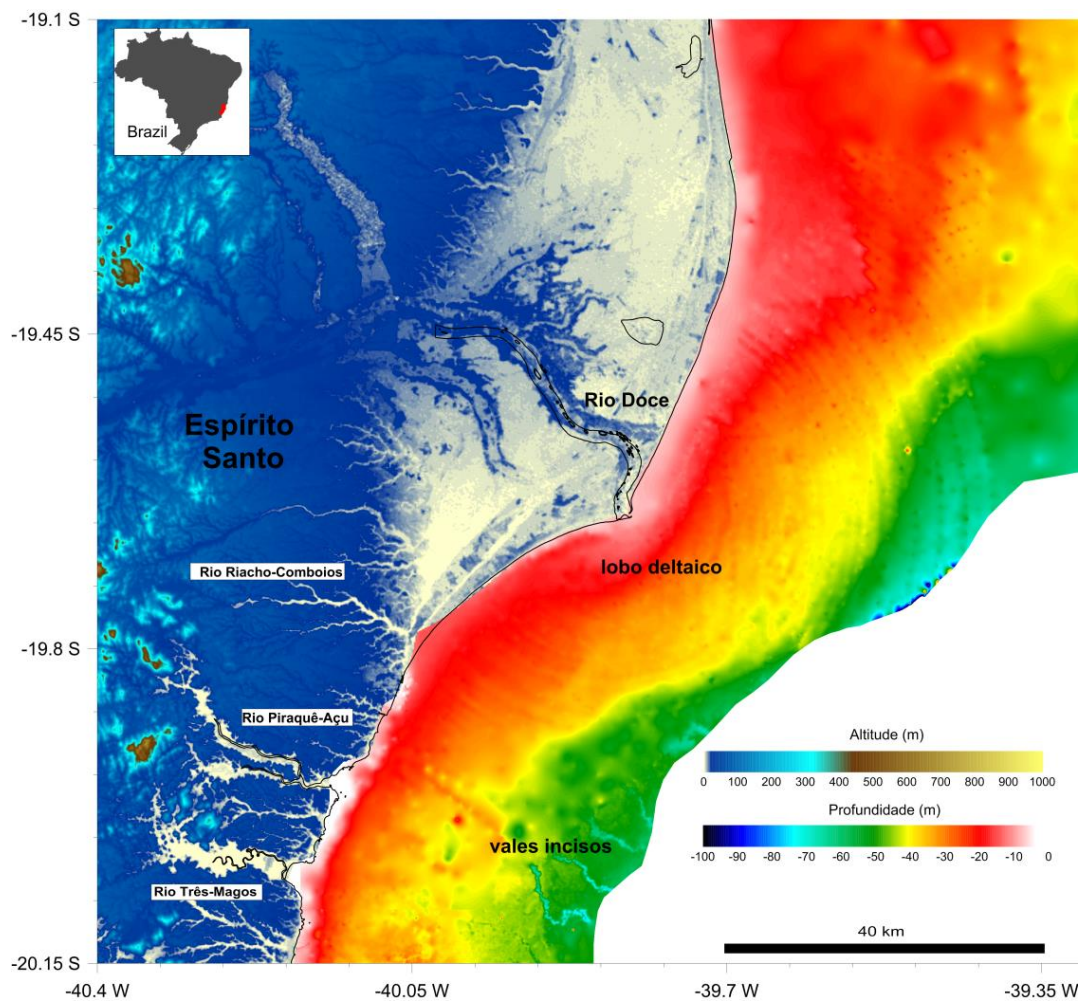


Figura 1. 1: Aspectos morfológicos da plataforma continental centro-norte do Espírito Santo (modificado de Bastos *et al.*, 2015).

Desta forma, este estudo auxilia na compreensão de como o aporte sedimentar afeta a distribuição e o grau de preservação dos ambientes sedimentares instalados durante as oscilações do nível do mar.

1.3 OBJETIVO GERAL E ESPECÍFICOS

Compreender a evolução morfológica e sedimentar recente (Pleistoceno Tardio-Holoceno) em uma plataforma continental com influência de distintas combinações entre suprimento e dispersão sedimentar.

Os objetivos específicos incluem:

- Análise morfossedimentar da plataforma continental e identificação de depósitos modernos e relíquia;
- Identificar unidades sísmicas referentes aos diversos estágios do ciclo de variação do nível do mar;

- Examinar a arquitetura estratigráfica e a evolução recente de depósitos de mar alto Holoceno associados com corpos deltaicos;
- Investigar a possível transição espaço-temporal da sedimentação siliciclástica-carbonática ao longo da plataforma continental;
- avaliar o aspecto fisiográfico e identificar falhas geológicas na plataforma continental centro-norte do Espírito Santo;
- Investigar a influência dos processos evolutivos na configuração da morfologia da plataforma continental e da zona costeira.

1.4 ESTRUTURA DA TESE

O presente estudo apresentará os capítulos principais de forma independente, onde cada capítulo de resultado apresentará sua própria metodologia e base de dados. Dessa forma, a Tese está estruturada nos seguintes capítulos:

- Capítulo 1 – introdução que busca chamar a atenção do leitor para o tema da Tese, além de apresentar o objeto de estudo e os objetivos que compõem a Tese;
- Capítulo 2 – identifica os diferentes regimes sedimentares através de dados morfológicos e sedimentares publicados e correlaciona com os processos evolutivos atuais e pretéritos;
- Capítulo 3 – investiga a instalação dos ambientes sedimentares ao longo do último processo de inundação da plataforma continental;
- Capítulo 4 – caracteriza os setores contrastantes da plataforma continental quanto a geometria e padrão de preenchimento;
- Capítulo 5 – investiga em detalhe a estrutura deposicional do lobo deltaico submerso do Rio Doce;
- Capítulo 6 – avalia o aspecto fisiográfico e mapeia a ocorrência de falhas geológicas recentes ao longo da plataforma continental;
- Capítulo 7 – conclusão que integra as informações fornecidas em todos os outros capítulos, destacando os principais aspectos evolutivos da plataforma e recomendando trabalhos futuros;
- Capítulo 8 – lista de referências utilizadas em todos os capítulos.

O autor chama a atenção que em virtude de capítulos relativamente independentes, algumas informações podem se encontrar repetidas em um ou mais capítulos.

CAPÍTULO 2 - REGIMES SEDIMENTARES MODERNOS E RELÍQUIA AO LONGO DE UM TRECHO DE PLATAFORMA CONTINENTAL NA COSTA LESTE BRASILEIRA

2.1 INTRODUÇÃO

Plataformas continentais são sistemas altamente complexos, com depósito sedimentar construído a partir de combinações de hidrodinâmica, contrastes fisiográficos e aporte sedimentar. A coexistência na plataforma continental de sedimentos relíquia, palimpsestos e modernos permite distinguir depósitos sedimentares como uma consequência do regime hidrodinâmico atual, daqueles que foram depositados em diferentes estágios de nível do mar (Gutiérrez-Mas *et al.*, 2003). Embora muito esforço tem sido aplicado na compreensão dos padrões de transporte de sedimentos, a questão de como estes se relacionam com as características deposicionais dos sistemas sedimentares do Holoceno ainda recebe pouca atenção (Gao *et al.*, 2015).

A costa leste brasileira é marcada por alternância de áreas com aporte sedimentar significativo, construindo feições deltaicas, com áreas famintas que apresentam feições estuarinas e praias de desenvolvimento limitado por depósitos cristalinos ou Neógenos da Formação Barreiras (Dominguez *et al.*, 1981, Suguio *et al.*, 1982, Martin *et al.*, 1997; Dominguez, 2009). Este contraste na costa reflete na geomorfologia da plataforma continental, que em alguns trechos é bem larga (> 200 km) com domínio de sedimentos carbonáticos e em outros extremamente estreita (< 30 km) dominada por sedimentos terrígenos (Silveira, 1964; Kowsmann e Costa, 1979).

A costa centro-norte do Espírito Santo reúne características especiais que indicam contraste do aporte e dispersão sedimentar durante o último processo de inundação da plataforma continental (Martin *et al.*, 1997; Albino, 1999; Bastos *et al.*, 2015). A partir disto, este capítulo propõe uma nova abordagem dos dados morfológicos e sedimentológicos publicados, buscando identificar regimes sedimentares distintos e correlacioná-los com os processos atuais e pretéritos resultantes da última inundação da plataforma continental.

2.2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.2.1 Geomorfologia Costeira da Área de Estudo

O aspecto geomorfológico ao longo da área de estudo, no centro-norte do Estado do Espírito Santo, evidencia uma extensa planície costeira associada aos sedimentos fluviais do delta do Rio Doce, passando para uma região com desenvolvimento limitado de depósitos quaternários, sendo basicamente restritos à planície fluvio-estuarina (Martin *et al.*, 1997; Dominguez, 2009) (Figura 2. 1). Ao sul da planície deltaica do Rio Doce, depósitos da Formação Barreiras alcançam a linha de praia, com presença de falésias vivas atualmente retrabalhadas em diversos trechos. Esta região pode ser considerada faminta em sedimentos, visto o aporte fluvial limitado e contido dentro da bacia estuarina, perante o intenso aporte fluvial do Rio Doce que alcança em suas séries históricas descarga fluvial acima de 1.200 m³/s no período chuvoso (ANA, 2015). A bacia do Rio Doce é considerada, em termos de carga sedimentar total, a maior da costa leste brasileira e uma das maiores da América do Sul (Souza e Knoppers, 2003; Lima *et al.*, 2005). A largura atual da planície deltaica holocênica do Rio Doce alcança até 35 km (Suguió *et al.*, 1980; Dominguez *et al.*, 1981; Martin *et al.*, 1996; Rossetti *et al.*, 2015), onde são reconhecidas falésias mortas.

O depósito Neógeno, denominado Formação Barreiras, constitui a unidade geológica de ocorrência mais expressiva da costa brasileira, aflorando desde o Estado do Rio de Janeiro até o Amapá, e corresponde a leques aluviais coalescentes no sopé de encostas durante um período de mar baixo e clima seco com provável influência de marés na porção mais distal do sistema (Bigarella e Andrade, 1964; Bigarella, 1975; Vilas Boas *et al.*, 1979; Rossetti, 1988). Após variações do nível do mar e diversos estágios de erosão, estes depósitos se apresentam em forma de falésias “vivas” (atualmente retrabalhadas) ou “mortas” (sem retrabalhamento atual) e terraços de abrasão marinha em regiões submersas rasas.

2.2.2 Setorização Superficial da Plataforma Continental

A distribuição de sedimentos superficiais foi realizada a partir da compilação de dados geológicos, sedimentares e batimétricos pretéritos (Bastos *et al.*, 2015; Quaresma *et al.*, 2015). O processamento e interpretação foram realizados a partir de análise estatística multi-

variada, com objetivo de distinguir setores e reconhecer áreas que sugerem evolução sedimentar distinta. A estatística multivariada consistiu nas análises de Agrupamento (*cluster*) e Componentes Principais (PCA), considerando os seguintes parâmetros de 186 amostras superficiais de sedimento: teores de cascalho, areia grossa (e muito grossa), areia média, areia fina (e muito fina), lama e conteúdo de CaCO_3 (Figura 2. 1). Os valores dos parâmetros não necessitam de padronização, pois todas as variáveis apresentam a mesma escala (0 a 100%).

A análise de Agrupamento tem como objetivo avaliar as semelhanças encontradas entre as amostras a partir das variáveis selecionadas, procurando criar agrupamentos homogêneos representados por pontos em um espaço n dimensional num número conveniente de grupos, relacionando-os através de coeficientes de similaridade ou de distância (Landim, 2000). De modo a agrupar os pontos amostrais de acordo com suas similaridades sedimentológicas, os descritores selecionados foram analisados segundo o coeficiente do quadrado da distância euclidiana. A estratégia de agrupamento adotada foi de variância mínima, também conhecida como método de Ward. Segundo Landim (2000), este coeficiente de distância é o que tem mostrado melhor eficiência em estudos geológicos. A formação dos grupos amostrais, denominados como subambientes, está representada na forma de dendrograma, com um nível de corte estabelecido através do melhor ajuste espacial dos grupos.

A Análise de Componente Principal (PCA) consiste de um método que procura reduzir um grande número de variáveis em um número menor de componentes importantes, que expressem a maior parte de uma matriz de dispersão de um conjunto de amostras (Legendre e Legendre, 1983). A PCA inicia com o cálculo dos autovalores e correspondentes autovetores de uma matriz de variâncias-covariâncias ou de correlações entre variáveis. No caso de variáveis padronizadas ou de mesma escala, as matrizes de variâncias-covariâncias e de coeficientes de correlação tornam-se idênticas. A padronização acarreta numa forte influência na estrutura da matriz de variâncias-covariâncias e, conseqüentemente, nos resultados da análise, sendo que sua utilização deve ser criteriosa levando sempre em conta a natureza dos dados geológicos em estudo (Landim, 2000). Dessa forma, a PCA, por meio da análise de covariância, visou o diagnóstico descritivo da estrutura do conjunto de dados e a ordenação dos descritores em gradientes dentro deste conjunto. As análises foram feitas utilizando o software MVSP (Kovach, 2005).

As amostras agrupadas por meio das análises de *Cluster* e PCA receberam classificação faciológica própria, baseada nas classificações texturais e composicionais de Folk (1954) e Larssonneur (1977 – modificado por Dias, 1996).

Dados batimétricos foram cedidos pelo LabOGeo (Laboratório de Oceanografia Geológica – UFES) e são resultado da digitalização das cartas náuticas da Marinha do Brasil (Marangoni, 2009), somados a compilação de diversos projetos realizados pelo LabOGeo. Dados altimétricos tratados, obtidos através do satélite Landsat, também foram cedidos pelo LabOGeo.

Dados batimétricos, altimétricos e sedimentológicos foram interpolados no Surfer 10.0 (Golden Software) e no ArcGis 10.4 (ESRI) utilizando o algoritmo *kriging* ou *natural neighborhood*. Estes métodos são comuns em estudos sedimentares e de regionalização (Journel e Huijbregts, 1978; Bobertz e Harff, 2003).

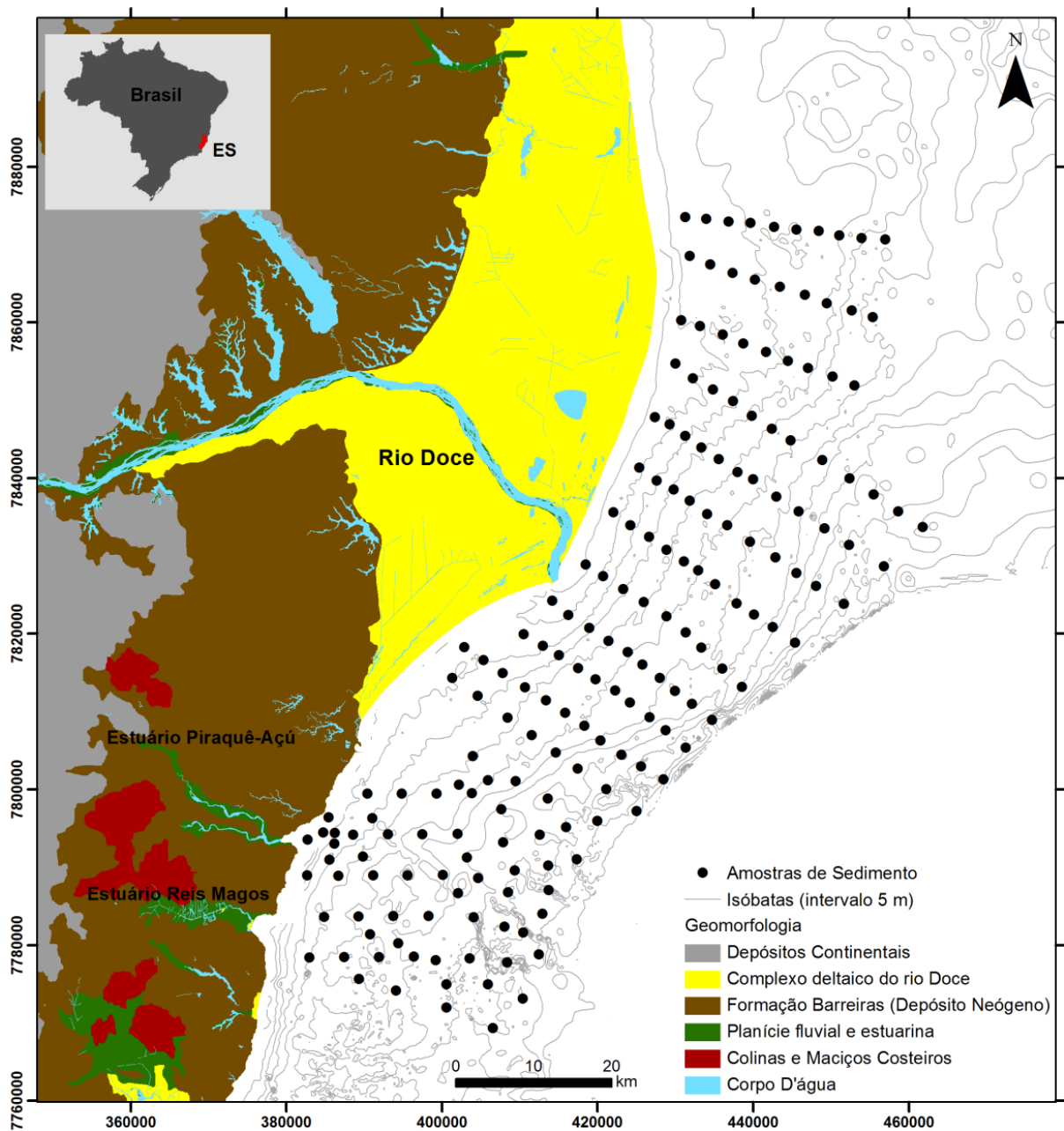


Figura 2. 1: Geomorfologia costeira e distribuição das amostras superficiais ao longo de um trecho de plataforma contrastante na costa leste brasileira.

2.3 RESULTADOS

2.3.1 Evidências Faciológicas de uma Plataforma Contrastante

A estatística multivariada dos sedimentos superficiais na plataforma continental permitiu o reconhecimento de cinco principais grupos, conforme representado no dendrograma obtido a partir da análise de agrupamento (Figura 2. 2). Os cinco grupos podem ser compreendidos, no âmbito geológico, como cinco fácies sedimentares. Baseado em classificações texturais e composicionais conhecidas (Folk 1954; Larssonneur, 1977), as fácies sedimentares foram denominadas: Rodolitos (ROD), Areia Lamo-cascalhosa Biodetrítica (ALB), Areia Grossa Siliciclástica (AGS), Lama Arenosa Siliciclástica (LAS) e Areia Fina Siliciclástica (AFS). Suas características e distribuição na plataforma se encontram na Tabela 2. 1 e Figura 2. 3.

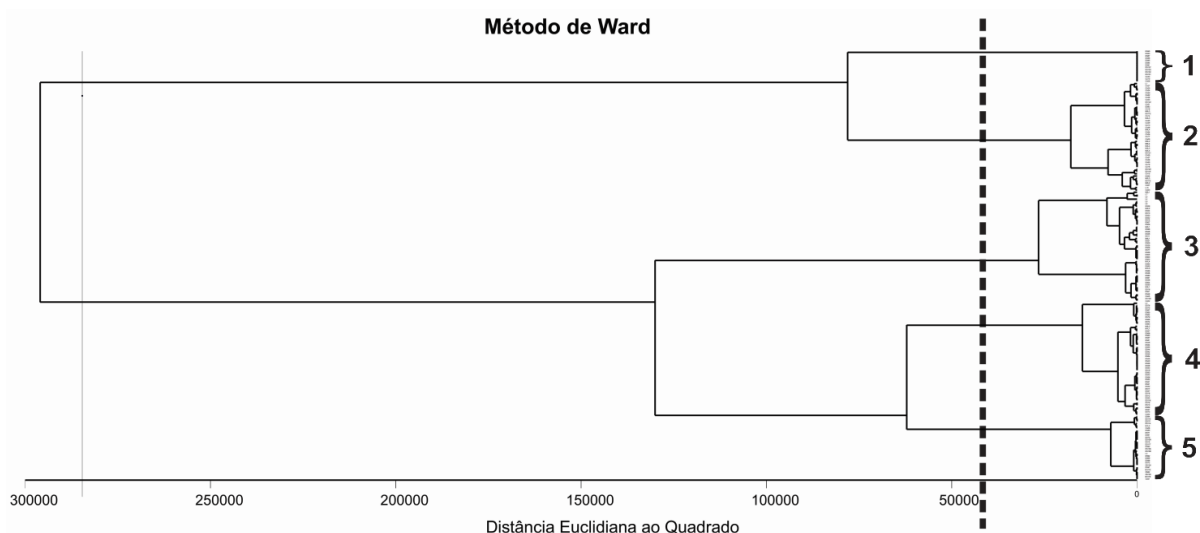


Figura 2. 2: Dendrograma obtido através da análise de cluster usando o método de Ward. A formação de grupo ou fácies é representado na forma de um dendrograma com um corte da distância quadrada Euclidiana de 45000.

Tabela 2. 1: Síntese dos resultados obtidos nas análises estatísticas dos subambientes identificados na plataforma centro-norte do ES. Valor médio e desvio padrão (em parênteses) das variáveis adotadas.

Grupo/Fácies	Cascalho (%)	Areia Grossa (%)	Areia Média (%)	Areia Fina (%)	Lama (%)	CaCO ₃ (%)
1 – Rodolitos (ROD)	100.0 (0.0)	0.0 (0.0)	0.0 (0.0)	0.0 (0.0)	0.0 (0.0)	100.0 (0.0)
2 – Areia Lamo-cascalhosa Biodetrítica (ALB)	26.1 (16.3)	21.7 (10.1)	13.6 (7.9)	23.3 (13.4)	15.2 (10.5)	81.1 (18.0)
3 – Areia Grossa Siliciclástica (AGS)	4.9 (7.3)	40.5 (21.9)	39.5 (19.2)	11.3 (10.1)	3.9 (7.0)	12.4 (14.9)
4 – Lama Arenosa Siliciclástica (LAS)	0.6 (2.3)	1.8 (4.1)	5.3 (6.5)	36.9 (14.5)	55.4 (17.4)	17.8 (9.2)
5 – Areia Fina Siliciclástica (AFS)	0.5 (1.0)	3.9 (2.6)	29.4 (13.7)	59.4 (9.7)	6.7 (6.1)	13.2 (8.7)

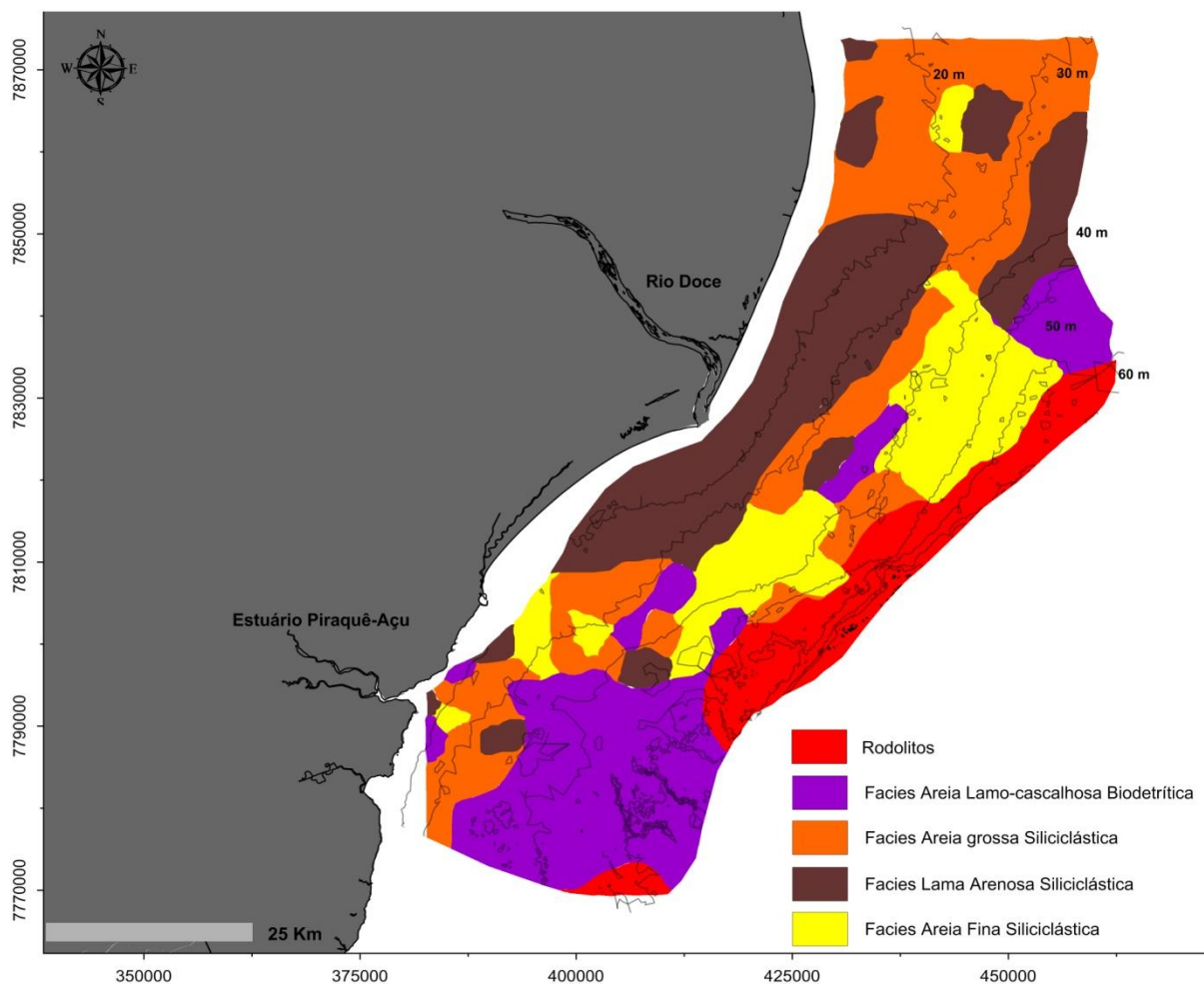


Figura 2. 3: Proposta de setorização de fácies sedimentares por meio do uso de estatística multivariada para a plataforma continental centro-norte do ES. A setorização foi realizada por meio de interpolação com método *natural neighborhood*.

De acordo com suas características, as fácies sedimentares podem ser compreendidas da seguinte forma:

- *Fácies 1 – Rodolitos (ROD)*: constituída por nódulos 100% cascalhosos e 100% carbonáticos e interpretada como rodolitos esparsos no fundo. Estes fundos de nódulos calcários comumente estão associados com sedimentos arenosos e/ou lamosos, porém estes não foram distinguidos. Sua localização abrange principalmente a plataforma externa.
- *Fácies 2 – Areia Lamo-cascalhosa Biodetrítica (ALB)*: constituída de sedimentos predominantemente arenosos (58.6%) mas com contribuição importante das classes de lama (15.2%) e cascalho (26.1%). Alta contribuição de CaCO_3 com teor médio de 81.1% ($\pm 18\%$). Algumas amostras podem estar associadas com rodolitos esparsos no fundo, mas em menor concentração do que fácies de rodolitos. Dominam a plataforma média e externa na porção sul e a plataforma externa na porção norte.

- *Fácies 3 - Areia Grossa Siliciclástica (AGS)*: composta basicamente por sedimentos arenosos de granulometria média (39.5%) e grossa (40.5%) com baixa a moderada contribuição de CaCO_3 , que alcança teor médio de 12.4% e máximo de 27.3%. Apresenta a menor contribuição de lama, com média de 3.9%. Presente principalmente na plataforma média da porção centro-norte e na plataforma interna na porção sul.
- *Fácies 4 – Lama Arenosa Siliciclástica (LAS)*: composto basicamente por lama (média de 55.4% e máximo de 72.8%) e areia fina (36.9% \pm 14.5%) com baixa contribuição de carbonatos (17.8% \pm 9.2%). Esta fácies se encontram preferencialmente na plataforma interna da porção centro-norte e representa a contribuição de sedimentos carreados pelo Rio Doce para a plataforma continental.
- *Fácies 5 – Areia Fina Siliciclástica (AFS)*: constituída de sedimentos de granulometria fina (59.4% \pm 9.7%) e média (29.4%) preferencialmente com baixa contribuição de carbonatos (média de 13.2%). Distribuída principalmente na plataforma média.

De maneira geral, nota-se uma plataforma externa dominada por sedimentos carbonáticos e fundo de rodolitos com transição de fácies de areia fina siliciclástica para areia grossa siliciclástica na plataforma média em direção ao continente, e domínio de sedimentos lamosos terrígenos nas adjacências da foz do Rio Doce, enquanto que na plataforma interna na porção sul existe uma heterogeneidade de fácies, mas com maior contribuição de areia grossa siliciclástica.

A análise de Componentes Principais (PCA) é aqui apresentada com a análise dos três primeiros eixos, que sintetizam 88.5% da variabilidade dos dados (Tabela 2. 2). De forma geral, a PCA evidencia através das relações entre os eixos principais 1 e 2, que o conteúdo de cascalho e carbonato de cálcio são responsáveis para separar dois grandes grupos, o primeiro composto pelas fácies ROD e ALB e o segundo pelas fácies AGS, LAS e AFS, além de indicar que a areia média é a componente que menos possui teor de carbonato, aparentando uma relação inversa, onde o aumento de um significa a diminuição do teor do outro (Tabela 2. 2 e Figura 2. 4). Também é possível reconhecer que a granulometria de cascalho nos sedimentos é composta quase exclusivamente de carbonatos. A análise do eixo 2 aponta que quando o conteúdo de areia fina e lama aumenta, o teor de carbonato tende a aumentar levemente, enquanto areia média e grossa diminuem. Já o eixo 3 indica que em alguns casos, areia média e grossa podem ser inversamente proporcional quando ocorre aumento de areia grossa junto com aumento de lama (Tabela 2. 2).

Tabela 2. 2: Contribuição de cada autovetor e pesos das variáveis sedimentológicas em cada componente principal (eixos) extraídos da correlação da matriz das variáveis. As variáveis mais importantes estão destacadas em negrito. O sinal indica se a correlação é positiva ou negativa.

Autovetores	Eixo 1	Eixo 2	Eixo 3
Autovalores	2051	923	452
Porcentagem	52.97	23.83	11.69
Porcentagem Acumulativa	52.97	76.80	88.49
Variáveis	Eixo 1	Eixo 2	Eixo 3
Cascalho (%)	0.559	0.001	-0.073
Areia grossa (%)	0.016	0.510	0.475
Areia Média (%)	-0.161	0.444	-0.270
Areia Fina (%)	-0.248	-0.302	-0.647
Lama (%)	-0.167	-0.653	0.515
CaCO ₃	0.756	-0.160	-0.113

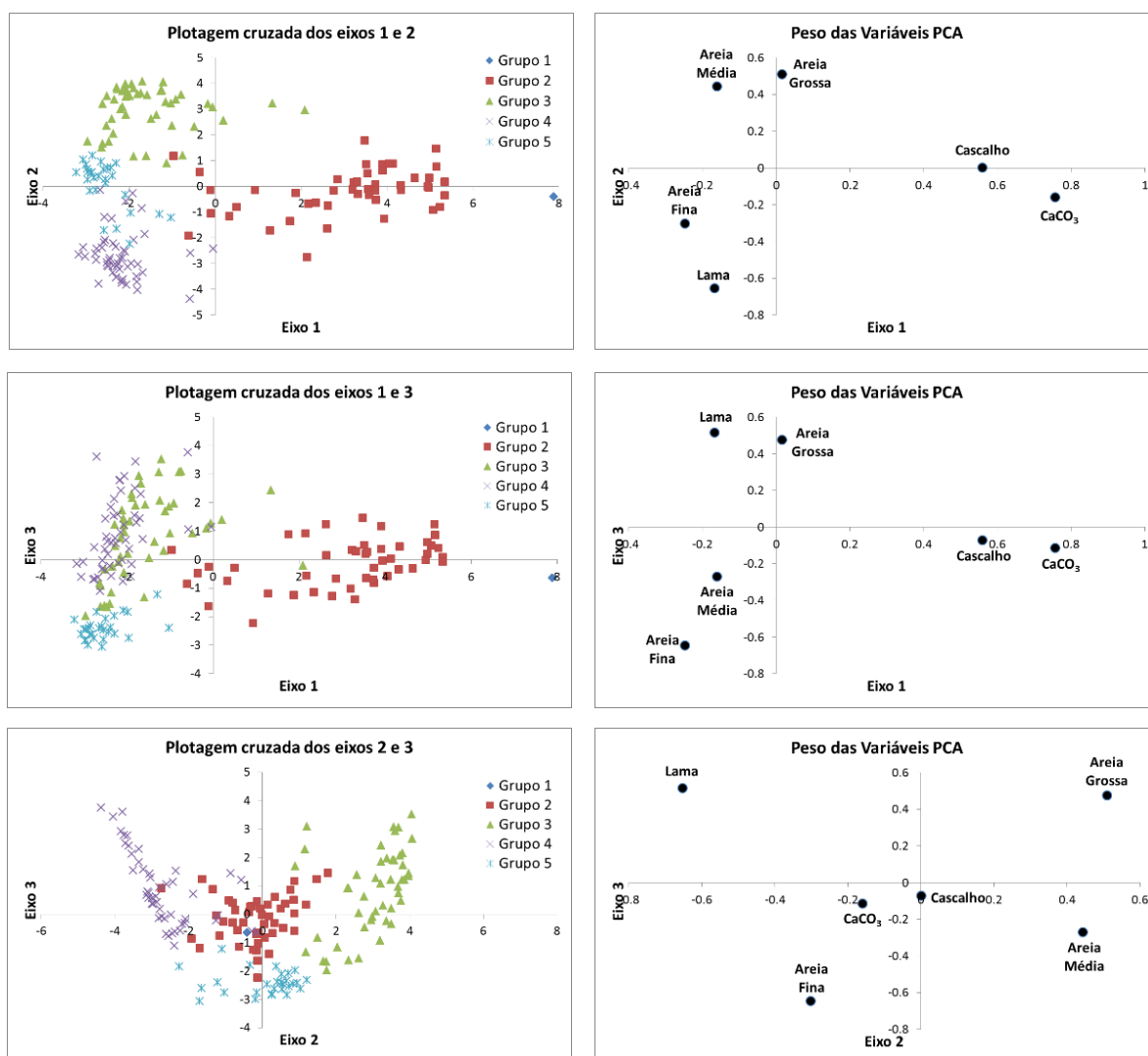


Figura 2. 4: Representação gráfica das coordenadas vetoriais das estações analisadas na plataforma continental centro-norte do ES, agrupadas em relação as cinco grupos/fácies previamente identificados, e suas relações de distância com os eixos fatoriais 1, 2 e 3.

2.3.2 *Morfologia Continental e Submarina*

A característica morfológica mais conspícua na área de estudo é a mudança na orientação da linha de costa no trecho da planície deltaica do Rio Doce, acompanhada por feições morfológicas distintas do fundo marinho, como lobo deltaico na plataforma interna mais ao norte e paleocanais expostos na plataforma externa mais ao sul (Figura 2. 5).

A topografia continental evidencia regiões de alagados espalhados pela planície deltaica, além dos antigos canais fluviais desenvolvidos ao longo da evolução deltaica do Rio Doce (Figura 3. 5). Entre os tabuleiros costeiros, o curso fluvial do Rio Doce apresenta orientação WSW-ENE. Entretanto, no início da planície sedimentar, o curso fluvial apresenta um ponto de inflexão e passa a ter orientação NW-SE até a sua foz. No limite superior da planície sedimentar, tabuleiros costeiros erguem-se a uma altitude de 20 m em média e apresentam diferença acima de 10 m da altura da planície. Ao sul, estes tabuleiros alcançam a linha de costa e a planície sedimentar apresenta-se pobremente desenvolvida (Figura 2. 5).

Além do sistema fluvial do Rio Doce, o modelo digital do continente evidencia outros sistemas fluviais de magnitude diversas, alguns possuem conexão com mar, como os sistemas estuarinos do Piraquê-açu e Reis Magos, e outros são limitados pela planície sedimentar, como as bacias do Rio Sai e Riacho (Figura 2. 5).

A análise batimétrica aponta para a existência de domínios morfológicos distintos para o fundo marinho da plataforma continental (Figura 2. 5). Em direção ao continente, a partir da isóbata de 40 m, o fundo marinho mostra uma feição notável em forma de lobo com mergulho relativamente íngreme, acima de 0.2° no limite da encosta, enquanto a média é menor que 0.1° . Apesar de ser encontrado em toda região rasa, a feição em forma de lobo é mais evidente nas adjacências da foz do Rio Doce (Figura 2. 5 - perfis). Após a isóbata de 40 m, em direção à bacia sedimentar, a plataforma alterna entre uma nova feição lobada nas adjacências do Rio Doce ou uma plataforma suave com ângulo de mergulho inferior a 0.05° , mas marcadas por diversas depressões alongadas na direção leste-oeste ao longo da plataforma externa (Figura 2. 5). A composição do mapa batimétrico demonstra as diferenças entre uma costa de grande aporte sedimentar, que apresenta feição característica de lobo deltaico, de uma plataforma de aporte limitado, marcada por paleocanais expostos, principalmente próximo à quebra de plataforma. Em termos de largura, a plataforma continental em questão é considerada estreita, com média de 30 km para a porção norte, em frente à foz do Rio Doce, e 40 km para porção sul.

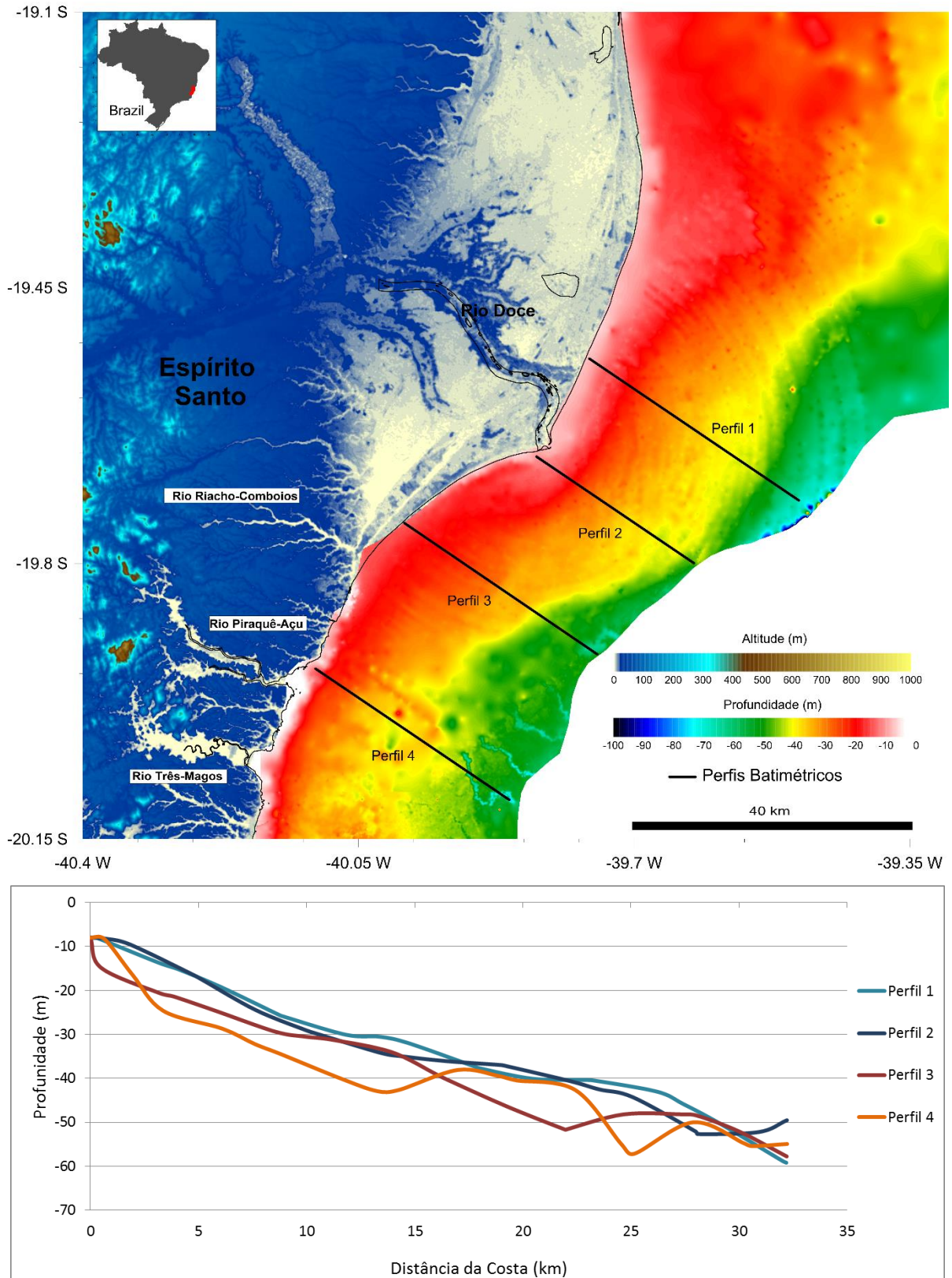


Figura 2. 5: Morfologia continental e do fundo marinho ao longo de uma plataforma com indicações contrastante de sedimentação. Perfis batimétricos de 1 a 4 são mostrados no mapa. Fonte: altimetria satélite Landsat e batimetria modificado de Bastos *et al.* (2015).

2.4 DISCUSSÃO

2.4.1 *Faciologia como Indicador Contrastante de Sedimentação Atual e Pretérita*

Análises granulométricas e texturais são consideradas bons indicadores para classificar e reconhecer diferentes processos sedimentares. McCave e Syvitski (1991) e Tanner (1991a, 1991b) destacam a granulometria como um bom indicador da relação entre transporte e deposição de partículas sedimentares. Diversos estudos utilizaram com sucesso a relação de diferentes parâmetros granulométricos na interpretação de ambientes sedimentares (Inman 1952; Folk 1954; Mason e Folk 1958; Friedman 1961; Visher 1969; Medina *et al.* 1994; Martins *et al.* 1997; Martin 2003).

A distribuição faciológica superficial da plataforma, derivada da estatística multivariada, mostrou domínio de fácies terrígenas nas adjacências da foz fluvial com transição para o ambiente carbonático na plataforma externa e nas áreas mais afastadas da desembocadura do Rio Doce (Figura 2. 3). Em geral, o ambiente carbonático domina a plataforma externa brasileira como consequência de condições favoráveis durante a última subida do nível do mar (Kowsmann e Costa, 1979). Dominguez (2009) ainda destaca a alternância ao longo da costa leste brasileira de porções costeiras regressivas, com contribuição importante de aporte continental e progradação da linha de costa, com costas transgressivas, marcadas por estuários com baixa ou nenhuma contribuição de sedimento terrígeno para plataforma continental.

Contudo, fácies de areia siliciclástica na plataforma média do Rio Doce não se encaixa no atual padrão de sedimentação para área de estudo (Figura 2. 3), e ainda foge dos modelos de sedimentação deltaica (Swift e Thorne, 1991; Swift *et al.*, 1991; Catuneanu, 2002; Lobo *et al.*, 2004). O Rio Doce é atualmente compreendido como um delta dominado por onda (Dominguez, 2009; Rossetti *et al.*, 2015; Bastos *et al.*, 2015). Deltas dominados por ondas podem ser interpretados como um sistema deposicional complexo com conjunto de cordões arenosos possuindo forma de cúspide, sendo formado pelo retrabalhamento sobre ação de ondas de areias normalmente de fonte fluvial (Coleman e Wright, 1975; Weise, 1980; Antony, 2015). De fato, é observada a forma de cúspide para o delta do Rio Doce (Figura 2. 5).

O sedimento relíquia em plataformas continentais foi introduzido para explicar padrões de distribuição irregular de sedimentos, já que se acreditava em um modelo de progressão sedimentar, no qual sedimentos grossos se encontravam em regiões rasas passando para sedimentos finos próximos à quebra de plataforma (Johnson, 1919). Shepard (1932) foi o primei-

ro a considerar o problema de depósitos arenosos em diversas localidades de plataformas modernas e conclui que sua distribuição não reflete o regime sedimentar moderno como todo, mas sim uma distribuição relíquia, uma resposta perante os processos atuantes durante nível de mar baixo. O conceito de sedimentos relíquia em plataformas continentais foi dada a sua expressão mais completa por Emery (1952, 1968).

Na plataforma média, fácies de areia grossa e fina siliciclástica provavelmente representam sedimentos depositados em outra condição de nível de mar, mas que são retrabalhados pela condição hidrodinâmica atual. O retrabalhamento de sedimentos relíquia durante a subida do nível do mar faz com que estes sedimentos estejam em um equilíbrio completo ou parcial com os processos e condições atuais da plataforma. Tais sedimentos retrabalhados, contendo características parcialmente relíquia e parcialmente moderna, são conhecidos como palimpsestos (Swift *et al.*, 1971). De fato, fácies de areia grossa e fina siliciclástica possuem conteúdo significativo de areia média, alto valor de desvio padrão e pequena contribuição de conteúdo de CaCO₃ (Tabela 2. 1). Estas características apontam para mistura de populações e processos similares atuantes na dispersão sedimentar na região destas duas fácies.

Fácies de lama arenosa siliciclástica se encontra distribuída principalmente na plataforma interna, nas adjacências da foz do Rio Doce (Figura 2. 3). A ausência de sedimentos arenosos grossos (cascalho, areia grossa e areia média) aponta para um depósito de prodelta resultante do aporte fluvial moderno. Quaresma *et al.* (2015) destacam que sedimentos finos, provenientes do Rio Doce, são depositados preferencialmente ao sul da foz, até a profundidade de 30 m. Albino e Suguio (2010) também destacam a influência da carga sedimentar do Rio Doce em áreas mais restritas a desembocadura.

Bolsões de lama isolados em regiões mais distantes da foz do Rio Doce sugerem condições especiais para sua deposição. Quaresma *et al.* (2015) sugerem que depósitos lamosos distantes, ao norte da foz, resultam da remobilização do fundo por ondas durante eventos de tempestades, visto que esta plataforma está situada em uma região dominada por ondas (Dominguez *et al.*, 2004). Durante o período de frentes frias, estas ondas possuem quadrante de S e SSE e velocidade orbital suficiente para remobilizar e transportar sedimentos finos rumo ao norte (Bittencourt *et al.*, 2007).

Nas áreas mais profundas da plataforma, a partir da isóbata de 40 m, predominam fácies de Rodolitos e de Areia Lamo-cascalhosa Biodetrítica. Estes depósitos, essencialmente carbonáticos, são associados a deposição marinha autóctone, sem contribuição continental significativa. Para plataforma sul do Brasil, depósitos carbonáticos são correlacionados com áreas de alta produtividade por conta da ação de ressurgência (Mahiques *et al.*, 2004; 2005). Segundo

Mahiques *et al.* (2004), processos hidrodinâmicos, atuação de águas oceânicas e circulação da plataforma são os principais fatores controladores da produtividade primária e redistribuição de sedimentos na margem continental superior do sul do Brasil, conduzindo ao estabelecimento de diferenças na taxa de sedimentação e fácies sedimentares.

Estudo recente de Palóczy *et al.* (2016), aponta que a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), devido a interação da Corrente do Brasil com a quebra de plataforma, ascende na porção sul da plataforma estudada e pode alcançar profundidades próximas à costa, mas não consegue adentrar plataforma adentro nas adjacências do Rio Doce. Esta atuação de uma água mais fria e rica em nutrientes, juntamente com atuação da pluma do Rio Doce, pode ser responsável pelo domínio de depósitos carbonáticos nas áreas mais profundas e distantes da foz do Rio Doce, onde ocorre maior atuação da ACAS.

Desta forma, a distribuição faciológica superficial indica evolução sedimentar bem distinta pós-último máximo glacial, com cinco fácies que sugerem distintas dominâncias de agentes deposicionais ao longo da inundação da plataforma continental.

2.4.2 Interpretação de Regimes Sedimentares Distintos

De maneira geral, a PCA indica que processos distintos atuaram na formação e depósito das diferentes fácies, sendo possível reconhecer associações entre as fácies ROD e ALB e as fácies AGS e AFS (Figura 2. 4). Portanto, alguns regimes sedimentares dominantes podem ser distinguidos: domínio carbonático de plataforma externa (fácies ROD e ALB), areia grossa e areia fina terrígena de plataforma média (fácies AGS e AFS) e lama arenosa nas adjacências do Doce com bolsões de lama isolados na plataforma média (fácies LAS).

A plataforma continental, entre as bacias de Mucuri e norte de Campos, foi interpretada por Bastos *et al.* (2015) em termos de regimes majoritários de sedimentação, baseado em Swift e Thorne (1991). Estes autores dividem a plataforma em três principais regimes: suprimento, acomodação e construções carbonáticas. O regime de suprimento é restrito as adjacências da foz do Rio Doce sendo reconhecido pela existência de um lobo deltaico submerso composto por lama e lama arenosa terrígena. Trechos da plataforma média e interna são definidos como regime de acomodação, visto a presença de fácies palimpsestos. O regime de acomodação pode estar relacionado a erosão do fundo marinho ou ausência de sedimentação e, normalmente, apresentam feições morfológicas parcialmente preenchidas ou de substrato duro (Bastos *et al.*, 2015). Exemplos de plataformas de acomodação são amplamente conhe-

cidas (Riggs *et al.*, 1998; Paphitis *et al.*, 2010). O terceiro regime, de construção carbonática, é visto na plataforma externa e trechos da plataforma média na porção sul e, como discutido anteriormente, representa a sedimentação carbonática autóctone.

Bastos *et al.* (2015) ainda destacam que o regime de suprimento (sedimentos regressivos) e de construção carbonática são contemporâneos e a transição pode seguir a profundidade da coluna d'água, apesar de não ser uma regra geral em plataformas continentais. Existem diversas plataformas modernas e antigas que apresentam transição transversal entre sedimentos siliciclásticos e carbonatos, este último muitas vezes representado por fundos de rodolitos (Marshall *et al.*, 1998; Coffey e Read, 2004; Dominguez *et al.*, 2013; Reis *et al.*, 2013; Marco Brandano e Ronca, 2014). A região de transição destes regimes, o regime de acomodação, representa sedimentos depositados em condições de nível do mar pretéritas. Esta situação é comum para a plataforma sul do Brasil, que é composta por 50% de sedimentos modernos e 50% de sedimentos palimpsestos ou relíquia (Mahiques *et al.*, 2010).

A combinação da topografia e sedimentologia submarinha reforça a distinção entre a região norte e sul da plataforma continental (Figura 2. 6). No norte, o perfil adjacente ao Rio Doce evidencia um prima sedimentar predominantemente de lama terrígena até 30 m de profundidade (Figura 2. 6 – perfil acima). A partir de 30 m, o gradiente passa a ser mais suave e areia terrígena domina, apesar da existência de bolsões de lama terrígena ao norte da foz. A 20 km distantes da foz do Rio Doce, a partir de 42 m de profundidade, rodolitos esparsos no fundo iniciam o domínio da plataforma externa, juntamente a isto o fundo marinho se torna mais rugoso.

No perfil sul, domínios sedimentares alternam-se até a profundidade de ~20 m. Esta sedimentação mista é associada a um alto gradiente do fundo marinho (Figura 2. 6 – perfil abaixo). Areia terrígena domina entre 20 e 40 m e o gradiente se torna relativamente menor. Apenas 10 km da costa, a partir de 40 m, fundo de areia e cascalho carbonáticos e rodolitos esparsos no fundo dominam até a quebra de plataforma. O relevo possui gradiente relativamente suave, apesar da existência de diversas depressões, que são associadas aos paleocanais fluviais expostos.

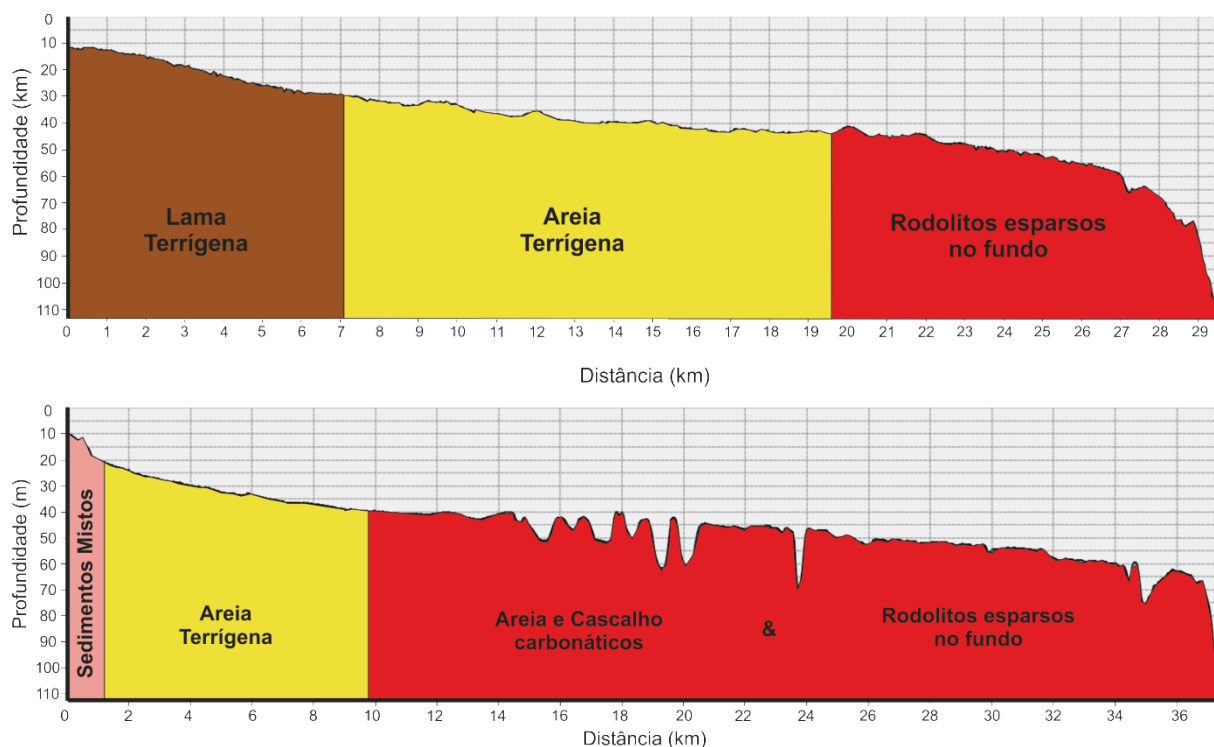


Figura 2. 6: Perfis batimétricos construídos com dados de *multibeam*, obtidos pelo LabOGeo e fácies sedimentares correlacionadas nas adjacências do Rio Doce (perfil 2 - Figura 2. 5) e do estuário Piraquê-açu (perfil 4 - Figura 2. 5).

As cinco fácies sedimentares definidas, podem ser interpretadas à luz dos processos e regimes sedimentares predominantes para sua deposição (Figura 2. 7). A plataforma continental é afetada pela ação de ondas e correntes e pelas mudanças do nível do mar devido sua baixa profundidade. Desta maneira, sua configuração está condicionada por estes processos que também são refletidos pelo tipos morfológicos e sedimentares.

Processos deposicionais ocorrem principalmente na plataforma externa e na plataforma interna nas adjacências do Rio Doce, onde é observado regime de aporte continental. Esta deposição ocorre por conta do aporte terrígeno superar a dispersão sedimentar realizada por ondas e correntes (Bastos *et al.*, 2015; Quaresma *et al.*, 2015). Na plataforma externa, o regime sedimentar dominante é relacionado com a sedimentação carbonática autóctone, como resposta a área de atuação da ACAS (Palóczy *et al.*, 2016) e menor influência de ondas e correntes.

Depósitos de lama-arenosa afastados da foz do Rio Doce, entre profundidades de 30 e 40 m, podem ser resultado do processo de transporte de sedimentos finos durante eventos de alta energia, proveniente de frentes frias de quadrante S-SE, e depositados além da base de ondas de tempestades, em torno de 25 m (Albino e Suguio, 2010; Quaresma *et al.*, 2015).

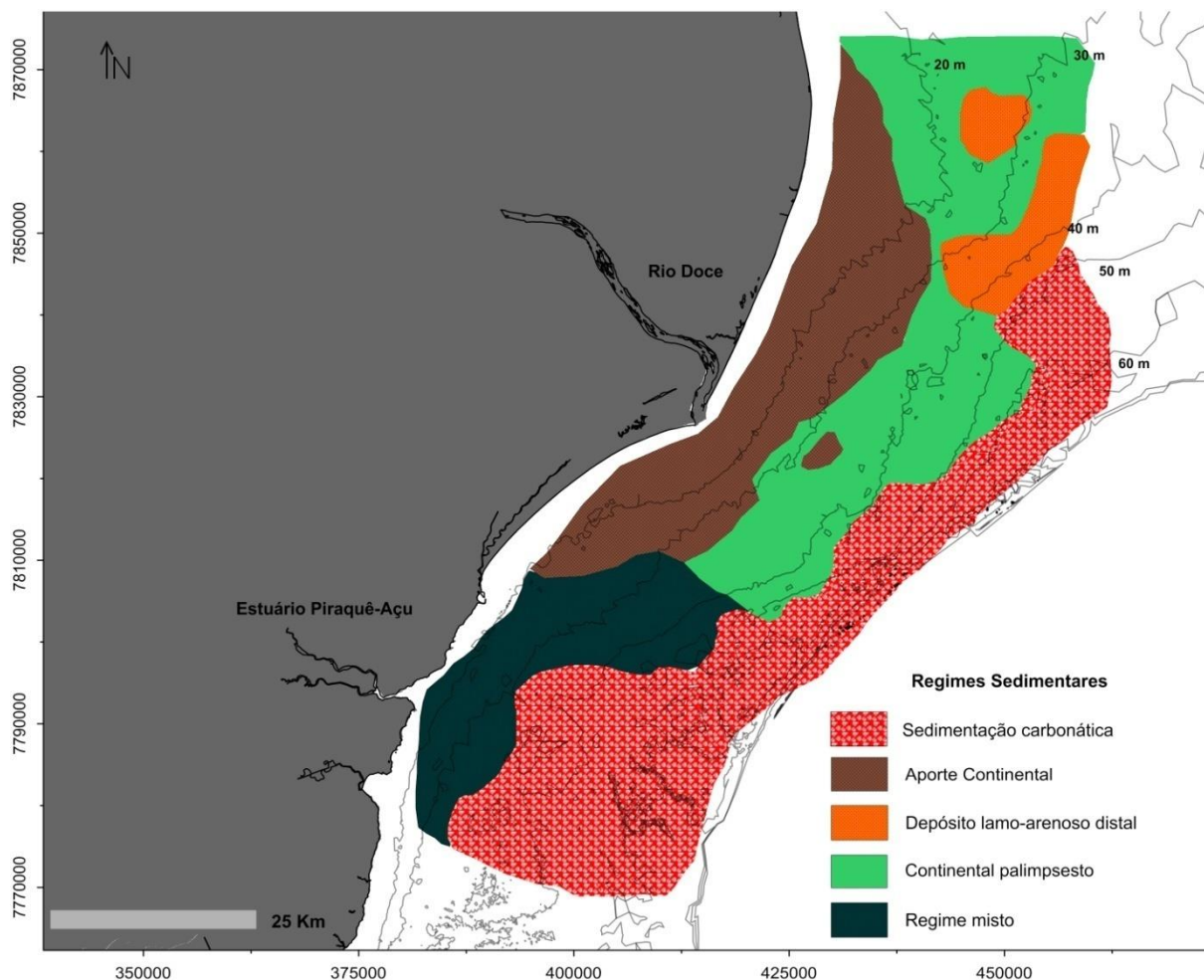


Figura 2. 7: Mapa de distribuição dos diferentes tipos de ambientes e processos sedimentares para um trecho de plataforma continental na costa leste brasileira.

Gao *et al.* (2015) associaram manchas de lama distais, a presença de larga deposição de sedimentos na plataforma interna e a dispersão por correntes de plataforma para áreas mais profundas, normalmente onde a taxa de deposição é baixa e onde a ressuspensão de sedimentos por ondas só ocorre em condições extremas. Manchas de lama distais também pode estar associadas a processos pretéritos, como a inundação de sistemas estuarinos e fluviais durante a subida do nível do mar (Gao *et al.*, 2015).

Na plataforma continental média, o regime continental palimpsesto é composto por sedimentos arenosos terrígenos, associados ao processo de mobilização do fundo e ausência de aporte sedimentar atual significativo. Seu depósito é originado durante a subida do nível do mar, pela erosão do material situado acima do perfil de equilíbrio, tal como descrito para outras áreas (Swift e Thorne, 1991; Hernández-Molina *et al.*, 1994; Palomino *et al.*, 2009). Provavelmente a pluma do Rio Doce, juntamente com a dinâmica sedimentar de ressuspensão, atua como barreira de entrada da ACAS (Palóczy *et al.*, 2016), não permitindo condições fa-

voráveis para o estabelecimento de comunidades macrofitobentônicas, como fundo de rodolitos.

Na plataforma interna ao sul, inferior a isóbata de 30 m, regimes sedimentares se misturam, sendo esta área denominada como regime misto. O regime misto é resultado da interação de ondas e correntes em um fundo composto por sedimentos relíquia, juntamente com a deposição esporádica de sedimentos terrígenos continentais ocorrido durante período de cheias do sistema estuarino do Piraquê-açu e sedimentos carbonáticos provenientes de áreas mais costeiras e da plataforma interna, onde a presença de terraços marinhos submersos de couraças lateríticas favorece a instalação de comunidades macrofitobentônicas (Albino, 1999; Silva *et al.*, 2013).

2.5 CONCLUSÕES

A análise de sedimentos superficiais através de estatística multivariada se mostrou efetiva para identificação de áreas em plataformas continentais com evolução sedimentar distinta. Silva *et al.* (2013) já haviam realizado com sucesso a setorização do estuário Piraquê-açu através do uso da Análise de *Cluster* e de Componentes Principais.

A plataforma continental centro-norte do Espírito Santo é constituída de regimes sedimentares distintos, indicando variabilidade do aporte continental e nos processos de dispersão sedimentar. A interação entre a pluma sedimentar do Rio Doce e a ACAS, juntamente com a morfologia da plataforma, provavelmente são os fatores que determinam as áreas de sedimentação carbonática.

Eventos de alta energia ou mesmo o padrão de correntes na área de estudo, podem ser responsáveis por bolsões de lama localizados após a isóbata de 30 m e distantes da foz do Rio Doce. Uma faixa longitudinal na plataforma média marca a deposição de areias grossas e finas siliciclásticas, que provavelmente são resultados da última transgressão marinha com processos hidrodinâmicos atuais e, portanto, são interpretados como sedimentos palimpsestos. Na plataforma interna ao sul, onde o aporte continental é limitado, regimes sedimentares alternam, evidenciando a atuação de processos mistos. Nesta área, ocorre o retrabalhamento de sedimentos relíquia por ondas e correntes, juntamente com a deposição lamosa terrígena, de origem esporádica do Piraquê-açu em épocas de cheia e de sedimentos carbonáticos provenientes da plataforma externa e interna, onde comunidades fitobentônicas se estabelecem em terraços marinhos compostos por couraças lateríticas.

CAPÍTULO 3 - EVOLUÇÃO DE AMBIENTES SEDIMENTARES DURANTE A INUNDAÇÃO DA PLATAFORMA CONTINENTAL PÓS-ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL

3.1 INTRODUÇÃO

A sedimentação e os ambientes costeiros e plataformais modernos estão ou foram condicionados a partir da elevação do nível do mar pós-último máximo glacial. A plataforma inundada fez com que ambientes costeiros migrassem progressivamente em direção à retroterra, formando diferentes tipos de depósitos sedimentares em uma ampla área de plataforma (Demarest e Kraft, 1987; Trincardi *et al.*, 1994; Tortora, 1996; Yoo *et al.*, 2002). Estas unidades sedimentares são bem registradas no fundo marinho e atestam a interação complexa entre processos deposicionais e erosivos ao longo da transgressão (Tortora, 1996; Yoo *et al.*, 2002).

A ocorrência de depósitos sedimentares na plataforma continental representa a proveniência do suprimento sedimentar. Caso o suprimento seja relativamente baixo, o fundo marinho pode consistir apenas de sedimento relíquia ou material retrabalhado. Estas condições referem-se a uma plataforma “faminta” em sedimentos. Reciprocamente, se o suprimento é alto, pode ocorrer uma ampla cobertura do depósito Holocênico (Gao e Collins, 2014). Entretanto, a relação entre estes dois ambientes é muito mais complexa, pois durante a subida do nível do mar, plataformas de alto suprimento sedimentar podem se comportar como “famintas” quando seus sedimentos são traçados em áreas estuarinas. Após estabilização do nível do mar, estas plataformas de suprimento iniciam a deposição de sedimentos modernos sobrejacente ao sistema retrabalhado pré-existente. Em contrapartida, plataformas que continuaram famintas durante a subida do nível do mar, apresentam sistema sedimentar Holoceno associado com o retrabalhamento de estratos pré-existentes ou depósitos derivados do período de subida do nível do mar (Gao e Collins, 2014).

Em termos de carga sedimentar, a bacia fluvial do Rio Doce é considerada a maior da costa leste brasileira e uma das maiores da América do Sul (Souza e Knoppers, 2003; Lima *et al.*, 2005). Esta característica resulta em uma geomorfologia continental e marinha distinta de áreas vizinhas, constituídas de sistemas estuarinos que não contribuem efetivamente com aporte terrígeno e são limitadas por depósitos antigos (Neógeno) que alcançam a linha de costa, enquanto a planície deltaica do Rio Doce avançou mais de 30 km em direção a bacia, des-

de a última transgressão máxima para costa leste brasileira, a ~5.100 anos (Suguio *et al.*, 1980; Dominguez *et al.*, 1981; Martin *et al.*, 1996; Rossetti *et al.*, 2015).

O presente capítulo, tem como objetivo investigar como a plataforma continental centro-norte do Espírito Santo respondeu, em termos de sedimentação e evolução dos ambientes sedimentares, ao último processo de inundação, bem como entender como ocorreu a transição de ambientes expostos e inundados com a deglaciação. A partir disto, também investigar se a resposta foi de rápido afogamento, ou se houve espacialmente a instalação de ambientes costeiros e, posteriormente, o domínio marinho.

3.2 MATERIAIS E MÉTODOS

3.2.1 Coleta dos Testemunhos

Seis testemunhos foram coletados através de um testemunhador a pistão, com *piston corer* de 5 cm de diâmetro e 4 m de comprimento (Figura 3. 1). A localização dos testemunhos foi definida com base em dados de sísmica de alta resolução obtidos ao longo da plataforma continental estudada (Capítulo 4 da Tese). As feições amostradas foram: prismas deltaicos, preenchimento de paleocanal, borda do canal, paleoplanície de inundação e áreas com confluência de refletores sísmicos na plataforma média e externa (Figura 3. 2). A localização e a profundidade de recuperação se encontram na Tabela 3. 1. Duas réplicas foram coletadas referentes aos testemunhos SCRD T04 e T06 para análises geoquímicas de outro projeto. Datações destas réplicas foram utilizadas, com cautela, através da correlação de fácies sedimentares entre os testemunhos.

Tabela 3. 1: Localização e profundidade de recuperação dos testemunhos coletados (coordenadas em WGS84 – zona 24k).

Nome	Yutm	Xutm	Recuperação (cm)	Profundidade de coleta (m)
SCRD-T01	7789216	388697	134	34.5
SCRD-T03	7802770	416168	152	50.5
SCRD-T04	7815188	414720	356	31.5
SCRD-T05	7812126	419204	213	37.0
SCRD-T06	7836102	432230	268	32.0
SCRD-T08	7783735	399476	337	44.5

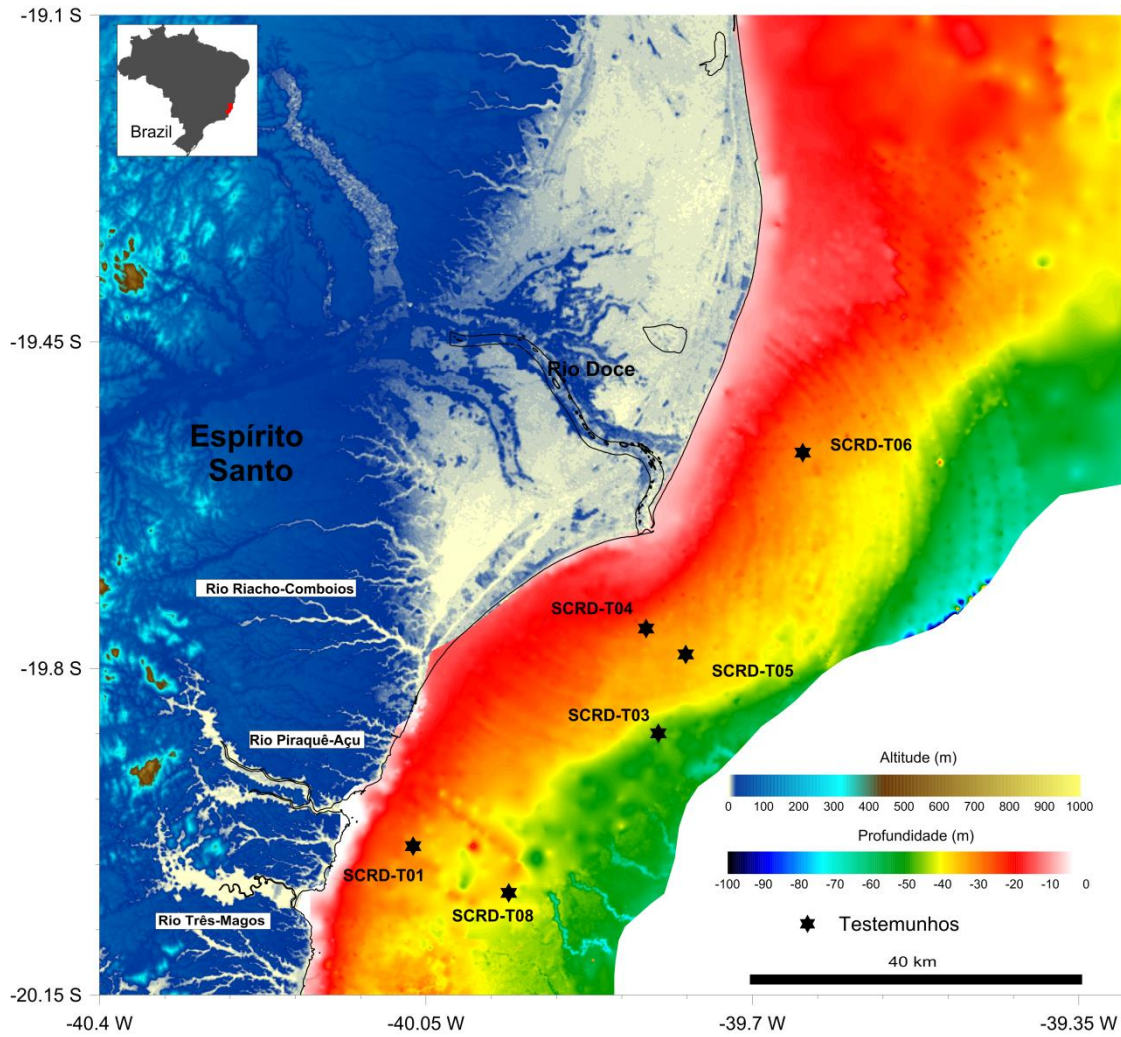


Figura 3. 1: Localização dos pontos de coleta dos testemunhos ao longo de um trecho de plataforma continental na costa leste brasileira.

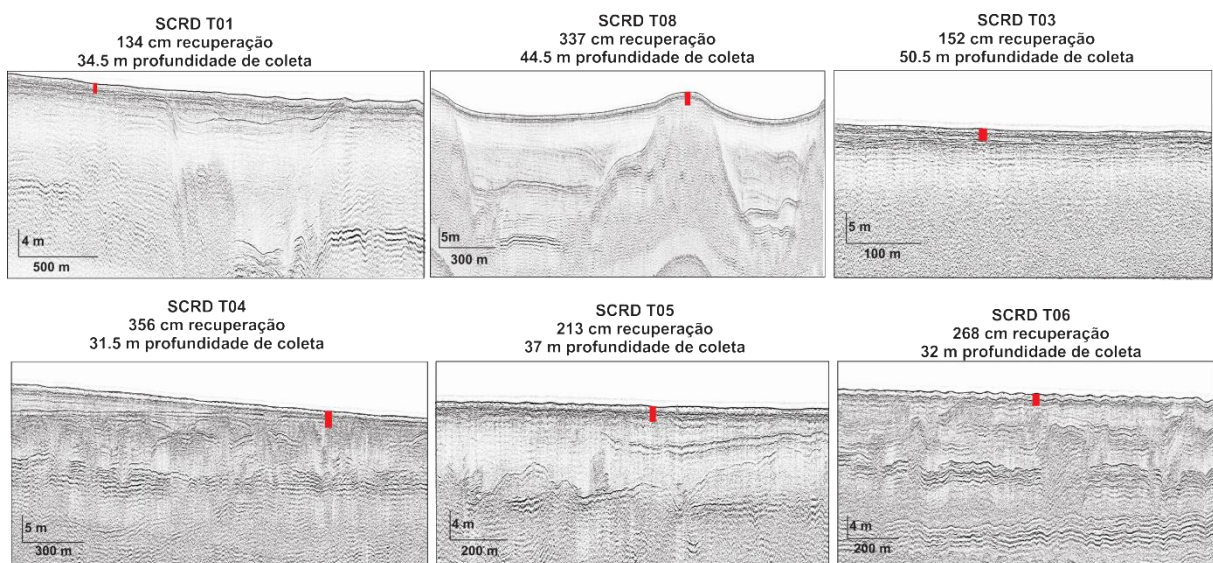


Figura 3. 2: Informações sobre os pontos de coleta de testemunho evidenciando o caráter sísmico no trecho de coleta.

3.2.2 Análises Sedimentares

Os testemunhos foram fatiados a cada metro e estocados horizontalmente em gelo a bordo do navio. Em laboratório, os testemunhos foram guardados no freezer até o momento da abertura. Durante a abertura, o testemunho foi amostrado em intervalo de 1 cm, porém a análise granulométrica e composicional ocorreu com a junção de subamostras a cada 2 cm.

A distribuição granulométrica da fração arenosa e lamosa dos testemunhos SCRD T05 e T08 (< 2 mm) foi gerada para o intervalo de 0.5 phi usando o granulômetro a laser Mastersize Malvern 2000. Inicialmente, retirou o conteúdo de matéria orgânica (M.O.) através da exposição ao peróxido de hidrogênio. Após a lavagem para retirada de resíduos, a distribuição granulométrica da amostra, contendo sedimentos siliciclásticos e carbonáticos, foi calculada através do uso do granulômetro. Posteriormente, a amostra foi exposta a ácido clorídrico a 10% (Gross, 1971) para calcular o conteúdo de carbonato no sedimento amostrado. Após lavagem, secagem em estufa e pesagem, foi calculada novamente a distribuição granulométrica da amostra, contendo agora apenas material siliciclástico. Entretanto, o uso de duas alíquotas distintas de amostras (total e apenas siliciclástico) no Malvern, impossibilita a comparação direta dos conteúdos de siliciclásticos e carbonáticos separados, visto que seria necessária duas alíquotas idênticas para a comparação direta. Portanto, para os testemunhos SCRD T05 e T08 são apresentados gráficos do conteúdo total, sem distinção de siliciclástico e carbonato.

Os demais testemunhos (SCRD T01, T03, T04 e T06) foram analisados através de peneiramento a úmido separado entre cinco classes granulométricas compostas: >2 mm (cascalho), 500 µm (areia muito grossa a grossa), 250 µm (areia média), 62,5 µm (areia fina a muito fina) e <62,5 µm (lama). O peneiramento a úmido foi realizado tanto para o material siliciclástico e carbonato combinados, quanto para o material apenas siliciclástico após a queima e cálculo do teor carbonato de cálcio.

Para o conteúdo de matéria orgânica (M.O.), foi retirada uma subamostra, de cerca de 1 g a cada 6 cm e queimada em mufla a 550° por 4 horas (Mook e Hostin, 1987). Os parâmetros estatísticos foram determinados baseados na rotina Gradstat de Blott e Pye (2001). A descrição sedimentar foi baseada no diâmetro médio e conteúdo de cascalho, areia, silte e argila (Wentworth, 1922).

Assim como as amostras superficiais da plataforma (Capítulo 2), foi realizado o agrupamento com os mesmos parâmetros e a mesma técnica utilizada, a fim de reconhecer fácies sedimentares semelhantes. Desta forma, a estatística multivariada consistiu nas análises de Agrupamento *Cluster*, considerando os seguintes parâmetros de 730 amostras de sedimento

dos testemunhos: teores de cascalho, areia grossa (e muito grossa), areia média, areia fina (e muito fina), lama e conteúdo de CaCO_3 . Os valores dos parâmetros não necessitam de padronização, pois todas as variáveis apresentam a mesma escala (0 a 100%). De modo a agrupar os pontos amostrais de acordo com suas similaridades sedimentológicas, os descritores selecionados foram analisados segundo o coeficiente do quadrado da distância euclidiana. A estratégia de agrupamento adotada foi de variância mínima, também conhecida como método de Ward. A formação dos grupos amostrais, está representada na forma de dendrograma, com um nível de corte estabelecido através do melhor ajuste espacial dos grupos. As amostras agrupadas por meio das análises de *Cluster* receberam classificação faciológica própria, baseada nas classificações texturais e composicionais de Folk (1954) e Larssonneur (1977 – modificado por Dias, 1996).

Ao todo foram processadas 975 amostras, que se desdobraram em mais de 1700 análises sedimentares e composicionais.

3.2.3 Datações por Radiocarbono

A idade foi determinada por datação radiocarbono, através da técnica de espectrometria de massa por aceleradores (AMS). Amostras datadas se referem a conchas de bivalves e briozórios (testemunhos SCRD T05 e T08) e amostras de matéria orgânica no sedimento (testemunhos SCRD T01, T03, T04, T05 e T06). As datações foram realizadas pelo Centro de Estudos Aplicados de Isótopos da Universidade de Geórgia (USA) e pela *Beta Analytic Inc.* A calibração da idade de radiocarbono foi realizada no programa *Calib 7.10* e baseada na Marine13 de Reimer *et al.* (2013), considerando intervalo de 2σ e o efeito do reservatório oceânico do Atlântico Sul $\Delta R = 32 \pm 44$, baseado em Alves *et al.* (2015) que realiza uma média de calibração dos dados existentes para costa sul e leste brasileira. A idade calibrada representa a probabilidade máxima dentro da variação de 2σ . As idades estão expressas em idade calendário antes do presente (a.p. ou BP), com o presente sendo o ano de 1950.

3.3 RESULTADOS

3.3.1 Informações de Idade Radiocarbono

As informações de idade radiocarbono dos testemunhos se encontram detalhadas na tabela abaixo (Tabela 3. 2). Ao todo, doze amostras foram datadas ao longo dos seis testemunhos analisados. Destas, duas amostras correspondem a datações realizadas em réplicas dos testemunhos SCRD-T04 e T06.

Tabela 3. 2: Idade radiocarbono por meio de AMS dos testemunhos.

Testemunho	Posição abaixo do nível do mar	Material datado	Convencional B.P.	Calibração 2 σ Marine13 $\Delta R= 32\pm 44$	Idade Média Calibrada BP
SCRD-T01	35.8 m	Matéria Orgânica	12.670 \pm 35	13.935 a 14.387	14.160 \pm 225
SCRD-T03	51.0 m	Matéria Orgânica	13.330 \pm 40	15.180 a 15.643	15.410 \pm 230
*SCRD-T04	31.9 m	Matéria Orgânica	1.630 \pm 25	1.103 a 1.230	1.165 \pm 65
SCRD-T04	32.8 m	Matéria Orgânica	6.620 \pm 30	6.967 a 7.237	7.100 \pm 135
SCRD-T04	35.0 m	Matéria Orgânica	11.250 \pm 35	12.592 a 12.832	12.710 \pm 120
SCRD-T05	37.3 m	Concha	4900 \pm 25	5.006 a 5.304	5.155 \pm 150
SCRD-T05	39.1 m	Matéria Orgânica	8.850 \pm 30	9.376 a 9.583	9.480 \pm 105
*SCRD-T06	32.2 m	Matéria Orgânica	1.670 \pm 25	1.158 a 1.262	1.210 \pm 50
SCRD-T06	33.7 m	Matéria Orgânica	9.400 \pm 30	10.103 a 10.369	10.235 \pm 135
SCRD-T08	45.4 m	Concha	3470 \pm 25	3.175 a 3.436	3.305 \pm 130
SCRD-T08	46.6 m	Concha	5880 \pm 30	6.166 a 6.389	6.280 \pm 110
SCRD-T08	47.6 m	Concha	10140 \pm 40	10.931 a 11.234	11.080 \pm 150

* Amostras datadas em réplicas dos testemunhos SCRD T04 e T06. A posição da amostra é estimada através da correlação entre fácies sedimentares do testemunho analisado nesta tese e da réplica (dado não publicado).

3.3.2 Descrição Granulométrica e Composicional dos Testemunhos

Em um contexto geral, é possível reconhecer nos testemunhos uma variação na distribuição granulométrica e composicional em termos espaciais e temporais (Figura 3. 3).

A classe arenosa domina os testemunhos SCRD T01, T03 e T05 e trechos superiores dos testemunhos SCRD T04 e T06, enquanto que a classe lamosa constitui boa parte dos testemunhos SCRD T04 e T06, base dos testemunhos SCRD T01 e T03 e quase que a totalidade do testemunho SCRD T08, mas neste último alterna com a classe de cascalho. O conteúdo de carbonatos é elevado apenas no testemunho SCRD T08, enquanto que nos demais mantém média abaixo de 20% mas com picos que podem alcançar 40% (Figura 3. 3). Em termos de contribuição de matéria orgânica (M.O.), os testemunhos apresentam variabilidade mas com porcentagem média abaixo de 10% (Figura 3. 4). Os maiores teores de M.O. são encontrados na porção central e próximo a base dos testemunhos SCRD T04 e T06. O testemunho SCRD T05 apresentou a menor contribuição de M.O., com média abaixo 4%.

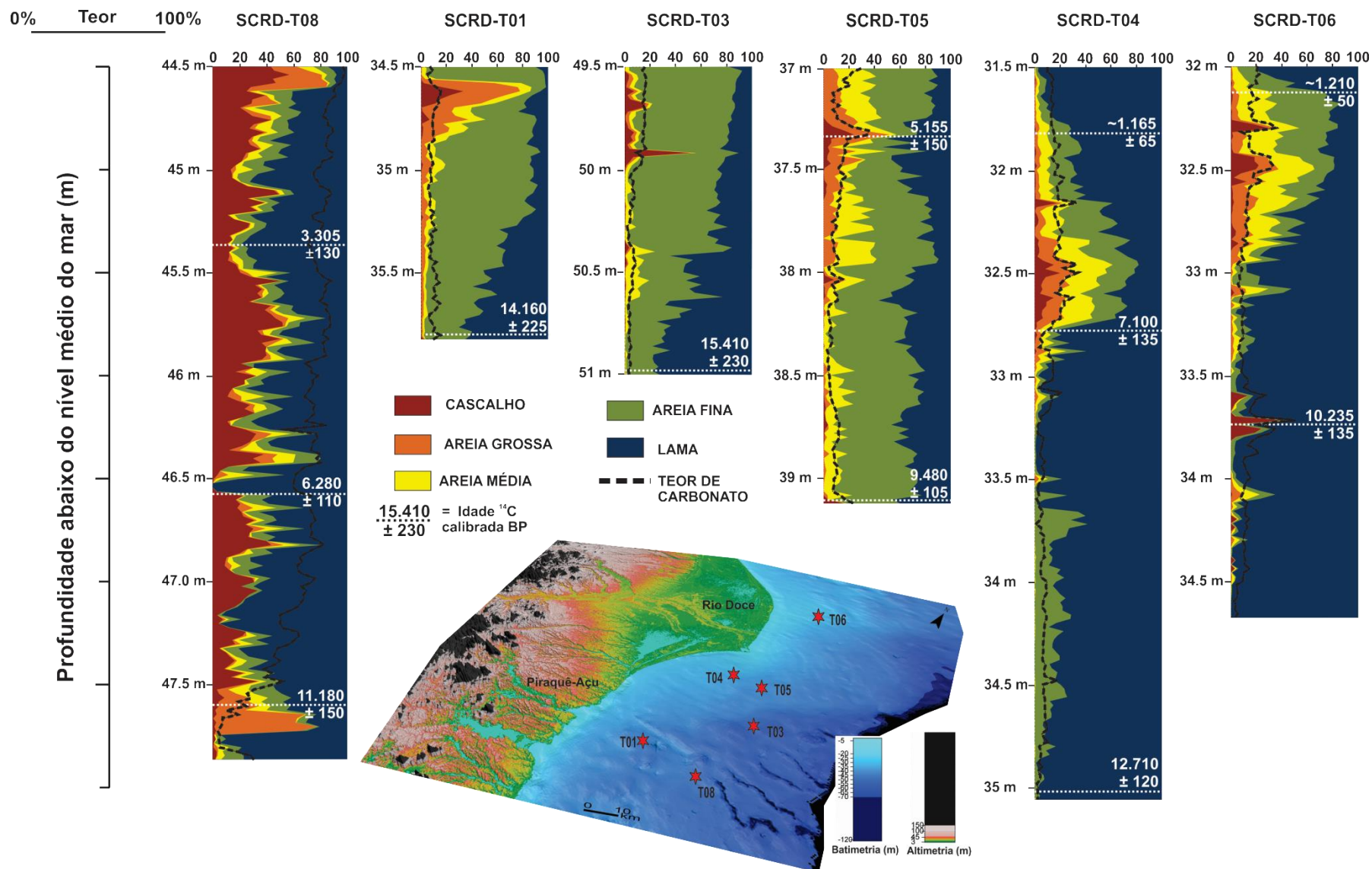


Figura 3. 3: Composição granulométrica, conteúdo de carbonato e datações para os testemunhos coletados ao longo da plataforma continental centro-norte do ES.

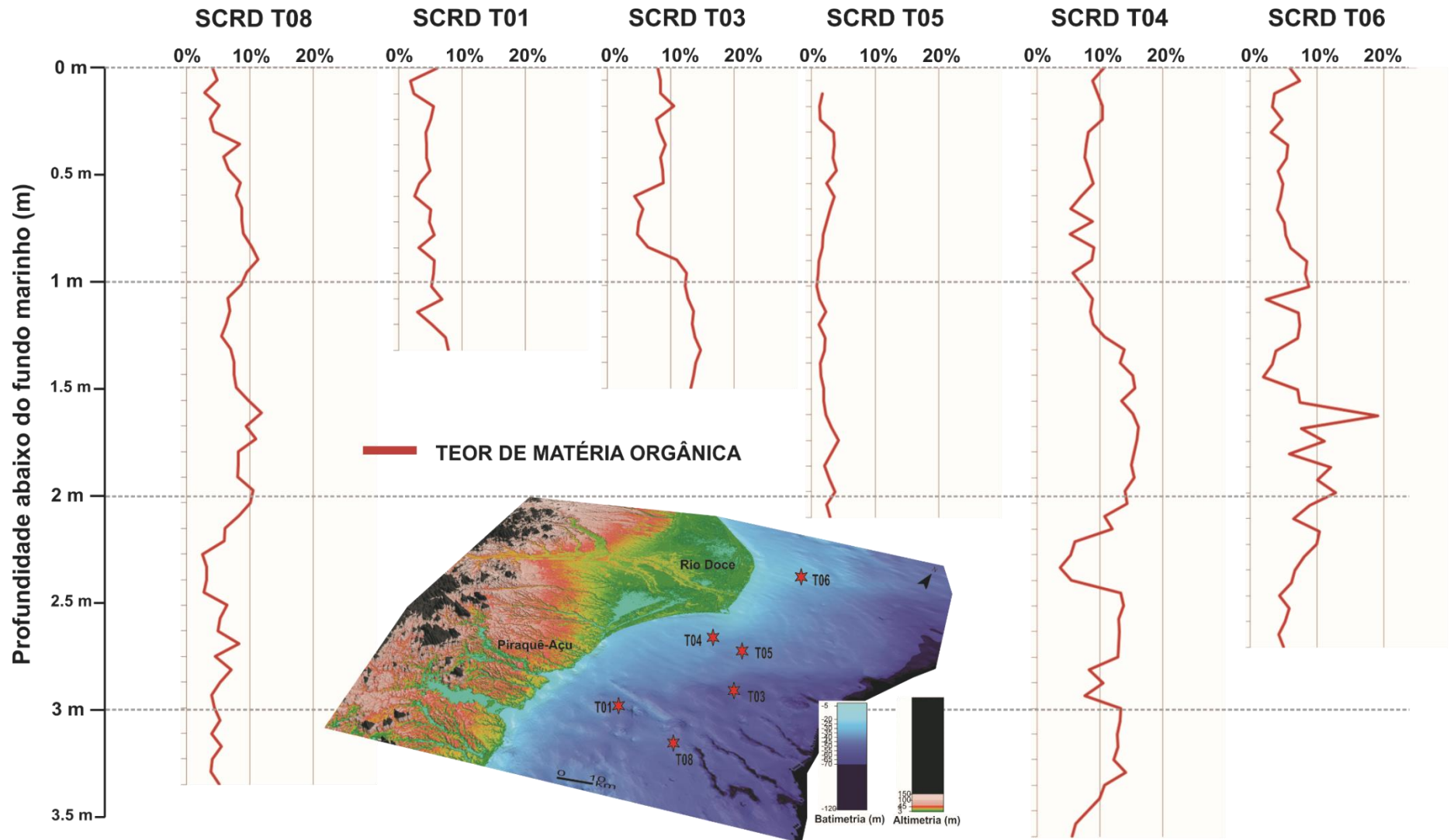


Figura 3. 4: Conteúdo de matéria orgânica (linha em vermelho) para os testemunhos coletados ao longo da plataforma continental centro-norte do ES.

A seguir são destacadas as características sedimentares de cada testemunho, que auxiliam na compreensão dos processos atuantes na plataforma continental nos últimos 15 mil anos.

- **Testemunho SCRD T01**

O testemunho SCRD T01 obteve 136 cm de recuperação e foi coletado adjacente a desembocadura do estuário Piraquê-açu, a 34.5 metros de profundidade. O registro sísmico mostra que este testemunho está localizado próximo a um paleocanal totalmente preenchido (Figura 3. 2). Da base até 70 cm (35.2 m), ao longo de 64 cm de espessura, é observada tendência de diminuição do conteúdo de lama siliciclástica e, proporcionalmente, aumento de areia fina siliciclástica (Figura 3. 5). A inversão do domínio destas classes ocorre em 100 cm (35.5 m). O teor de carbonato se mantém abaixo de 15% ao longo de todo testemunho, sendo primeiramente a lama e, posteriormente, a areia fina os principais contribuintes. Teores de cascalho, areia grossa e média, tanto siliciclástico, quanto carbonático, não ultrapassam 5% de contribuição.

Entre 70 cm (35.2 m) e 40 cm (34.9 m), observa-se certa uniformidade do padrão de sedimentação, com o conteúdo de areia mantendo acima de 85%, sendo a areia fina siliciclástica a principal contribuinte, variando de 65% a 83% (Figura 3. 5). Entre 40 cm (34.9 m) e 10 cm (34.6 m) é registrado grande alteração da composição sedimentar. O conteúdo de sedimentos finos (areia fina e lama) decresce repentinamente, enquanto é observado aumento considerável das classes de areia grossa siliciclástica e cascalho carbonático e siliciclástico. As classes de areia média, grossa e cascalho alcançam 86% da composição sedimentar em torno de 10 cm (34.6 m). Nos 10 cm superficiais ocorre queda brusca de sedimentos grossos, enquanto areia fina siliciclástica salta de 19% para 85% (Figura 3. 5).

A descrição visual evidencia sedimento de cor acinzentada e altamente compacto da base até 90 cm (35.4 m). Entre 90 cm (35.4 m) e 20 cm (34.7 m), a camada sedimentar aparenta uma menor compactação e classe arenosa rica em minerais de mica. Entre 20 cm (34.7 m) e 10 cm (34.6 m), a composição sedimentar passa a ser dominada por sedimentos grossos de cor amarelada, retornando para o mesmo padrão de areia compacta entre 10 cm (34.6 m) e o topo. Em termos de idade, a base do testemunho foi datada em 14.160 ± 225 anos a.p. na profundidade de 35.8 m abaixo do atual nível do mar (Tabela 3. 2).

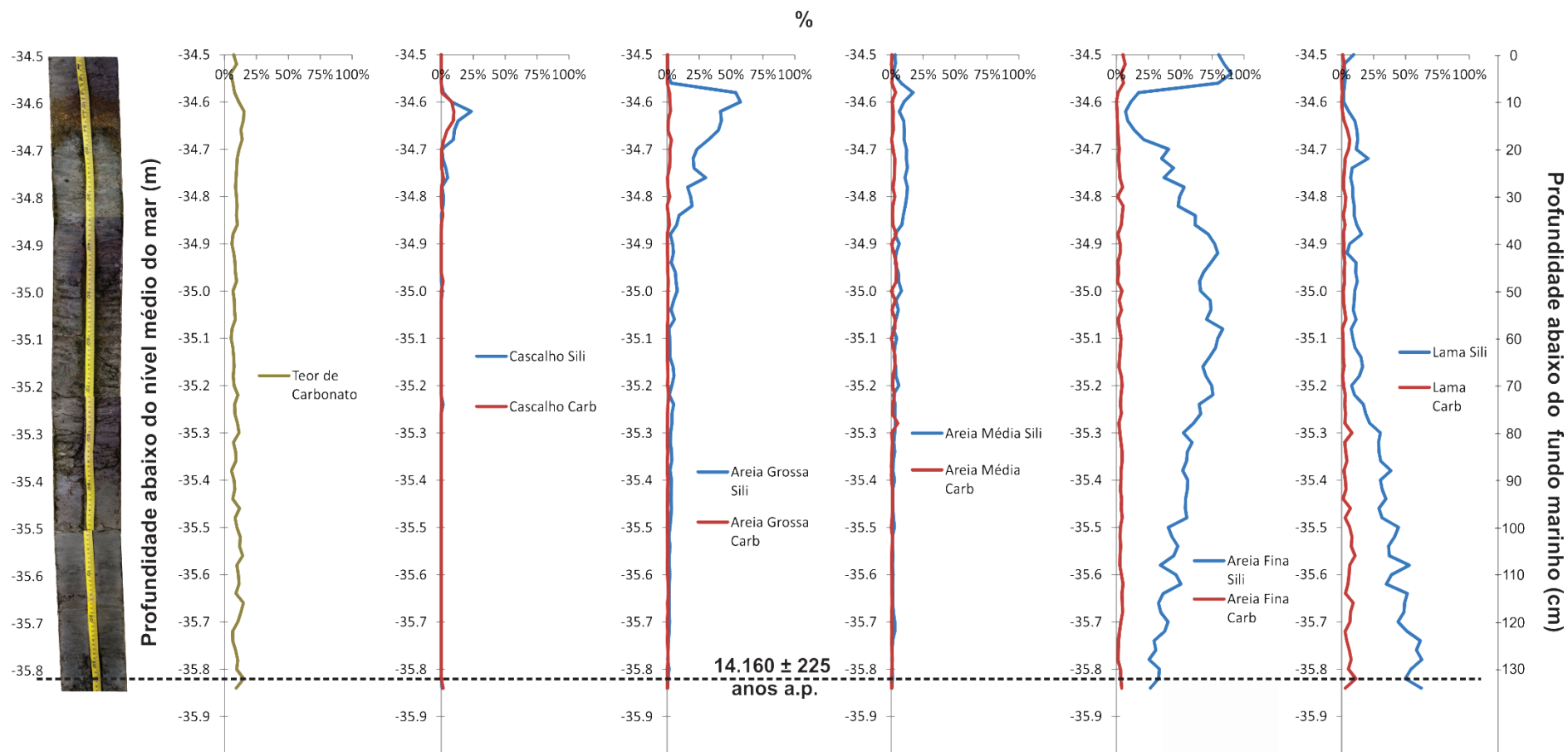


Figura 3. 5: Características granulométricas, composicionais e texturais e datação para o testemunho SCR D T01. Cada coluna representa uma classe granulométrica, sendo a cor azul referente aos sedimentos siliciclásticos e a cor vermelha aos sedimentos carbonáticos.

- **Testemunho SCRD T03**

O testemunho SCRD T03 foi coletado a 49.5 m de profundidade na porção central da plataforma continental, com recuperação de 152 cm. A seção sísmica próxima ao testemunho mostra a presença de superfícies estratigráficas de forte amplitude convergindo no local de coleta do testemunho, além da proximidade de paleocanais semipreenchidos (Capítulo 4).

Da base (51 m) até 90 cm (50.4 m), a composição granulométrica mostra um domínio de lama siliciclástica com leve tendência de queda (Figura 3. 6). Neste trecho, o teor mantém acima de 50%, com pico de até 78%. Com a diminuição do conteúdo lamoso, é observado aumento de areia fina e média siliciclástica. Areia grossa e cascalho estão praticamente ausentes. Em torno de 116 cm (50.6 m), observa-se queda brusca de lama e aumento de areia fina e média, que passa a dominar a composição em um pequeno trecho de 4 cm. Após este evento, a lama siliciclástica volta a dominar a composição até 90 cm (50.4 m), onde uma nova forte inversão ocorre, mas que agora permanece até o topo do testemunho.

A partir de 90 cm, a areia fina siliciclástica domina a composição sedimentar, com tendência de aumento do teor rumo ao topo, enquanto o teor de lama apresenta padrão inverso, com diminuição até o topo (Figura 3. 6). Entre 90 cm (50.4 m) e 22 cm (49.7 m), as classes de areia média, areia grossa e cascalho normalmente não ultrapassam 5% de contribuição, exceto na profundidade de 42 cm (49.9 m) onde é encontrado um fragmento de conglomerado que produz um pico de cascalho em 52%. Entre 22 cm e 12 cm, ocorre aumento de cascalho siliciclástico, com pico de 16.8% em 18 cm. Ao longo do testemunho, o conteúdo de carbonato permanece baixo, com média em 8%. Leve tendência de aumento carbonatos é observada de 90 cm (54.4 m) até o topo, alcançando teor máximo de 17% próximo à superfície (Figura 3. 6).

Na descrição visual é observada camada sedimentar com predomínio de lama arenosa de cor amarronzada entre a base e 115 cm (50.6 m). A partir de 115 cm rumo ao topo, o sedimento apresenta faixas de cores amarronzadas e acinzentadas com forte brilho de sedimentos finos, provavelmente minerais de mica na fração areia fina. A partir de 20 cm (49.7 m), nova cor amarronzada predomina na camada sedimentar (Figura 3. 6). Em termos de idade, a base do testemunho foi datada em 15.410 ± 230 anos a.p. na profundidade de 148 cm do testemunho e a 51.0 m abaixo do nível do mar. Esta é a idade mais antiga datada em todos os testemunhos (Tabela 3. 2).

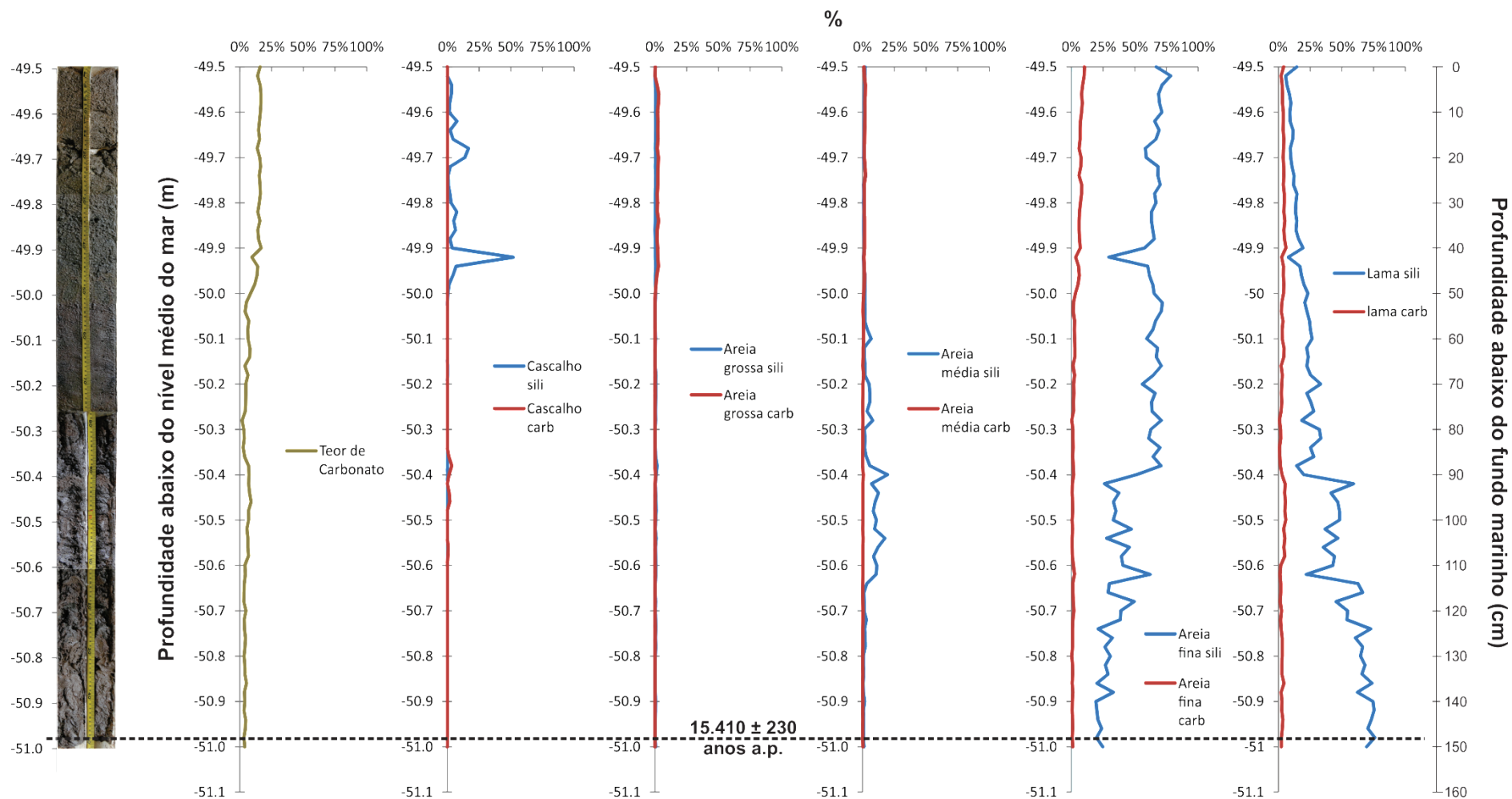


Figura 3. 6: Características granulométricas, composicionais e texturais e datação para o testemunho SCRD T03. Cada coluna representa uma classe granulométrica, sendo a cor azul referente aos sedimentos siliciclásticos e a cor vermelha aos sedimentos carbonáticos.

- **Testemunho SCRD T04**

O testemunho SCRD T04 foi coletado a 31.5 m de profundidade nas adjacências da desembocadura do Rio Doce e obteve recuperação de 356 cm. A seção sísmica ao sul do Rio Doce, no qual foi coletado o testemunho, sugere a presença do lobo deltaico do Rio Doce (Capítulo 4) na plataforma continental interna (Figura 3. 2).

A composição granulométrica do testemunho mostra que lama siliciclástica domina da base (35.1 m) até 130 cm (32.8 m), mantendo média acima de 80% e picos acima de 95% em diversas profundidades (Figura 3. 7). Da base até 216 cm (33.6 m) ocorre aumento de areia fina siliciclástica, que alcança 32% em 216 cm, diminuindo bruscamente após esta profundidade. Sedimentos de granulometria grossa estão praticamente ausentes neste trecho. O conteúdo de carbonatos apresenta média inferior a 7% da base até 170 cm (33.2 m), sendo observado aumento significativo, com pico de 22%, entre 170 cm e 140 cm (32.9 m). Uma mudança brusca na composição sedimentar é reconhecida a partir de 130 cm (32.8 m). O teor de lama cai repentinamente, enquanto teores de areia fina, média e grossa aumentam proporcionalmente. A tendência de queda da lama alcança o mínimo em 96 cm (32.4 m), onde o teor é de 18.1% (6.7% lama siliciclástica e 11.4% lama carbonática). A partir desta profundidade, o conteúdo lamoso volta a subir até alcançar 97% próximo ao topo do testemunho. Neste trecho a lama carbonática contribui em média 10.2% (Figura 3. 7).

O domínio de sedimentos arenosos ocorre entre 130 cm (32.7 m) e 60 cm (32.1 m). As classes dominantes são areia fina, que oscila entre 18% e 45% (média de 27.7%), e areia média que flutua entre 10% e 30% (média de 20.9%). Entretanto, picos de sedimentos grossos (cascalho e areia grossa) ocorrem em torno de 100 cm (32.5 m), com contribuição acima de 30%. Neste trecho também é presenciado aumento significativo do conteúdo de carbonatos, que apresenta média de 21.5% e classes de lama e cascalho como principais contribuintes. A partir de 60 cm (32.1 m), o conteúdo de sedimentos arenosos decresce rapidamente. Esta tendência de diminuição continua até o topo, onde sedimentos cascalhosos e arenosos contribuem com menos de 4% (Figura 3. 7). De 20 cm (31.7 m) até o topo (31.5 m), o conteúdo lamoso permanece acima de 90%. Entre 60 cm e o topo, o conteúdo de carbonato apresenta tendência de queda, mas com média acima de 15%, sendo a classe de lama a principal contribuinte. O testemunho foi datado nas profundidades 126 cm em 7.100 ± 135 anos a.p. e 352 cm em 12.710 ± 120 anos (32.8 m e 35.0 m abaixo do atual nível do mar respectivamente). A profundidade em torno de 36 cm (31.9) possui idade próxima de 1.165 ± 65 anos a.p., ressaltando que se trata de uma idade estimada a partir da datação em uma réplica do testemunho.

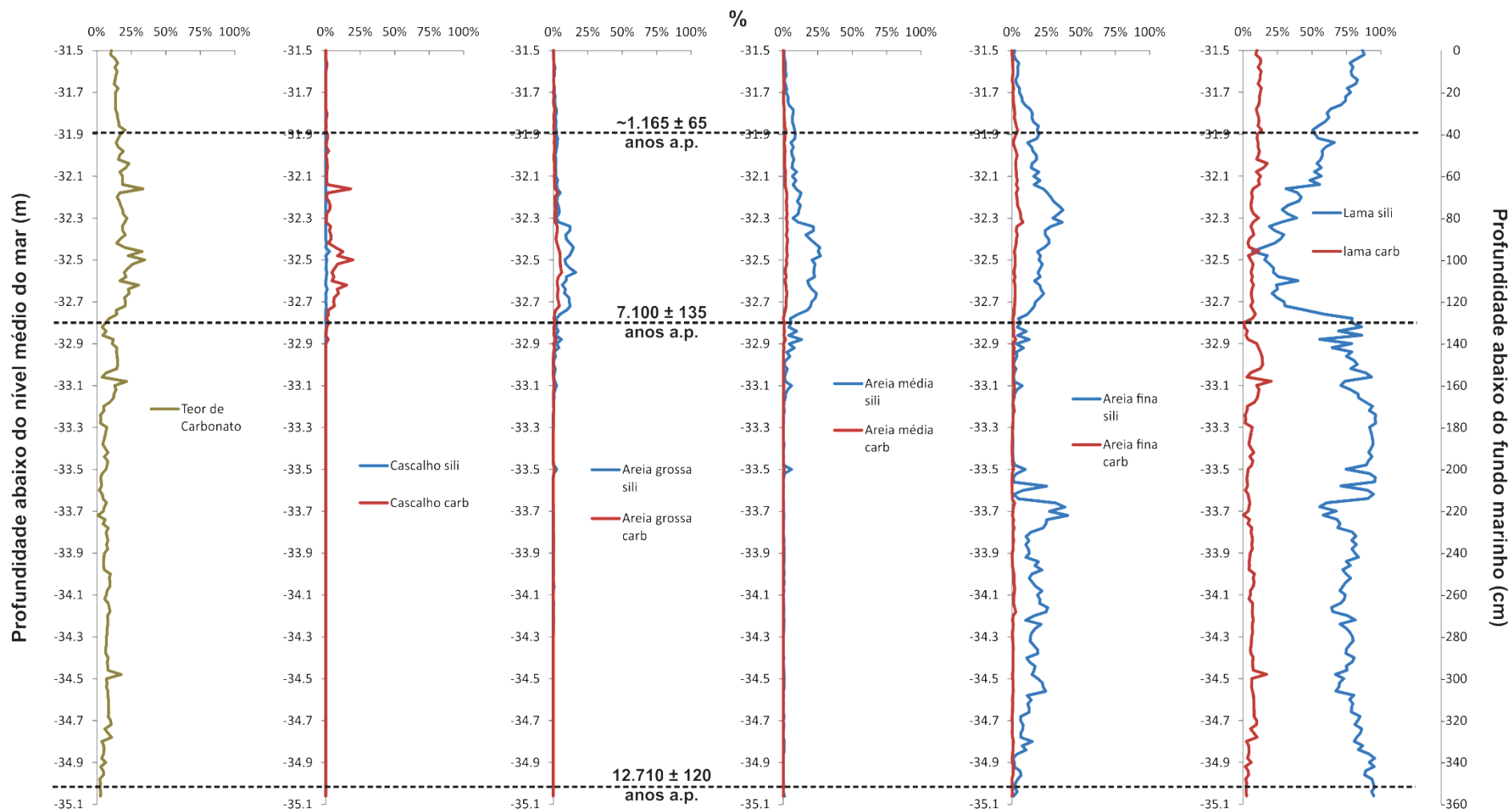


Figura 3. 7: Características granulométricas, composicionais e texturais e datações para o testemunho SCR D T04. Cada coluna representa uma classe granulométrica, sendo a cor azul referente aos sedimentos siliciclásticos e a cor vermelha aos sedimentos carbonáticos.

- **Testemunho SCRD T05**

O testemunho SCRD T05 foi coletado a 37 m de profundidade e 16 km da foz do Rio Doce (Figura 3. 1), obtendo recuperação de 213 cm. O perfil sísmico mostra presença de diversos refletores de forte amplitude na área de coleta. Próximo a superfície são encontrados refletores de menor amplitude e alta frequência (Figura 3. 2). Neste testemunho não há distinção entre sedimentos siliciclásticos e carbonáticos em cada classe granulométrica.

A base do testemunho apresenta o segundo maior pico de cascalho (17.8%) e carbonato encontrado (24%), sendo a classe cascalhosa composta por fragmentos de arenito de cimentação carbonática. O testemunho SCRD T05 é essencialmente dominado por areia fina, com média de 49.5%, seguido por lama, com média de 29% (Figura 3. 8). Em determinados trechos, o conteúdo de lama domina o testemunho, com teores acima de 50%. Da base (39.1 m) até 110 cm (38.1 m), a contribuição de sedimentos grossos (cascalho e areia grossa) é inferior a 2%. Apesar de apresentar intensa oscilação, o conteúdo de carbonatos apresenta tendência de queda da base até 100 cm, com média de 8%.

A partir de 110 cm (38.1 m), a classe lamosa decresce rapidamente apresentando seu valor mínimo de 9.7% em 94 cm (37.9 m). Entre 110 cm e 50 cm (37.5 m), a classe de areia fina domina a composição sedimentar do testemunho, mas contribuições importantes de areia média são observadas, com média de 18% e picos de 32.2% neste trecho. O conteúdo de carbonato aumenta progressivamente entre 110 cm e 30 cm, alcançando pico de 35.6%.

Entre 42 cm e 26 cm é observada contribuição significativa de sedimentos grossos, com as classes cascalho e areia grossa dominando a composição sedimentar na profundidade de 34 cm, com 52% (Figura 3. 8). A maior parte dos sedimentos grossos é composta por organismos carbonáticos, visto que a média de teor de carbonato é de 26% neste trecho.

Após 30 cm (37.3 m), o conteúdo de lama e areia grossa decresce rumo ao topo, enquanto a areia fina volta a dominar a composição (média de 46.7%). O conteúdo de carbonato apresenta curva decrescente a partir de 30 cm, alcançando 7.4% em 14 cm (37.1 m). A partir desta profundidade seu teor volta a aumentar rumo ao topo, com contribuição máxima de 29.3% na superfície (Figura 3. 8).

Em termos de datação, a base do testemunho (210 cm e 39.1 m abaixo do nível do mar) foi datada em 9.480 anos \pm 105 a.p. e a profundidade de 34 cm (37.3 m abaixo do nível do mar) em 5.155 \pm 150 anos a.p. (Tabela 3. 2).

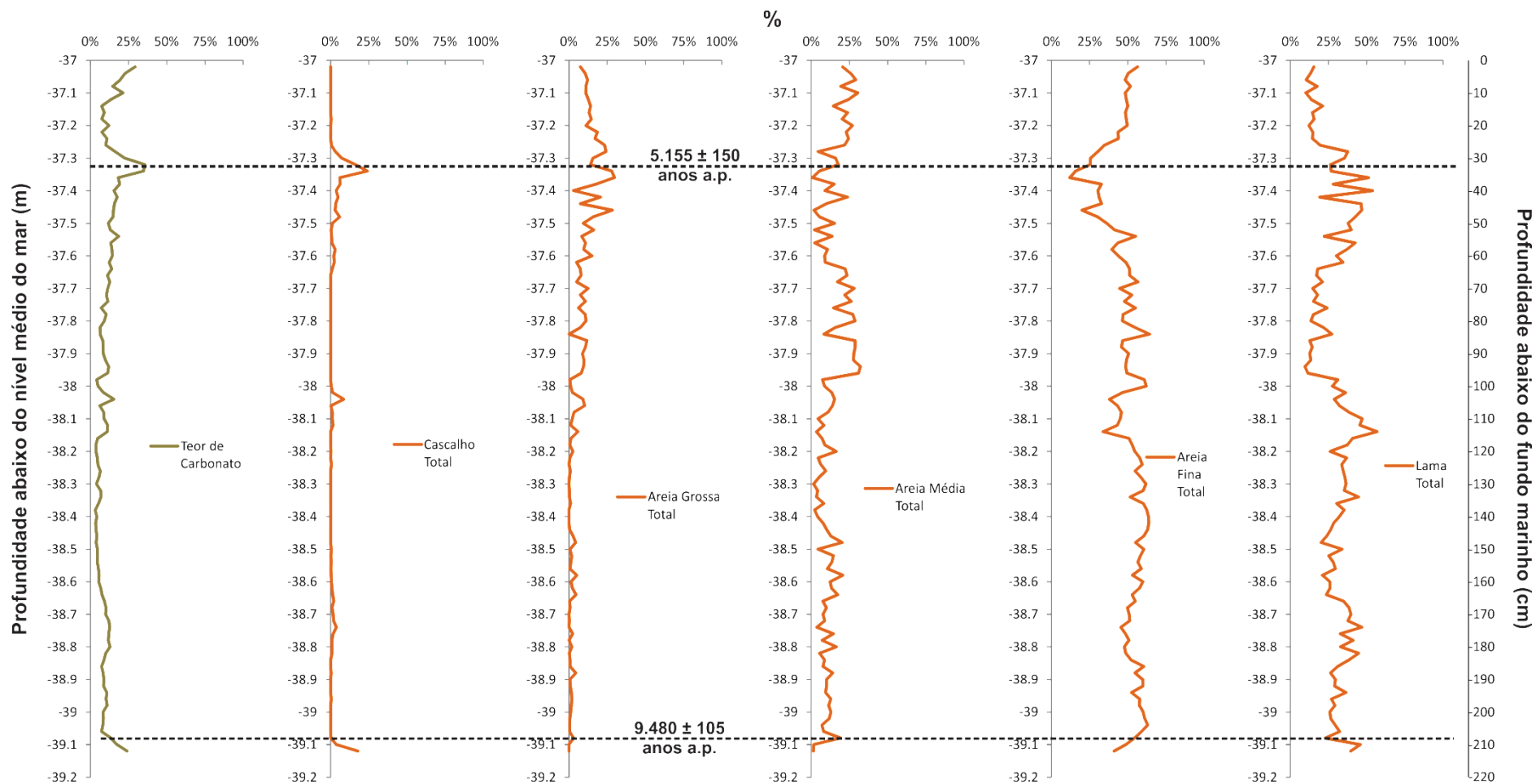


Figura 3. 8: Características granulométricas, composicionais e texturais e datações para o testemunho SCRDT05. Cada coluna representa uma classe granulométrica, sendo a cor laranja referente aos sedimentos siliciclásticos e carbonáticos combinados.

- **Testemunho SCRD T06**

O testemunho SCRD T06 foi coletado a uma distância de 20 km ao norte da foz do Rio Doce e a 32 m de profundidade, com recuperação de 268 cm. A seção sísmica aponta que o testemunho foi coletado a *offshore* do atual lobo deltaico submerso do Rio Doce, numa área em que refletores apresentam caráter erosivo (Figura 3. 2 e Capítulo 4).

Os 10 cm mais profundos do testemunho são marcados por sedimentos 100% lamosos e predominância siliciclástica (teor de lama carbonática <5%) (Figura 3. 9). O domínio de sedimentos lamosos ocorre até 90 cm (32.9 m), com média de 89%. Neste trecho, o teor de carbonatos possui média de 12%. Entretanto, entre 190 cm (33.9 m) e 160 cm (33.6 m) é observado picos de cascalhos e carbonatos, que alcançam 42% e 51% da composição sedimentar em 170 cm (33.7 m). O cascalho é composto por conchas grandes que aparentam ser de mexilhões da espécie *Perna perna*. O conteúdo de sedimentos arenosos é baixo da base até 90 cm, contudo, entre 112 cm (33.12 m) e 102 cm (33.02 m) a contribuição de areia alcança pico de 47%, principalmente das classes areia fina e média.

Entre 90 cm (32,9 m) e 18 cm (32,2 m), o teor de lama decresce progressivamente, tendo seu mínimo no testemunho de 14% em 18 cm. Com decréscimo da lama, é observado aumento progressivo das classes areia fina e areia média, que alcançam as maiores contribuições em 18 cm de 50% e 31% respectivamente. Ao longo deste trecho, as classes de lama, areia fina e média apresentam média de 32%, 25% e 23% respectivamente. As classes de cascalho e areia grossa apresentam contribuições pontuais importantes, alcançando picos de 30% e 20% respectivamente. Entre 90 cm e 18 cm, as classes de cascalho e lama são as que mais contribuem com o conteúdo carbonato (média de 17%), sendo o cascalho exclusivamente carbonático.

O domínio arenoso ocorre até 12 cm (32,1 m), quando o teor de lama salta de 29% para 58%, aumentando seu conteúdo rumo ao topo, até alcançar 80% na superfície. O conteúdo carbonato mantém média de 20% entre 12 cm e o topo, com a lama a principal classe contribuinte.

A datação radiocarbono foi realizada a 174 cm de profundidade do testemunho (33.7 m abaixo do nível do mar atual) e obteve idade de 10.235 ± 135 a.p. (Tabela 3. 2). Outra datação foi realizada em uma réplica do testemunho e estima-se a idade de $\sim 1.210 \pm 50$ a.p. em torno de 12 cm.

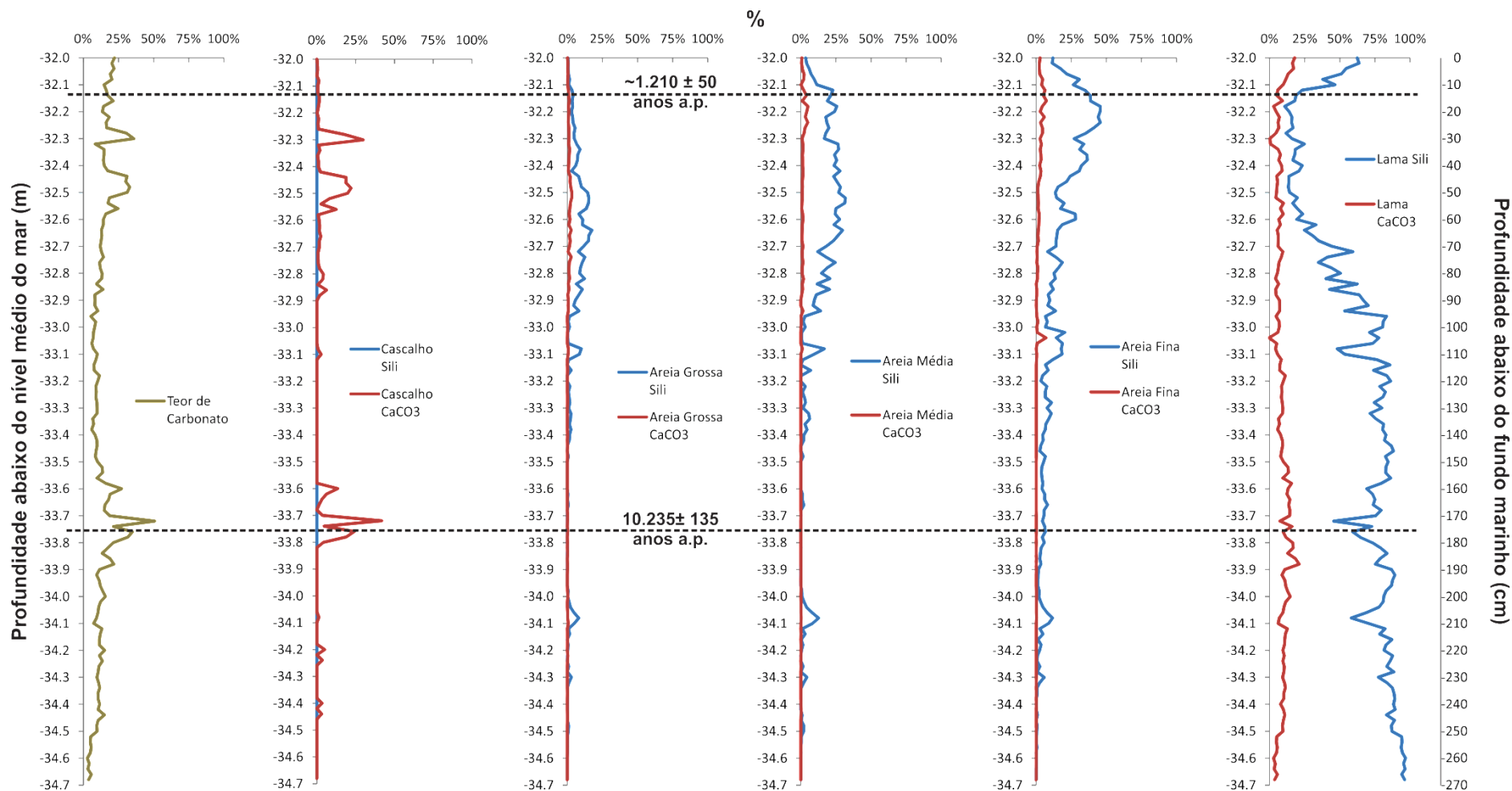


Figura 3. 9: Características granulométricas, composicionais e texturais e datações para o testemunho SCRD T06. Cada coluna representa uma classe granulométrica, sendo a cor azul referente aos sedimentos siliciclásticos e a cor vermelha aos sedimentos carbonáticos.

- **Testemunho SCRD T08**

O testemunho SCRD T08 foi coletado a 44.5 m de profundidade e obteve recuperação de 336 cm. A seção sísmica evidencia que o testemunho foi coletado entre dois registros de paleocanais na porção sul da plataforma continental estudada. O refletor que limita o desenvolvimento dos paleocanais se aproxima da superfície no local de aquisição do testemunho (Figura 3. 2). Neste testemunho não há distinção entre sedimentos siliciclásticos e carbonáticos em cada classe granulométrica.

Em termos gerais, o testemunho SCRD-T08 mostra o domínio continental e marinho separado na profundidade em torno de 310 cm (Figura 3. 10). Exceto o pequeno incremento do teor de carbonato entre a base até 332 cm, o trecho entre 330 cm (47.8 m) e 316 cm (47.66 m) possui média de carbonato de 5.9%, evidenciando seu domínio terrígeno. A partir de 316 cm o conteúdo de carbonatos aumenta, com pequenas oscilações até o topo, onde alcança 98%. Ao longo deste trecho, a média do teor de carbonatos é de 72%, destacando o domínio marinho na maior parte do testemunho.

Da base até 324 cm (47.74 m) ocorre domínio de lama siliciclástica, com média de 85%. A partir de 324 cm até 304 cm o domínio se inverte, com a areia grossa majoritariamente terrígena dominando a composição sedimentar (média de 43%). Cascalhos siliciclásticos são observados em baixas proporções, não ultrapassando 5%.

Entre 304 cm e 290 cm (47.4 m) é observada uma camada sedimentar de transição entre domínio siliciclástico para o carbonato. A partir de 290 cm até o topo, o testemunho é dominado por sedimentos lamo-cascalhosos ou cascalho-lamosos, sendo o cascalho exclusivamente carbonático e a contribuição terrígena basicamente restrita a classe lamosa.

Datações por radiocarbono foram realizadas nas profundidades de 310 cm (47.6 m), 210 cm (46.6 m) e 90 cm (45.4 m) e obtiveram as idades médias de 11.080 ± 150 anos a.p., 6.280 ± 110 anos a.p. e 3.305 ± 130 anos a.p. respectivamente (Tabela 3. 2).

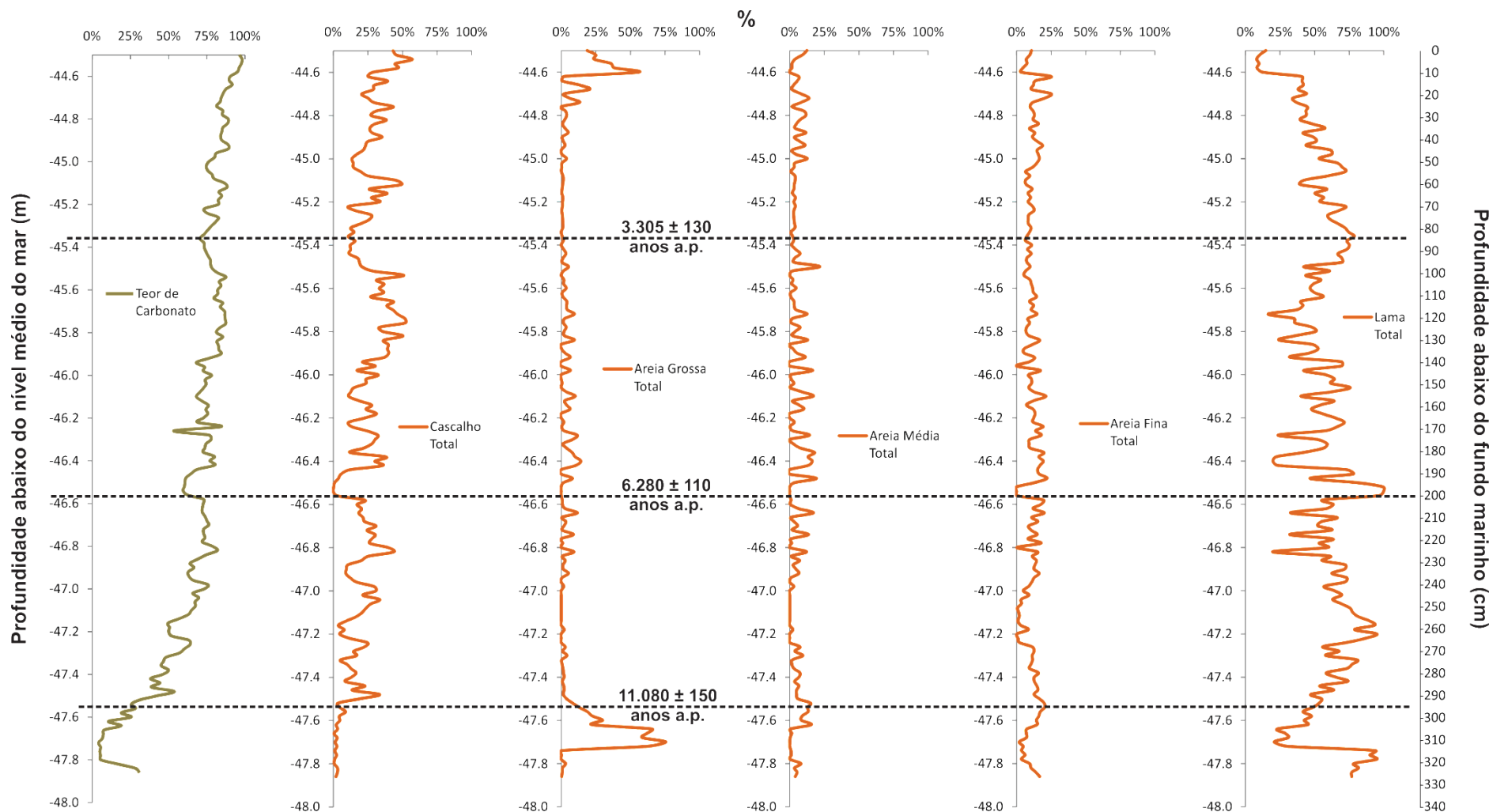


Figura 3. 10: Características granulométricas, composicionais e texturais e datações para o testemunho SCRDT08. Cada coluna representa uma classe granulométrica, sendo a cor laranja referente aos sedimentos siliciclásticos e carbonáticos sem distinção.

3.3.3 Distribuição de Fácies Sedimentares ao longo dos Testemunhos

Através da técnica estatística de agrupamento (*Cluster*) (Figura 3. 11), foram definidos seis grupos sedimentológicos, que representam seis fácies sedimentares distintas (Tabela 3. 3).

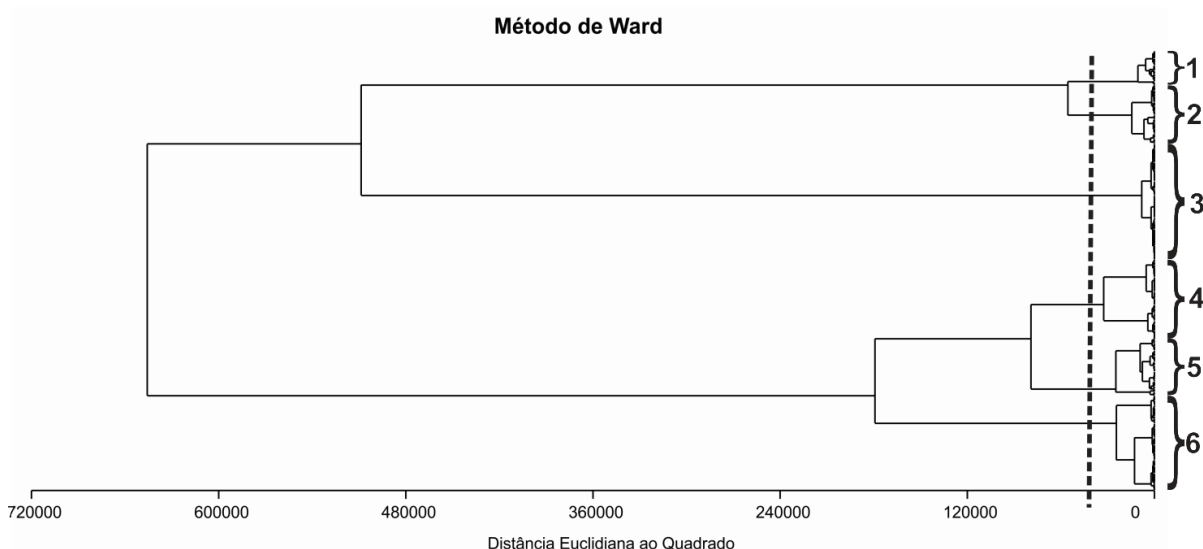


Figura 3. 11: Dendrograma obtido através da análise de cluster usando o método de Ward para amostras de todos os testemunhos. A formação de grupo ou fácies é representado na forma de um dendrograma com um corte da distância quadrada Euclidiana de 50000.

Tabela 3. 3: Síntese dos resultados obtidos nas análises estatísticas dos subambientes identificados nos testemunhos da plataforma centro-norte do ES. Valor médio e desvio padrão (em parênteses) das principais variáveis adotadas.

Grupo/Fácies	Cascalho (%)	Areia Grossa (%)	Areia Média (%)	Areia Fina (%)	Lama (%)	CaCO ₃ (%)
1 – Cascalho Lamoso Biodetrítico	34.8 (10.9)	8.0 (10.5)	7.6 (5.9)	12.5 (5.2)	37.0 (12.8)	84.1 (6.9)
2 – Lama Cascalhosa Biodetrítica	18.9 (8.7)	1.2 (1.5)	2.7 (2.8)	9.8 (4.8)	67.3 (11.2)	67.0 (12.8)
3 – Lama Siliciclástica	0.3 (1.0)	0.8 (1.2)	1.6 (2.2)	6.1 (4.8)	91.2 (6.5)	9.6 (4.9)
4 – Lama Arenosa Siliciclástica	0.6 (0.9)	1.9 (2.3)	5.7 (5.0)	31.3 (12.2)	60.6 (13.6)	9.9 (5.1)
5 – Areia Lamosa Levemente Biodetrítica	7.1 (8.6)	17.9 (15.2)	18.3 (9.0)	25.7 (11.4)	31.1 (11.3)	18.5 (7.4)
6 – Areia Lamosa Siliciclástica	0.9 (2.3)	4.9 (5.7)	10.3 (8.6)	62.8 (11.4)	21.1 (8.8)	9.3 (4.5)

A descrição das fácies sedimentares se encontra a seguir:

- *Fácies 1 – Cascalho Lamoso Biodetrítico*: apresenta alto teor de carbonato, com média de 84% ($\pm 7\%$). Cascalho e lama possuem mesma representatividade, com conteúdo médio de

35% ($\pm 11\%$) e 37% ($\pm 13\%$) respectivamente. A classe arenosa também possui boa representação (média de 28%) com areia fina (12.5%) e areia grossa (8%) como as principais contribuintes. O conteúdo terrígeno é representado pela classe lamosa (média de $15.2\% \pm 6.6\%$).

- *Fácies 2 – Lama Cascalhosa Biodetrítica*: domínio da classe lamosa ($67\% \pm 11\%$) com importante contribuição de cascalho carbonático. O teor de carbonato possui média de $67\% (\pm 12\%)$ e o aporte de siliciclástico é exclusivo da classe lamosa ($30\% \pm 11\%$).

- *Fácies 3 – Lama Siliciclástica*: fácies constituída predominantemente por lama ($91.2 \pm 6.5\%$). Cascalhos estão praticamente ausentes, enquanto a contribuição de todas as classes arenosas é limitada (média de 8.5%). O teor de carbonato apresenta média de $9.6\% (\pm 4.9\%)$.

- *Fácies 4 – Lama Arenosa Siliciclástica*: fácies representada por lama ($60.6\% \pm 13.6\%$) e areia fina ($31.3\% \pm 12.2\%$) terrígena. Teor de carbonato com média de $9.9\% (\pm 5.1\%)$.

- *Fácies 5 – Areia Lamosa Levemente Biodetrítica*: apresenta classe arenosa dominante (62%), com representatividade semelhante entre as subclasses. Areia fina contribui com $25.7\% (\pm 11.4\%)$, areia média com $18.3\% (\pm 9\%)$ e areia grossa com $17.9\% (\pm 15.2\%)$. O teor de lama possui média de $31.1\% (\pm 11.3\%)$, enquanto o conteúdo de cascalho possui média de $7.1\% (\pm 8.6\%)$. O teor de carbonato é de $18.5\% (\pm 7.4\%)$.

- *Fácies 6 – Areia Lamosa Siliciclástica*: possui o maior conteúdo de areia entre as fácies com média de 78%. A areia fina é a principal contribuinte com $62.8\% (\pm 11.4\%)$. Os teores de lama e carbonato apresentam as menores médias encontradas, com $21.1\% (\pm 8.8\%)$ e $9.3\% (\pm 4.5\%)$ respectivamente.

Em termos de distribuição, fácies biodetríticas, com contribuição média de carbonatos acima de 65%, são encontradas apenas no testemunho SCRD T08. Fácies de lama siliciclástica são encontradas ao longo dos testemunhos SCRD T04, T06 e na base do T08 (Figura 3. 12) e normalmente intercalam com fácies de lama arenosa siliciclástica. Fácies de lama arenosa siliciclástica também são localizadas próximo da base dos testemunhos SCRD T01 e T03 e em trechos do testemunho SCRD T05 intercalado com fácies de areia lamosa siliciclástica.

Fácies de areia lamosa levemente biodetrítica é encontrada próxima à base do testemunho SCRD T08, entre fácies de lama cascalhosa biodetrítica e lama siliciclástica, e próxima à superfície dos testemunhos SCRD T04 e T06 intercalado por fácies de lama arenosa siliciclástica (Figura 3. 12). Também são encontradas em pequenos trechos próximo da superfície dos testemunhos SCRD T01, T03 e T05 limitado por fácies de areia lamosa siliciclástica. Estas fácies dominam a maior parte dos testemunhos SCRD T01, T03 e T05. Neste último, esta fácies está intercalada por fácies de areia lamosa levemente biodetrítica.

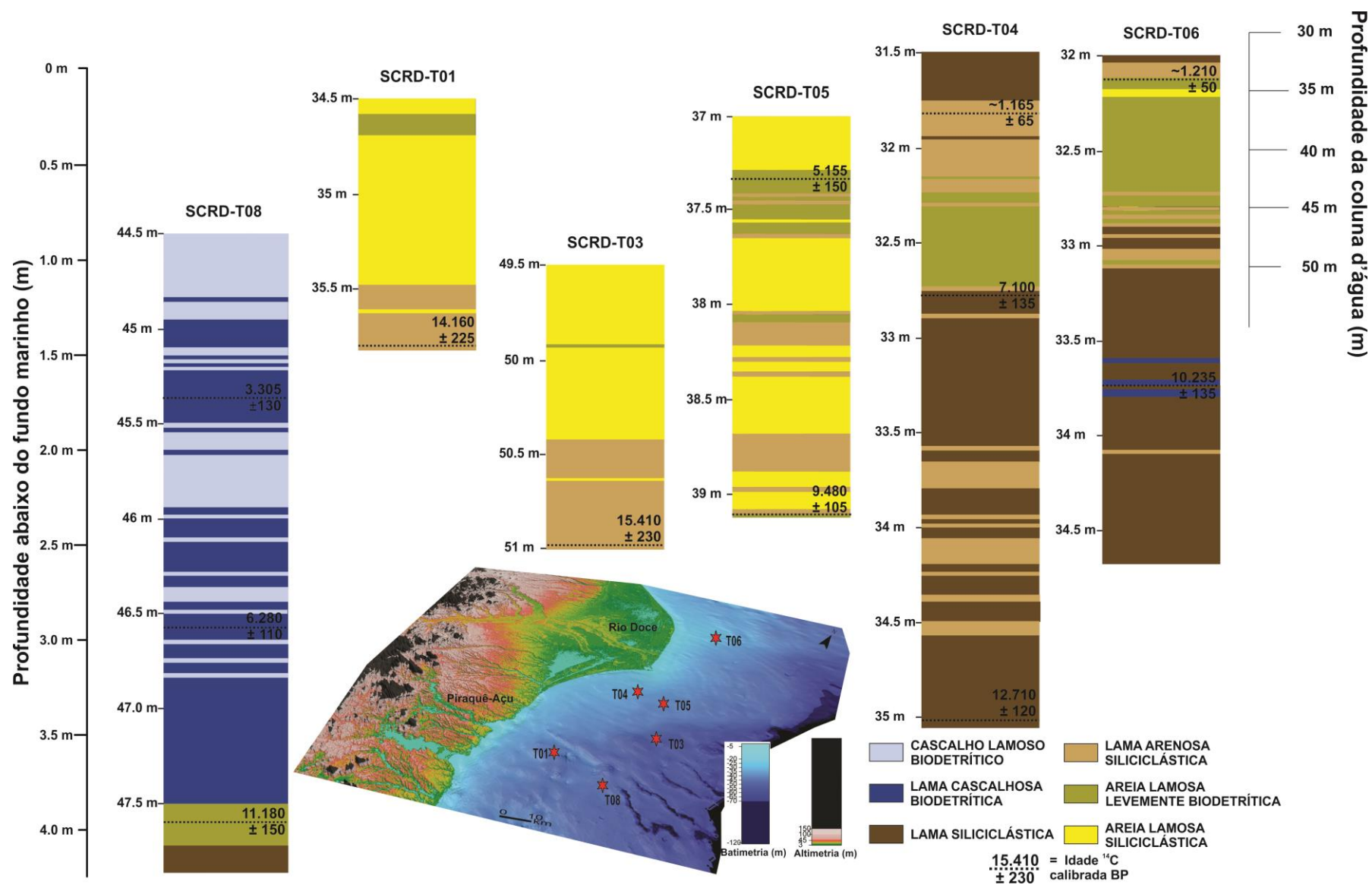


Figura 3. 12: Fácies sedimentares obtidas por estatística multivariada e datações para os testemunhos coletados ao longo da plataforma continental centro-norte do ES.

3.4 DISCUSSÃO

3.4.1 Interpretação de Ambientes Sedimentares e História de Inundação da Plataforma Continental

Em termos de depósito pós-último máximo glacial, os seis testemunhos apresentaram heterogeneidades marcantes ao longo da sua descrição, com reconhecimento de seis diferentes fácies sedimentares (Figura 3. 3 e Figura 3. 12). As datações plotadas na curva global de variação relativa do nível do mar de Lambeck *et al.* (2014) (Figura 3. 13), auxiliam na interpretação que diferentes processos sedimentares atuaram na construção dos depósitos nos últimos 15 mil anos. De maneira simplificada, as datações a direita da curva representam depósitos construídos em ambientes com maior influência continental, enquanto datações a esquerda retratam ambientes marinhos. Ambientes transicionais estão próximos da curva do nível do mar.

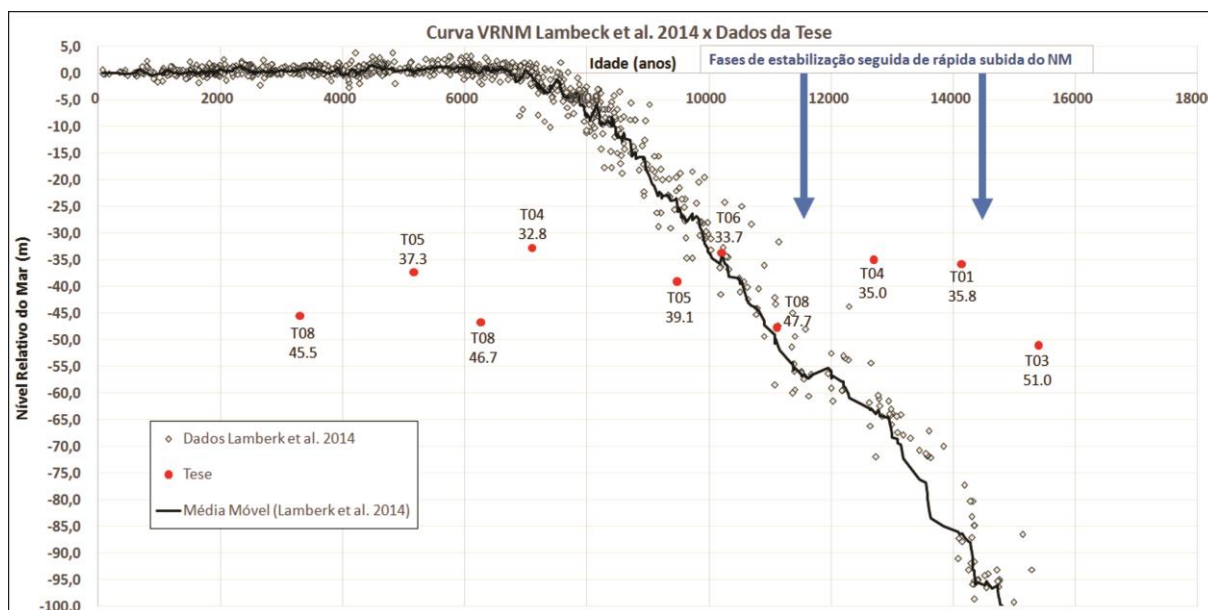


Figura 3. 13: Datações dos testemunhos plotadas na curva global de variação do nível do mar de Lambeck *et al.* (2014).

Para auxiliar na interpretação dos ambientes sedimentares, também foram confeccionados cenários que retratam o processo de inundação da plataforma pós-último máximo glacial (Figura 3. 14). Ressalta-se o uso da batimetria atual (Capítulo 2) e não pretérita (durante a exposição). Por conta disto, trata-se de cenários estimados e não reais. Entretanto, baseado nos testemunhos e em sua área de abrangência, a profundidade real da plataforma durante a inundação possui erro apenas entre 1 a 3 m. Desta forma, os cenários se aproximam das condições reais durante a inundação, ao menos nas áreas de coleta dos testemunhos.

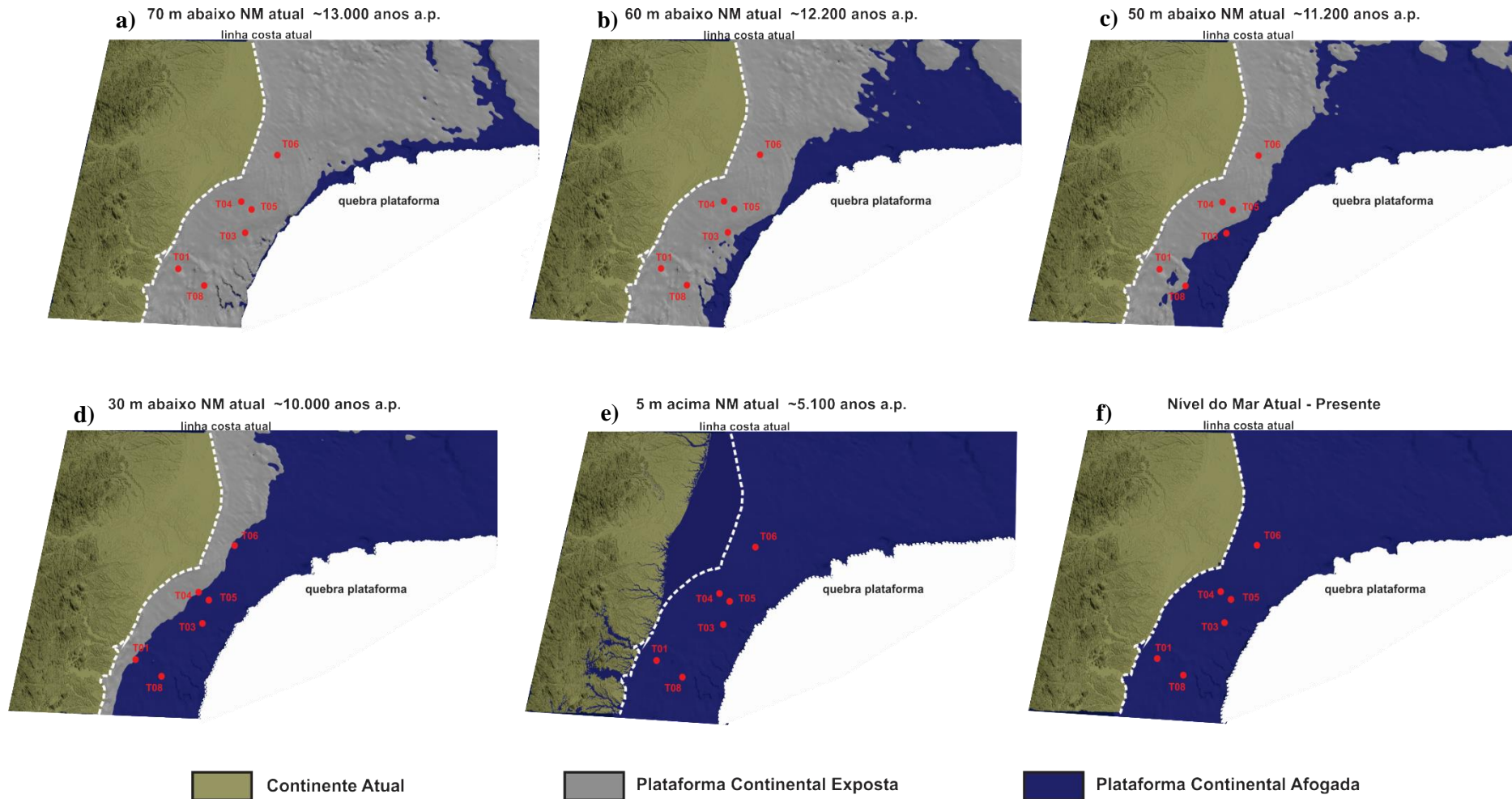


Figura 3. 14: Cenários aproximados de inundação da plataforma continental pós-último máximo glacial. Para a modelagem não utilizou a morfologia pretérita da plataforma, mas sim a batimetria atual apresentada no Capítulo 2 da Tese. As idades e profundidades do nível do mar (NM) são baseadas nas curvas de Lambeck *et al.*, 2014, Martin *et al.* (1979) e Ângulo *et al.*, (2006). Círculos vermelhos representam a posição de coleta dos testemunhos. As linhas tracejadas brancas representam a linha de costa atual e a quebra de plataforma.

As fácies sedimentares, juntamente com as datações, permitem reconhecer nos testemunhos ambientes de sedimentação continental, transicional (marginal), marinho raso e de plataforma. A interpretação dos ambientes sedimentares apresentada a seguir, também se baseia nas fácies superficiais do Capítulo 2 da Tese e nos trabalhos de Albino (1999) e Bastos *et al.* (2015) para a plataforma continental na área de estudo. De uma maneira geral, as fácies foram associadas aos ambientes sedimentares da seguinte maneira:

- *Fácies Lama Siliciclástica* – interpretada como depósito de aporte terrígeno em região onde a deposição é maior que a dispersão sedimentar. Provavelmente retrata ambiente fluvio-estuarino (bacia central) ou ambiente de prodelta, já que se encontram próximos a paleovales fluviais e nas adjacências da atual foz do Rio Doce.
- *Fácies Lama Arenosa Siliciclástica* – constituída do aporte terrígeno com condições relativamente mais energéticas do que fácies de lama siliciclástica. Representa ambientes de planície de vales incisos, fluvio-estuarino distal ou condições enérgicas de aporte continental e posterior deposição em ambiente marinho.
- *Fácies Areia Lamosa Siliciclástica* – normalmente estão assentadas acima de fácies de lama arenosa siliciclástica em locais próximos a paleovales. O aumento do teor de areia nestas fácies sugere condições mais energéticas do que a anterior, sendo interpretada como ambiente marinho raso (antepraia) ou ambientes de plataforma que receberam ou recebem sedimentos de origem fluvial.
- *Fácies Areia Lamosa Levemente Biodetrítica* – caracteriza ambientes marginais (transicionais), que possuem em sua constituição a mistura do aporte terrígeno e marinho. Retratam ambientes de desembocadura de estuários ou depósitos de praia.
- *Fácies Lama Cascalhosa Biodetrítica* – configura depósito de ambiente marinho raso ou de plataforma, dominado por aporte autóctone marinho com baixa contribuição de sedimentos terrígenos continentais. O domínio de sedimentos lamosos aponta para períodos com condições de deposição de menor energia.
- *Fácies Cascalho Lamoso Biodetrítico* – também reflete ambiente marinho de mar raso ou de plataforma, mas com maior concentração de cascalhos carbonáticos, provavelmente resultado de mudanças locais no padrão de correntes.

Desta forma, baseado nas fácies sedimentares e considerando a curva de variação do nível do mar e as datações ao longo dos testemunhos, é possível delimitar os ambientes sedimentares instalados na área de estudo desde a última deglaciação (Figura 3. 15).

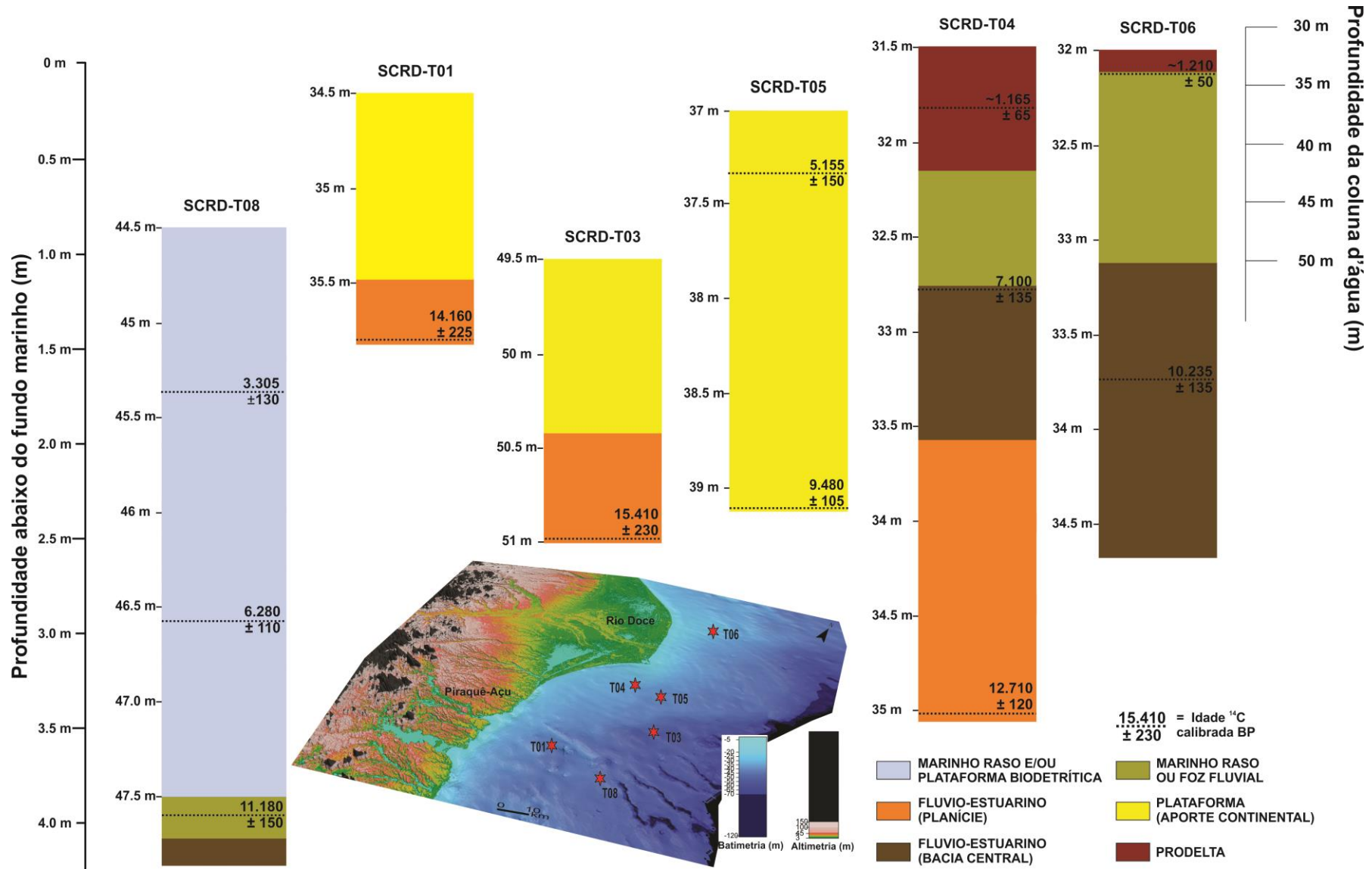


Figura 3. 15: Interpretação ao longo dos testemunhos dos ambientes sedimentares instalados na área de estudo nos últimos 15 mil anos.

Os testemunhos SCRD T06 e T08 possuem duas datações que conduz para interpretação que o trecho de plataforma continental estudado na costa leste brasileira, obedece ao processo de inundação proposto nas curvas globais de subida do nível do mar (Rabineau *et al.*, 2006; Lambeck *et al.*, 2014). A Figura 3. 13 sugere que a camada sedimentar na profundidade de 47.7 m em SCRD T08 e 33.7 m em SCRD T06, por conta de apresentar idades junto a curva de nível do mar, represente um ambiente marginal, influenciado pelo aporte continental e marinho. De fato, as características sedimentares (Figura 3. 9 e Figura 3. 10), o tipo de fácies (Figura 3. 12), as datações (Figura 3. 13), os cenários de inundação da plataforma (Figura 3. 14c, d) e a interpretação dos ambientes sedimentares (Figura 3. 15), atestam a instalação de um ambiente de bacia central ou foz estuarina nestes dois testemunhos, com fácies de areia lamosa levemente biodetrítica. Fácies marinhas e continentais datadas em outros testemunhos, também estão condizentes com as curvas de variação do nível do mar (Figura 3. 12, Figura 3. 13 e Figura 3. 15).

Desta forma, os testemunhos permitem inferir como ocorreu o processo de inundação da plataforma, quais ambientes sedimentares foram instalados e o grau de desenvolvimento destes ambientes.

3.4.2 Grau de Desenvolvimento dos Ambientes Sedimentares

De maneira geral, é possível notar que a distinção observada nos regimes sedimentares apresentado no Capítulo 2 (Figura 2. 7) também são reconhecidas ao longo dos testemunhos. Localizados ao longo do regime sedimentar misto (Capítulo 2), os testemunhos SCRD T01 e T03 apresentam fácies e ambientes sedimentares semelhantes, apesar da diferença entre a profundidade de coleta (34.5 e 49.5 m respectivamente) e a distância da costa (Figura 3. 1, Figura 3. 5, Figura 3. 6 e Figura 3. 15). Mesmo com as menores profundidades de recuperação, estes testemunhos exibem as idades mais antigas, 14.160 anos a.p. para a base do SCRD T01 e 15.410 anos a.p. para a base do SCRD T03, evidenciando, portanto, a menor taxa relativa de sedimentação da plataforma continental estudada (~10 cm/1000 anos). Esta taxa aproximada está inserida no intervalo de sedimentação Holocênica para a plataforma continental sul do Brasil, que varia entre 2 a 68 cm/ 1000 anos, e apresenta 50% de sedimentos modernos e 50% de sedimentos relíquia e/ou palimpsestos (Mahiques *et al.*, 2002; Mahiques *et al.*, 2010; Nagai *et al.*, 2014).

As datações na base de SCRD T01 e T03 revelam que o nível relativo do mar estava muito abaixo (~40 a 60 m) da posição de deposição de fácies de lama arenosa siliciclástica, que compõe a base destes testemunhos (Figura 3. 14a). A posição de coleta destes testemunhos próxima a vales incisos indica que esta fácies retrata um ambiente de planície fluvio-estuarina, onde a influência do rio é maior, visto a baixa contribuição de carbonatos (Tabela 3. 3), que são restritos a classe lamosa (Figura 3. 5 e Figura 3. 6). A posição da mudança desta fácies para areia lamosa siliciclástica, que domina até o topo, sugere que este foi o momento de afogamento desta plataforma (Figura 3. 14c, d), visto o aumento de energia e provável erosão por ondas e correntes, que resultou em depósitos mais arenosos. A proximidade com canais fluviais provavelmente foi a fonte do material lamoso, que possui média de 21% nesta fácies (Tabela 3. 3), interpretadas como ambiente de plataforma constituído de sedimentos oriundos do continente (Figura 3. 15).

Embora se encontrem próximas às fácies carbonáticas superficiais (Capítulo 2), estes dois testemunhos estão posicionados ao longo do regime misto, na qual exibem trechos de sedimentos palimpsestos como discutido no capítulo anterior. Com isso, é esperado que ambos apresentem baixas taxas de sedimentação com depósitos resultantes de condições pretéritas do nível do mar e retrabalhamento atual. A pequena espessura do depósito, também sugere que estas áreas foram expostas a condição limitada de aporte sedimentar nos últimos 15 mil anos.

Ainda na porção sul da plataforma, na área de regime de sedimentação carbonática (Capítulo 2), o testemunho SCRD T08 mostra que fácies carbonáticas marinhas dominam a plataforma externa desde antes de 6.280 ± 110 anos a.p. (Figura 3. 10). A idade de 11.180 ± 150 a.p. marca o início do aumento do conteúdo de carbonatos no testemunho. Através das datações do testemunho SCRD T08, é possível estimar uma taxa de sedimentação de sedimentos marinhos de 0.029 cm/ano (variação entre 0,020 cm/ano e 0,040 cm/ano). Esta taxa se aproxima do valor de 0.03 a 0.04 cm/ano encontrado por Dominguez *et al.* (2013) para deposição carbonática na plataforma externa faminta da Bahia, que teria seu início de deposição carbonática a 10.000 anos atrás, coincidentemente com a inundação da plataforma. De fato, o início da sedimentação carbonática no testemunho SCRD T08 ocorreu próximo a 11 mil anos a.p. em uma profundidade de 47.7 m, sendo condizente com as curvas globais variação do nível do mar pós-último máximo glacial (Lamberk e Chappell, 2001; Rabineua *et al.*, 2006; Lamberk *et al.*, 2014). De acordo com estas curvas, a inundação a 50 m ocorreu entre 11.5 e 11 mil anos a.p. (Figura 3. 14c). Com base nisto, fácies carbonáticas do testemunho SCRD T08 são interpretadas como ambiente marinho raso e/ou de plataforma biodetrítica, enquanto que fácies de lama siliciclástica, abaixo de 322 cm, indica depósito fluvio-estuarino (Figura 3.

15). Fácies de areia lamosa levemente biodetrítica, entre 322 cm e 300 cm, aparenta uma área de transição e provavelmente representa sedimentos retrabalhados por ondas durante a subida do nível do mar, sendo interpretada como marinho raso de influência continental ou foz estuarina (Figura 3. 15).

Os testemunhos SCRD T04, T05 e T06 apresentam características distintas dos testemunhos anteriormente discutidos (Figura 3. 12), reforçando a diferença entre os processos e ambientes deposicionais instaurados pós-último máximo glacial na porção norte e sul da plataforma continental estudada.

Os testemunhos SCRD T04 e T06, coletados nas adjacências da foz do Rio Doce, na área de regime de aporte continental (Capítulo 2), apresentam fácies e ambientes sedimentares semelhantes (Figura 3. 7, Figura 3. 9 e Figura 3. 15). Na porção inferior do SCRD T04, fácies alternadas de lama e lama arenosa siliciclástica foram interpretadas como ambiente de planície fluvio-estuarino com maior influência continental. Recobrimdo este ambiente, é observada larga camada de lama terrígena associada ao aumento do conteúdo de matéria orgânica, que alcança máximo de 19% em SCRD-T06 (Figura 3. 4). Junto a esta lama, podem ser encontradas conchas carbonáticas. Estas características apontam para instalação de um ambiente de baixa energia, com aporte continental significativo, interpretado como planície estuarina (no entorno da bacia central) (Figura 3. 15).

A provável inundação no trecho de plataforma dos testemunhos SCRD T04 e T06 ocorreu em ~10.000 anos a.p. (Figura 3. 14d) segundo as curvas de variação do nível do mar. A datação de 7.100 ± 135 anos a.p. (SCRD T04) retrata a mudança de fácies estuarinas para um ambiente mais energético, com maior contribuição de cascalho, areia e carbonato. Fácies de areia lamosa levemente biodetrítica nesta camada foi interpretada como ambiente marinho raso. Neste momento de maior energia, iniciado a ~7 mil anos, conforme as curvas regionais, o nível do mar estava próximo de sua posição atual (Suguio *et al.*, 1976; Martin *et al.*, 1979,1980; Angulo *et al.*, 2006). A transgressão continuou até atingir seu máximo, entre 2 a 5 m acima do nível atual, a 5.100 anos a.p. (Figura 3. 14e).

Duas hipóteses são sugeridas para explicar a origem deste depósito. A primeira hipótese é que este depósito configura barras arenosas submersas construídas durante estabilizações do nível do mar. Diversos estudos apontam para degraus lineares na plataforma, nas isóbatas de 25, 32, 50 e 60 m, como paleolinhas de costas desenvolvidas durante estágios sucessivos de estabilização do nível do mar (Zembruski, 1979; Corrêa *et al.*, 1980; Costa *et al.*, 1988). Para esta hipótese, entre 7.5 e 7 mil anos atrás, a plataforma continental estava recentemente afo-

gada em torno da profundidade de 30 m, estando a inundação atrasada em rela o as curvas regionais de subida do nível do mar.

A segunda hipótese   que este depósito arenoso esteja associado com sistemas pretéritos de laguna-ilha-barreira. Modelos de evolu o da planície deltaica do Rio Doce (Suguo *et al.*, 1980; Dominguez *et al.*, 1981) apontam para instala o de um sistema laguna-ilha-barreira por volta de 7 mil anos a.p. A localiza o exata deste sistema não   mencionada. Normalmente a instala o do sistema ilha-barreira requer disponibilidade de sedimento e taxa lenta de subida do nível do mar (Kraft, 1982; Moore *et al.*, 2010), condi oes que provavelmente ocorreram nesta região entre 8 e 7 mil anos, visto a desacelera o da subida do nível do mar nas curvas globais e a provável proximidade do antigo paleocanal do Rio Doce. Esta hipótese justifica o possível prolongamento desta fei o sedimentar, que alcançaria mais de 30 km entre os testemunhos SCRD T04 e T06. Entretanto, estudos recentes na planície deltaica do Rio Doce (Cohen *et al.*, 2014; Rossetti *et al.*, 2015) contradizem os modelos antigos de evolu o do Rio Doce a partir de um delta intralagunar protegido por ilha-barreira (Suguo *et al.*, 1980; Dominguez *et al.*, 1981). Segundo estes autores, o delta do Rio Doce sempre evoluiu exposto a atua o de ondas e correntes. Desta forma,   possível que este depósito esteja associado a um sistema ilha-barreira embrionário, que não evoluiu até a emersão, apresentando apenas 1 m de espessura ou a migra o da antepraia frente a inunda o continuada da plataforma continental (Figura 3. 3, Figura 3. 12 e Figura 3. 15).

A instala o novamente de fácies lama arenosa e lama siliciclástica próximo ao topo nos testemunhos SCRD T04 e T06 aponta uma mudança na sedimenta o e maior contribui o de sedimentos terrígenos de origem continental, ao menos nos últimos 1.200 anos (Figura 3. 12). Este depósito pode ser compreendido como ambiente de prodelta associado ao Rio Doce, já em condi oes atuais do nível do mar (Figura 3. 14f, Figura 3. 15). De fato, estes testemunhos foram coletados dentro do regime de aporte continental (Capítulo 2). A região na adjacência da foz do Rio Doce   formada pelo depósito lamoso do lobo regressivo do Rio Doce (Albino e Suguo, 2010; Bastos *et al.*, 2010; Quaresma *et al.*, 2010).

O testemunho SCRD T05, coletado no regime continental palimpsesto, apresentou alternâncias principalmente entre fácies de areia lamosa siliciclástica e lama arenosa siliciclástica, apontando alternâncias de condi oes energéticas, mas aporte essencialmente terrígeno. Em alguns trechos (base, 104-108 cm e 30-60 cm), ocorrem fácies de areia lamosa levemente biot trica, com aumento de cascalho carbonático indicando momentos de mudança no mecanismo de transporte de sedimentos. Provavelmente estes depósitos carbonáticos possuem origem alóctone, em razão de ocorrerem isoladamente sobre domínio de areia fina terrígena. O

testemunho SCRD T05 foi completamente interpretado como ambiente de plataforma, visto que sua deposição iniciou a ~9.480 anos a.p., quando o nível do mar estava em torno de 25 m (Figura 3. 13), 15 m acima da posição da sua base.

Portanto, os testemunhos mostram que no domínio sul, onde são observados os regimes mistos e de sedimentação carbonática (Capítulo 2), a plataforma continental evoluiu a partir do afogamento de antigos canais fluviais (Figura 3. 14), que não apresentavam planícies de inundação bem desenvolvidas, visto o pequeno grau de desenvolvimentos deste ambiente (Figura 3. 15). Após afogada, a plataforma continental não recebeu aporte continental significativo. Este fato, juntamente com a atuação da ACAS (Capítulo 2) criou, em determinadas áreas, condições para o estabelecimento de comunidades bentônicas, como rodolitos, enquanto outras áreas ainda apresentam depósitos retrabalhados durante a inundação (Bastos *et al.*, 2015).

No domínio norte, na plataforma interna, apesar dos testemunhos não serem coletados próximos a registros sísmicos de paleocanais fluviais, foram observados ambientes fluvio-estuarinos bem desenvolvidos. Estes ambientes podem ser resultados de pequenas redes de drenagem local ou da influência mais distal do paleocanal do Rio Doce. Rossetti *et al.* (2015) sugere depósito de baía interdistributária, dominada por sedimentos lamosos, com extensão superior a 50 km desenvolvido durante a evolução da planície deltaica do Rio Doce nos últimos 5 mil anos. O próprio estabelecimento do ambiente de prodelta na região superior dos testemunhos indica área influenciada por aporte fluvial. Na plataforma média, o testemunho SCRD T05 retrata o ambiente de baixo aporte atual, com provável deposição esporádica e retrabalhamento atual.

3.4.3 *Interpretações de Superfícies Estratigráficas*

A interpretação dos ambientes sedimentares, juntamente com as datações, permite inferir a localização das superfícies estratigráficas ao longo dos testemunhos (Figura 3. 16). As datações indicam que a última discordância subaérea (~21.5 mil anos a.p.) não é encontrada nos testemunhos, apesar de ser uma superfície diacrônica de erosão originada durante tempos de queda profunda de nível do mar, ou seja, quando a exposição subaérea da plataforma foi mais extensa.

Fácies sedimentares reconhecidas nos testemunhos podem ser interpretadas como sedimentos transgressivos ou regressivos modernos. fácies transgressivas foram interpretadas

como planície fluvio-estuarina, de maior influência fluvial, bacia central fluvio-estuarina, de maior influência marinha, mar raso (antepraia) ou de plataforma. Desta forma, a superfície de regressão máxima, que indica o ponto entre a regressão e transgressão máxima subsequente, também não foi reconhecida. De fato, esta superfície é identificada normalmente no fundo de vales incisivos, separando depósitos de mar baixo de depósitos transgressivos (Catuneanu, 2002). Entretanto, as datações plotadas na curva de Lamberk *et al.* (2014) mostram que a superfície transgressiva de ravinamento pode estar contida em todos testemunhos, exceto no SCRD T05, pois estes possuem datações deslocadas a direita da curva, ou seja, apresentam a passagem de um ambiente com maior influência continental para um ambiente marinho (Figura 3. 15). A superfície de ravinamento transgressivo (TS) é a superfície criada pela erosão feita por ondas na antepraia superior durante a transgressão da linha de costa (Stamp, 1921; Thorne e Swift, 1991; Catuneanu, 2002). No perfil vertical conceitual, que preserva a sucessão completa de fácies, a TS separa estratos costeiros abaixo (ambiente fluvio-estuarino) de depósitos de antepraia e de plataforma acima.

A superfície de ravinamento foi reconhecida pela mudança de fácies, normalmente associada a aumento da granulometria e da contribuição carbonática (Figura 3. 16). Os testemunhos SCRD T06 e T08 apresentaram datações muito próximas a curva, indicando a presença de ambiente transicional (marinho raso ou foz estuarina) que se encontrava próximo de seu afogamento ou que estava recentemente afogado por conta da subida contínua do nível do mar (Figura 3. 13 e Figura 3. 15).

A superfície de inundação máxima (MFS), também conhecida como superfície transgressiva máxima, indica o final da transgressão costeira. Por conta disto, a MFS separa fácies transgressivas em baixo de fácies regressivas acima (Catuneanu, 2002; Catuneanu *et al.*, 2009). A MFS foi observada nos testemunhos SCRD T04 e T06, onde o depósito regressivo, tipicamente de ambiente de prodelta, foi observado a partir do aumento do conteúdo de lama terrígena (Figura 3. 16). Por estar assentado acima da MFS, este depósito pode ser compreendido como de mar alto, no qual corresponde ao último estágio do aumento do nível de base durante o qual a taxa de queda de ascensão está abaixo da taxa de sedimentação, gerando uma regressão normal da linha de costa (Catuneanu, 2002; Catuneanu *et al.*, 2009). Depósitos de mar alto tipicamente incluem deltas com geometria de *topset*.

Portanto, através das datações e fácies sedimentares foi possível reconhecer o depósito transgressivo fluvio-estuarino, transgressivo marinho e regressivo, bem como as superfícies de ravinamento e de inundação máxima (Figura 3. 16).

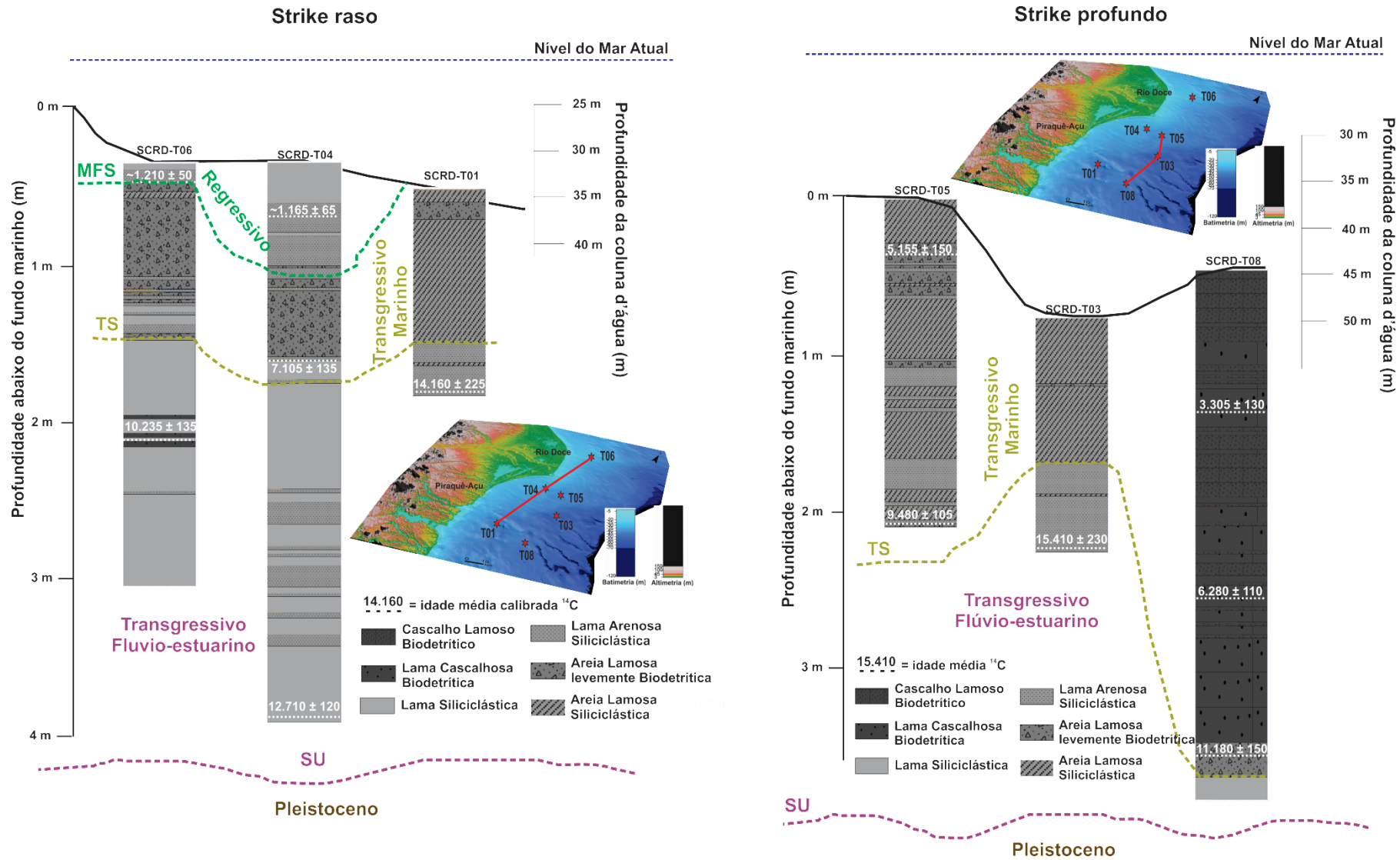


Figura 3. 16: Interpretação das superfícies estratigráficas ao longo dos testemunhos. Os testemunhos são mostrados em um perfil *strike* (longitudinal) raso, composto pelos testemunhos SCRD T06, T04 e T01, e profundo composto pelos testemunhos SCRD T05, T03 e T08. Sentido de norte para sul.

3.5 CONCLUSÕES

A análise sedimentar realizada nos testemunhos coletados ao longo da plataforma continental centro-norte do Espírito Santo mostrou heterogeneidade dos depósitos sedimentares. Através da análise de agrupamento, seis fácies sedimentares foram reconhecidas. Juntamente com as datações e baseado nas curvas globais e regionais de variação do nível do mar, as seis fácies foram interpretadas em ambientes sedimentares distintos.

Ao longo da área de estudo, foi observado distinção no tipo e grau de desenvolvimento dos ambientes sedimentares instalados nos últimos 15 mil anos. Dominado por paleocanais fluviais, alguns ainda expostos, a porção sul da plataforma apresentou três tipos principais de ambientes: planície fluvio-estuarina, plataforma de aporte continental e plataforma biodetrítica. Apesar de apresentar amplos vales incisos, o domínio sul não exibe ambientes sedimentares bem desenvolvidos, pelo contrário, apresenta as menores taxas de sedimentação nos testemunhos SCRD-T01 e T03. Gao e Collins (2014) ressaltam que durante a subida do nível do mar, plataformas de alto suprimento sedimentar podem se comportar como “famintas” quando seus sedimentos são trapeados em áreas estuarinas. De fato, vales incisos são totalmente preenchidos na plataforma interna, entretanto, as planícies fluvio-estuarinas próximas a estes vales são constituída de poucos metros ou alguns centímetros. O ambiente mais desenvolvido da porção sul está associado a sedimentação carbonática, que apresenta taxas de deposição em torno de 29 cm/1000 anos (testemunho SCRD T08), três vezes maior do que a área de plataforma de aporte continental.

Padrão inverso é observado na porção norte, onde se encontram os testemunhos SCRD T04, T05 e T06. Estes testemunhos apontam para sistemas fluvio-estuarinos e marginais relativamente bem desenvolvidos, mesmo sem apresentar registros sísmicos de vales fluviais próximos. A proximidade com a atual foz do Rio Doce resulta na construção do ambiente de pro-delta na porção superior dos testemunhos SCRD T04 e T06. É provável que o paleodelta do Rio Doce, também tenha influenciado uma extensa área durante a inundação da plataforma, criando um ambiente fluvio-estuarino que alcançou dezenas de quilômetros distantes do canal fluvial, como ocorreu na evolução de sua planície deltaica nos últimos milhares de anos.

As características do testemunho, juntamente com as datações, permitiram observar as superfícies estratigráficas transgressiva de ravinamento e de máxima inundação e, portanto, diferenciando sedimentos transgressivos fluvio-estuarinos, transgressivos de mar raso e plataforma e regressivos de mar alto.

CAPÍTULO 4 - GEOMETRIA E ESTRUTURA INTERNA DE DEPÓSITOS SEDIMENTARES EM PLATAFORMAS CONTINENTAIS COM REGIMES CONTRASTANTES DE SEDIMENTAÇÃO

4.1 INTRODUÇÃO

Durante o Quaternário Tardio, a construção dos depósitos sedimentares na plataforma é ditada principalmente pela interação complexa entre quatro variáveis: taxa de suprimento sedimentar (Q - continental ou marinho), granulometria do sedimento aportado (M), taxa de dispersão sedimentar (D) e mudanças relativas do nível do mar (R), que considera a glacio- e a tectono-eustasia (Sloss, 1962; Swift e Thorne, 1991; Schattner *et al.*, 2010). Swift e Thorne (1991) adotam o termo “regime”, que possui raízes geomorfológicas antigas (Gilbert, 1877; Davis, 1899; Barrell, 1917), para o estudo da sedimentação em plataformas. Dois principais regimes podem ser definidos: suprimento e acomodação. O regime de suprimento é estabelecido quando rios disponibilizam mais sedimentos que o aumento do nível do mar pode acomodar ou os processos marinhos podem removê-los. Desta forma, acontece a combinação $Q.M > R.D$. O regime de acomodação é instituído quando rios liberam menos sedimentos que o aumento do nível do mar pode acomodar ou os processos marinhos dispersá-los, representado pela situação $Q.M < R.D$ (Swift e Thorne, 1991).

O ambiente deposicional contrastante pode ser compreendido como uma região que possui contraste lateral em relação ao aporte terrígeno, como um ambiente exposto à alternância de ciclos de domínio siliciclástico e carbonático ou mesmo fácies mistas de siliciclástico e carbonático ao longo de uma mesma escala temporal. Sedimentos mistos são referidos a mistura carbonato-siliciclástico na sucessão ou sucessões transicionais de carbonatos e clásticos. A transição pode ocorrer lateralmente (variação espacial do ambiente) e verticalmente (variabilidade temporal) como resultado da variação do nível do mar e/ou variações do aporte sedimentar (Budd e Harris, 1990; Schlager 2005). Esta transição carbonato-siliciclástico é reconhecida em diversos ambientes, incluindo plataforma continental, talude e sopé, podendo ocorrer em zonas temperadas e tropicais (Doyle e Roberts, 1988; Lomando e Harris, 1991; Haywick *et al.*, 1992).

Gao e Collins (2014) destacam que a presença, o grau de desenvolvimento e preservação de sistemas sedimentares costeiros em plataformas continentais podem ser formulados, em termos globais, com base em dois fatores: largura da plataforma continental e suprimento sedimentar. Plataformas relativamente estreitas com alto suprimento sedimentar são caracterizadas por apresentar baixo grau de preservação dos depósitos sedimentares costeiros, pois embora o transporte sedimentar seja intenso, a perda para região de talude também é grande. Já plataformas estreitas e famintas possuem sistemas costeiros pobremente desenvolvidos por causa da ausência de suprimento sedimentar (Gao e Collins, 2014).

O ambiente costeiro e de plataforma continental na região centro-norte do estado do Espírito Santo reúne diversas características que apontam para instalação de regimes contrastantes de sedimentação ao longo do Quaternário Tardio (Bastos *et al.*, 2015). A geomorfologia costeira evidencia uma extensa planície sedimentar quaternária desenvolvida ao longo do Rio Doce, enquanto que ao sul desta planície, depósitos Neógenos da Formação Barreiras alcançam a linha de praia, com presença de falésias vivas em diversos trechos (Martin *et al.*, 1997; Dominguez, 2009). Tagliari (2013) reconhece alternância de depósitos siliciclásticos, carbonáticos e mistos durante o Período Albiano onde atualmente existe a planície sedimentar quaternária do Rio Doce. Regimes sedimentares distintos também são reconhecidos por Bastos *et al.* (2015) na plataforma continental que apontam a instalação de um lobo sedimentar regressivo associado ao delta do rio Doce, uma plataforma de vales incisos ao sul do delta e uma plataforma externa dominada por depósitos carbonáticos.

Características do afogamento entre o Pleistoceno Tardio e Holoceno são pobremente documentadas para margem continental brasileira (Reis *et al.*, 2013). Neste contexto, estudos sísmicos de alta resolução podem prover informações valiosas a respeito da arquitetura e geometria subsuperficial da plataforma continental. Este capítulo tem como objetivo mapear a distribuição do depósito sedimentar em uma plataforma continental, perante regime contrastante de sedimentação, e analisar a geometria e padrão de preenchimento destes depósitos durante o Pleistoceno Tardio e Holoceno.

4.2 MATERIAIS E MÉTODOS

4.2.1 Levantamento Sísmico

O levantamento sísmico foi realizado através de um perfilador de subfundo visando à delimitação de fácies e estruturas sedimentares superficiais e subsuperficiais que caracterizam o depósito sedimentar da plataforma continental centro-norte do Espírito Santo (Figura 4. 1). Para este mapeamento subsuperficial foi empregado o perfilador tipo *Boomer* com frequência de operação de 0,5 a 2,5 kHz e energia de 50 a 300 J, com sistema de aquisição CODA. A interpretação e processamento foram realizados através dos *softwares* CODA, *Seismic Unix* e *SonarWizMap 5*.

Por meio do *software* CODA os arquivos sísmicos foram convertidos no formato SEG-Y, além de gerar seções sísmicas com filtros de frequência e ganho. O *Seismic Unix* funciona dentro da plataforma LINUX. Trata-se de um conjunto de comandos e rotinas em código aberto para processar linhas sísmicas, independentemente do tipo de aquisição (*boomer*, *spar-ker*, *chirp*, etc), mantido pelo *Center for Wave Phenomena* (CWP) no *Colorado School of Mines*. Inicialmente projetado para sísmica profunda, o *Seismic Unix* sofreu uma adaptação para sísmica rasa realizada pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ). Dentre as diversas ferramentas existentes, permite: corte no tempo e no número de traços; extração da navegação; corte de coluna d'água; filtragem de ondas e frequência; análise do espectro de frequência; aplicação de ganho; entre outros. Após o processamento sísmico, as linhas sísmicas foram carregadas no *software* *SonarWiz Map 5* (*Chesapeak Technology*) onde foram traçados os horizontes sísmicos e gerado informações de espessura do depósito sedimentar. A espessura do depósito foi calculada baseada na velocidade do som de 1.600 m/s para camadas sedimentares e 1.500 m/s para coluna d'água.

Os perfis sísmicos interpretados, transversais à linha de costa, foram nomeados em PT1 a PT5 (sul para norte) e são mostrados sempre com orientação *onshore – offshore*. Os perfis *strikes*, longitudinais a costa, foram nomeados em PS1 e PS2, adquiridos próximo as isóbatas de 20 e 40 m respectivamente (Figura 4. 1). Para facilitar a compreensão dos resultados e discussões, a plataforma continental estudada foi dividida em domínio norte e sul segundo as interpretações dos dados sísmicos deste capítulo e baseado em Bastos *et al.* (2015). A plataforma externa é definida a partir de da isóbata de 45, 50 m rumo à *offshore*.

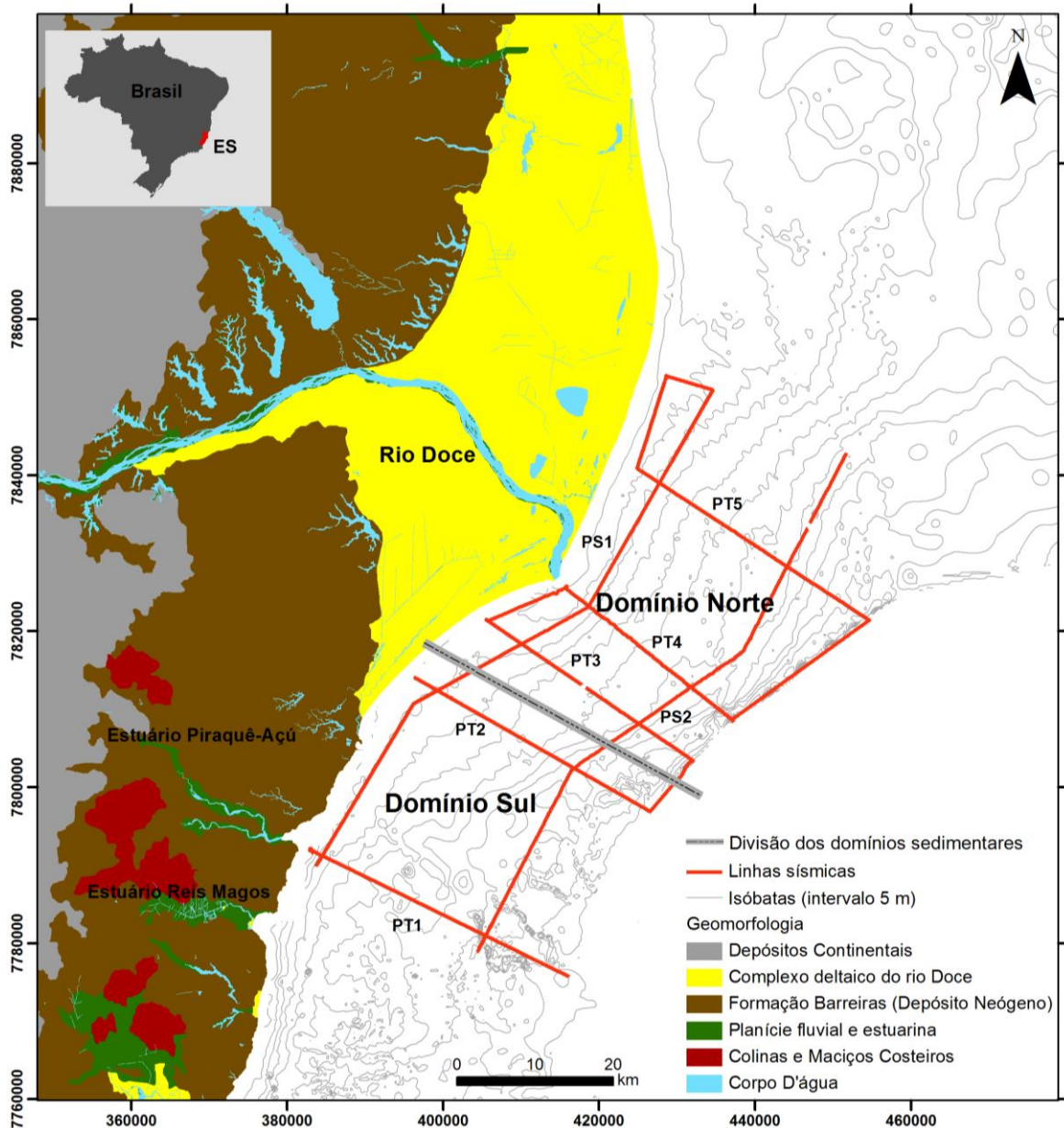


Figura 4. 1: Levantamento ao longo de um trecho de plataforma contrastante na costa leste brasileira. Os perfis sísmicos transversais foram nomeados de PT1 a PT5 (sul para norte) e os longitudinais de PS1 (raso) e PS2 (profundo). A plataforma foi dividida em domínio norte e domínio sul (baseado em Bastos *et al.*, 2015).

4.3 RESULTADOS

4.3.1 Descrição das Superfícies e Unidades Sísmicas Principais

A análise do registro sísmico revela a presença de superfícies limitantes dentro dos 50 m iniciais de camada sedimentar, que limita a resolução da aquisição sísmica. As superfícies majoritárias foram numeradas da superfície mais profunda (S1) até a superfície mais rasa

(S9), que representa o fundo marinho atual. Estas superfícies limitam oito unidades sísmicas identificadas ao longo da plataforma continental e permitem dividir a plataforma em domínio sul e norte (Figura 4. 1). Duas superfícies sísmicas erosivas e de forte amplitude (S2 e a associação de S4/S5), reconhecidas amplamente ao longo da área de estudo, permite agrupar as unidades sísmicas em três grandes conjuntos. Estes conjuntos, bem como o padrão de configuração interna e geometria externa de cada unidade sísmica, estão descritos na Figura 4. 2 e representados na seção sísmica na Figura 4. 3.

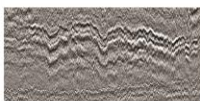
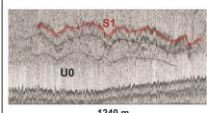
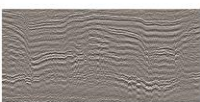
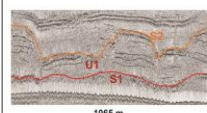
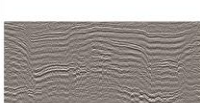
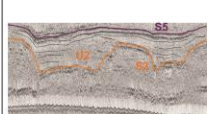
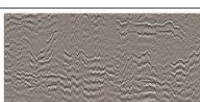
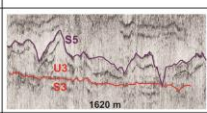

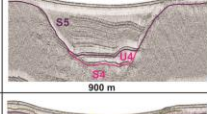

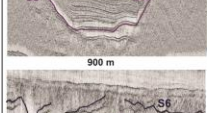

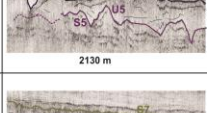

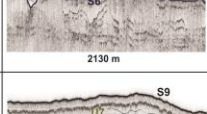

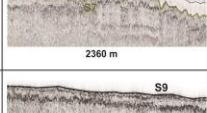

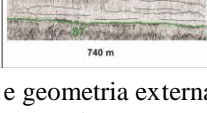
	UNIDADE SÍSMICA	CARACTERÍSTICA DA SUPERFÍCIE LIMITANTE SUPERIOR	CONFIGURAÇÃO SÍSMICA INTERNA DOS REFLETORES	GEOMETRIA EXTERNA	ILUSTRAÇÃO DA ASSINATURA SÍSMICA	PERFIL SÍSMICO INTERPRETADO
Conjunto I	U0	Forte amplitude e descontinua	Paralelo a subparalelo e caótico quando se afasta de S1 rumo ao fundo. Não reconhece padrão interno abaixo da múltipla da superfície. Dificuldade de imageamento devido a limitação de penetração acústica	Irregular		
	U1	Superfície erosiva de forte amplitude e continua. Da origem a amplos canais de até ~400 m de largura e 10m de profundidade.	Paralelo a subpalalelo relativamente contínuo, oblíquo com diferente ângulo de mergulho e trechos de padrão caótico. Dificuldade de imageamento devido a limitação de penetração acústica.	Lençol		
Conjunto II	U2	Limite superior pelas superfícies S3 e S5. S3 possui aspecto regular, suave e alta amplitude. S4 variável, trechos formando amplos canais, trechos regulares e suave e trechos com caráter fortemente erosivo.	Plano-paralelo a subparalelo e caótico.	Preenchimento de canal e Lençol		
	U3	Altamente irregular de alta amplitude. Realiza múltiplas canalizações.	Configuração irregular. Apresenta trechos com refletores paralelo a subparalelo, oblíquo, transparente e/ou caótico.	Irregular, mas com tendência de geometria de lençol.		
Conjunto III	U4	Regular, contínua e de alta amplitude	Subparalelo, caótico e/ou transparente	Preenchimento de fundo de canal		
	U5	Limites superior pelas superfícies S6 e S7. S6 é irregular, alta amplitude e descontinua. Ocorre apenas na porção norte na plataforma interna e média.	Configuração interna variável. Refletores paralelos a subparalelos, oblíquos de mergulho variável, caótico e/ou transparente.	Preenchimento de canal. Lente, Cunha ou Lençol		
		S7 é irregular, média a alta amplitude e contínua. Dificuldade de mapeamento nos trechos que S7 aproxima da superfície do atual fundo marinho.				
	U6	Irregular, média a alta amplitude e contínua	Subparalelo, caótico e/ou transparente.	Preenchimento de calha e Lençol		
	U7	Limite superior pelas superfícies S8 e S9 (fundo marinho). S8 altamente regular e alta amplitude. Ocorre apenas na porção norte até isóbata de 33 m	Subparalelos, transparente e/ou caótico	Lençol		
U8	Fundo marinho (S9). Apresenta aspectos distintos ao longo da plataforma.	Paralelo com mergulho de baixa inclinação. Refletores realizam downlap em S6.	Cunha			

Figura 4. 2: Resumo dos principais padrões de configuração interna dos refletores sísmicos e geometria externa das unidades sísmicas agrupadas em três conjuntos e descrição das superfícies limites superiores.

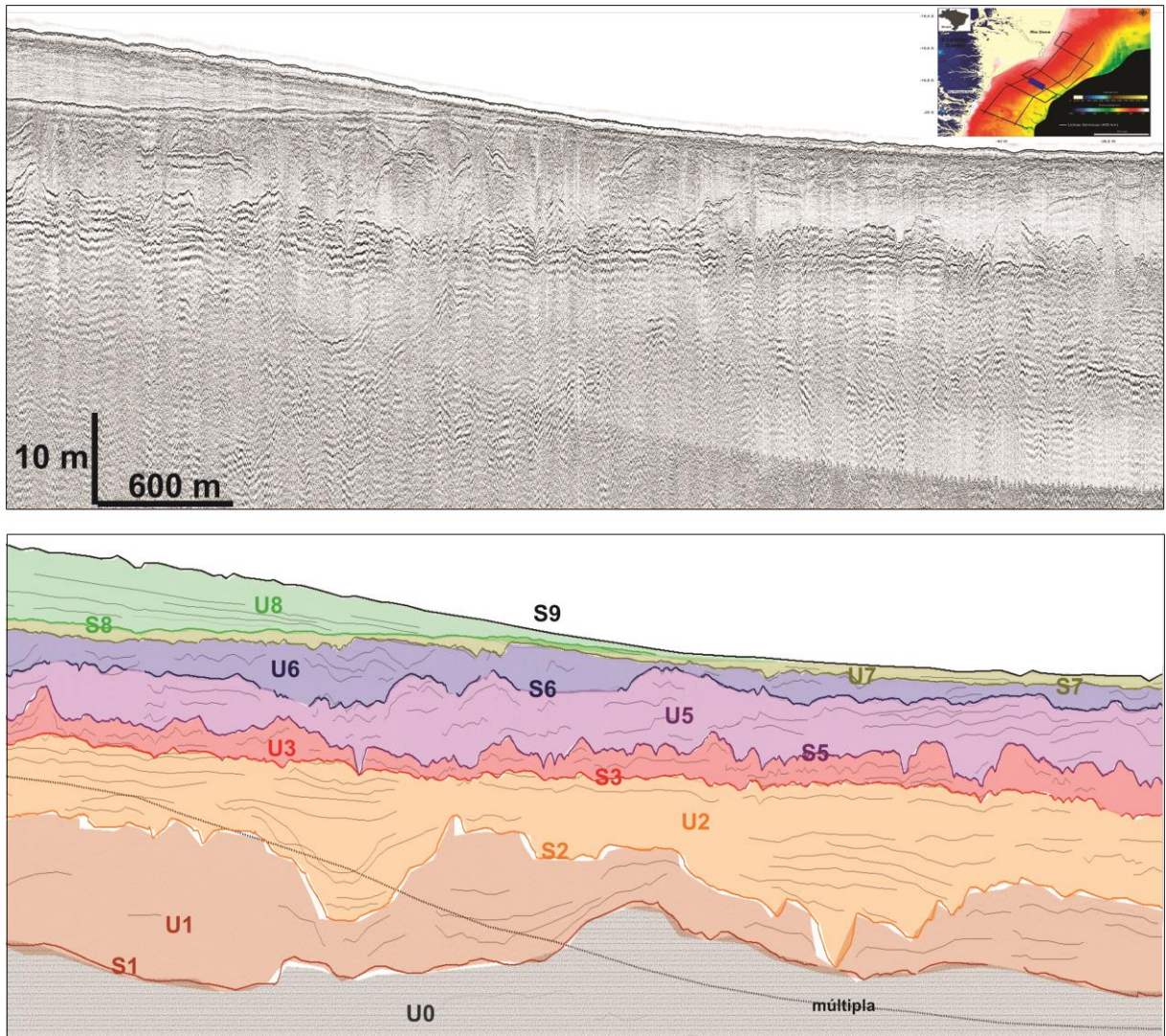


Figura 4. 3: Trecho de uma linha sísmica com a representação de oito unidades sísmicas principais (U0, U1, U2, U3, U5, U6, U7 e U8) limitadas pelos horizontes sísmicos S1 a S9. Apenas a unidade U4 e a superfície S4 não estão representadas neste trecho sísmico.

As superfícies sísmicas reconhecidas apresentam distinção entre si em termos de morfologia, continuidade e amplitude sísmica. A superfície S1 foi a mais profunda mapeada. Por conta disto, não foi reconhecida ao longo de toda plataforma, mostrando-se descontínua em diversos trechos. Possui forte a média amplitude, sendo levemente erosiva. Apresenta morfologia de canal em trechos pontuais. A superfície S2 foi amplamente mapeada ao longo da plataforma, apresentando-se contínua, irregular de caráter erosivo e com incisões canalizadas. É responsável por delimitar os conjuntos I e II das unidades sísmicas. A superfície S3 foi a que apresentou morfologia mais regular e suave ao longo da plataforma. Relativamente contínua e de média amplitude, foi mapeada apenas no domínio norte. Já a superfície S4 foi reconhecida apenas no domínio sul, estando restrita a base de paleocanais. Apresenta morfologia canalizada e alta amplitude.

Assim como a superfície S2, S5 foi mapeada amplamente em toda área de estudo. Contínua e de alta amplitude, apresenta diferentes aspectos que divide a plataforma em áreas morfológicas distintas, como será apresentado adiante. Localizada apenas no domínio norte, S6 é descontínua, de caráter irregular e alta amplitude. A superfície S7 foi amplamente mapeada, apesar de apresentar dificuldade de mapeamento nos trechos que se aproximam da superfície atual do fundo marinho. S7 é irregular, de média a alta amplitude e contínua. Também localizada apenas no domínio norte, até a isóbata de 35 m, S8 apresenta-se suave, altamente regular de média amplitude. O fundo marinho atual constitui a superfície S9, que apresenta aspectos morfológicos distintos ao longo da plataforma continental.

4.3.2 Distribuição das Unidades Sísmicas ao longo dos Conjuntos I, II e III

As unidades sísmicas reconhecidas podem ser agrupadas em três grandes conjuntos, que são distinguidos por duas superfícies erosivas principais (S2 e S4/S5). O conjunto I abrange as unidades sísmicas profundas, sendo posicionado inferior a superfície S2 e representado pelas unidades sísmicas U0 e U1. O conjunto II corresponde as unidades sísmicas intermediárias, composto por U2 e U3 e limitado na base por S2 e no topo por S4/S5. O conjunto III é limitado na base por S4/S5 e no topo pela atual superfície do fundo marinho (S9). Representam as unidades sísmicas superiores, sendo formado por U4, U5, U6, U7 e U8 (Figura 4. 2 e Figura 4. 3).

As seções sísmicas interpretadas PT1, PT3 e PT5 (Figura 4. 4, Figura 4. 5 e Figura 4. 6 respectivamente) evidenciam o empilhamento, a geometria e o padrão de preenchimentos das oito unidades sísmicas reconhecidas ao longo da plataforma continental (Figura 4. 2).

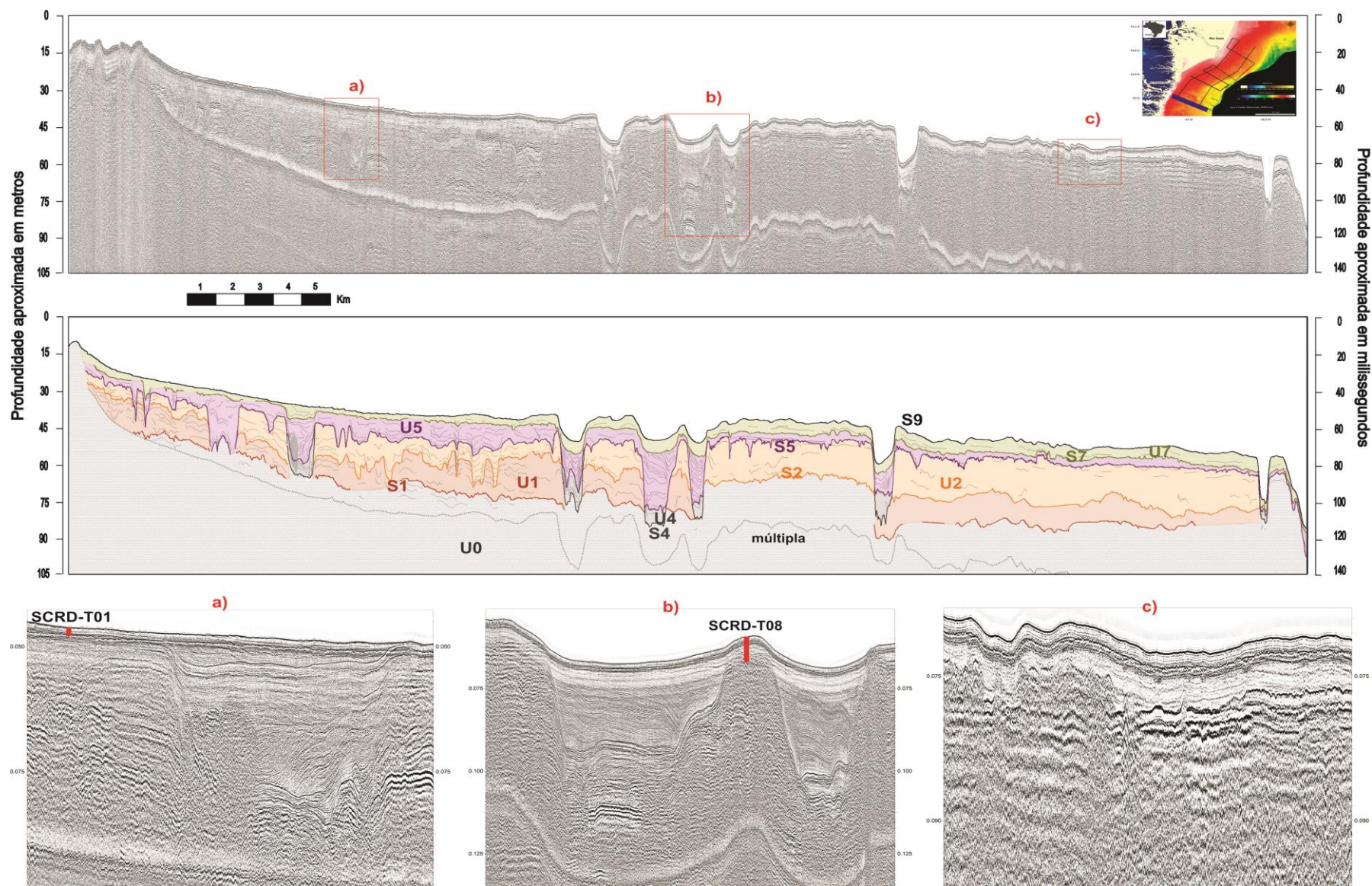


Figura 4. 4: Perfil sísmico PT1 bruto e interpretado, com a representação dos horizontes e unidades sísmicas. Trecho com destaque da sísmica em a), b) e c).

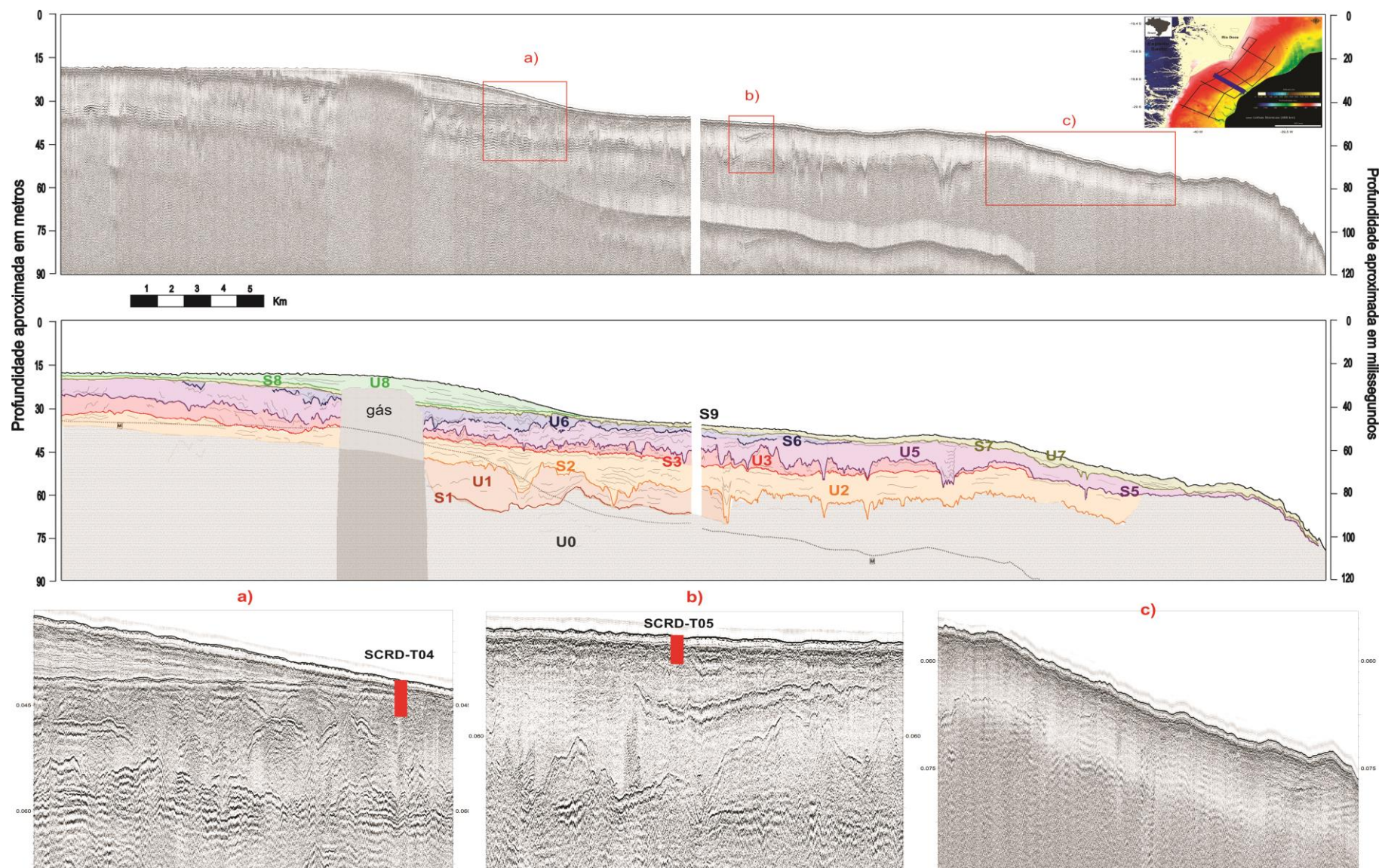


Figura 4. 5: Perfil sísmico PT3 bruto e interpretado, com a representação dos horizontes e unidades sísmicas. Trecho com destaque da sísmica em a), b) e c).

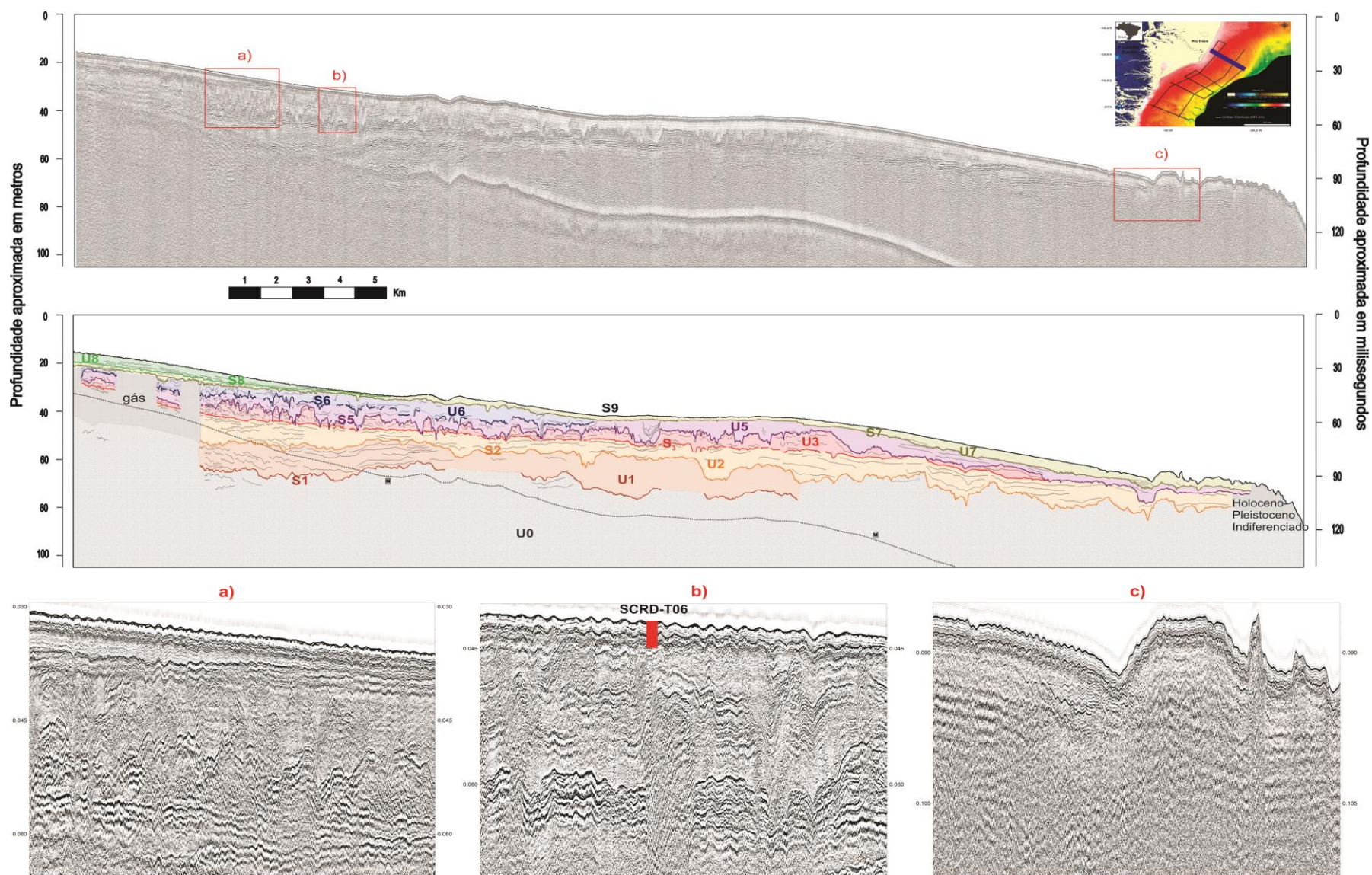


Figura 4. 6: Perfil sísmico PT5 bruto e interpretado, com a representação dos horizontes e unidades sísmicas. Trecho com destaque da sísmica em a), b) e c).

- **Conjuntos I e II**

O conjunto I tem seu mapeamento restringido pelo limite de penetração do sinal acústico. Este conjunto, representado essencialmente pela unidade U1, é caracterizado por fácies sísmica agradacional na plataforma média e um empilhamento de fácies retrogradante na plataforma interna. Sua configuração principalmente caótica na porção externa da plataforma (Figura 4. 4) não permite o mapeamento do depósito sedimentar. Com geometria externa principalmente de lençol, U1 apresenta-se relativamente espessa ao longo da plataforma, com espessura variando de 4 a 12 m (Figura 4. 5 e Figura 4. 6). O conjunto I não possui grandes contrastes ao longo da plataforma continental, mas em trechos no domínio sul, seu depósito sofre truncamento pela superfície discordante S5.

O conjunto II é formado por fácies agradacionais e retrogradantes. A unidade basal deste conjunto, U2, é reconhecida ao longo de toda plataforma, com espessura média de 10 m. A superfície S2, que limita a base desta unidade, possui incisões acanaladas na plataforma interna e média. A feição individual de incisão foi descrita como “canais” quando apresenta largura acima de 100 m e ao menos 10 m de profundidade. Estes canais são preenchidos na base por refletores agradacionais e no topo por refletores retrogradantes. U2 apresenta leve contraste na sua configuração interna entre a região norte e sul da plataforma. Ao norte, os refletores possuem uma tendência mais agradacional, com refletores paralelos ou subparalelos de baixo ângulo de mergulho (Figura 4. 5 e Figura 4. 6). No sul, refletores de U2 possuem um mergulho em maior ângulo na plataforma média e interna com tendência retrogradante, enquanto que na plataforma externa quase não são mapeados refletores, apresentando padrão interno indiferenciado/caótico. No sul também é evidenciado uma característica peculiar, que é a alta inclinação dos refletores onde a superfície S5 realiza truncamento e dá origem a vales incisivos profundos (Figura 4. 4).

O contraste na distribuição do conjunto II na área de estudo é mais notável em relação à ocorrência da unidade U3. Esta unidade não é observada no domínio sul da plataforma e, portanto, U2 é limitada em seu topo pela superfície erosiva S5, limite basal do conjunto III. A unidade U3 é reconhecida apenas no domínio norte, sendo sua base demarcada pela superfície S3, que possui caráter contínuo e forte amplitude. Acima desta superfície, U3 exibe disparidade na sua configuração interna ao longo de sua distribuição transversal. Em direção ao continente, a partir da profundidade de 45 m de S5, U3 exibe uma configuração principalmente caótica, mas com trechos com refletores paralelos, subparalelos de mergulho variável e trans-

parentes (Figura 4. 5 e Figura 4. 6). Neste trecho, por conta do truncamento realizado por S5, a espessura de U3 é muito irregular, com espessura máxima de 10 m. Em alguns trechos, S5 realiza uma erosão tão significativa que alcança a unidade U2, ocasionado descontinuidade de U3. Em direção a bacia, a partir da profundidade de 45 m, U3 altera sua configuração interna. A espessura diminui, para menos de 4 m, e o padrão interno quase não é reconhecido, com refletores subparalelos a caóticos.

• Conjunto III

Ao longo da plataforma continental, o maior contraste espacial na construção dos depósitos sedimentares é reconhecido pelo conjunto III, que representa o estrato superior. Este conjunto é constituído por fácies sísmicas agradacionais, progradantes e retrogradantes. A superfície S5, presente em quase toda a extensão da plataforma, é reconhecida como o horizonte sísmico de maior impedância acústica. O aspecto de S5 permite dividir a plataforma continental em três grandes áreas morfológicas: domínio de vales incisos (Figura 4. 7a), domínio de plataforma externa (Figura 4. 7b), e domínio de incisões múltiplas (Figura 4. 7c).

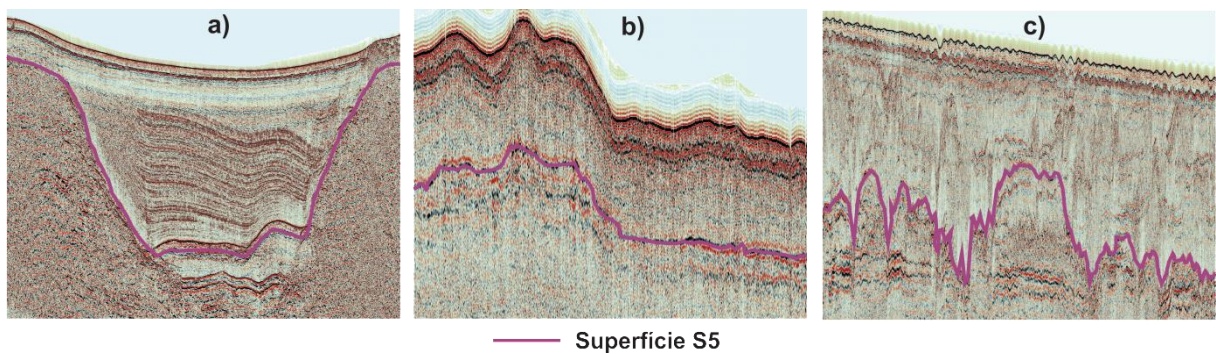


Figura 4. 7: Distintos aspectos morfológicos associados à superfície S5 ao longo da área de estudo.

Na porção sul da plataforma ocorre o domínio de vales incisos, onde S5 é reconhecida em diversos trechos como uma forte discordância que realiza truncamento erosivo em estratos mais antigos e apresenta a morfologia côncava de incisão fluvial (Figura 4. 4 e Figura 4. 7a). Estas incisões fluviais estão amplamente difundidas (Figura 4. 8) e alcançam alto gradiente de até 10° em suas bordas. Fora do domínio das incisões fluviais e em toda plataforma externa após a isóbata de 40 m do fundo marinho, a aparência de S5 apresenta caráter sísmico relativamente mais contínuo, regular e reflexão de média a baixa amplitude com evidências pontuais de erosão e truncamento dos estratos inferiores (Figura 4. 4, Figura 4. 6 e Figura 4. 7b). O

aspecto de S5 muda drasticamente na plataforma interna e média na porção norte, passando a apresentar forte caráter erosivo (Figura 4. 5 e Figura 4. 7c). Neste trecho de largura entre 15 a 20 km, o gradiente pode ser considerado relativamente suave, pois a profundidade inicial e final é de 35 e 45 m respectivamente. Entretanto, são notadas múltiplas incisões ao longo deste gradiente, que alcançam profundidades de 1 a 8 m.

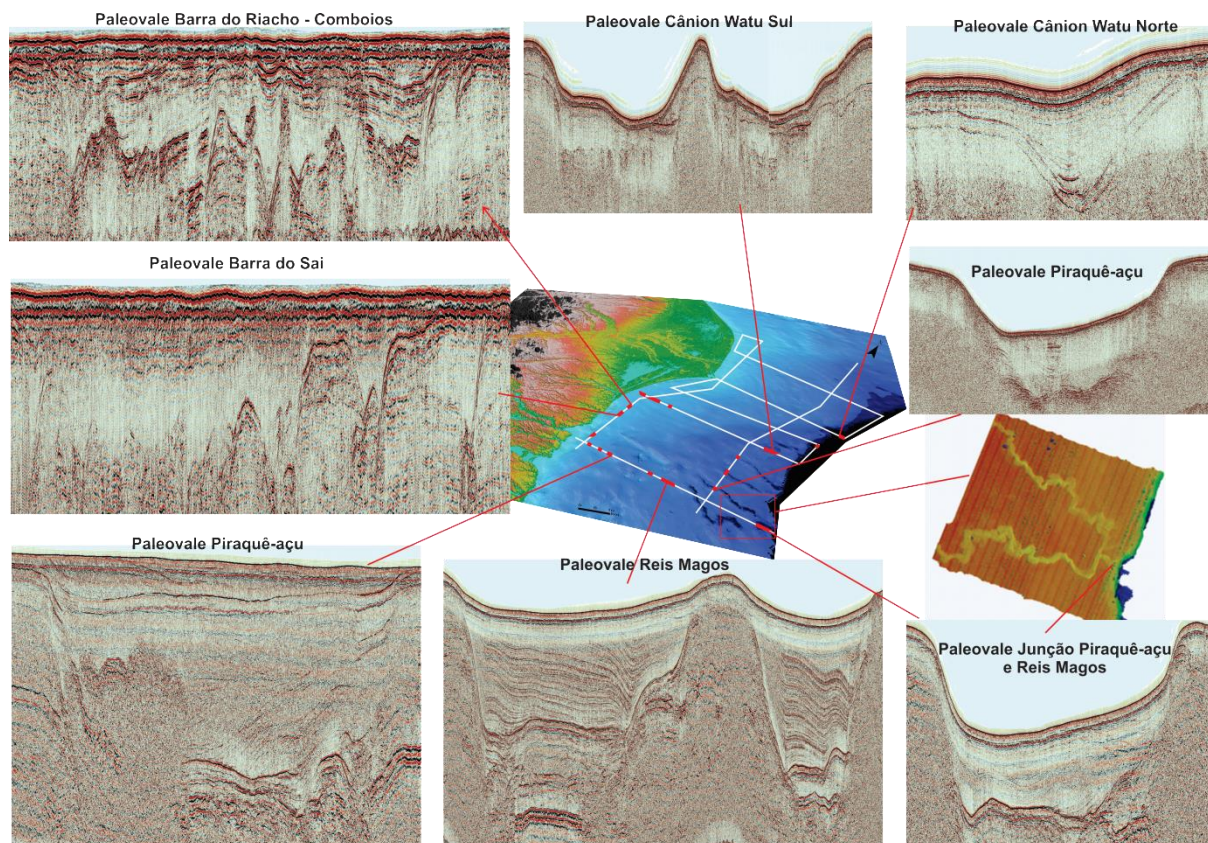


Figura 4. 8: Exemplificação da Superfície A nos vales incisos distribuídos ao sul da plataforma continental. Sem escala. A identificação dos vales incisos foram interpretadas baseadas na geomorfologia costeira, na morfologia da plataforma e nos trabalhos de Cetto (2009) e Schreiner *et al.* (2009). Dados de batimetria e altimetria foram obtidos através do Labogeo (UFES).

O mapa de profundidade da superfície S5 revela um baixo gradiente entre as profundidades de 20 a 55 m (0.025 a 0.062 ms) na porção norte da plataforma (Figura 4. 9). A partir de 55 m, as isóbatas de S5 se aproximam evidenciando um aumento de gradiente. Incisões profundas são observadas ao longo da porção sul da plataforma, desde a porção mais costeira até a borda do talude, onde canais de borda de plataforma são reconhecidos (Figura 4. 9).

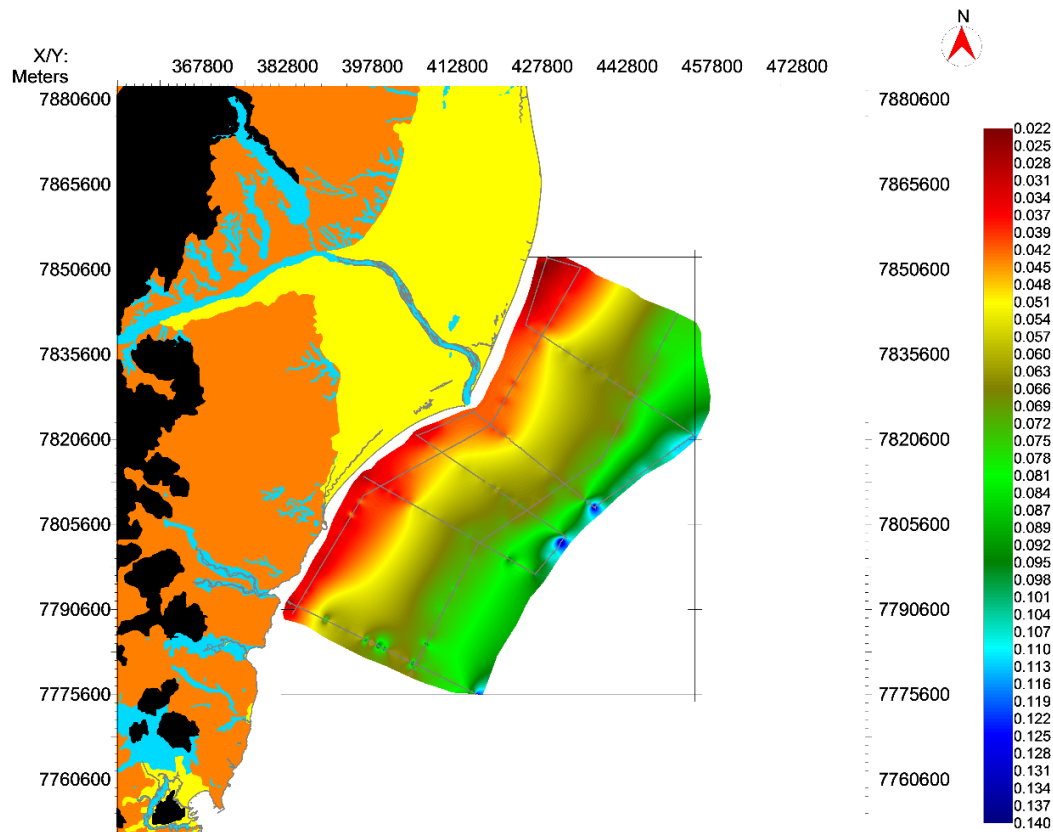


Figura 4. 9: Mapa de profundidade da Superfície S5 ao longo da área de estudo. Nota-se gradiente mais suave na plataforma média. O rápido aumento de gradiente em trechos isolados é associado aos vales incisos. Escala em milissegundos.

O conjunto III apresenta heterogeneidade em termos de distribuição de suas unidades sísmicas ao longo da plataforma continental. A unidade U4 foi reconhecida apenas no fundo de alguns vales incisos e sua configuração interna é de refletores caóticos, transparentes e agradacionais (Figura 4. 2). É comum que a superfície de topo de U4 (S5) apresente morfologia semelhante a sua superfície limitante de base (S4) (Figura 4. 4). A espessura de U4 varia ao longo dos registros de vales incisos, com espessura máxima de 9 m.

A unidade U5 é a mais amplamente distribuída e desenvolvida ao longo da plataforma continental. No sul, U5 preenche parcialmente os vales incisos, com espessura máxima de 20 m e com tendência de diminuição de espessura rumo à bacia. É limitada em sua base por S5 e no topo por S7. Fora dos vales incisos, ainda na porção sul da plataforma, U5 é formada por refletores subparalelos agradacionais e retrogradantes, com espessura média de 8 m na plataforma média e interna e 3 m na plataforma externa (Figura 4. 4). Em razão das diversas incisões canalizadas realizada por S5, U5 apresenta geometria dos depósitos em forma de preenchimento de canal na sua porção basal e lençol na sua porção superior. No domínio norte, U5 apresenta distinção ao longo de seu eixo transversal. Na plataforma interna e média U5 preen-

che as múltiplas incisões realizadas por S5, apresentando refletores agradacionais e retrogradantes e geometria externa de preenchimento de canal na base e lençol no topo (Figura 4. 3). Na plataforma interna U5 é limitada no topo pela superfície S6 e possui espessura variável entre 2 e 5 m, enquanto que na plataforma média é limitada no topo por S7 e apresenta maior espessura, de até 10 m. É na plataforma externa que U5 apresenta seu maior contraste em relação a porção sul da plataforma. É observado entre as profundidades 42 e 68 m de S5, uma geometria de U5 em forma de cunha, com refletores levemente subparalelos a sigmóide, com espessura máxima de 8 m (Figura 4. 5 e Figura 4. 6). Após esta geometria, U5 apresenta geometria de lençol de pequena espessura (inferior a 5 m) próximo a quebra de plataforma. Uma feição distinta de U5 também é observada na plataforma externa (Figura 4. 10). A geometria em forma de lente é observada com espessura máxima de 10 m e extensão de ~4 km no sentido NW-SE (rumo *onshore-offshore*) e ~8 km no sentido NE-SW. Em toda plataforma externa, na porção norte, U5 é limitada pela superfície S7 que possui caráter levemente erosivo (Figura 4. 6).

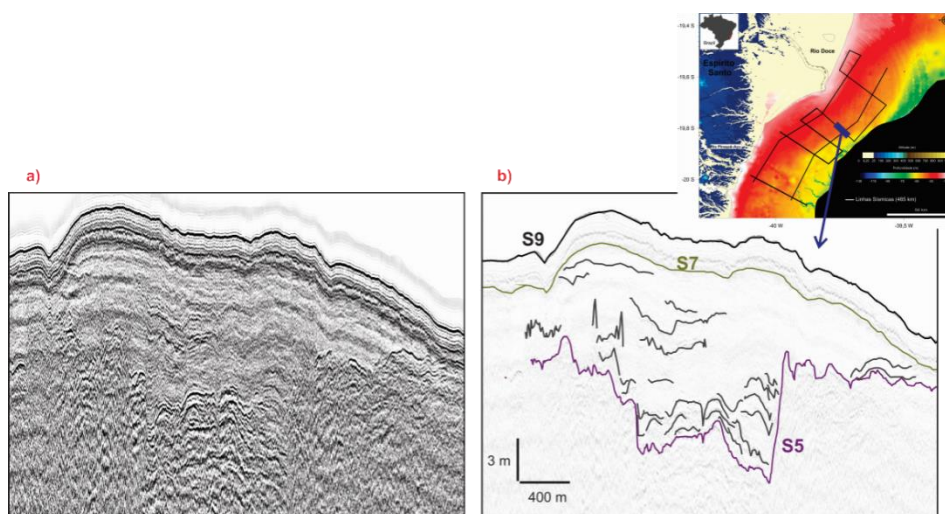


Figura 4. 10: Geometria em forma de lente em um trecho da plataforma externa no domínio norte. a) sísmica bruta; b) sísmica interpretada.

A unidade U6 ocorre apenas no norte, entre as profundidades de 20 a 40 m da superfície S6, que limita sua base. S6 apresenta múltiplas feições erosivas descontínuas de alta amplitude (Figura 4. 3). O limite superior é realizado por S7 que apresenta expressão levemente erosiva. U6 apresenta geometria de preenchimento de calha em sua base e lençol acima. Refletores apresentam características normalmente caóticas, mas com leve tendência retrogradante (Figura 4. 2). A espessura de U6 varia entre 1 e 7 m.

A unidade U7 é reconhecida ao longo de toda plataforma tendo maior desenvolvimento na plataforma externa, onde a espessura alcança 7 m (Figura 4. 4). No restante da plataforma,

U7 exibe uma lâmina de 2 a 3 m com geometria em forma de lençol. Na plataforma interna e média da porção norte, a superfície S7, que delimitada a base de U7, assume um aspecto mais erosivo e feições acanaladas são observadas (Figura 4. 6). U7 é limitada ao topo pela superfície S8 nas adjacências do Rio Doce e pelo fundo marinho (superfície S9) no restante da plataforma.

A última unidade interpretada, U8, é restrita as adjacências do Doce e apresenta geometria em forma de cunha e refletores progradantes, que realizam *downlap* na superfície S8, de aspecto não-erosivo (Figura 4. 2 e Figura 4. 5). U8 tem espessura máxima de 9 m e apresenta desenvolvimento levemente maior ao sul da foz do Rio Doce.

De maneira geral, o depósito sedimentar do conjunto III se encontra mais desenvolvido no extremo sul da área de estudo, associado ao preenchimento dos paleocanais costeiros, e na plataforma média, nas adjacências da foz do Rio Doce, alcançando espessura máxima 33 m e 19 m respectivamente (Figura 4. 11). A menor espessura foi observada na plataforma externa e na plataforma interna na porção sul.

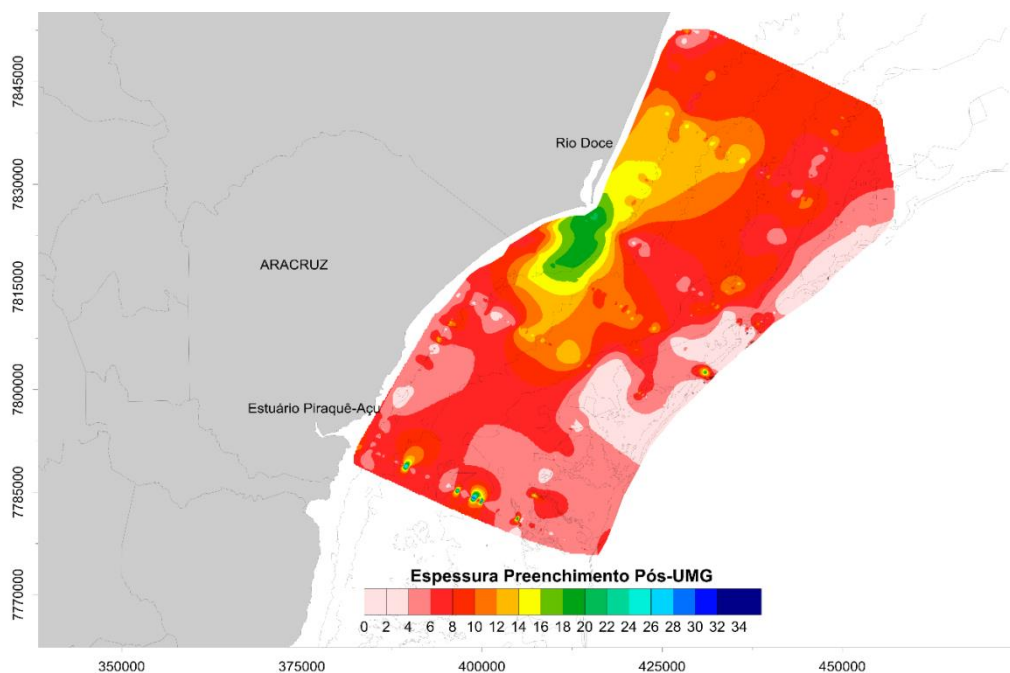


Figura 4. 11: Espessura do pacote sedimentar referentes as unidades sísmicas que compõem o conjunto III.

4.4 DISCUSSÃO

Destaca-se aqui que as superfícies sísmicas foram interpretadas baseadas nos conceitos adotados por Mitchum *et al.* (1977a,b); Vail (1988), Catuneanu (2002) e Catuneanu *et al.*, (2009), sendo posicionadas cronologicamente baseado nas curvas de variação do nível do mar globais apresentadas por Labeyrie (1987), Lamberk e Chappbell (2001), Lambeck *et al.* (2002), Peltier (2002), Rabineau *et al.* (2006) e Lambeck *et al.* (2014), e nas curvas regionais do Pleistoceno Tardio-Holoceno de Martin *et al.* (1979, 1980), Ângulo e Lessa (1997), Guilderson *et al.* (2000), Ângulo *et al.* (2006).

4.4.1 Interpretação das Superfícies Erosivas S2 e S5

As superfícies estratigráficas S2 e S5, que delimitam os conjuntos de unidades sísmicas I, II e III, foram amplamente mapeadas ao longo da plataforma e apresentam expressão fortemente discordante em diversos trechos, incluindo incisões fluviais de variada dimensão (Figura 4. 2 e Figura 4. 7). Superfícies discordantes são criadas durante a queda do nível de base e associadas aos processos subaéreos tais como incisão fluvial, degradação eólica, *bypass* sedimentar ou pedogênese (Mitchum *et al.* 1977a,b; Catuneanu, 2002). Superfícies discordantes também indicam mudanças no padrão de sedimentação ao longo de um ou mais ciclos de variação do nível do mar.

Estudos de depósitos sedimentares para o Quaternário Tardio nas Bacias de Campos e Santos (Maia *et al.*, 2010; Friederichs *et al.*, 2013; Marangoni *et al.*, 2013; Reis *et al.*, 2013), apontam sequências sísmicas resultantes de regressão forçada, refletindo o processo de diminuição contínua do nível de base (destruição de espaço de acomodação) e migração da linha de costa em direção ao oceano como resposta direta à queda relativa do nível do mar, independentemente da taxa de aporte sedimentar (Hunt e Tucker 1992; Posamentier e Morris, 2000; Plint e Nummedal, 2000). Estas sequências foram associadas aos ciclos de quarta ordem, que representam as grandes variações do nível do mar com ciclicidade em torno de 100 mil anos.

A expressão discordante das superfícies S2 e S5, a profundidade de ocorrência e a semelhança com superfícies identificadas na plataforma continental das Bacias de Campos e Santos, fazem que estas sejam interpretadas como superfícies diácronas de erosão originadas durante a queda relativa do nível do mar e período extenso de exposição da plataforma. O úl-

timo evento de exposição prolongada da plataforma aconteceu entre os estágios isotópicos MIS3 e MIS2. Além disto, estudos apontam que paleovales foram construídos entre ~25 e ~16 mil anos a.p. (Duncam *et al.*, 2000). Desta forma, S5 foi interpretada como a última grande exposição da plataforma continental, enquanto S2 responde a um período de exposição da plataforma anterior a MIS2.

4.4.2 Interpretação das Unidades Sísmicas que formam os Conjuntos I, II e III

A partir do pressuposto apresentado no item anterior e baseado nas curvas globais e regionais da variação relativa do nível do mar, foram interpretadas e posicionadas as unidades sísmicas identificadas ao longo da plataforma continental (Figura 4. 12).

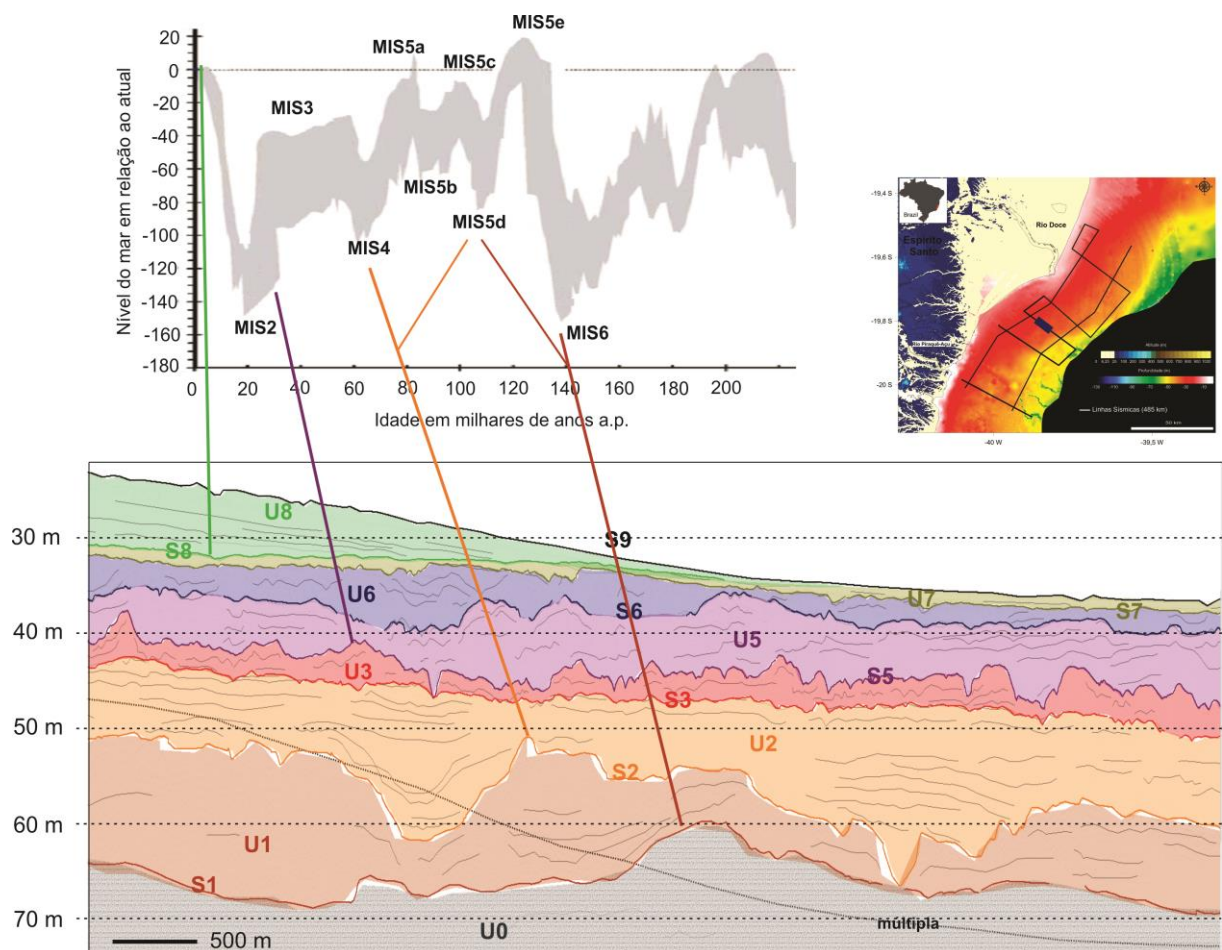


Figura 4. 12: Esquema interpretativo do perfil sísmico com orientação transversal a linha de costa no domínio norte, ilustrando as unidades sísmicas e a correlação das principais superfícies estratigráficas (S1, S2, S5 e S8) com os estágios isotópicos marinhos. Envelope das curvas isotópicas de variações eustáticas globais é uma compilação de Rabineau *et al.* (2006), baseada na razão isotópica de $\delta^{18}O$ calibradas pela datação de feições morfológicas, diagenéticas e orgânicas em plataformas continentais entre os estágios isotópicos marinhos 2 e 6.

A dificuldade de mapeamento de U1 não permite interpretações profundas sobre o conjunto I. Por ser limitado por uma superfície de exposição no topo (S2) e por uma superfície que apresenta incisões de pequeno porte na base (S1), U1 parece representar um depósito construído durante um momento transgressivo, de subida do nível do mar, seguido de estabilização relativa do nível do mar. Esta ideia é suportada por seu padrão sísmico (Figura 4. 2), que sugere fácies estuarinas ou preenchimento de canal na base (refletores retrogradantes), passando para fácies de plataforma, observada por refletores agradacionais próximo ao topo de U1 (Figura 4. 4 e Figura 4. 5). Portanto, a superfície S1, base de U1, parece ser resultado de uma exposição moderada da plataforma, visto a ausência de grandes incisões, sendo provavelmente produto da queda do nível relativo do mar durante o estágio MIS5d (Figura 4. 12). Entretanto, a queda em MIS5d não foi tão profunda, com exposição variando entre -40 e -80 m (Rabineau *et al.*, 2006). Desta forma, também é possível que S1 seja consequência da exposição durante MIS6 (Figura 4. 12).

O conjunto II é delimitado por duas superfícies de exposição da plataforma (S2 e S5). Os diversos canais associados a S2 possuem incisão em torno de 10 m e maior ocorrência na plataforma média e interna, sugerindo que a exposição da plataforma externa não foi um evento tão severo, quanto em MIS6 e MIS2. Desta forma, S2 provavelmente foi esculpida durante a queda do nível do mar no estágio MIS4. Refletores subparalelos inclinados de U2 indicam caráter transgressivo, retrogradante e rápido preenchimento do depósito durante o afogamento da plataforma em MIS3. A superfície S2 e a unidade U2 não apresentam grandes diferenças em sua distribuição ao longo da plataforma, revelando que não houve distinção dos processos subaéreos durante a exposição da plataforma e deposição inicial subsequente durante a inundação em MIS3.

Reconhecida apenas no domínio norte, U3 apresenta padrão sísmico principalmente caótico, com algumas áreas de refletores oblíquos com diferentes ângulos de mergulho (Figura 4. 3). A unidade U3 se assemelha, em configuração interna e profundidade de ocorrência, ao depósito SuB da plataforma continental de Abrolhos, interpretado como depósito carbonático construído durante MIS3 (D'Agostini *et al.*, 2015). U3 é construída por cima de uma superfície regular e contínua (S3), interpretada aqui como uma superfície não-erosiva que serviu de base para o desenvolvimento carbonático durante fase de mar alto em MIS3 (Figura 4. 12). O limite superior de U3, realizado pela superfície S5, evidencia a erosão sobre um relevo cárstico, que corrobora com a interpretação de construção carbonática para unidade U3.

A instalação do ambiente carbonático na plataforma continental exige condições climáticas e oceanográficas favoráveis. O aporte sedimentar pode ser um fator chave para determi-

nar o domínio de depósitos carbonáticos ou siliciclásticos em ambientes que experimentam mesmas condições climáticas e geológicas. O efeito mais negativo é causado pelo aporte de argila, que fica em suspensão por um longo período atenuando a penetração de luz e limitando ou interrompendo a produção fotossintética carbonática (Schlager, 2005). Deste modo, durante MIS3 foram estabelecidas condições propícias para instalação do ambiente carbonático entre as profundidades de 25 e 40 m da superfície S5 (Figura 4. 12).

Curvas globais de variação do nível do mar apontam para um limite do mar alto em MIS3 em torno de -60/70 m abaixo do atual. Entretanto, estudos na costa sudeste brasileira indicam posição do nível do mar mais alto do que o esperado para o estágio MIS3 (Klein, 2005; Mahiques *et al.*, 2010; Carvalho Silva, 2011; Cohen *et al.*, 2014; Rossetti *et al.*, 2015), inclusive com indicações de estabelecimento de paleosistemas de ilha barreira-laguna ou pro-delta durante este estágio isotópico. A posição mais alta do nível do mar em MIS3 tem sido associada a fatores tectônicos regionais (Gracia *et al.*, 2008).

Para área de estudo, Cohen *et al.* (2014) e Rossetti *et al.* (2015) reportam a existência de depósitos de prodelta e de cristas de praia datadas entre 50 e 30 mil anos a.p., onde atualmente existe a planície deltaica do Rio Doce. O reconhecimento destes depósitos sugere posição do nível do mar próxima ao nível atual e condições climáticas úmidas durante MIS3. Entretanto, a ocorrência destes depósitos apenas na porção mais interna da atual planície deltaica, também indica que estas condições úmidas provavelmente foram mais amenas do que as atuais. Este fato, juntamente com a profundidade de ocorrência da unidade U3, estabelece que o domínio siliciclástico durante MIS3 ficou restrito a costa, enquanto a plataforma interna e média foi dominada por um ambiente carbonático. Esta alternância de domínios carbonáticos e siliciclásticos é reconhecida na área de estudo, desde o Período Albiano (Tagliari, 2013). D'Agostini *et al.* (2015) também evidencia o depósito carbonático SuB até a profundidade de 15 m para a plataforma continental de Abrolhos.

A espessura de U3 é consistente com as taxas de sedimentação carbonáticas holocênicas propostas para a plataforma continental de Abrolhos (D'Agostini *et al.*, 2015) e para o sul do estado do Espírito Santo (Dias e Villaça, 2012). A ausência de U3 no domínio sul é de difícil interpretação. Provavelmente a existência de diversos sistemas fluviais próximos (Figura 4. 8), como estabelecido durante MIS2, inibiram a instalação da comunidade carbonática nesta região.

Como discutido anteriormente, as superfícies S4/S5, que delimitam a base do conjunto III, foram criadas durante a exposição da plataforma em MIS2 (Figura 4. 12). Estas duas superfícies só são distinguidas no fundo dos vales incisivos (Figura 4. 4). U4 é interpretado, por

suas características sísmicas (Figura 4. 2), como depósito de fundo de canal. Este tipo de depósito comumente é interpretado como depósito de sedimento de granulometria grossa, resultante de uma deposição fluvial tardia durante a queda do nível do mar em MIS2 (Duncam *et al.*, 2000). Portanto, externo aos vales incisos, as superfícies S4 e S5 não são diferenciadas.

Em termos estratigráficos, S4 representa à discordância subaérea e S5 a superfície de regressão máxima, que separa estratos de mar baixo de estratos transgressivos (Posamentier e Allen, 1999), como observados na configuração das unidades sísmicas U4 e U5 (Figura 4. 2). Desta forma, desconsiderando a unidade U4, todas as outras unidades sísmicas (U5 a U8) foram construídas durante a última transgressão marinha e regressão subsequente.

As unidades U5 e U6 apresentam diferentes fácies sísmicas indicando que processos distintos atuaram em sua formação ao longo da plataforma continental. A configuração sísmica destas unidades e da superfície S6 que as separam (Figura 4. 2) conduz para interpretação de depósitos continentais fluvio-estuarinos. As fácies sísmicas encontradas em U5 e U6 se assemelham aos padrões sísmicos encontrados para a plataforma interna e média adjacente a Baía de Sepetiba e interpretados, baseado em Chaumillon *et al.* (2010), como depósitos continentais de preenchimento arenoso de canais fluviais, migração de canais fluvio-estuarinos, barra arenosa estuarina e deposição lama-arenosa de ambientes estuarinos protegidos (Friederichs *et al.* 2013). Estes autores encontram depósitos transgressivos fluvio-estuarinos acima de 20 m de espessura.

A unidade U7 representa o atual depósito sedimentar abaixo do fundo marinho, exceto nas adjacências da foz do Rio Doce, onde U8 está presente. Por suas características sismoestratigráficas, esta unidade foi interpretada como depósito marinho transgressivo (Figura 4. 2). Ao longo da plataforma continental, os testemunhos interpretados no capítulo anterior mostram que a unidade U7 foi associada a distintos ambientes e processos sedimentares. A superfície S7, por suas características sismoestratigráficas em separar depósitos fluvio-estuarinos (U5 e U6) de depósitos marinho raso e de plataforma (U7), é interpretada como uma superfície transgressiva de ravinamento (Stamp, 1921; Thorne e Swift, 1991; Catuneanu, 2002).

A unidade mais superior, U8, está restrita as adjacências da foz do Rio Doce, sendo reconhecida até 35 m de profundidade (Figura 4. 5). A configuração interna de refletores sigmoides prográdantes que realizam *downlap* em S8, sugere que esta superfície seja interpretada como a Superfície de Inundação Máxima (Catuneanu, 2002; Catuneanu *et al.*, 2009), de idade holocênica, e U8, por sua configuração interna e geometria em cunha, um depósito regressivo que representa o atual lobo deltaico do Rio Doce. O depocentro máximo em torno de 9 m ao sul da desembocadura (Figura 4. 11) indica que ao longo do desenvolvimento do lobo deltaico

co, os sedimentos foram preferencialmente depositados ao sul da foz fluvial, corroborando com o atual padrão de ventos na região (domínio de nordeste) e a orientação principal da pluma sedimentar para sul (Quaresma *et al.*, 2015).

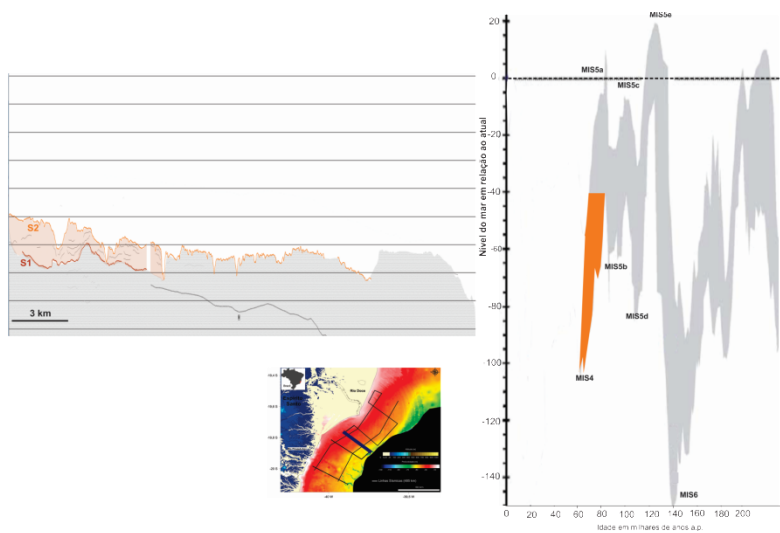
4.4.3 Modelos Evolutivos para a Plataforma Continental

Como mencionado na descrição das unidades sísmicas (Figura 4. 2), os três conjuntos de unidades apresentam distinção na sua distribuição ao longo da plataforma continental, condicionando dois modelos evolutivos distintos, um ao norte, na plataforma em frente a foz do Rio Doce (Figura 4. 13) e outro ao sul, na plataforma em frente ao estuário Piraquê-açu (Figura 4. 14), diferenciando a plataforma continental em domínio norte e sul (Figura 4. 1).

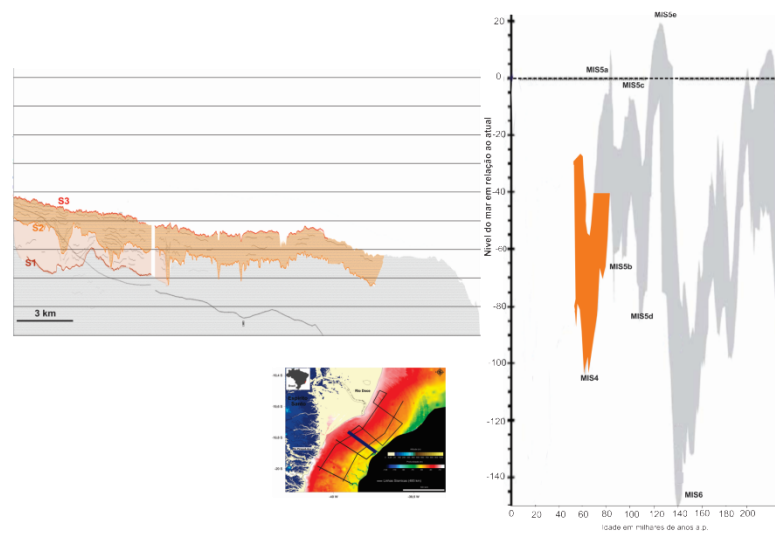
No domínio norte, o conjunto I é construído provavelmente até o estágio MIS4. A superfície S2, que marca a base do conjunto II, foi criada na exposição da plataforma durante a regressão máxima no estágio MIS4 (Figura 4. 13a), sendo a unidade U2 depositada durante a fase transgressiva inicial do estágio MIS3 (Figura 4. 13b). Como o estágio de inundação da plataforma MIS3 durou milhares de anos, foi gerada a superfície não-erosiva S3, na qual serviu de base para a provável construção carbonática na plataforma média (Figura 4. 13c). Após este evento, iniciou uma nova queda do nível do mar, alcançando o mínimo em torno de -110 a -130 m em torno de 22 mil anos. Neste período, a plataforma foi novamente exposta e os processos subaéreos foram responsáveis pela criação e morfologia da superfície S5 (Figura 4. 13d). Por ser constituída de ambientes sedimentares distintos, ocorreu uma erosão diferenciada na plataforma durante a exposição, como discutida anteriormente.

Após o máximo glacial, iniciou a transgressão marinha, dando início a deposição de sedimentos fluvio-estuarinos de maior influência continental, representado pela unidade U5 (Figura 4. 13d). Com a subida contínua do nível do mar, houve o estabelecimento da unidade fluvio-estuarina com maior influência marinha, que constitui a unidade U6 (Figura 4. 13e). Quando este ambiente foi totalmente afogado pelo mar, iniciou a deposição de sedimentos de mar raso e de plataforma, representado pela unidade U7 (Figura 4. 13f). Após a transgressão máxima, ocorrida em torno de 5.100 anos a.p., sedimentos provenientes do Rio Doce assentaram-se sobre a plataforma até a profundidade de 35 m, dando origem a unidade U8 (Figura 4. 13g).

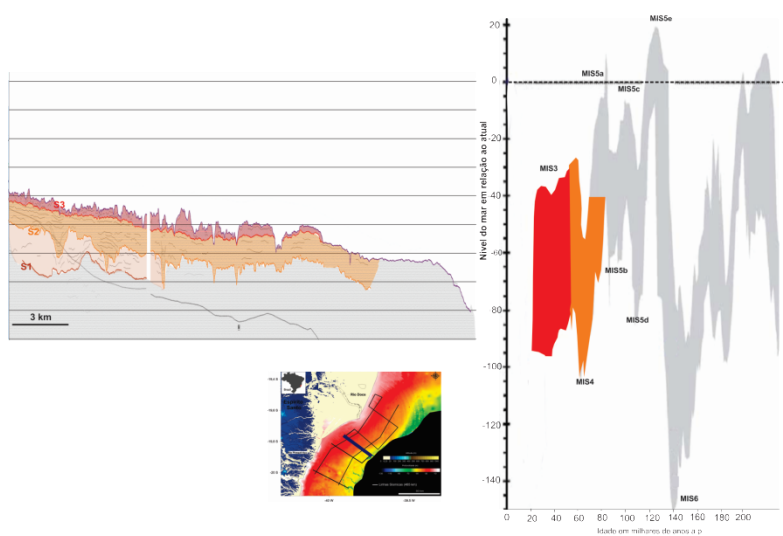
a) Estágio de criação da Sup. S2 em MIS4.



b) Estágio de deposição de Sq2 durante fase inicial de MIS3.



c) Estágio de criação de S3 e deposição de Sq3 durante MIS3.



d) Estágio de criação de S5 e deposição de Sq5 durante MIS2 e início de MIS1.

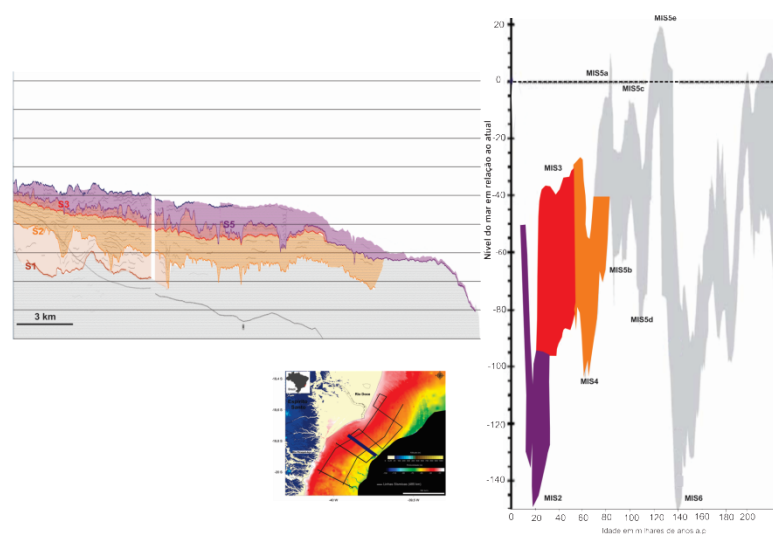
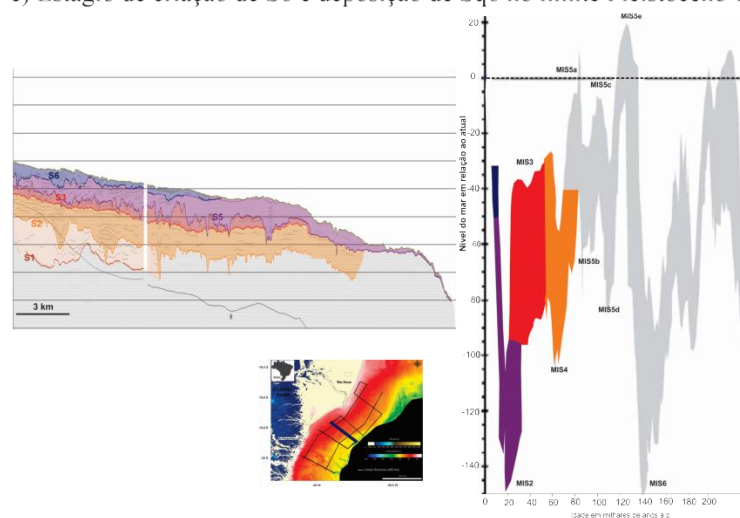
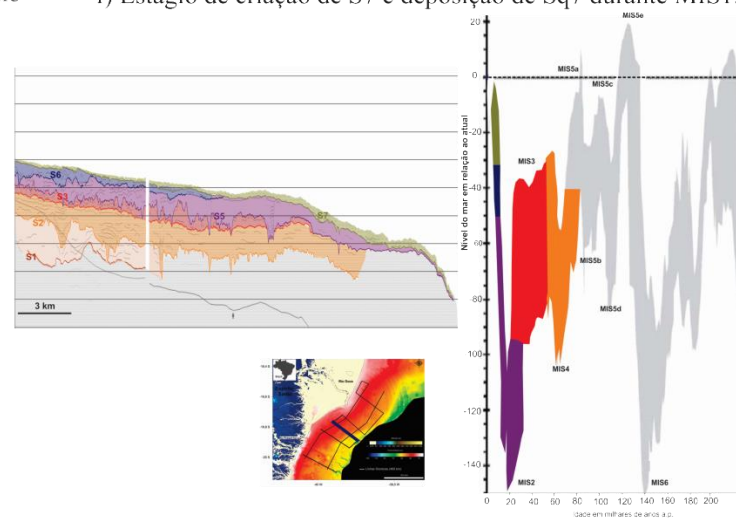


Figura 4. 13 – continuação.

e) Estágio de criação de S6 e deposição de Sq6 no limite Pleistoceno-Holoceno



f) Estágio de criação de S7 e deposição de Sq7 durante MIS1.



g) Estágio de criação de S8 e deposição de Sq8 durante Holoceno Tardio.

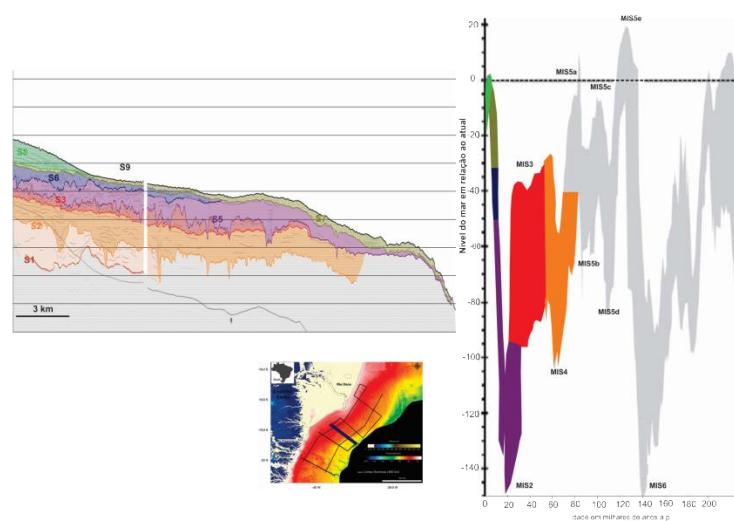
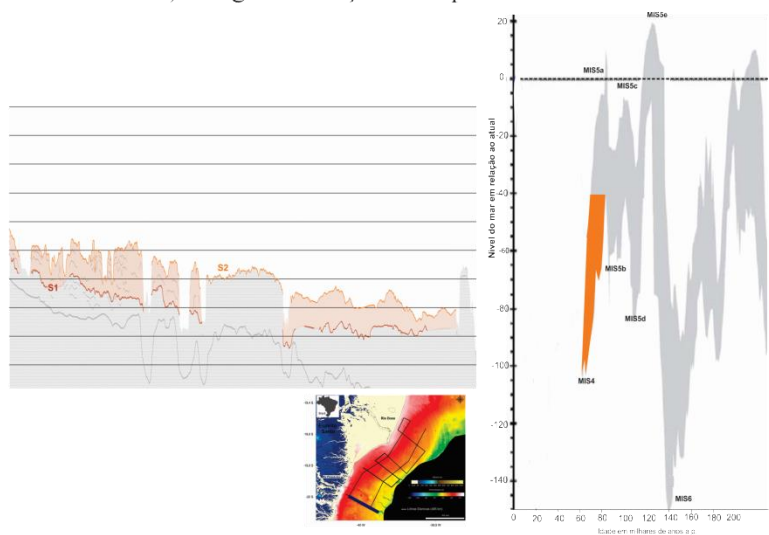
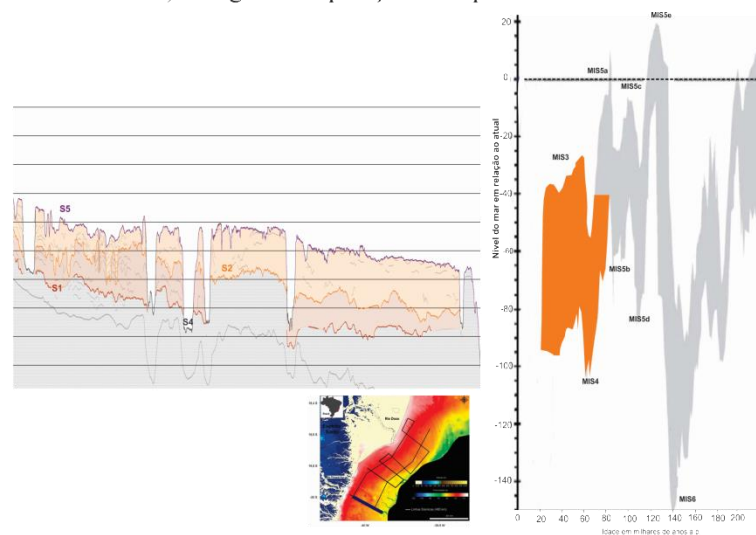


Figura 4. 13: Modelo deposicional para o domínio norte da plataforma continental durante o Pleistoceno Tardio-Holoceno. Envelope das curvas isotópicas de variações eustáticas globais é uma compilação de Rabineau *et al.* (2006).

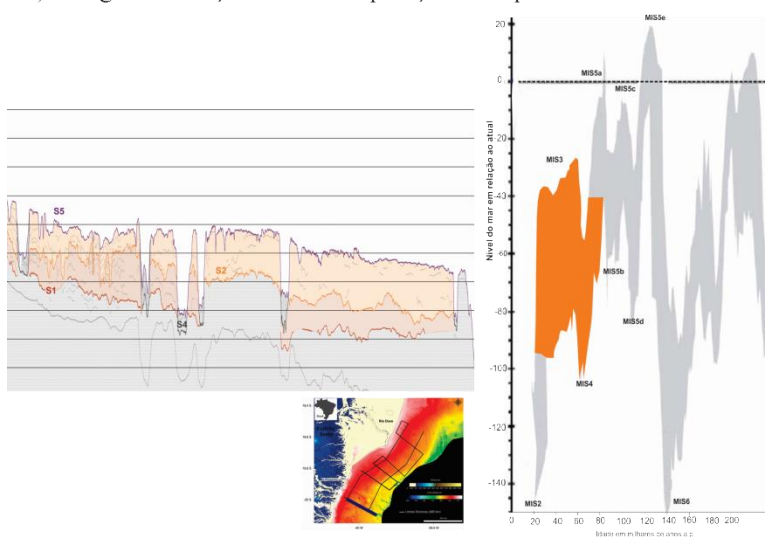
a) Estágio de criação da Sup. S2 em MIS4.



b) Estágio de deposição de Sq2 durante MIS3.



c) Estágio de criação de S4 e deposição de Sq4 entre MIS3 e MIS2.



d) Estágio de criação de S5 e deposição de Sq5 durante MIS2 e início de MIS1.

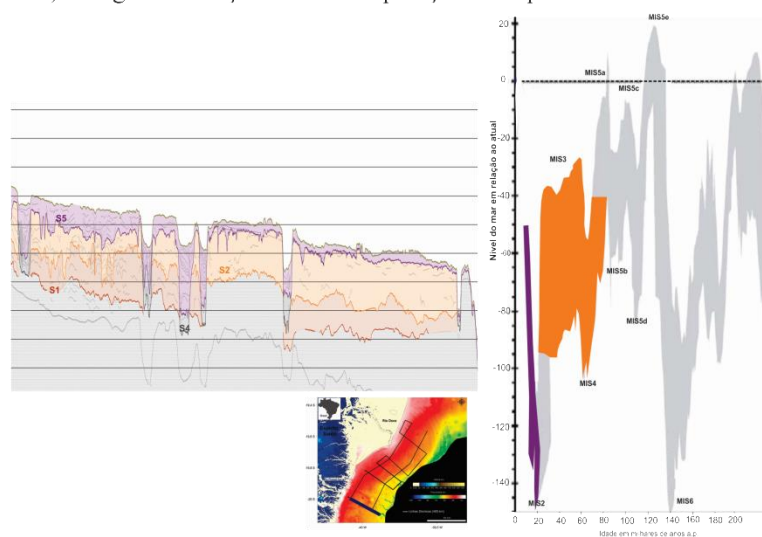


Figura 4. 14 – continuação.

f) Estágio de criação de S7 e deposição de Sq7 em MIS1.

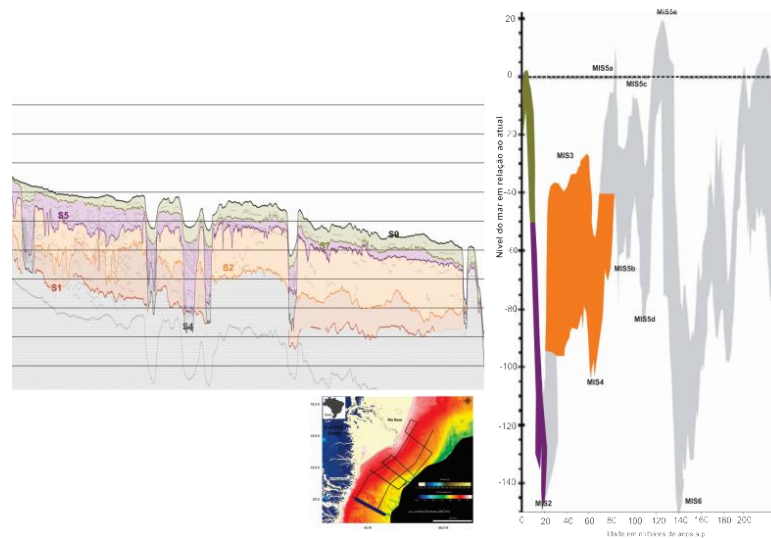


Figura 4. 14: Modelo deposicional para o domínio sul da plataforma continental durante o Pleistoceno Tardio-Holoceno. Envelope das curvas isotópicas de variações eustáticas globais é uma compilação de Rabineau *et al.* (2006).

O domínio sul apresentou evolução distinta do domínio norte. Apesar do conjunto I apresentar características semelhantes, os conjuntos II e III possuem grandes diferenças. No domínio sul, a superfície S2 também não mostrou grande distinção, criando incisões durante a queda em MIS4 (Figura 4. 14a). A unidade U3 não é observada no domínio sul, então a elevação no nível do mar durante MIS3 foi responsável apenas pela deposição da unidade U2 (Figura 4. 14b). As superfícies S4 e S5 foram formadas durante a exposição da plataforma durante MIS2. Entretanto, quando a plataforma estava exposta e o nível do mar ainda baixo, foi depositada a unidade U4 (Figura 4. 14c). Assim que iniciou a transgressão, pós-MIS2, houve o preenchimento dos paleocanais fluviais e da planície ao seu entorno, representada pela unidade U5 (Figura 4. 14d). Depósitos fluvio-estuarinos de maior influência marinha não foram diferenciados e, portanto, acima de U5 estão assentados sedimentos transgressivos marinhos, representado por U7 (Figura 4. 14e). A unidade U8 também não está presente, visto que a costa no domínio sul é marcada por estuários que apresentam contribuição limitada para plataforma.

4.4.4 Aspectos Contrastantes da Plataforma Continental durante sua Exposição no Último Máximo Glacial

Os diferentes aspectos morfológicos atribuídos à superfície S5 indicam que o processo de exposição subárea durante MIS2 ocorreu sobre depósitos heterogêneos ao longo da plata-

forma continental (Figura 4. 7), bem como os ambientes continentais instalados concomitantes a exposição foram distintos. A interpretação sismoestratigráfica ao longo dos perfis sísmicos permite dividir a plataforma em três áreas distintas em termos morfológicos (Figura 4. 7).

No domínio sul (Figura 4. 4), morfologia de S5 sugere que as incisões representam uma ampla área de estabelecimento de vales fluviais incisos criados durante período de queda do nível do mar. A geomorfologia costeira e a morfologia atual do fundo marinho, junto com os registros de vales incisos desde a quebra de plataforma até as porções mais rasas, reconhecem estes vales incisos como do tipo *Piedmont* segundo Zaitlin *et al.* (1994), ou seja, que possuem suas cabeceiras no interior do continente e cruzam a linha de quebra de plataforma.

Os registros sísmicos e a morfologia atual do leito marinho permitem reconhecer seis sistemas de vales incisos, que se encontram parcialmente expostos na plataforma continental média e externa ou totalmente preenchidos na plataforma interna (Figura 4. 8). Estes registros permitem mapear a continuação na plataforma dos cânions Watu Sul e Watu Norte descrito por Schreiner *et al.* (2009) para o fundo oceânico da Bacia do Espírito Santo, além de quatro sistema de vales incisos do “Grupo de Paleocanais do Nordeste” nomeados por Cetto (2009). Estes vales provavelmente representam canais fluviais escavados de ambientes estuarinos atuais, como estuários do Piraquê-açu e Reis Magos em épocas de mar baixo.

Outra característica proeminente vista através das seções sísmicas e da morfologia do fundo marinho é o provável caráter meandrante dos vales incisos ao longo da plataforma. O registro sísmico mostra que próximo à quebra de plataforma, os vales incisos tendem a apresentar meandros (Figura 4. 8) e a seção sísmica ao sul (Figura 4. 4) evidencia três registros de paleocanais em um pequeno trecho de 5 km na plataforma média, sendo que dois destes registros estão afastados em cerca de 200 m, sugerindo que estes paleocanais representam um único vale inciso de morfologia meandrante. Esta informação sugere queda brusca do nível do mar entre os estágios MIS 3 e MIS 2, sendo este o período de formação destes vales incisos, pois segundo Catuneanu (2002), a regressão forçada da linha de costa exige que o sistema fluvial se ajuste a novos perfis de gradiente. Caso a queda do nível de base seja suave, o sistema fluvial pode acomodar esta queda por meio de mudanças na sinuosidade, rugosidade e largura do canal, com apenas uma pequena incisão. Neste caso, a discordância gerada sem o sistema de vales incisos é associada principalmente ao processo *by-pass* sedimentar. Entretanto, uma rápida e grande queda do nível de base, com nível de base abaixo de uma superfície topográfica principal (plataforma continental), resulta em redução fluvial e na formação de vales incisos (Catuneanu, 2002). De fato, os vales incisos na área de estudo apresentam incisões superiores a 30 m (Figura 4. 4 e Figura 4. 8).

Na plataforma continental adjacente ao Rio Doce (domínio norte), o caráter estratigráfico de S5 é completamente distinto do domínio sul, com total ausência de vales incisos. O caráter também varia da porção mais rasa até a quebra, novamente mostrando substrato antecedente distinto ao longo da plataforma. Destaca-se o caráter erosivo na plataforma média, onde diversas incisões de pequeno e médio porte ocorrem (Figura 4. 7c), mas sem apontarem estabelecimento de vales incisos. Neste trecho, como mencionado anteriormente, S5 aparenta erosão subaérea sobre um paleorelevo cárstico.

A ausência de um registro significativo de um vale inciso, nas adjacências da foz do Rio Doce, levanta o questionamento do caminho deste sistema fluvial durante o processo de exposição da plataforma até o último máximo glacial e a inundação subsequente. Apesar da orientação atual da foz fluvial ser NW-SE, é possível notar que a orientação do canal fluvial do Rio Doce inserido na região dos tabuleiros costeiros é SW-NE (Figura 4. 1), sendo o ponto de inflexão e mudança de orientação, o limite entre os depósitos do Barreiras e da planície deltaica quaternária. Considerando que a maior parte desta planície foi construída após o momento de transgressão máxima em torno de 5.100 anos a.p. (Sugiuo *et al.*, 1980; Dominguez *et al.*, 1981; Martin *et al.*, 1996; Rossetti *et al.*, 2015), é provável que orientação observada entre os depósitos de tabuleiros (SW-NE) tenha sido a mesma orientação do vale inciso do Rio Doce desenvolvido durante a última exposição da plataforma e, portanto, estaria mais ao norte do limite de aquisição sísmica, impossibilitando o reconhecimento deste sistema nas seções sísmicas (Figura 4. 15). Esta ideia é suportada visto que o cânion do Rio Doce está localizado também ao norte da aquisição conforme os trabalhos de Schreiner *et al.* (2009), Tschiedel (2012) e Qin *et al.*, (2016).

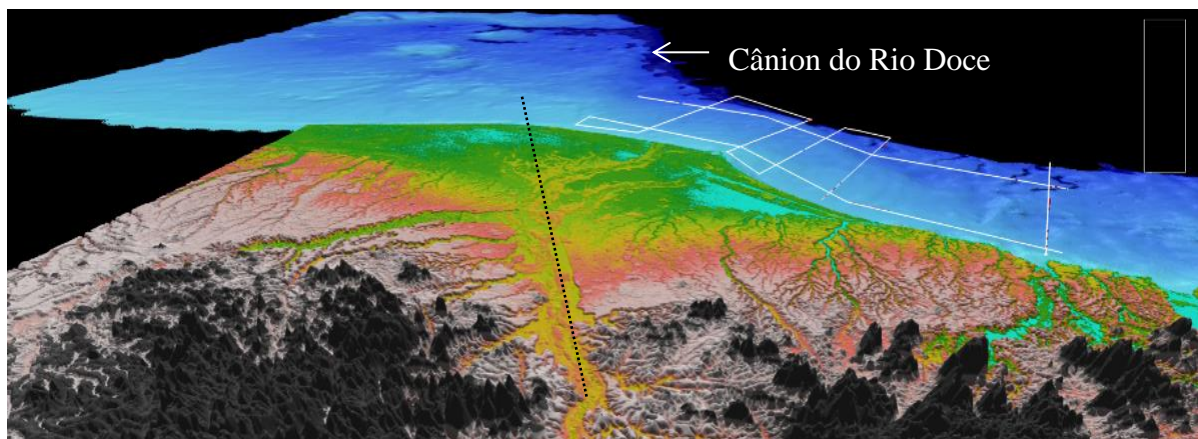


Figura 4. 15: Provável caminho do Rio Doce durante a última exposição e inundação posterior da plataforma continental.

No domínio externo, a partir da isóbata de 50 m, S5 torna-se regular e levemente erosiva (Figura 4. 7b). Este padrão, juntamente com a baixa penetração do sinal acústico e a pre-

sença de diversas hipérboles distribuídas na plataforma externa (Figura 4. 16), indica substrato mais rígido do que o encontrado na plataforma média e interna para o domínio norte. É possível que este substrato mais rígido controle a incisão dos vales incisos no domínio sul, visto o alto gradiente associado a margem destes paleovales e a ausência de um sistema desenvolvido de paleoplanície de inundação.

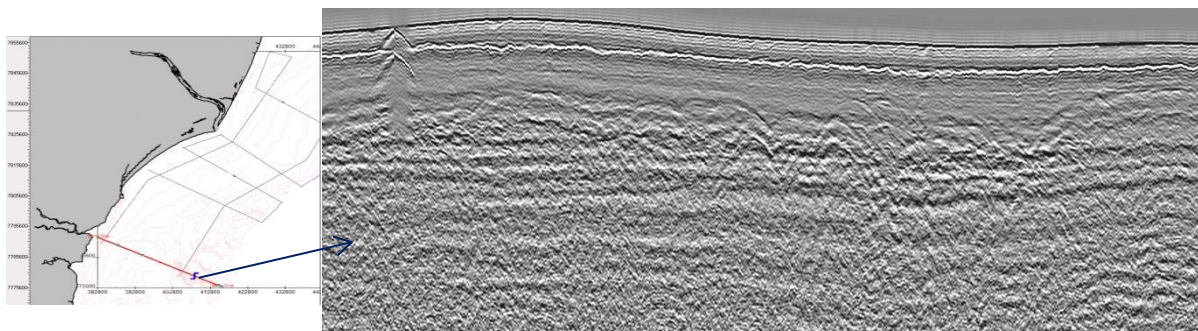


Figura 4. 16: Presença no registro sísmico de diversas hipérboles localizadas no domínio externo da plataforma continental.

4.4.5 Construção de Ambientes Sedimentares Contrastantes Pós-Último Máximo Glacial

Como discutido, as unidades desenvolvidas no conjunto III, representam o depósito sedimentar pós-último máximo glacial (pós-UMG). O grau de desenvolvimento deste depósito (Figura 4. 11) sugere dois momentos distintos de desenvolvimento durante a inundação da plataforma continental, que distingui a espessura do depósito da plataforma externa para a plataforma média e interna.

A plataforma externa possui pequena espessura do depósito pós-UMG (Figura 4. 11), além de vales incisos parcialmente preenchidos. O aumento da exposição dos paleocanais rumo à bacia (Figura 4. 4 e Figura 4. 8), sugere subida rápida do nível do mar pós-UMG para a plataforma externa, com pouco intervalo de tempo ou mesmo falta de aporte sedimentar para total preenchimento do canal fluvial afogado. De fato, acreditam-se em duas fases de subida rápida do nível do mar entre 16 e 12 mil anos a.p. e entre 11.5 e 8 mil anos a.p., e uma estabilização e cessação da retração do gelo entre estas fases, período conhecido como *Younger Dryas* (Lambeck e Chappell, 2001). Guilderson *et al.* (2000), Tarasov e Peltier (2005) e Lambeck *et al.* (2014) destacam a estabilização do nível do mar em torno de 55 m abaixo do nível atual para América do Sul. A rápida subida após esta estabilização, associada ou não com aporte fluvial insuficiente e/ou condições desfavoráveis à deposição carbonática, não permitiu o total preenchimento dos canais fluviais formados durante o período de mar baixo.

Esta rápida subida, degraus morfológicos e paleocanais expostos são reconhecidos por diversos autores para a costa sul americana (Kowsmann e Costa, 1979; Calliari e Abreu, 1984; Correa, 1990; Correa *et al.*, 1996; Angulo *et al.*, 1999; Guilderson *et al.* 2000; Abreu e Calliari, 2005; Tomaz, 2005; Vital *et al.*, 2005; Artusi e Figueiredo, 2007; Cetto, 2009; Reis *et al.*, 2013; Mendonza *et al.*, 2014).

Rumo ao continente, a partir de 45 m de profundidade da superfície S5, o depósito pós-UMG apresenta maior desenvolvimento (Figura 4. 11). Esta tendência é observada nos vales incisivos que se encontram semi-preenchidos na plataforma média e totalmente preenchidos na plataforma interna (Figura 4. 4 e Figura 4. 8). A razão desta maior espessura provavelmente está associada a instalação de um ambiente fluvio-estuarino bem desenvolvido durante a possível fase de estabilização do nível do mar em torno de 55 m (Figura 4. 13d, e).

No preenchimento dos vales incisivos, U5 é composta por refletores plano-paralelo, sub-horizontal ou paralelo drapeado (Figura 4. 4) indicando agradação e deposição sobre regime sedimentar de baixa energia, possivelmente interpretado como preenchimento de bacia central ou foz estuarina. O modelo de sedimentação para estes vales incisivos (Figura 4. 14c, d) sugere que a deposição principal de preenchimento (U5) ocorreu entre ~14 mil até a completa inundação da plataforma, em torno de 8 mil anos, indicando taxas de até 0.9 cm por ano. O padrão de incisão fluvial e a espessura sedimentar dos vales incisivos da área de estudo, assemelham-se ao encontrado por Dominguez *et al.* (2013) para um trecho de plataforma continental faminta da Bahia. Fora dos vales incisivos, refletores paralelos descontínuos e/ou caótico com presença de pequenos canais isolados indicam fácies estuarinas provavelmente lamo-arenosas.

Na plataforma externa no domínio norte, U5 apresenta padrão transparente na porção basal e, sobrejacente, refletores ondulado-progradantes a hummocky a oblíquo de média amplitude e continuidade variável (Figura 4. 5 e Figura 4. 6). A configuração interna e o mergulho em *downlap* destes refletores sobre S5 sugerem o estabelecimento de um ambiente progradante de energia variável (Mitchum *et al.*, 1977a). A extensa feição em geometria de lente próximo a quebra de plataforma em frente a foz do Rio Doce (Figura 4. 10) e, portanto, próximo a estes registros progradantes, pode ser interpretada como processos de transporte fluvial, que normalmente ocorre próximo a quebra de plataforma ou início de talude (Sangree e Widmier, 1979).

A formação de ambiente progradante durante a fase de transgressão marinha sugere que o tempo requerido para o desenvolvimento de tal depósito pode ter ocorrido em janelas muito curtas, comumente na ordem de séculos. É muito provável que a fase estabilização em torno de 55 m tenha favorecido a criação deste depósito. Dependendo da geometria e da arquitetura

sísmica, este ambiente progradante pode ser visto tanto como uma paleodelta, quanto como uma progradação influenciada por uma dispersão sedimentar longitudinal similar com o transporte sedimentar ocorrendo transversalmente a clinofoma (Pellegrini *et al.*, 2015). Pellegrini *et al.* (2015) observam a anatomia de um delta na plataforma média do Mar Adriático e associam este depósito progradante ao curto período de inversão climática *Younger Dryas*, onde o aumento do aporte continental, combinado com a lenta subida do nível do mar, permitiu a construção de depósitos progradantes de até dezenas de metros. A presença de dois importantes cânions (Watu Norte e Sul - Figura 4. 8) e a provável presença do antigo canal fluvial do Rio Doce ao norte da plataforma estudada (Figura 4. 15) reforça a ideia de uma fonte fluvial significativa para esta porção da plataforma durante a última transgressão marinha.

A instalação de um ambiente fluvio-estuarino na plataforma média e interna é sustentada pela presença da unidade U6, que sugere o estabelecimento de canais estuarinos de maré, devido sua geometria em forma de calha (*trough fill*) (Figura 4. 2). Sobrejacente a estas feições canalizadas, o depósito apresenta refletores oblíquos de baixo ângulo de mergulho a sub-paralelo contínuo, em uma sucessão vertical com alta frequência e baixa amplitude indicando preenchimento arenoso de canais de maré, a preenchimento de fácies lamo-arenosa de boca de estuário (Chaumillon *et al.*, 2010). Portanto, as unidades U5 e U6 apresentam uma sucessão retrogradante estuarina, passando de um ambiente de maior influência fluvial para um ambiente de maior influência marinha, devido ao processo contínuo de transgressão marinha (Dalrymple *et al.*, 1992).

É provável que estes canais múltiplos de maré atestem a construções de sistemas ilha-barreiras durante a transgressão, visto que a unidade U6 aparenta estar distribuída por uma distância longitudinal considerável (presença nos perfis PT3 e PT5 - Figura 4. 5 e Figura 4. 6 respectivamente). Segundo Friederichs *et al.* (2013), ilhas-barreira são feições transgressivas efêmeras que não tendem a ser preservadas no registro sismoestratigráfico e, portanto, a presença de múltiplos canais de maré podem ser testemunhas do estabelecimento desta feição e de sua posterior destruição com a subida do nível do mar.

Por ser a unidade que domina a camada superior ao longo de boa parte da plataforma, U7 representa distintos processos e ambientes sedimentares, como apresentado nos dois capítulos anteriores. Na plataforma externa, o padrão sísmico de U7 sugere que o depósito seja composto por uma camada transgressiva carbonática, visto o domínio da sedimentação carbonática na plataforma externa da área de estudo (Bastos *et al.*, 2015; capítulos 2 e 3 da Tese).

A espessura de U7 apresenta maior desenvolvimento na plataforma externa, alcançando 7 m na porção mais ao sul. Nesta região, o atual leito marinho aumenta expressamente sua ru-

gosidade. Este aspecto rugoso associado ao fundo marinho, visualizado principalmente na plataforma externa dos perfis sísmicos PT3 e PT5 (Figura 4. 5 e Figura 4. 6 respectivamente), sugere a presença de bioconstruções carbonáticas, como fundo de rodolitos ou algas calcárias. De fato, construções carbonáticas e depósitos bioclásticos dominam a plataforma continental externa brasileira, como consequência de condições favoráveis durante a última subida do nível do mar (Kowsmann e Costa, 1979). Bastos *et al.* (2015) destacam o domínio de banco de rodolitos na plataforma do ES após a isóbata de 45 m. Padrão parecido é reconhecido através de seções sísmicas no início do talude da plataforma estudada (Tschiedel, 2012) e na borda das plataformas da bacia de Campos (Marangoni *et al.*, 2013) e Santos (Reis *et al.*, 2013).

A presença fácies arenosa terrígena na plataforma média (capítulo 2), que não se encaixam no padrão atual de sedimentação, sugere que o depósito de U7 neste trecho, represente o retrabalhamento de sedimentos antigos durante o afogamento da plataforma. Shepard (1932) foi o primeiro a considerar o problema de depósitos arenosos em diversas localidades de plataformas modernas e conclui que sua distribuição não reflete o regime sedimentar moderno como todo, mas sim uma distribuição relíquia, uma resposta para dos processos atuantes durante nível de mar baixo. Estudos em plataformas modernas tem mostrado que tais depósitos transgressivos estão respondendo sistematicamente para o regime hidráulico moderno (Swift *et al.*, 1986a,b) e que, além do mais, algumas plataformas próximo a desembocaduras fluviais tem revertido para regimes regressivos (Nittrouer *et al.*, 1986). De fato, nas adjacências do Rio Doce, U7 é recoberta por U8, identificada como lobo regressivo do delta do Rio Doce.

Ao longo da área de estudo, a distribuição das fácies sedimentares superficiais (Capítulo 2) e subsuperficiais (Capítulo 3) corroboram com a interpretação sismoestratigráfica proposta para o conjunto III. A fase de maior desenvolvimento fluvio-estuarino na plataforma interna e média (U5 e U6) é corroborada pela posição das superfícies limitantes (S5, S6 e S7) e pelas datações nos testemunhos SCRD T04 e SCRD T06. SCRD T04 aponta para uma deposição de topo de 1.30 m (U7 e U8) construída ao longo dos últimos 7 mil anos, enquanto os 2.20 m mais profundos foram construídos em um período de ~5.5 mil anos, atestando uma maior taxa de deposição para os sedimentos fluvio-estuarinos. Estes testemunhos sugerem uma fase transgressiva fluvio-estuarina que provavelmente dominou até ~8.5 mil anos a.p.

Os testemunhos SCRD T01 e SCRD T03, que possuem as datações mais antigas em suas bases (~15 e ~14 mil anos a.p. respectivamente), encontram-se em regiões onde a superfície S5 se aproxima do fundo marinho, apresentando espessura do conjunto III inferior a 4 m. Desta forma, estas áreas são reconhecidas como baixo aporte sedimentar, mesmo próxima aos vales fluviais. Esta interpretação conduz para uma deposição mais restrita aos vales incisos,

com fraco desenvolvimento de uma paleoplanície de inundação fluvio-estuarina para o domínio sul. O testemunho SCRD T08 atesta uma taxa considerável de sedimentação carbonática (capítulo 3) iniciada após 11 mil anos a.p., corroborando para um depósito de U7 até 7 m em determinados trechos da plataforma externa.

Do mesmo modo que os testemunhos, as fácies sedimentares superficiais justificam as características das unidades sismoestratigráficas do conjunto III. A distribuição de lama terrígena na adjacência da foz do Doce delimita também a distribuição de U8, corroborando para a interpretação de uma unidade que representa o lobo deltaico regressivo do Rio Doce (assim como os sedimentos superficiais dos testemunhos SCRD T04 e T06). Fácies palimpsesto encaixam com o retrabalhamento da unidade U7 durante o afogamento da plataforma. Este retrabalhamento está associado a baixo grau de desenvolvimento do depósito e a característica mais arenosa, também vista nos testemunhos SCRD T1, T03, T04 e T06. Ao mesmo tempo, U7 se encontra desenvolvida na plataforma externa, principalmente ao sul, onde existem fácies superficiais carbonáticas e banco de rodolitos, com mesma característica dos 3 m superiores do testemunho SCRD T08.

4.4.6 Estilo Contrastante da Sedimentação Atual e Desenvolvimento dos Depósitos Pós-UMG

O estilo contrastante de sedimentação atual em um determinado trecho costeiro possibilita ou não a predição dos depósitos pós-último máximo glacial. Enquanto alguns estudos (Lobo *et al.*, 2004) associam a geomorfologia costeira e morfologia do fundo marinho com os depósitos construídos durante e após a última transgressão, outros estudos apontam que não existe relação sistemática entre a morfologia moderna do fundo marinho e a sucessão estratigráfica rasa soterrada (Duncam *et al.*, 2000). De certa forma, áreas com grande aporte sedimentar indicam um provável maior desenvolvimento do depósito pós-último máximo glacial, quando comparado com áreas famintas que atualmente possuem como feições costeiras estuários, baías e/ou praias com desenvolvimento limitado (Swift e Thorne, 1991; Gao e Collins, 2014).

A Bacia do Rio Doce é considerada, em termos de carga sedimentar total, a maior da costa leste brasileira e uma das maiores da América do Sul (Souza e Knoppers, 2003; Lima *et al.*, 2005). A largura atual da planície deltaica holocênica do Rio Doce alcança até 35 km (Suguio *et al.*, 1980; Dominguez *et al.*, 1981; Martin *et al.*, 1996; Rossetti *et al.*, 2015). A contri-

buição de sedimentos do Rio Doce para a plataforma continental, reconhecida pela distribuição das fácies sedimentares superficiais e da unidade U8, alcança acima de 55 km longitudinalmente (norte-sul) e 15 km transversalmente (*onshore-offshore*).

Considerando estas características sobre o sistema fluvial do Rio Doce, é esperado que este sistema tenha tido competência para influenciar, por uma ampla área, o tipo e distribuição dos depósitos transgressivos pós-último máximo glacial. A presença de múltiplos canais na unidade U6, em um trecho de plataforma média nas adjacências do Rio Doce, indica o estabelecimento de um provável ambiente fluvio-estuarino ou de ilha-barreira, resultado de condições específicas de subida do nível do mar e aporte sedimentar continental. Portanto, depósitos mais desenvolvidos de ambientes fluvio-estuarinos são esperados onde atualmente existe um aporte sedimentar expressivo, como as adjacências da planície deltaica do Rio Doce.

Esta ideia é suportada quando se compara o domínio sul, que atualmente não possui um grande sistema fluvial na costa. Os sistemas estuarinos atuais, como Piraquê-açu e Reis Magos, não apresentam sistemas bem desenvolvidos e atualmente trapeiam sedimentos na bacia central. Fácies mistas e carbonáticas na foz destes rios corroboram com esta compreensão (Albino, 1999). Apesar dos vales incisos preenchidos na plataforma interna sugerirem alto aporte sedimentar durante a transgressão, o baixo desenvolvimento no entorno dos vales incisos, corroborado pelos testemunhos SCRD T01 e T03, mostra que durante a transgressão, o preenchimento ficou restrito ao vale inciso, provavelmente em virtude de um controle geomorfológico, indicado pelo alto gradiente das margens dos vales incisos e do aporte sedimentar relativamente limitado destes rios. Apesar do preenchimento do vale indicar taxas altas, de quase 0.9 cm/ano, os valores são próximo para alguns trechos na plataforma continental brasileira, como a plataforma na adjacência do Rio Caravelas, que alcança até 0.81 cm/ano (Patchineelam e Smoak, 1999).

Swift e Thorne (1991) destacam duas relações sobre o preenchimento do estuário através das combinações dos fatores taxa de suprimento sedimentar (Q), granulometria do sedimento aportado (M), taxa de dispersão sedimentar (D) e mudanças relativas do nível do mar (R):

- $Q e M \ll R e D$: estuário desloca em direção ao continente mais rápido do que este pode preencher. O vale fluvial submerso é comumente detrítico, como um novo reservatório represado.

- $Q e M \leq R e D$: estuário pode preencher o vale inciso amplamente com sedimento estuarino à medida que recua o talvegue do vale. A agradação do canal tende a ser em forma de

"trombeta", com canais retilíneos ou meandantes (Leopold *et al.*, 1964). Estuários em equilíbrio são capazes de transportar conjunto significativo de sedimento.

Desta forma, como apresentado e discutido anteriormente, os vales incisos preenchidos na plataforma interna, semi-expostos na plataforma média e expostos na plataforma externa, sugerem que a primeira relação proposta por Swift e Thorne (1991) tenha ocorrido durante a fase inicial de inundação da plataforma, sendo posteriormente substituída pela segunda relação.

Em termos de padrão de sedimentação atual, Bastos *et al.* (2015) reconhecem três regimes de sedimentação majoritários para a costa leste brasileira: Suprimento, Acomodação e Sedimentação Carbonática. De acordo com os autores, os vales incisos mapeados neste trabalho indicam o início do domínio da plataforma de paleocanais. Estes vales incisos estão associados com um regime de acomodação (Swift e Thorne, 1991) e revela fundo de substrato duro e paleocanais não preenchidos. Características que refletem um atual baixo aporte sedimentar para esta área. Na plataforma externa, a baixa sedimentação continental é um dos fatores para o estabelecimento de um regime de sedimentação carbonática associado principalmente com fundo de rodolitos e cascalhos carbonáticos, enquanto nas adjacências do Rio Doce, a presença de um lobo deltaico indica um regime de suprimento. De fato, Dominguez (2009) destaca que a costa leste brasileira é caracterizada por deltas dominados por ondas intercalados com costas famintas em sedimentos, que apresentam estuários e baías como feições costeiras. Segundo Bastos *et al.* (2015), o regime de suprimento é associado a fase regressiva que ocorreu ao longo da costa leste brasileira durante os últimos 5000 anos a.p.

As unidades U7 e U8 refletem condições mais relacionadas com os processos sedimentares atuais, pois foram depositadas após o afogamento total da plataforma. U7 na plataforma externa pode ser interpretada como depósitos carbonáticos, sejam construções carbonáticas (banco de rodolitos ou recifes) ou bioclastos. O caráter estratigráfico é distinto entre a plataforma externa norte e sul. Ao sul, os refletores são paralelos, regulares, de baixa continuidade e amplitude e alta frequência em uma geometria tipo lençol. Este padrão é interpretado como fácies sísmicas de plataforma associada às camadas delgadas e predominância de uma determinada litologia. Ao norte, o padrão de preenchimento se torna mais caótico com trechos apresentando tendências agradacionais e expressão batimétrica em forma de *mound-shape* refletindo construções carbonáticas assentadas sobre a unidade U5. Tschiedel (2012) encontra rodolitos em feições com pequenas elevações de aproximadamente 1.5 m próximo a quebra de plataforma na região do cânion do Rio Doce. Portanto, a sismoestratigrafia de U7, junto com a distribuição sedimentar proposto por Bastos *et al.* (2015), indica que ao sul esta unida-

de é constituída de cascalhos carbonáticos e rodolitos pouco desenvolvidos, enquanto ao norte o domínio é de bancos de rodolitos mais desenvolvidos e estruturas rígidas. Este padrão sísmico de U7 é condizente com construções carbonáticas encontradas por Reis *et al.* (2013) para a plataforma continental externa do Rio de Janeiro.

Como esperado, nas adjacências da foz do Rio Doce se encontra um lobo deltaico moderno (U8) de espessura máxima de 9 m. Espessura considerável visto que depósitos deltaicos modernos alcançam espessura máxima de 30 a 50 m nos mais importantes sistemas deltaicos do mundo, como Amazonas, Changjiang, Amarelo e Po (Nittrouer *et al.*, 1997; Aller *et al.*, 2004; Niedoroda *et al.*, 2005; Yang e Liu, 2007; Anthony *et al.*, 2010). Murillo *et al.*, (2009), destacam espessura máxima de 3 m para o prodelta submerso do delta do Paraíba do Sul, que pode ser considerado, após o Rio Doce, o principal delta da costa sudeste.

Em termos de desenvolvimento do depósito pós-UMG, Gao e Collins (2014) destacam que em plataformas estreitas com alto suprimento, sistemas sedimentares seriam descontínuos e pobremente preservados e, mesmo dominado por um grande sistema deltaico, existiria baixa retenção de sedimento resultado de um curto período de desenvolvimento, enquanto em plataformas estreitas e famintas o depósito seria raro e os processos de retrabalhamento teriam pequeno efeito durante a transgressão do Holoceno. Segundo Harris *et al.* (2014), a largura média mundial da plataforma continental é de 57 km com máximo de 778 km, sendo que para o oceano Atlântico Sul na margem passiva, onde está localizado a plataforma brasileira, a média de largura é de 123 km. De fato, as características atuais da plataforma continental na área de estudo apontam para uma plataforma estreita com média de 30 km no domínio norte e 40 km no domínio sul (Figura 4. 1). Entretanto, apesar de uma plataforma atualmente estreita, os depósitos pós-UMG se apresentam mais desenvolvidos ao norte provavelmente por causa de um aporte sedimentar muito significativo e pelo fato que, apesar de ser um dos trechos mais estreitos da plataforma continental brasileira, desconsiderando a planície deltaica holocênica do Rio Doce, a plataforma continental alcançou média de 70 km durante a inundação máxima. Por conta disto, é possível que tenha sido desenvolvido diversos sistemas costeiros esperados na subida do nível do mar como lagunas, estuários, ilha-barreira, entre outros.

Estudos que retratam a conexão entre costas com contraste de sedimentação e o depósito pós-último máximo glacial ainda são escassos. A maioria dos estudos sismoestratigráficos em plataforma continentais ocorre em ambientes relativamente homogêneos como prodelta, cinturões de lama ou preenchimento de vales incisos (Lobo *et al.*, 2004). Um estudo na plataforma continental entre Portugal e Espanha concluiu que o padrão contrastante dos estilos deposicionais providencia um modelo para plataforma transicionais em que plataformas “famin-

tas” são substituídas por plataformas dominadas por rios e correntes (Lobo *et al.*, 2004). Estes autores sustentam que a plataforma faminta é governada pela ausência fluvial e pela interação entre margem fisiográfica e regime de ondas, onde uma plataforma íngreme e estreita favorece a entrada de ondas de tempestades e atividade erosiva na região da antepraia. A plataforma de transição, que recebe múltiplas fontes fluviais e apresenta atividade por onda significativa, tende a mostrar distinção entre os depósitos proximais e distais, enquanto que um setor dominado fluvialmente apresenta uma única estrutura de prodelta, como consequência do alto aporte fluvial e baixa atividade de retrabalhamento de ondas e correntes, provavelmente em função do gradiente suave da plataforma.

O estilo contrastante na plataforma centro-norte do ES aparenta ser resultado principalmente do aporte fluvial e do contraste fisiográfico, visto que condições hidrodinâmicas devem ser semelhantes devido ao pequeno trecho estudado. Nas adjacências do Rio Doce, o depósito pós-último máximo glacial está em grande parte relacionado com processos fluviais atuais e pretéritos, visto a presença de depósitos de prodelta e estuarinos respectivamente, enquanto a plataforma faminta apresenta vales incisos sem uma paleoplanície de inundação bem desenvolvida, depósitos estuarinos restritos ao preenchimento do vale e maior desenvolvimento do depósito transgressivo de origem marinha.

O controle fisiográfico é o responsável pelo local de estabelecimento de vales fluviais e o preenchimento basal do depósito pós-último máximo glacial. Entretanto, este não aparenta ser semelhante às condições sedimentares atuais, mas sim com condições e ambientes sedimentares pretéritos distintos, como o indicativo de um relevo cárstico na plataforma média nas adjacências do Rio Doce.

4.5 CONCLUSÕES

A interpretação sismoestratigráfica das seções sísmicas de alta resolução evidencia contraste no padrão de sedimentação durante o Pleistoceno Tardio-Holoceno ao longo na plataforma continental centro-norte do Espírito Santo. Foram reconhecidas oito unidades sísmicas distintas delimitadas por nove superfícies sísmicas majoritárias.

O padrão de distribuição das unidades sísmicas condiciona dois modelos evolutivos distintos, uma ao norte, na plataforma em frente a foz do Rio Doce, e outro ao sul, na plataforma em frente ao estuário Piraquê-açu. A evolução sedimentar ao norte aponta o estabelecimento de um ambiente carbonático durante MIS3, um maior desenvolvimento dos depósitos trans-

gressivos fluvio-estuarinos e a presença do lobo regressivo do Rio Doce. Não foi observado registro sísmico do vale inciso do Rio Doce, sugerindo que este sistema fluvial foi estabelecido mais ao norte da aquisição sísmica, condizente com sua orientação entre os tabuleiros costeiros da Formação Barreiras.

No sul, observa-se o domínio de vales incisos que apresenta diminuição do seu preenchimento rumo a plataforma, indicando dois momentos distintos de subida do nível do mar. O baixo grau de desenvolvimento das unidades ao entorno dos vales incisos sugerem que o preenchimento ficou mais restrito aos canais fluviais, evidenciando aporte limitado durante a transgressão. Após o completo afogamento da plataforma, a sedimentação carbonática dominou a plataforma externa de toda área de estudo, mais com maior grau de desenvolvimento ao sul.

A diferença da evolução entre norte e sul provavelmente foi condicionada pela fisiografia do continente e da plataforma continental e pela variação do aporte sedimentar pretérito e atual.

CAPÍTULO 5 - GEOMETRIA DO DELTA DO RIO DOCE E IMPLICAÇÕES NA EVOLUÇÃO SEDIMENTAR HOLOCÊNICA

5.1 INTRODUÇÃO

Deltas representam conexão crucial entre os processos fluviais e marinhos (Trincardi e Syvitski, 2005) e por conta da ampla variabilidade morfológica destes sistemas, diversos tipos de modelos e classificações são propostos (Bhattacharya, 2006). A maior parte destes estudos foca na classificação do sistema aluvial (Postma, 1990), comumente na planície e frente deltaica de grandes sistemas deltaicos modernos (Bhattacharya e Giosan, 2003; Bhattacharya, 2006), como Amazonas (Nittrouer *et al.*, 1996) e Amarelo (Liu *et al.*, 2004). A porção submarina de sistemas deltaicos, principalmente os conectados as pequenas e médias bacias de drenagem, ainda possuem conhecimento limitado, nos quais são descritos apenas em termos geométricos (Postma, 1990; Bárcenas *et al.*, 2015).

A formação do prodelta reflete o domínio do aporte fluvial sobre a dispersão sedimentar realizada por processos marinhos (Swift e Thorne, 1991). A variabilidade na geometria e estrutura interna do prodelta é consequência principalmente das mudanças climáticas e flutuações do nível do mar (Swift *et al.*, 1991), responsáveis, junto com a neotectônica, pelo abandono de canais fluviais e alterações no regime sedimentar (Asku *et al.*, 1987; Díaz *et al.*, 1990; Goodbred e Kuehl, 2000). Neste sentido, as oscilações do nível do mar de 5ª e 6ª Ordem (<1 a 2 milhares de anos), juntamente com flutuações climáticas de alta frequência desde o Holoceno Médio, favorecem as alterações de lobos deltaicos modernos (Lowrie e Hamiter, 1995; Fernández-Salas *et al.*, 2003). Diversos estudos ao longo da plataforma de Portugal e Espanha sugerem que depósitos de mar alto Holocênico, incluindo prodeltas, não constituem um corpo sedimentar único, mas são construídos a partir de uma assembleia menor de unidades sedimentares (Hernández-Molina *et al.*, 1994; Fernández-Salas, 1996; Somoza *et al.*, 1998; Fernández-Salas *et al.*, 2003).

O delta do Rio Doce, apesar de possuir uma bacia de drenagem de tamanho médio (83.400 km²), é o maior sistema deltaico da costa leste brasileira e o segundo maior do Brasil em termos de carga sedimentar, ficando atrás apenas do delta do Amazonas (Souza e Knoppers, 2003; Lima *et al.*, 2005). Apesar de diversos estudos em sua planície deltaica (Suguo *et al.*, 1980; Dominguez *et al.*, 1981; Martin *et al.*, 1996; Cohen *et al.*, 2014; Rossetti *et al.*,

2015) e poucos na plataforma continental adjacente (Albino e Suguio, 2010; Catabriga, 2013; Bastos *et al.*, 2015; Quaresma *et al.*, 2015), ainda não existem estudos publicados que delimitaram, com precisão, a extensão e geometria do prodelta do Rio Doce, a espessura de seu depósito sedimentar Holocênico e a sua arquitetura deposicional. O objetivo deste capítulo é caracterizar a geomorfologia do sistema deltaico do Rio Doce e avaliar a variabilidade do depósito de prodelta frente a fatores autocíclicos (aporte sedimentar) e alocíclicos (oscilações relativas do nível do mar e mudanças climáticas).

5.2 MATERIAIS E MÉTODOS

5.2.1 Análise Geométrica

A análise geométrica do delta emerso se baseou na classificação geomorfológica desenvolvida por Polizel (2014) e Rossetti *et al.* (2015) através de dados de sensoriamento remoto. A partir da interpretação destes autores, foram extraídas informações geométricas a respeito do complexo deltaico emerso do Rio Doce.

Dados batimétricos foram cedidos pelo LabOGeo (Laboratório de Oceanografia Geológica – UFES) e são resultado da digitalização das cartas náuticas da Marinha do Brasil (Bastos *et al.*, 2015), somados a compilação de diversos projetos realizados. Uma faixa de 400 m de largura, entre 10 e 100 m de profundidade, de dados batimétricos de *multibeam* foi utilizado para gerar o perfil topográfico do delta do Rio Doce (Figura 5. 1). Dados altimétricos foram obtidos da Base de Dados TOPODATA do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais). Dados batimétricos e altimétricos foram interpolados no ArcGis 10.4 (ESRI) utilizando o algoritmo *kriging*.

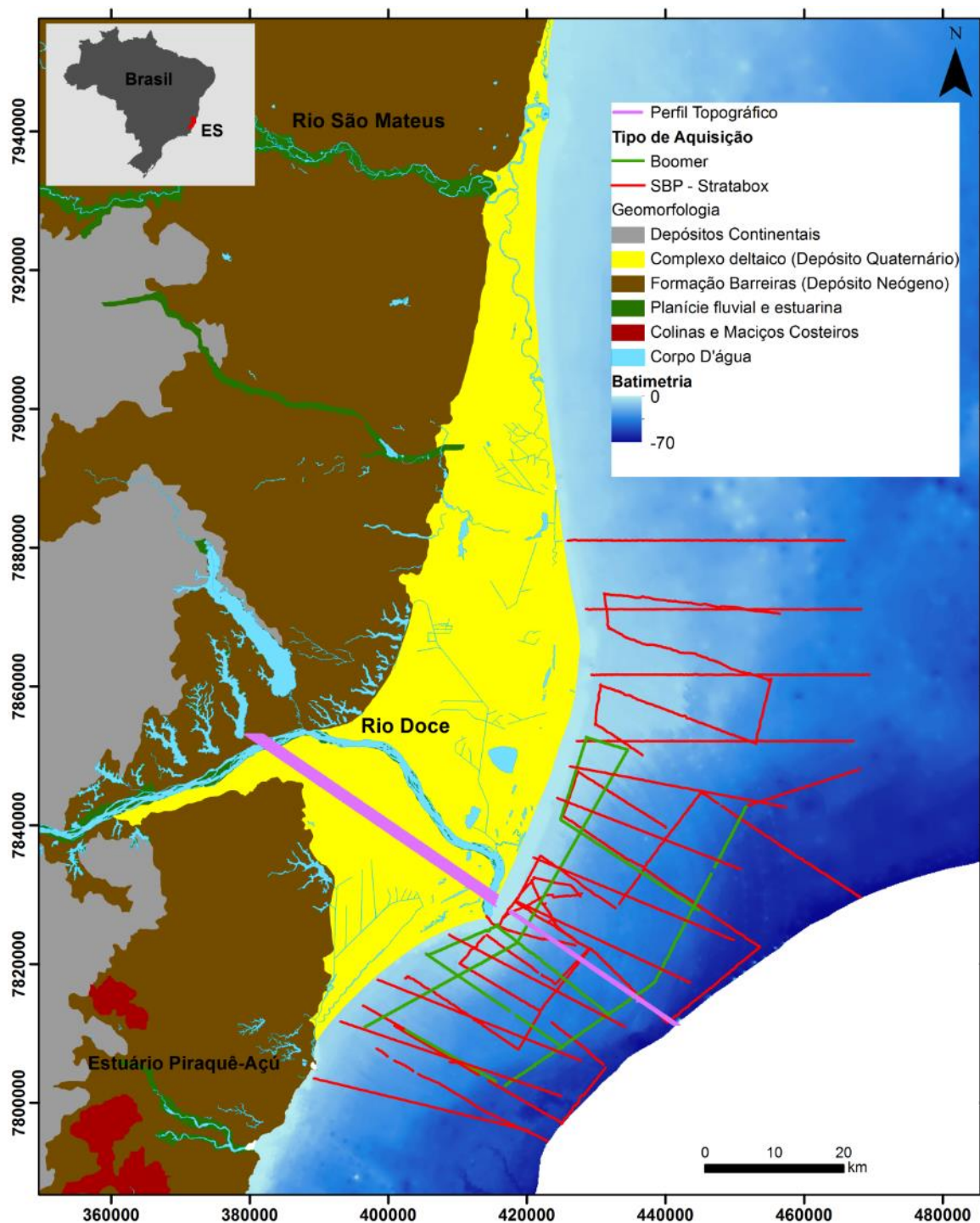


Figura 5. 1: Informações geomorfológicas e batimétricas na região que abrange o delta do Rio Doce. Aquisição sísmica é representada por linhas verdes (*boomer*) e vermelhas (*stratabox*). Em rosa o perfil topográfico construído através de dados altimétrico (*landsat*) e batimétricos (*multibeam*).

5.2.2 Análise da Curvatura do Perfil Topográfico Submerso Deltaico

A análise da morfologia submersa de perfis deltaicos tem sido realizada seguindo a metodologia introduzida por Adams e colaboradores (Adams *et al.*, 1998, 2001; Adams e Schla-

ger, 2000; Adams, 2001). Apesar de inicialmente ser proposta para o perfil do talude, esta metodologia foi empregada com sucesso por Bárcenas *et al.* (2015), que analisaram a morfologia submersa de doze sistemas deltaicos no Mar de Alborão (adjacente ao Mar Mediterrâneo). De acordo com Adams e colaboradores (*op. cit.*), a maioria dos perfis ajusta a três morfologias que são descritas pelas equações matemáticas planar, côncava e sigmoide (Figura 5. 2).

A superfície planar é descrita pela equação linear na seção cruzada (Figura 5. 2a):

$$y = a(x - x_0) + b \quad (1)$$

Onde y é a profundidade da coluna d'água (m), x é a distância horizontal (m), a é a declividade e b representa a profundidade da coluna d'água na distância x_0 a partir da costa.

A geometria côncava é devidamente descrita por uma descrição exponencial decrescente, cuja a equação analítica é escrita como (Figura 5. 2b):

$$y = ae^{-b(x-x_0)} + c \quad (2)$$

Onde y é a profundidade da coluna d'água (m), x é a distância horizontal (m), a é a variação total de profundidade do perfil (que é a diferença entre o ponto de profundidade mínima localizado em x_0 e o valor assintótico horizontal c) e b representa a medida da curvatura.

Finalmente, o perfil sigmoide é descrito por meio de uma função Gaussiana, escrito pela função (Figura 5. 2c):

$$y = a + be^{-\frac{(x-c)^2}{2d^2}} \quad (3)$$

Onde y é a profundidade da coluna d'água (m), x é a distância horizontal (km), a define o valor assintótico horizontal para o perfil de profundidade, b representa o perfil de profundidade total em metros, c é a posição do eixo x no topo da distribuição horizontal (ponto central da simetria), e d é a distância a partir do centro da distribuição (em x_0) para este ponto de inflexão.

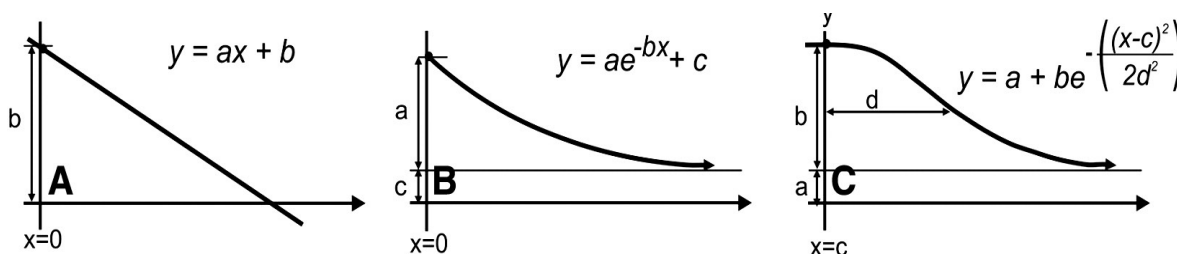


Figura 5. 2: Descrição dos três tipos de perfis e suas respectivas equações, com $x_0=0$. A) Morfologia planar descrita pela equação linear; B) Curvatura côncava descrita pela função exponencial e; C) Morfologia sigmoide descrita pela distribuição Gaussiana. Ver o texto para descrição dos parâmetros. Fonte: Bárcenas *et al.* (2015).

5.2.3 Perfilagem de Subfundo

Um perfilador de subfundo foi utilizado visando a delimitação de estruturas sedimentares superficiais e subsuperficiais que caracterizam o depósito sedimentar submerso do delta do Rio Doce (Figura 5. 1). Para este mapeamento subsuperficial, foi empregado dois perfiladores. Um perfilador tipo *Boomer*, frequência de operação de 0,5 a 2,5 kHz e energia de 50 a 300 J, com sistema de aquisição CODA e um perfilador *Stratabox*, com frequência de operação entre 3,5 e 10 kHz. A interpretação e processamento foram realizados através dos *softwares* CODA, *Seismic Unix*, *Stratabox* e *SonarWizMap 5*. Ao todo foram coletados 1150 km de linhas sísmicas (230 km de *Boomer* e 920 km de *Stratabox*) (Figura 5. 1).

Por meio dos *softwares* CODA e *Stratabox* os arquivos sísmicos foram convertidos no formato SEG-Y, além de gerar seções sísmicas com filtros de frequência e ganho. O *Seismic Unix* funciona dentro da plataforma LINUX. Trata-se de um conjunto de comandos e rotinas em código aberto para processar linhas sísmicas, independentemente do tipo de aquisição (*boomer*, *sparker*, *chirp*, etc), mantido pelo *Center for Wave Phenomena* (CWP) no *Colorado School of Mines*. Inicialmente projetado para sísmica profunda, o *Seismic Unix* sofreu uma adaptação para sísmica rasa realizada pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ). Dentre as diversas ferramentas existentes, permite: corte no tempo e no número de traços, extração da navegação, corte de coluna d'água, filtragem de ondas e frequência, análise do espectro de frequência e aplicação de ganho. Após o processamento sísmico, as linhas sísmicas foram carregadas no *software* *SonarWiz Map 5* (*Chesapeake Technology*) onde foram traçados os horizontes sísmicos e gerado informações de espessura do depósito sedimentar. A espessura do depósito foi calculada baseada na velocidade do som de 1.600 m/s para camadas sedimentares e 1.500 m/s para coluna d'água.

5.3 RESULTADOS

5.3.1 Geometria e Morfologia do Delta do Rio Doce

A extensão aérea do delta do Rio Doce alcança quase 2.400 km². Esta extensão subaérea é maior que a porção submersa, que possui ~1.060 km² e, portanto, representa ~30% da área total do delta (~3.450 km²) (Tabela 5. 1). O comprimento ao longo da porção emersa e submersa perfaz ~53 km. A extensão máxima do depósito deltaico submerso apresentou comprimento de 15 km e profundidade em torno de 36 m. O limite *offshore* do delta submerso foi definido pela análise dos perfis sísmicos juntamente com dados batimétricos.

Tanto o delta emerso, quanto o submerso, apresentaram depósitos em forma alongada, mostrando uma distribuição preferencial ao longo da linha de costa (Figura 5. 3A). Como consequência, sua largura é maior que seu comprimento transversal ($L/W = 0.187$) (Tabela 5. 1).

Os diferentes segmentos de uma típica clinofórmula (*topset*, *foreset* e *bottomset*) foram observados. No *topset*, *foreset* e *bottomset* as declividades foram de 0.04°, 0.154° e 0.086° respectivamente. A declividade de todo sistema deltaico submerso foi de 0.145° e da planície deltaica emersa de 0.058° (Figura 5. 3B). A curvatura do perfil submerso além do ponto de *offlap break* (limite *topset-foreset*) é ajustada utilizando a função matemática sigmoide (Figura 5. 3C). O ponto de *offlap break* ocorre entre 13 e 17 m, a uma distância de 1.5 a 2.5 km da costa. Este ponto mostrou uma quebra suave.

Tabela 5. 1: Sumário dos parâmetros morfológicos do delta do Rio Doce. LD: limite distal; OB: *offlap break* (profundidade que separa o *topset* – *foreset*).

Sistema Deltaico Completo			Sistema Deltaico Submerso								
Área (km ²)	Comprimento (km)	Porcentagem Delta Submerso (%)	Área (km ²)	Prof. LD (m)	Tipo de Vista Planar	Comprimento (L) (km)	Largura (W) (km)	Declividade (°)	Curvatura do perfil	Prof. OB (m)	Distância OB da linha de costa (km)
~3.450	~53	30	~1060	~36	Alongada	15	80	0.145	Sigmóide	13 - 17	1.5 - 2.5

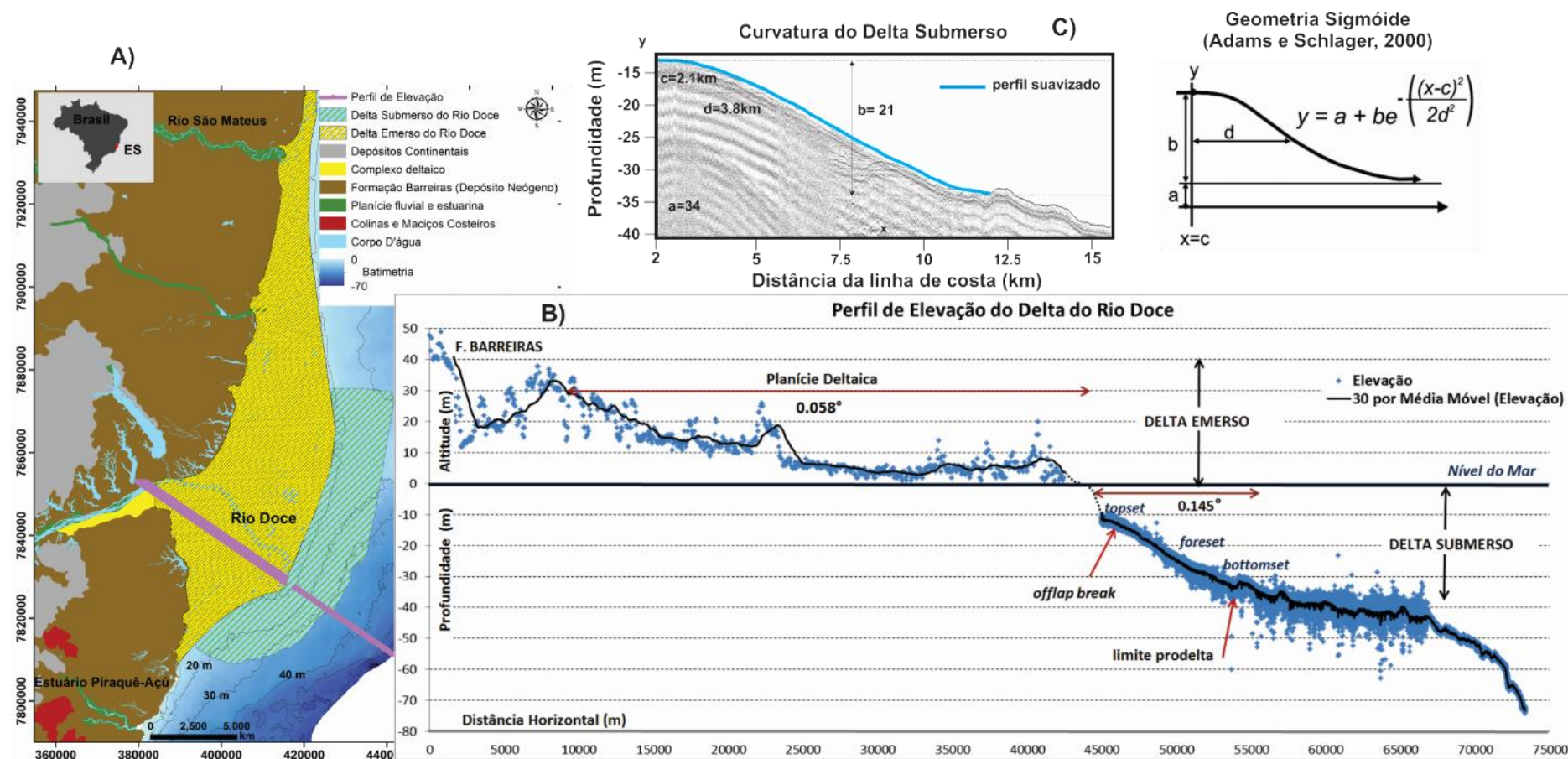


Figura 5. 3: Caracterização do depósito deltaico do Rio Doce. A) delimitação da planície deltaica emersa e o delta submerso; B) Perfil topográfico do delta do Rio Doce e; C) curvatura do perfil submerso desenhado a partir de uma linha sísmica.

5.3.1 Espessura Sedimentar e Arquitetura Sísmica do Delta Submerso

A extensão do delta submerso do Rio Doce, bem como a espessura do depósito, foi delimitada a partir da interpretação sísmica, baseado na terminação em *downlap* dos refletores sísmicos como marcador do depósito submerso. A espessura sedimentar máxima foi de 10 m (Figura 5. 4). As maiores espessuras foram observadas em áreas próximas a foz, em profundidades inferiores a 20 m. Assim como a morfologia do delta submerso, a distribuição preferencial dos sedimentos apresenta forma alongada nas adjacências da foz. Dois depocentros são observados, um ao norte e outro ao sul da foz, com uma espessura levemente maior ao norte (Figura 5. 4).

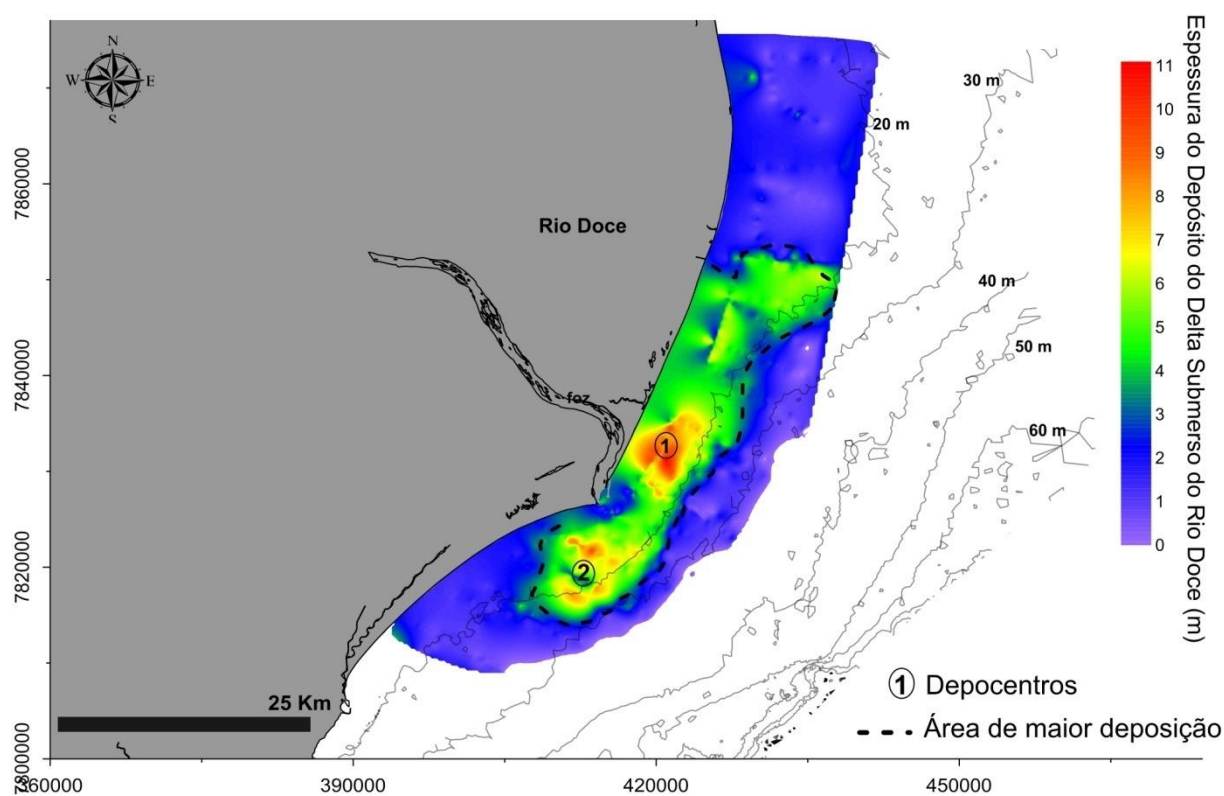


Figura 5. 4: Mapa de distribuição da espessura sedimentar (isópaca) do delta submerso do Rio Doce.

A análise dos dados sísmicos permite visualizar os depocentros, bem como indica a divisão do depósito deltaico submerso em duas unidades, reconhecidas principalmente no entorno da foz do Rio Doce (Figura 5. 5). A unidade inferior (unidade 1) apresenta refletores subparalelos mais espaçados e com mergulho suave, enquanto que a unidade superior (unidade 2) exhibe refletores inclinados com alta frequência e maior ângulo de mergulho (Figura 5. 6B). A morfologia do delta submerso apresenta características sísmicas distintas ao longo da costa (Figura 5. 6).

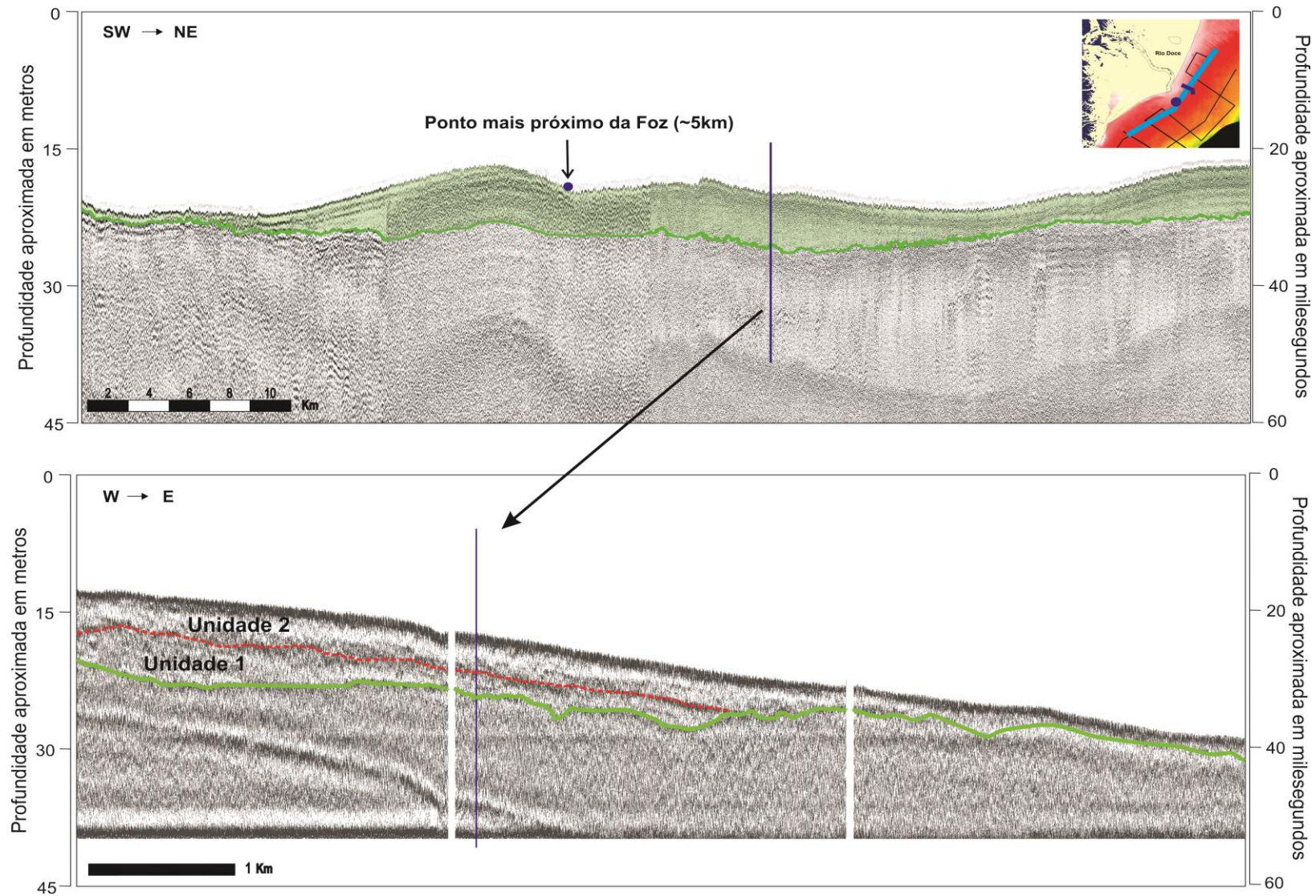


Figura 5. 5: Exemplo da interpretação da superfície de inundação máxima (linha verde clara). Acima desta superfície é reconhecido o depósito moderno do delta submerso do Rio Doce. Linha *strike* acima e transversal abaixo. Esta última evidenciando duas unidades distintas (separada pela linha vermelha).

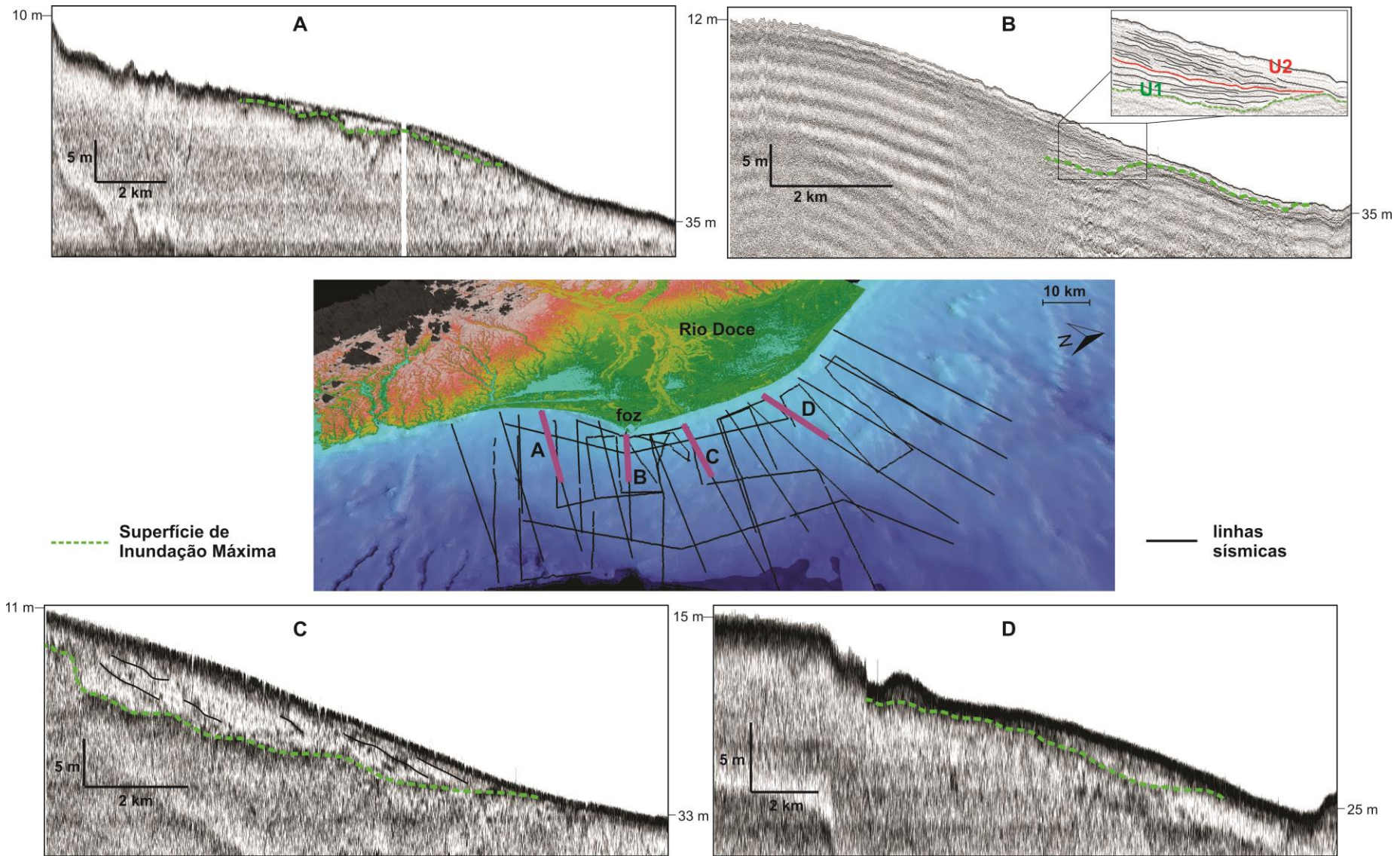


Figura 5. 6: Exemplos de registros sísmicos ao longo do delta submerso do Rio Doce.

5.4 DISCUSSÃO

5.4.1 Geometria do Lobo Deltaico Submerso e Processos Sedimentares Modernos

A geometria de sistemas deltaicos fornece informações sobre o processo de transporte, deposição e composição sedimentar (Wright e Coleman, 1973; Adams *et al.*, 1998; Swenson *et al.*, 2005). Deste modo, a relação do aporte e dispersão sedimentar na bacia receptora pode ser estimada, possibilitando o estabelecimento de classificações baseadas na geometria (Kenyon e Turcotte, 1985; Adams e Schlager, 2000).

A deposição deltaica submersa comumente inclui depocentros alongados com espessura variada de poucos a 40 m e geometria sigmóide de baixo gradiente (*foreset* comumente abaixo de 0.2°) (Bárceñas *et al.*, 2015). Diversos sistemas deltaicos são caracterizados por este padrão, incluindo o Rio Amazonas (Nittrouer *et al.*, 1986) e os principais sistemas fluviais da Ásia, como Amarelo (Liu *et al.*, 2004, 2009), Ganges-Brahmaputra (Kuehl *et al.*, 2005) e Yangtze (Liu *et al.*, 2006). Estes depósitos alongados podem se estender por centenas de quilômetros ao longo da costa (Díaz *et al.*, 1996; Cattaneo *et al.*, 2003, 2007).

O delta submerso do Rio Doce apresentou curvatura sigmoide (Figura 5. 3B, C), com ângulo de *foreset* de 0.154° , semelhante a curvatura prevista através da equação de Adams e Schlager (2000) (Figura 5. 7). De acordo com estes autores, a curvatura sigmóide descreve 50% de todos os perfis analisados, sendo normalmente associada à diminuição gradual da capacidade ou competência de transporte com aumento da profundidade.

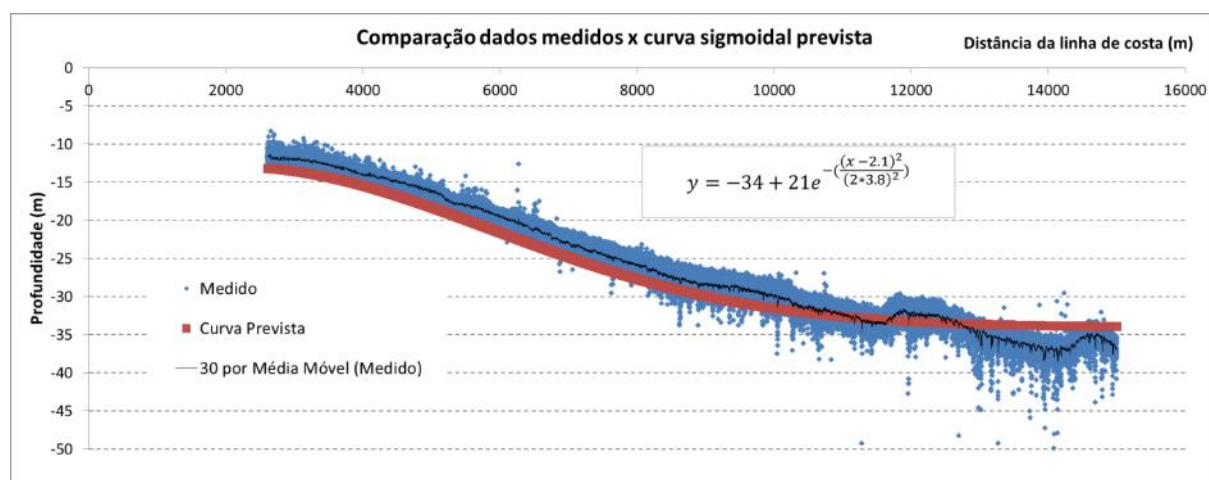


Figura 5. 7: Comparação entre os dados batimétricos medidos através de *multibeam* e a equação geométrica sigmóide proposta por Adams e Schlager (2000),

Bárceñas *et al.* (2015) propõem um modelo de classificação da vista planar e sua relação com parâmetros hidrográficos, sedimentares e meteoceanográficos. Segundo estes autores, a vista alongada do depósito submerso é associada a rios com alta descarga fluvial e carga sedimentar, rios compridos de grande bacia de drenagem, forte transporte lateral de sedimentos, sedimentos com granulometria fina e maior distância da costa do ponto de *offlap break* (Figura 5. 8). De fato, a vista planar alongada é associada a grande redistribuição sedimentar por processos advectivos laterais e a composição sedimentar fina (Díaz *et al.*, 1996; Cattaneo *et al.*, 2007).

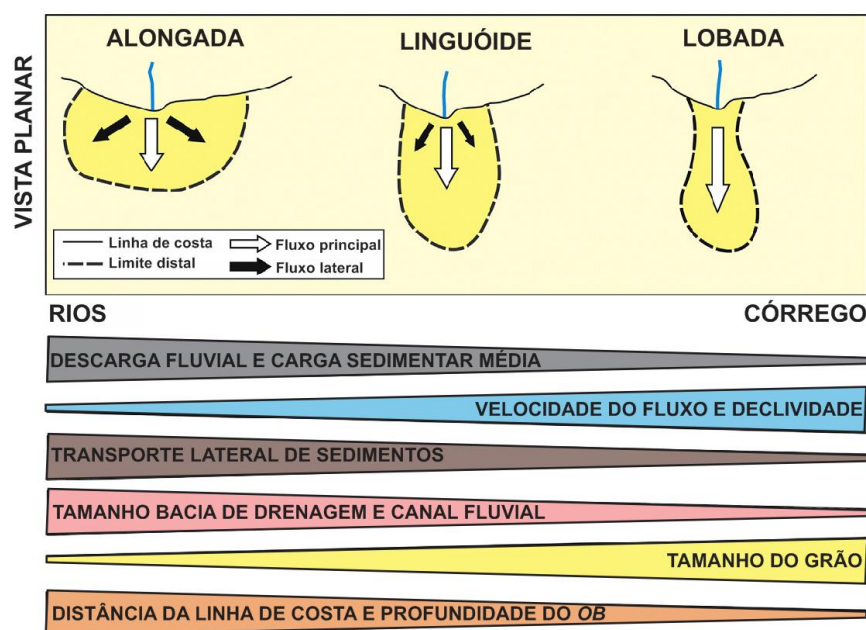


Figura 5. 8: Padrão de distribuição do tipo de vista planar dos depósitos deltaicos submersos e sua relação com parâmetros hidrográficos, sedimentares e meteoceanográficos. Modificado de Bárceñas *et al.* (2015). OB = *offlap break*.

A largura do delta do Rio Doce é bem considerável, com extensão de ~130 km para o delta emerso e 80 km para o delta submerso (Tabela 5. 1). A vista alongada do delta emerso e submerso do Rio Doce (Figura 5. 3A), juntamente com o alcance de seu depósito em termos de área e comprimento (Tabela 5. 1), sugere que sua evolução ao longo do Holoceno foi dominada pelo alto aporte sedimentar, principalmente de granulometria fina, e pela atuação de ondas e correntes redistribuindo estes sedimentos ao longo da costa, como sugerido no modelo de Bárceñas *et al.* (2015) (Figura 5. 8). De fato, distribuições alongadas são devido ao forte transporte longitudinal (Liu *et al.*, 2006; Xue *et al.*, 2010).

A descarga sedimentar do Rio Doce, com uma média de 11.2×10^6 ton/ano (Lima *et al.*, 2005), coloca o Rio Doce, em termos de carga sedimentar, entre os principais deltas do Brasil (Tabela 5. 2). Se considerarmos a média bacia de drenagem do Rio Doce, comparado a estes principais sistemas fluviais, a sua importância aumenta, apresentando valores em torno de 148

ton/km²/ano, superiores aos deltas brasileiros, exceto Amazonas, e diversos deltas mundiais (Tabela 5. 2) (Lima *et al.*, 2005; Kolker, *et al.*, 2013 baseado em dados de Walker, 1998; McKee *et al.*, 2004; Syvitski *et al.*, 2005; Syvitski e Saito 2007).

Tabela 5. 2: Propriedades dos principais sistemas deltaicos do Brasil e do mundo. Qw = descarga de água; Qs = descarga sedimentar; Qs sp = descarga sedimentar específica. Fonte: Lima *et al.* (2005) e Kolker *et al.* (2013) baseado em dados de Walker (1998), McKee *et al.* (2004), Syvitski *et al.*, (2005) e Syvitski e Saito (2007).

Sistema Fluvial	País	Área de Drenagem (10 ³ .km ²)	Qw (10 ³ .m ³ /s)	Qs (10 ³ .ton./ano)	Qs sp (ton./km ² /ano)
Amazonas	Brasil	6150	200	1150000	187
Doce	Brasil	75.8	0.92	11219	148
Paraíba do Sul	Brasil	55.5	0.79	4354	78.5
Parnaíba	Brasil	300	0.69	6060	20.2
Paraná/Uruguai	Brasil	2830	470	100000	35.3
Níger	África	1210	6.0	40000	33
Ganges/Brahmaputra	Bangladesh	1480	30.7	1050000	709.5
St, Lawrence	Canadá	1030	14.2	3000	2.9
Yangtze	China	1940	28.5	480000	247.4
Magdalena	Colômbia	970	7.6	50000	51.4
Congo	Congo	3820	39.6	43000	11.2
Mississipi	EUA	3270	16.8	210000	64.2
Irrawaddy	Myamar	430	13.6	260000	604.5
Indus	Paquistão	240	7.6	220000	271.6
Danúbio	România	810	6.6	40000	49.3
Ob	Rússia	2990	12.6	16000	5.35

A geometria do delta do Rio Doce possui um maior prolongamento ao norte da foz, apesar da mesma atualmente ser direcionada para sul (Figura 5. 3A e Figura 5. 4). Esta característica sugere transporte preferencial de sedimentos para norte. De fato, estudos de dispersão da pluma do Rio Doce apontam transporte preferencialmente para norte próximo da costa, tanto em condições de maior vazão, quanto em condições de menor vazão (Zoffoli, *et al.*, 2011), enquanto que estudos de modelagem mostram o vento e a vazão fluvial como os principais responsáveis pelo transporte da pluma do Rio Doce ao longo da costa (Alves *et al.*, 2015). Durante condições de frente frias (ventos de E-SE), o transporte da pluma fica próximo à costa, enquanto durante condições normais (ventos de NE), a pluma tende a se afastar da costa (Alves *et al.*, 2015).

A dinâmica da pluma reflete a característica do depósito sedimentar ao longo do delta submerso. Processos sedimentares atuais na plataforma interna do Rio Doce indicam que sedimentos fluviais lamosos são preferencialmente depositados próximos a foz, em profundidades inferiores a 30 m (Albino e Suguio, 2010; Quaresma *et al.*, 2015). Ao sul da foz, Quaresma *et al.* (2015) destacam a presença de sedimentos finos (>75% de lama) de baixa densidade (< 1.500 kg/m³), que sugere processo de sedimentação atual na região próxima ao depocentro identificado ao sul da desembocadura do Rio Doce (Figura 5. 4). Ao norte da foz, um cinturão e bolsões isolados lamo-arenosos (50% a 75% de lama) também são observados, mas com

densidade superior a 1.500 kg/m^3 (Quaresma *et al.*, 2015). Ao longo de toda a extensão do delta submerso, fácies lamosa terrígena caracteriza o depósito sedimentar (Bastos *et al.*, 2015). Portanto, os processos sedimentares modernos auxiliam na interpretação da geometria do delta submerso (Figura 5. 9). De fato, Bittencourt *et al.* (2007) destacam que a dispersão sedimentar por ondas não apresentou grandes alterações durante o Holoceno Médio (últimos 5.600 anos) para a foz do Rio Doce.

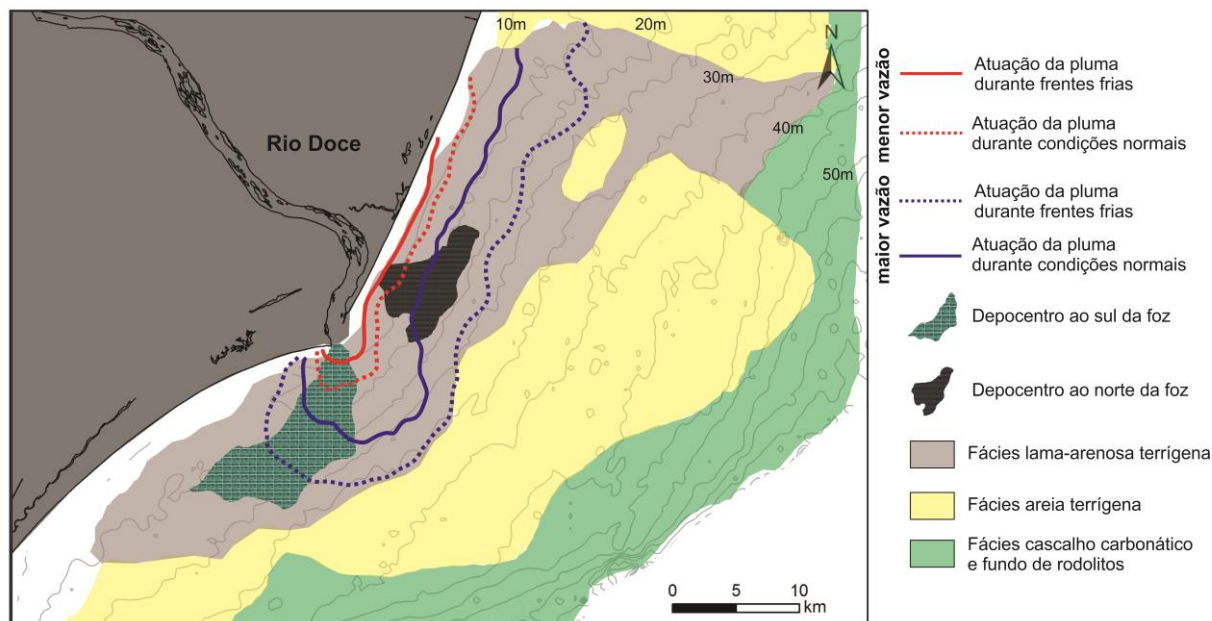


Figura 5. 9: Esquema evidenciando a atuação da pluma do Rio Doce durante período de maior e menor vazão e condições normais (ventos de NE) e frentes frias, localização dos depocentros lamosos ao sul e norte da foz e fácies sedimentares ao longo da plataforma. Fonte: baseado nas informações deste artigo e nos dados de Zoffoli *et al.* (2011); Alves *et al.* (2015); Bastos *et al.* (2015) e Quaresma *et al.* (2015).

5.4.2 Evolução da Planície Deltaica e Implicações em seu Depósito Submerso

Atualmente existe uma controversa em torno da evolução moderna da planície deltaica do Rio Doce. Enquanto estudos anteriores sugerem que a construção do delta do Rio Doce iniciou a partir da evolução de um delta intralagunar, protegido por uma ilha-barreira (Suguo *et al.*, 1980; Dominguez *et al.*, 1981; Martin *et al.*, 1996), estudo recente de Rossetti *et al.* (2015) propõe, através da análise de imagens de sensoriamento remoto e testemunhos, que o delta do Rio Doce evoluiu sempre exposto aos processos hidrodinâmicos costeiro, sendo classificado como delta dominado por ondas. A atual planície apresenta depósitos pleistocênicos (~132 mil anos), mas a maior parte do sistema deltaico emerso foi construído durante o Holoceno (Rossetti *et al.*, 2015). Também é provável que outros sistemas fluviais, como o Rio São

Mateus (Figura 5. 1), contribuíram, em pequena proporção, para os depósitos que compõem com complexo deltaico emerso do Rio Doce.

Apesar de diferentes hipóteses a respeito da evolução da planície deltaica do Rio Doce, os modelos propostos sugerem período no qual existiu uma desembocadura fluvial mais ao norte do que a atual (Suguio *et al.*, 1980; Dominguez *et al.*, 1981; Martin *et al.*, 1997; Rossetti *et al.*, 2015). Esta foz é facilmente reconhecida através do mapa altimétrico da planície (Capítulo 3 da Tese). Segundo o modelo proposto por Martin *et al.* (1997), esta desembocadura ao norte existiu entre ~3.900 anos a.p. e 2.500 anos a.p. até ser abandonada, restando uma única foz que possui a mesma orientação até os dias atuais. Esta alteração da orientação do lobo deltaico, com abandono de um canal fluvial antigo, é comum em diversos sistemas deltaicos (Coleman, 1998; Jones e Harper, 1998; Stouthamer e Berendsen, 2007).

Modificações ou abandono de canais fluviais podem ser devido à interação entre a carga sedimentar fluvial e a dispersão dos sedimentos por ondas e correntes longitudinais (Anthony, 2015). Caso a energia de ondas seja constante, quanto menor o lobo deltaico, mais provável é a influência de ondas na evolução do delta, enquanto a dinâmica de grandes deltas é condicionada por uma complexa interação entre aporte sedimentar, agradação, progradação, mudança de canal e subsidência, apesar da potencial influência de ondas e correntes nas adjacências da foz, especialmente quando o aporte sedimentar fluvial se torna escasso (Anthony, 2015). A partir do retrabalhamento e redistribuição da carga sedimentar, a energia de ondas se torna essencial no transporte ao longo da costa, formando acumulações sucessivas de cordões litorâneos que estão conectados ao delta, tal como o próprio Rio Doce e demais deltas brasileiros (Martin *et al.*, 1987; Dominguez 1996) e na costa oeste da África (Anthony, 1995; Anthony e Blivi, 1999).

A existência de duas unidades sísmicas reconhecidas no registro sísmico (Figura 5. 5 e Figura 5. 6B), principalmente nas adjacências da atual foz, sugere dois momentos de deposição na formação do depósito sedimentar do prodelta do Rio Doce (Figura 5. 10). Martin *et al.* (1997) apontam para a instalação de uma desembocadura, direcionada mais ao norte do que a atual, entre ~3.900 e 2.500 anos a.p., época associada a dois momentos de queda brusca do nível relativo do mar e transgressão subsequente, segundo estes autores. Provavelmente este momento foi responsável pela deposição da Unidade 1 (U1) no registro sísmico do prodelta do Rio Doce (Figura 5. 10A). Após 2.500 anos, a foz ao norte, após eventos erosivos, foi abandonada em favorecimento da desembocadura mais ao sul, protegida da ação de ondas provenientes do quadrante NE (Figura 5. 10B).

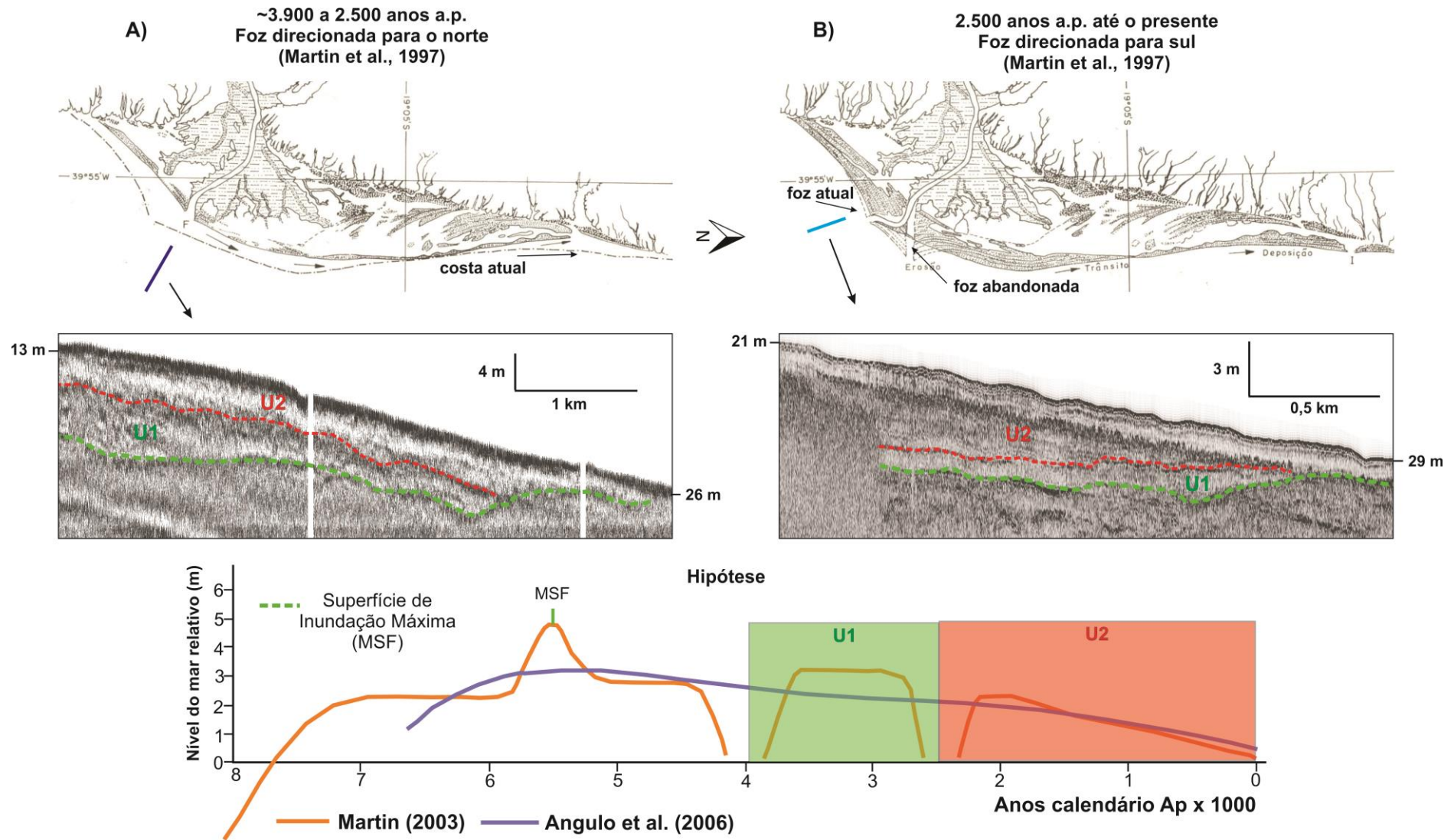


Figura 5. 10: Hipótese sobre a evolução do prodelta do Rio Doce. A) deposição da Unidade 1 (U1) entre ~3.900 e 2.500 anos a.p.; B) deposição da Unidade 2 entre 2.500 até o presente. Observar a escala diferente dos registros sísmicos.

Como discutido, o padrão sedimentar superficial (Quaresma *et al.*, 2015) e subsuperficial (Franco, 2013) aponta distinção dos processos sedimentares na plataforma interna ao norte e sul da atual foz. Enquanto ao sul da foz o depósito é formado por sedimentos mais lamosos de baixa densidade (Quaresma *et al.*, 2015), incluindo presença de lama fluida nos primeiros 15 cm (Franco, 2013), ao norte, apesar do domínio ainda lamoso, o depósito é constituído de sedimentos mais compactos com maior contribuição arenosa (Franco, 2013; Quaresma *et al.*, 2015).

As unidades U1 e U2 apresentam desenvolvimento inverso ao norte e sul da foz. Enquanto ao norte U1 aparenta maior desenvolvimento (Figura 5. 10A), ao sul U2 que se mostra mais desenvolvida (Figura 5. 10B). Dessa forma, é provável que a deposição de sedimentos finos ocorresse preferencialmente ao norte da foz atual, quando ainda existia a desembocadura mais ao norte (entre ~3.900 e 2.500 anos a.p.). Durante este estágio, a unidade U1 desenvolveu mais ao norte. Com o abandono desta foz e instalação de uma única foz mais ao sul (atual foz), um novo momento de sedimentação passou a ocorrer. Provavelmente este acontecimento é responsável pelo aparecimento da superfície sismoestratigráfica que separa as unidades U1 e U2 (Figura 5. 10). A partir de 2.500 anos a.p., o depósito de sedimentos finos passou a ser preferencialmente ao sul da foz, ocasionando um menor desenvolvimento de U2 ao norte em relação ao sul.

A hipótese descrita acima justifica a existência de dois depocentros lamosos ao sul e norte da atual foz (Figura 5. 4), separados por duas unidades sísmicas distintas. Fernandez-Salas *et al.* (2003) encontram quatro unidades sísmicas distintas nos depósitos de prodelta na costa sudeste da Espanha. De acordo com estes autores, estas unidades sugerem um sistema controlado por ciclos de alta frequência (1 a 2 milhares de anos) responsáveis por momentos alternados de progradação e agradação. A progradação deltaica estaria ligada a períodos frios e de pequena queda do nível do mar que também aumentaria o suprimento sedimentar. Enquanto que períodos quentes e pequeno aumento do nível do mar favoreceria a agradação destes sistemas em resposta de uma diminuição do aporte sedimentar e/ou aumento da erosão. De fato, alguns trabalhos (Hernández-Molina *et al.*, 1994; Fernández-Salas, 1996; Somoza *et al.*, 1998) sugerem que depósitos de mar alto Holocênico, incluindo prodeltas modernos, não constituem um corpo sedimentar único, mas são construídos a partir de uma assembleia menor de corpos sedimentares. D'Agostini *et al.* (2015) também encontram duas unidades sísmicas nas adjacências da foz do Rio Caravelas e sugerem as oscilações do nível do mar durante o Holoceno Médio como provável explicação.

Em termos de classificação, Anthony (2015) propõe, baseado em Ashton e Giosan (2011), um esquema em larga escala da configuração da geometria planar deltaica baseado na relação entre a influência fluvial e a deriva litorânea de deltas com única desembocadura ou único lobo deltaico. De acordo com o modelo, a geometria atual da foz do Rio Doce voltada para sul aponta para certo equilíbrio entre o fluxo fluvial e a deriva litorânea, não havendo um amplo domínio de um sobre o outro. Entretanto, Martin *et al.* (1987) e Bhattacharya e Giosan (2003) destacam que o delta do Rio Doce mostra desenvolvimento assimétrico em alguns estágios do Holoceno, sugerindo época de domínio fluvial sobre a ação de ondas. Contudo, o lobo deltaico moderno atual direcionado para sul, aponta para um aumento recente da ação de ondas. Catabriga (2013) analisou algumas linhas sísmicas de alta resolução na plataforma interna nas adjacências do Rio Doce e sugeriu, baseado na classificação da dispersão da pluma sedimentar de Walsh e Nittrouer (2009), que o delta do Rio Doce é classificado como dominado por acumulação proximal. De fato, os depocentros localizados próximos a desembocadura do Rio Doce (Figura 5. 4) indicam acumulação de sedimentos finos nas adjacências da foz. Entretanto, como mencionado anteriormente, a ação de ondas, que aumentou seu potencial no final do Holoceno, reconhecido pelo abandono da foz mais ao norte em ~2.500 anos a.p., é provavelmente a responsável pela redistribuição de sedimentos finos longe da foz (Figura 5. 4) e por sua atual geometria. Estudos da planície deltaica do Rio Doce, junto com as classificações aqui apresentadas, conduzem para interpretação que o delta do Rio Doce alterna entre períodos domínio fluvial e períodos de equilíbrio entre aporte fluvial e ação de ondas ao longo de sua evolução Holocênica.

5.5 CONCLUSÕES

A geometria alongada do sistema deltaico emerso e submerso do Rio Doce é semelhante aos principais sistemas fluviais do mundo, evidenciando transporte sedimentar longitudinal significativo e composição sedimentar fina. De fato, a atuação da pluma sedimentar indica transporte preferencialmente para o norte e o delta emerso apresenta curvatura sigmóide sendo composto por sedimentos lamo-arenosos terrígenos. A evolução da planície deltaica ainda não está bem definida, mas mudanças na orientação e localização da desembocadura fluvial do Rio Doce, proposto por diferentes modelos evolutivos, provavelmente explicam os dois depocentros e as duas unidades sísmicas distintas observadas no prodelta nas adjacências da atual foz. Deste modo, o delta do Rio Doce apresenta importante acumulação proximal, mas

também redistribuição de parte do depósito pela ação de ondas, transportando sedimentos preferencialmente para o norte. Ao longo de sua evolução, o delta do Rio Doce aparenta ter mesclado entre períodos de domínio fluvial e períodos de equilíbrio entre aporte e dispersão sedimentar por atuação de ondas.

No dia 05 de novembro de 2015, uma barragem de rejeitos de mineração rompeu no município de Mariana em Minas Gerais. Este acontecimento foi noticiado como o maior desastre socioambiental da história do Brasil e do mundo envolvendo barragens de rejeitos, com um volume despejado de cerca de 62 milhões de metros cúbicos. Por conta da barragem estar inserida dentro da bacia de drenagem do Rio Doce, a lama de rejeitos alcançou rapidamente o sistema fluvial, chegando ao mar no dia 22 de novembro de 2015, após percorrer aproximadamente 660 km. Diversos estudos foram e ainda estão sendo realizados para tentar dimensionar os impactos deste rejeito nos ecossistemas marinhos.

Apesar da lama de rejeitos apresentar características de dispersão distinta da lama siliclástica normalmente aportada, devido a alta concentração de silte e argila, o presente estudo mostra, através do mapeamento do lobo deltaico do Rio Doce, a área potencialmente impactada com estes rejeitos, sendo um estudo balizador na determinação de áreas para monitoramento ambiental.

É difícil prever, mas a presença de um novo aporte de lama, com características bem distintas e com maior potencial de dispersão, pode se tornar um novo horizonte sísmico marcador no futuro. O provável paleo-depocentro ao norte da foz indica que a deposição preferencial ocorre nas adjacências da atual foz. Desta forma, conhecer a história evolutiva do delta submerso do Rio Doce auxilia na compreensão da influência antrópica na plataforma continental.

CAPÍTULO 6 - ASPECTO FISIAGRÁFICO E EVIDÊNCIAS DE NEOTECTONISMO NA PLATAFORMA CONTINENTAL CENTRO-NORTE DO ESPÍRITO SANTO

6.1 INTRODUÇÃO

Neotectônica é o termo que, de maneira geral, serve para definir os movimentos da crosta terrestre que se instalaram a partir do Neógeno (~23 Ma até os dias de hoje) e que assumiram papel decisivo na formação da topografia contemporânea (Summerfield, 1986; Wislow, 1986; Pavlides, 1989). Segundo Saadi (1993), a plataforma continental brasileira foi afetada por deformações tectônicas cenozóicas em toda sua extensão. A plataforma adjacente ao Rio Doce é constituída, em sua porção superior, pela Formação Rio Doce (França *et al.*, 2007). Esta Formação compreende sedimentos arenosos médios a muito grossos, com camadas intercaladas de sedimentos argilosos (Amus *et al.*, 1971), sendo interpretada como um sistema deposicional de leques costeiros, ligada a uma fase regressiva iniciada no Eoceno Médio (Vieira *et al.*, 1994). A Formação Rio Doce é afetada por um conjunto de lineamento de direção NNW-SSE denominado Faixa Colatina (Novais *et al.*, 2004; Novais, 2005).

Apesar da maior parte dos estudos em plataforma continentais envolver sísmicas convencionais 2D e 3D, de interesse da indústria de petróleo, métodos sísmicos de alta resolução podem identificar falhas geológicas com maior precisão, visto que aspectos reológicos ou pequenos rejeitos podem, muitas vezes, não permitir o seu mapeamento em dado sísmico convencional (Souza, 2006; Vázquez *et al.*, 2010a; Tschiedel, 2012). Ainda é limitada a existência de dados de alta resolução para verificação da presença ou não de falhas no fundo marinho na bacia do Espírito Santo e em outras bacias da margem continental do Brasil (Tschiedel, 2012). Este capítulo tem como objetivo avaliar o aspecto fisiográfico e identificar falhas geológicas na plataforma continental centro-norte do Espírito Santo através de sísmica de alta resolução e tentar discutir suas implicações na sedimentação recente (Pleistoceno Tardio-Holoceno).

6.2 MATERIAIS E MÉTODOS

6.2.1 Aquisição de Dados Sísmicos

O levantamento sísmico foi realizado através de um perfilador de subfundo visando o reconhecimento de elementos fisiográficos e falhamentos superficiais e subsuperficiais que caracterizam o depósito sedimentar da plataforma continental centro-norte do Espírito Santo (Figura 6. 1). Para este mapeamento subsuperficial foi empregado o perfilador de sub-fundo tipo *Boomer*, com frequência de operação de 0,5 a 3,5 kHz e energia de 50 a 300 J, com sistema de aquisição CODA. A interpretação e processamento foram realizados através dos *softwares* CODA, *Seismic Unix* e *SonarWizMap 5*.

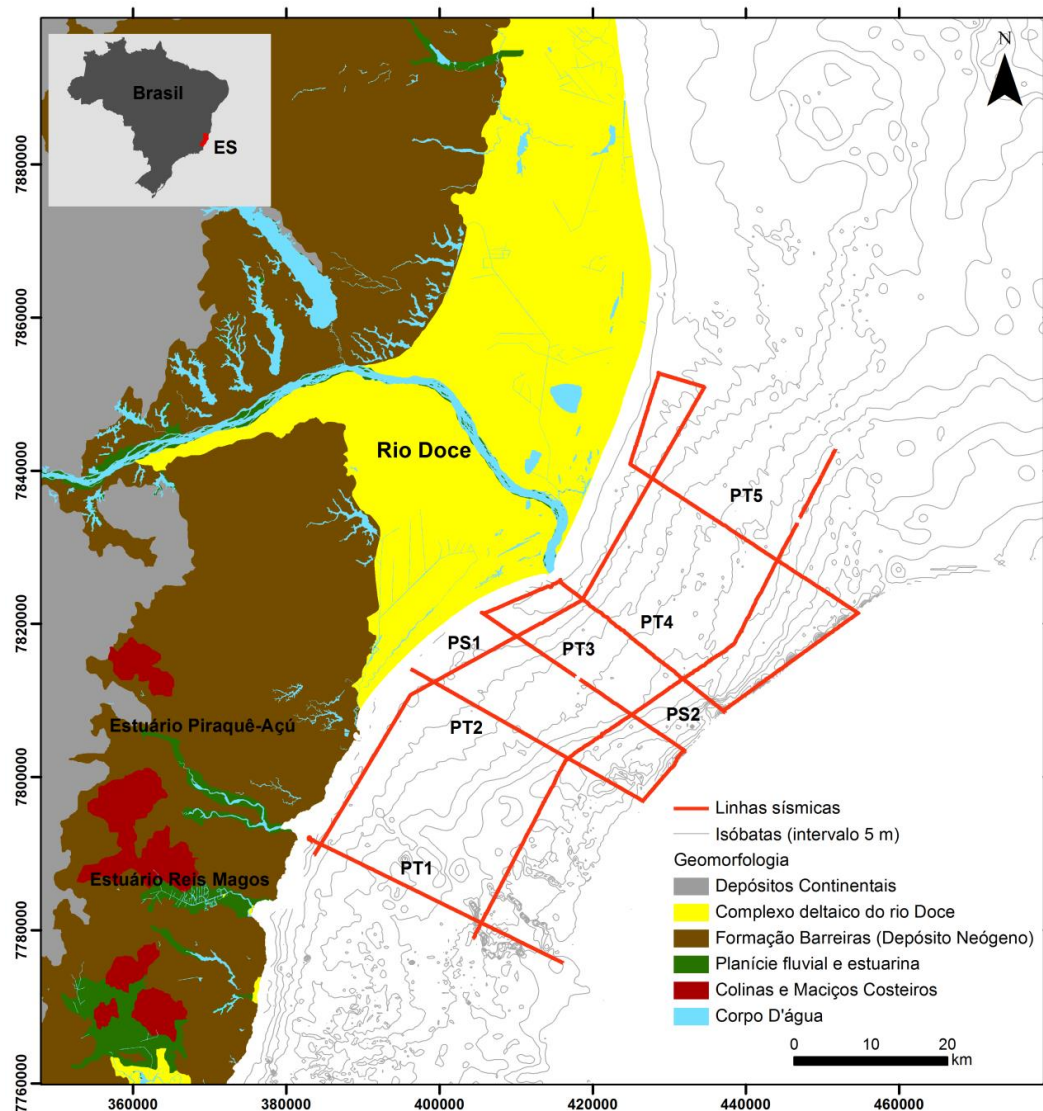


Figura 6. 1: Aquisição sísmica na área de estudo e geomorfologia costeira. Perfis transversais nomeados de PT1 a PT5 e perfis *stikes* raso (PS1) e fundo (PS2).

Por meio do *software* CODA os arquivos sísmicos foram convertidos no formato SEG-Y, além de gerar seções sísmicas com filtros de frequência e ganho. O *Seismic Unix* funciona dentro da plataforma LINUX. Trata-se de um conjunto de comandos e rotinas em código aberto para processar linhas sísmicas, independentemente do tipo de aquisição (*boomer, sparker, chirp*, etc), mantido pelo *Center for Wave Phenomena* (CWP) no *Colorado School of Mines*. Inicialmente projetado para sísmica profunda, o *Seismic Unix* sofreu uma adaptação para sísmica rasa realizada pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ). Dentre as diversas ferramentas existentes, permite: corte no tempo e no número de traços; extração da navegação; corte de coluna d'água; filtragem de ondas e frequência; análise do espectro de frequência; aplicação de ganho; entre outros. Após o processamento sísmico, as linhas sísmicas foram carregadas no *software SonarWiz Map 5* (*Chesapeake Technology*) onde foram observados os elementos fisiográficos e identificadas as falhas geológicas.

6.3 RESULTADOS

6.3.1 Aspectos Neotectônicos

A sísmica de alta resolução foi utilizada visando o mapeamento de falhas geológicas rasas que podem afetar o fundo marinho ao longo da plataforma continental estudada. No perfil sísmico PT1, localizado na frente do estuário Piraquê-açú, foram observadas falhas na plataforma interna em torno da isóbata de 30 m e na plataforma média em torno de isóbata 40 m (Figura 6. 2). Nas adjacências da foz do Rio Doce também foram encontradas falhas ao longo da isóbata em torno de 42 m (Figura 6. 3). Estas falhas evidenciam o deslocamento de refletores sísmicos e provocam agrupamento e afundamento destes refletores quando comparado com áreas ao seu entorno (Figura 6. 3), além de estarem associadas a presenças de hipérboles em alguns casos. As falhas foram observadas entre 5 e 35 m abaixo do fundo marinho.

Apesar de se tratar de sísmica de alta resolução 2D, em termos de orientação, os perfis sísmicos transversais sugerem falhas geológicas com orientação preferencialmente SSW-NNE (Figura 6. 4).

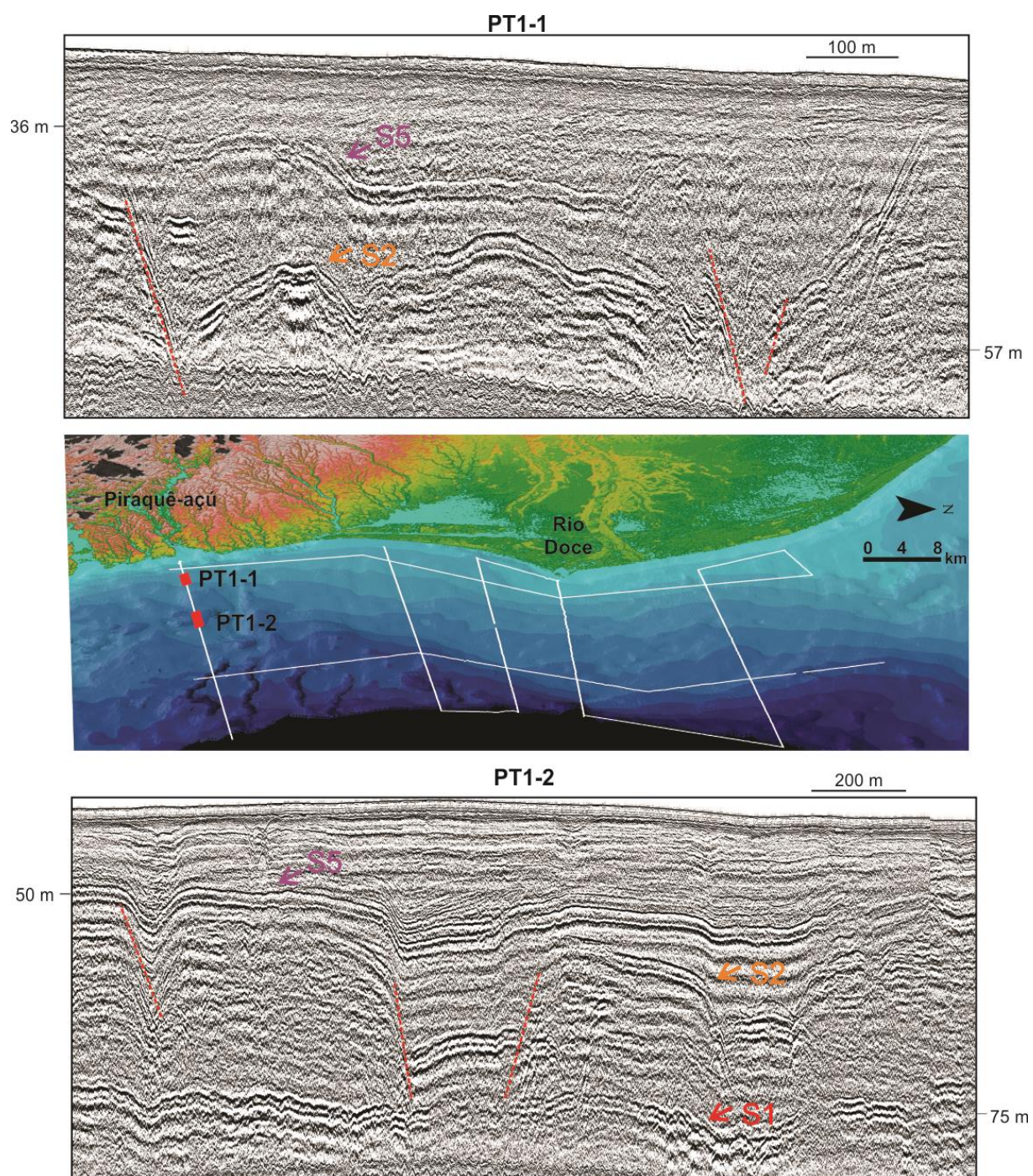


Figura 6. 2: Perfil sísmico de alta resolução evidenciando algumas falhas encontradas ao longo do transecto PT1. Superfícies estratigráficas interpretadas no Capítulo 5. Ver Figura 7.1 para localização das seções sísmicas.

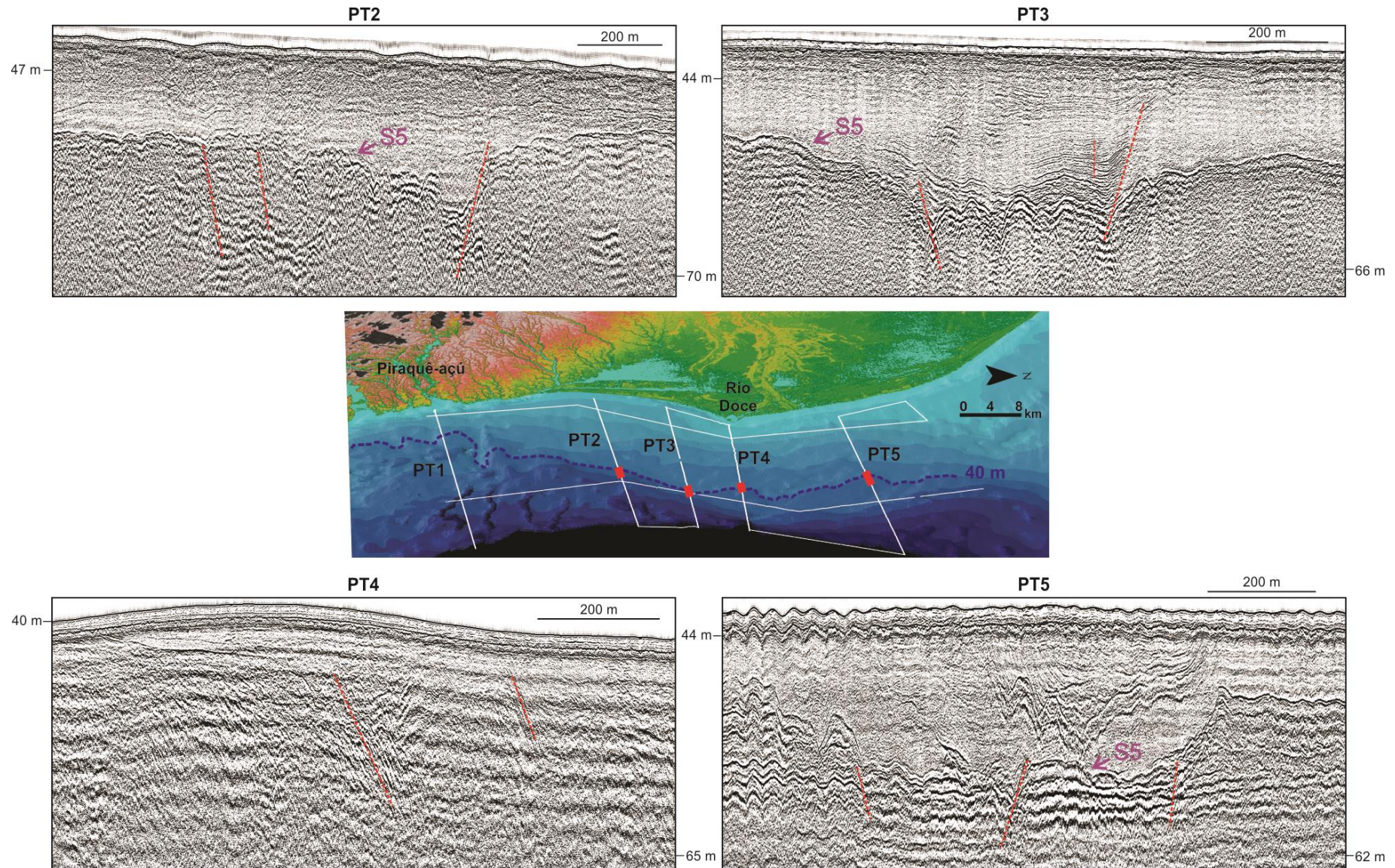


Figura 6. 3: Falhas geológicas ao longo da isóbata de 42 m. Superfície estratigráfica S5 interpretada no Capítulo 5. Ver Figura 7.1 para localização das seções sísmicas.



Figura 6. 4: Orientação das falhas encontradas ao longos dos perfis sísmicos transversais. Destaque para falhas com direção SSW-NNE em torno da isóbata de 40m. Ver Figura 7.1 para localização das seções sísmicas.

6.3.2 Elementos Fisiográficos

A sísmica de alta resolução foi utilizada para prover com detalhes as características morfológicas do fundo marinho. Ao longo da plataforma continental foram mapeados diversos elementos fisiográficos como feições lobadas, canais, sulcos, escarpas, altos e baixos topográficos.

A feição em forma de lobo foi observada na plataforma interna nas adjacências da foz do Rio Doce, ao longo dos perfis transversais PT3, PT4 e PT5 (Figura 6. 5), evidente principalmente no perfil PT3. A feição lobada inicia em torno de 12 m e se estende até 35 m, no início da plataforma média. O mergulho é relativamente íngreme, acima de 0.2° no limite da encosta, enquanto a média é menor que 0.1° . O limite entre a plataforma média e externa também é marcado por uma nova feição lobada, que inicia seu mergulho em 35 m na região mais ao sul (perfil PT2) e em 42 m no perfil mais ao norte (PT5) (Figura 6. 6). Apenas o perfil PT1 não apresenta este tipo de feição e o perfil PT4 mostra um alto topográfico associado com a forma lobada. A feição lobada se estende até o início da plataforma externa, com seu término em 51 m ao sul (PT2) e 68 m ao norte (PT5) (Figura 6. 6). O mergulho desta segunda feição lobada é menos íngreme, alcançando máximo de 0.16° no limite da encosta.

Ao longo da plataforma média foram observados altos topográficos intercalados com baixos topográficos, além de sulcos e escarpas (Figura 6. 7). O perfil PT2 é constituído de uma forte escarpa em 32 m, formando um degrau de 5 m. Ao longo do perfil PT4 são observadas pelo menos três altos topográficos que alcançam altura de 3 m acima de seu entorno. Já o perfil PT5 aponta sulcos entre altos topográficos com incisão de até 2.5 m (Figura 6. 7).

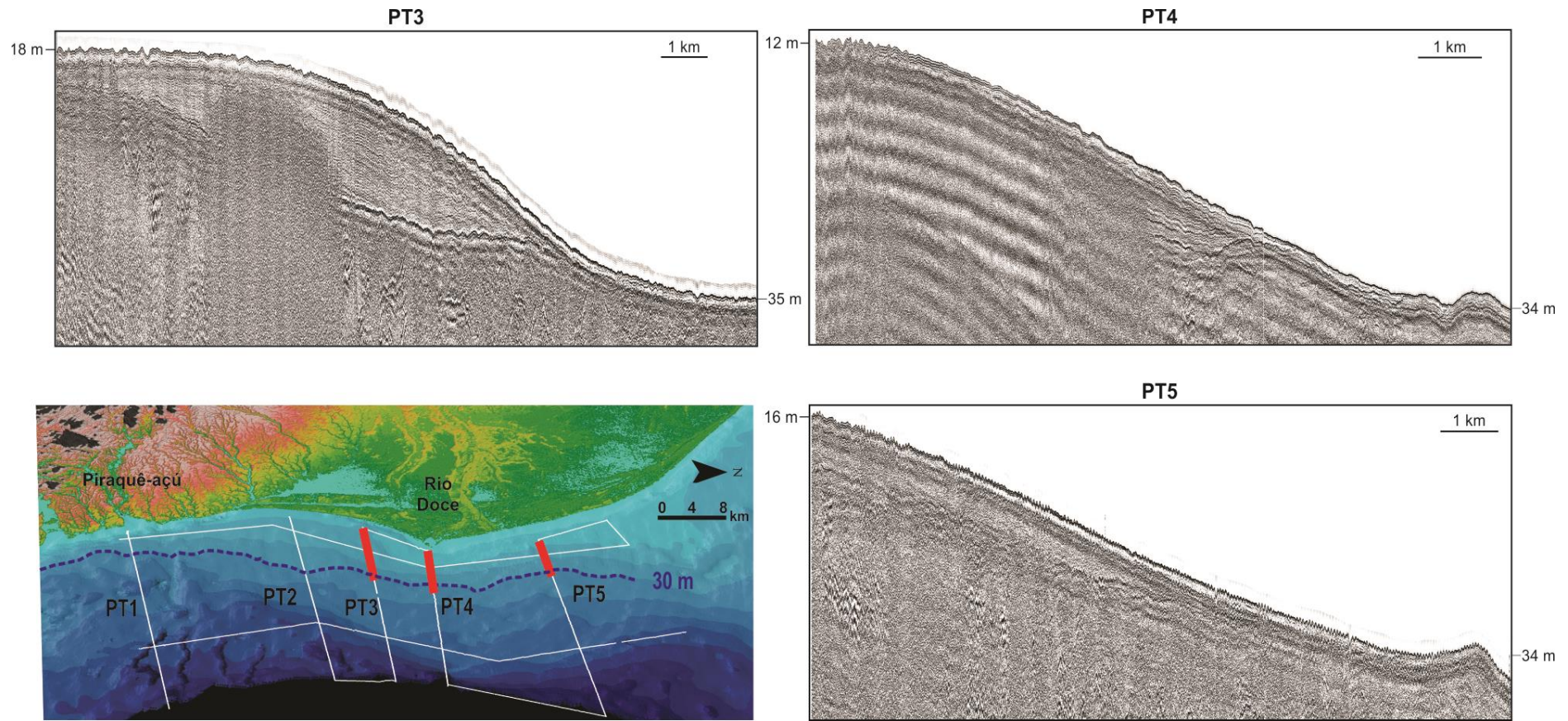


Figura 6. 5: Perfis sísmicos evidenciando feição lobada na plataforma interna adjacente a foz do Rio Doce.

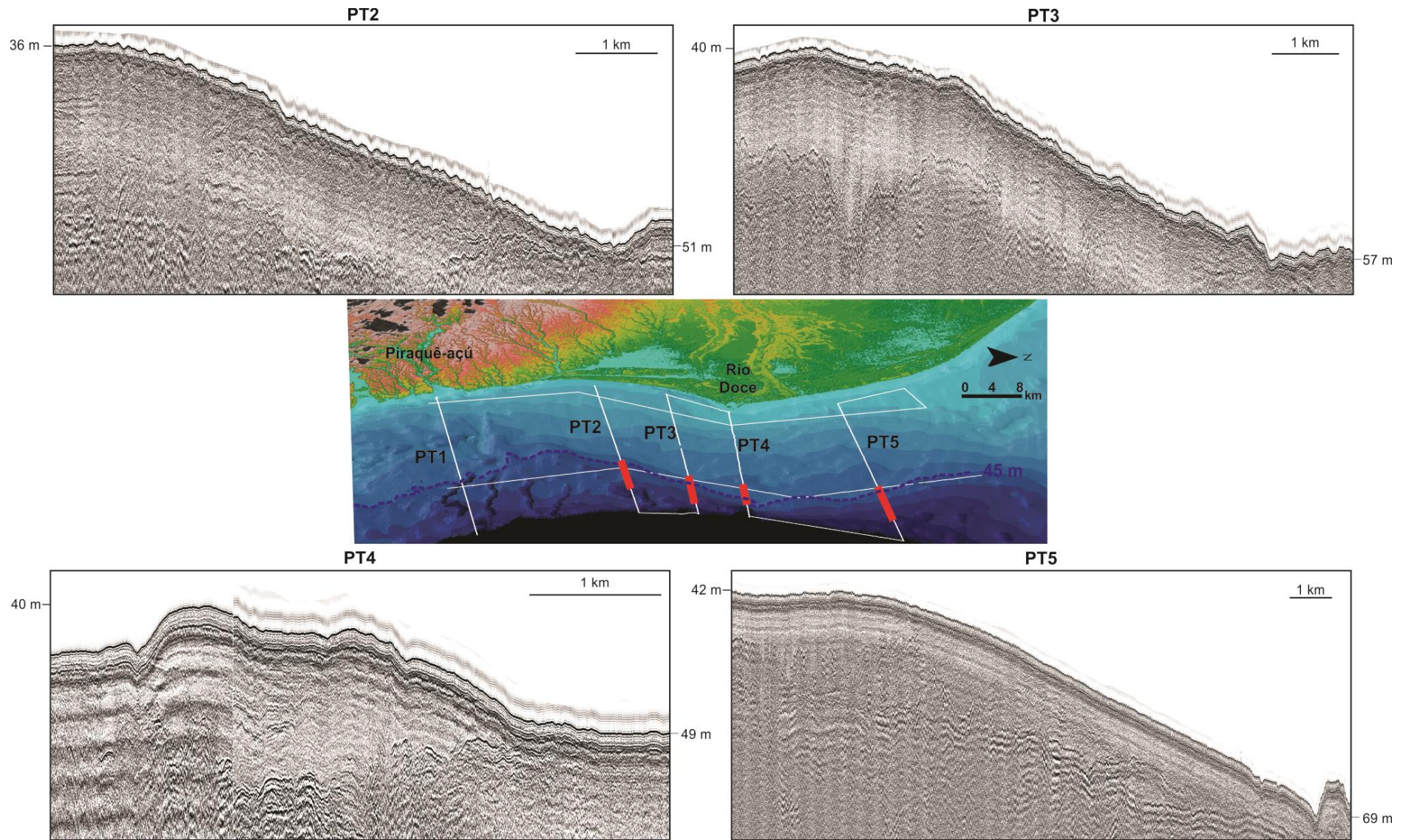


Figura 6. 6: Perfis sísmicos evidenciando feição lobada no limite entre plataforma média e externa adjacente a foz do Rio Doce

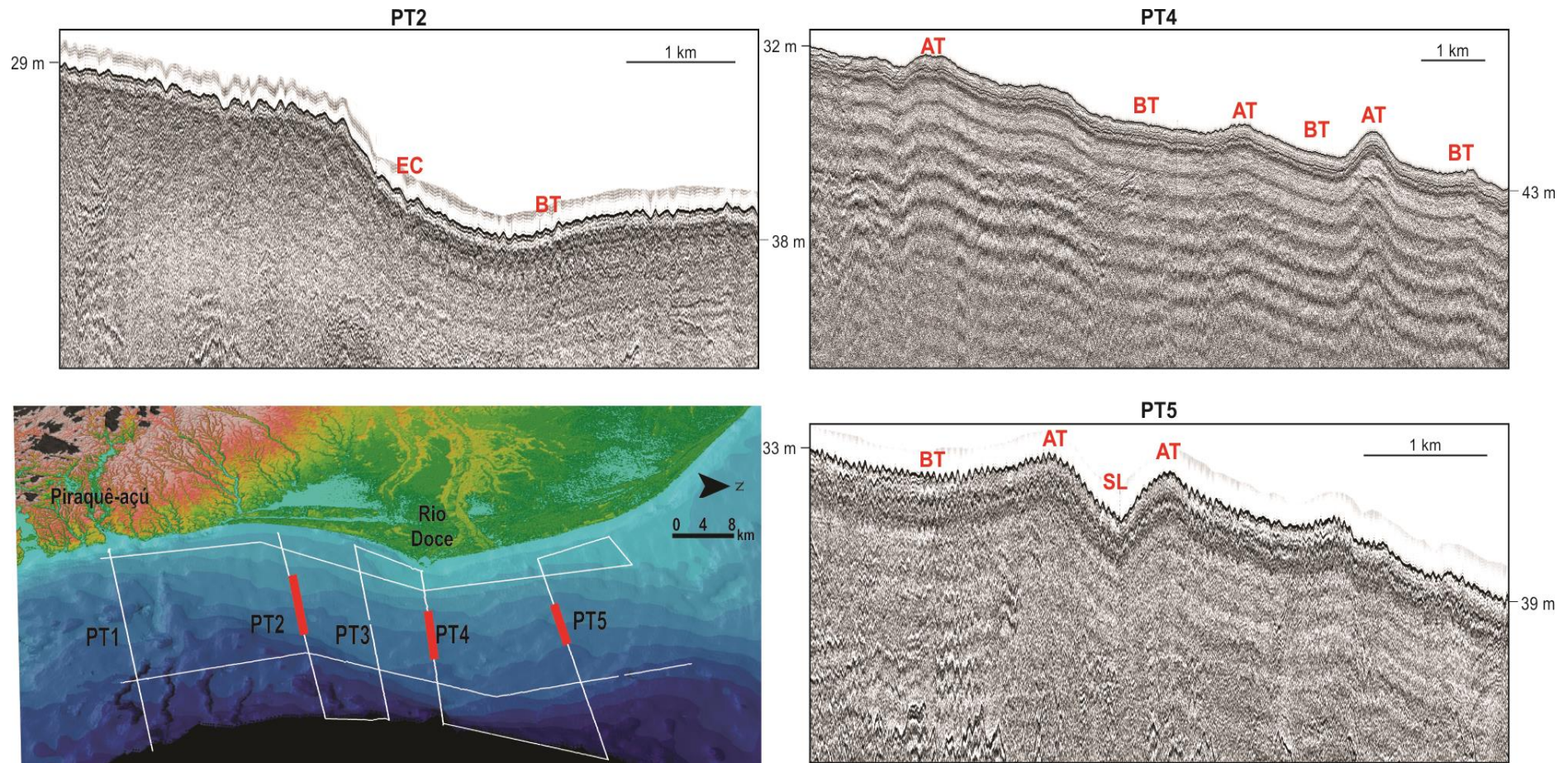


Figura 6. 7: Elementos fisiográficos observados ao longo da plataforma continental média. AT = alto topográfico; BT = baixo topográfico; EC = escarpa; SL sulco.

A plataforma externa, iniciada ao fim da feição lobada, entre 51 e 68 m de profundidade, apresenta canais e densa alternância entre altos topográficos e sulcos. Através da linha sísmica *strike*, ao longo da isóbata em torno de 50 m, foi possível identificar padrões na distribuição dos elementos fisiográficos. Na porção sul da plataforma, os elementos fisiográficos principais são canais e altos topográficos (Figura 6. 8A - perfil SFS). Em menor proporção são observados sulcos e escarpas. Rumo ao norte, o aspecto morfológico muda e o relevo se torna relativamente mais suave, mas com a presença marcante de altos topográficos de até 4.5 m próximos a interseção com o perfil PT4 (Figura 6. 8A - perfil SFN).

Próximo a quebra de plataforma, entre 68 e 84 m, os principais elementos fisiográficos são altos topográficos e sulcos, mas também são observados canais e escarpas (Figura 6. 8B). Rumo ao norte, esta alternância entre altos e sulcos se torna mais evidente (Figura 6. 8B - perfil SQPN). De fato, a plataforma externa do perfil sísmico PT5 é dominada pela alternância em maiores proporções destas feições, com altos de até 4.5 m e sulcos de até 2.5 m (Figura 6. 9 - perfil PT5), enquanto rumo ao sul é observado uma maior variabilidade do fundo, com a presença de canais de borda de plataforma (Figura 6. 9 - perfil PT4), relevos mais suaves (Figura 6. 9 - perfil PT3) e vales incisos entre altos topográficos (Figura 6. 9 - perfil PT2).

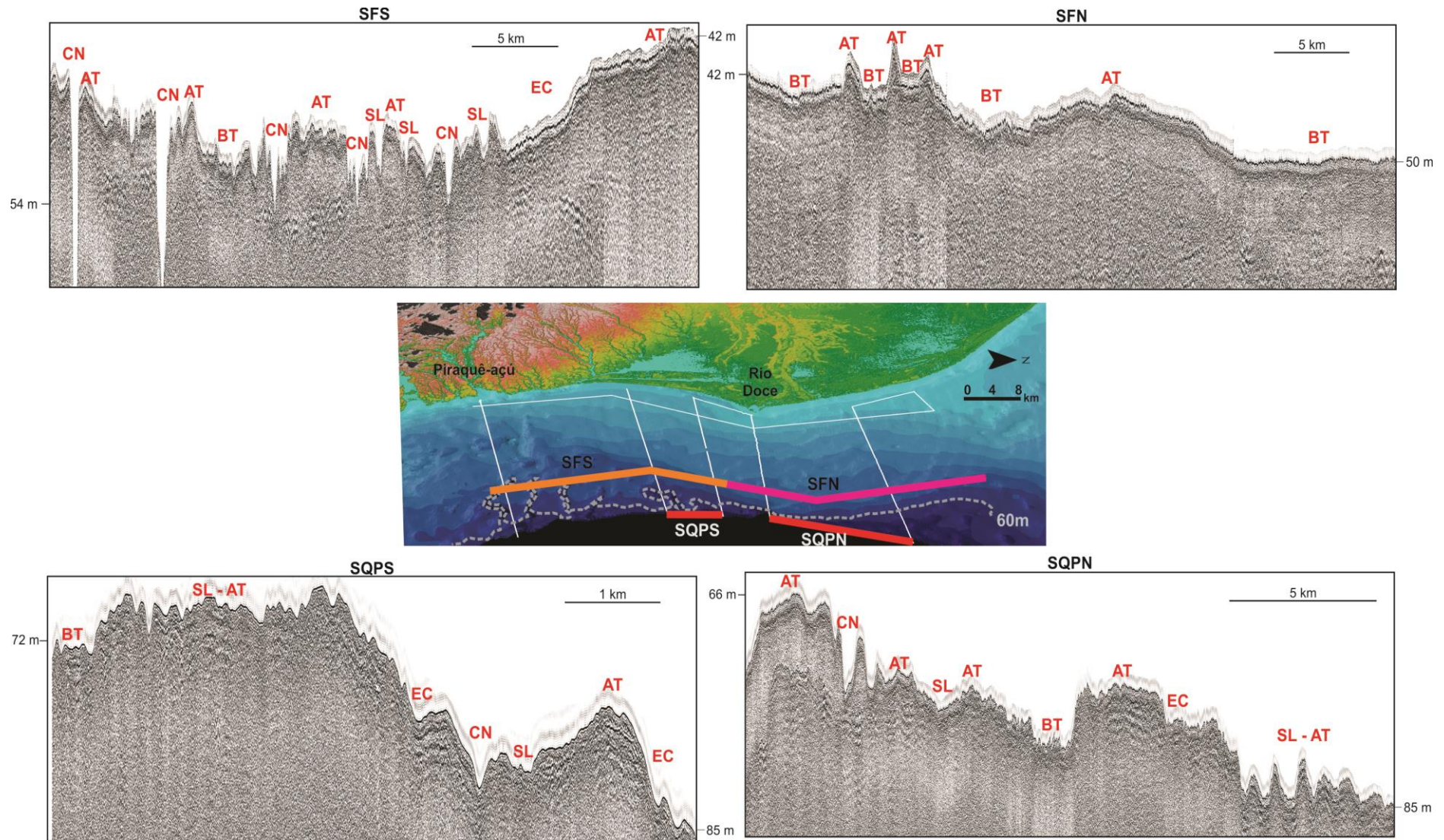


Figura 6. 8: Elementos fisiográficos observados na linha sísmica *strike* ao longo da plataforma continental média e externa. AT = alto topográfico; BT = baixo topográfico; CN = canal; EC = escarpa; SL sulco.

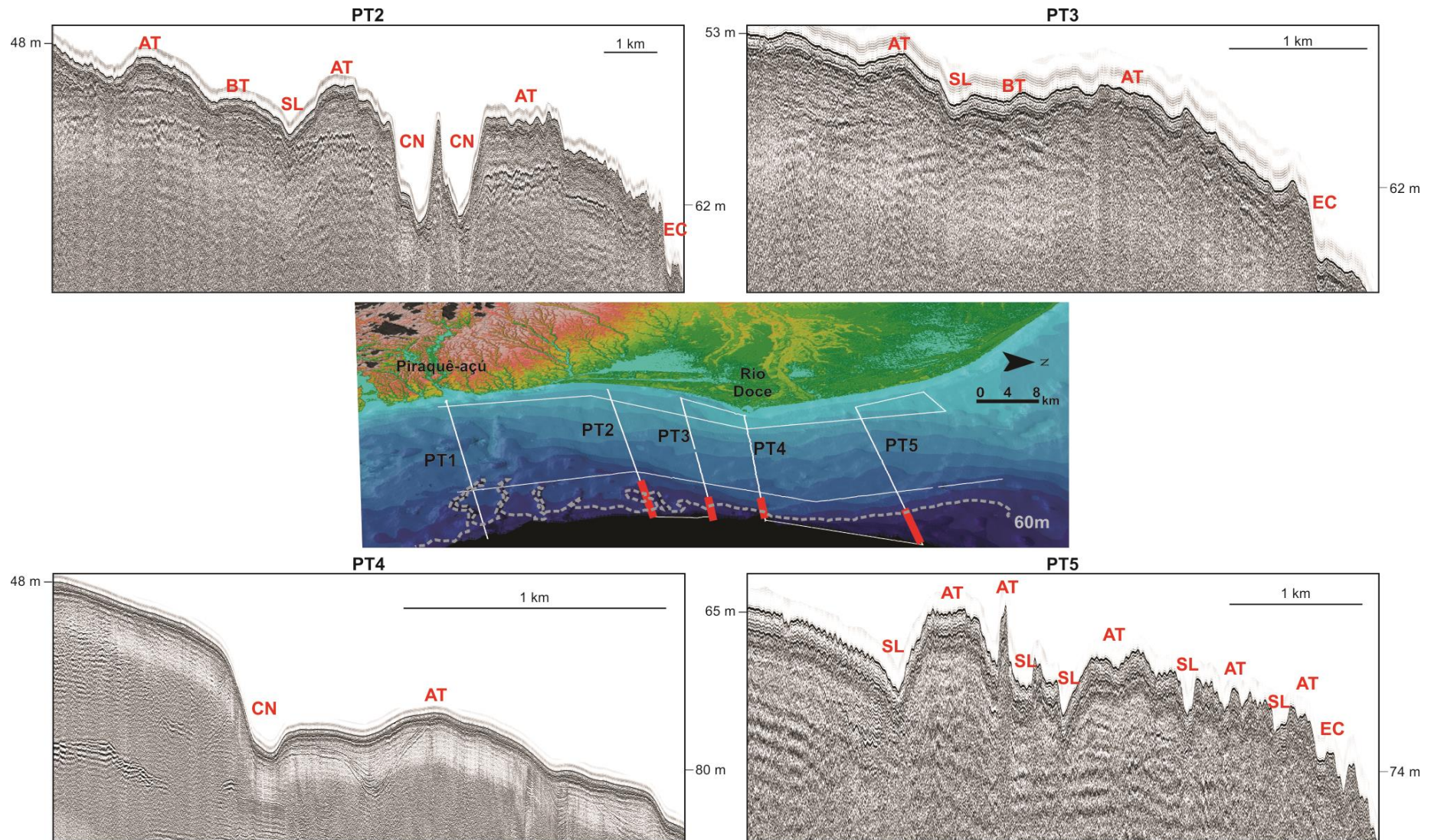


Figura 6. 9: Elementos fisiográficos observados ao longo da plataforma continental externa. AT = alto topográfico; BT = baixo topográfico; CN = canal; EC = escarpa; SL sulco.

6.4 DISCUSSÃO

6.4.1 *Neotectonismo e Elementos Fisiográficos: Implicações na Sedimentação Recente*

Movimentos tectônicos recentes possuem potencial para afetar as unidades sedimentares depositadas em plataformas continentais nos últimos milhares de anos (Quaternário Superior). Vázquez *et al.* (2010a,b) concluíram que conjuntos de falhas normais muito recentes afetam as unidades sedimentares do Pleistoceno Superior - Holoceno na plataforma continental do Golfo de Cadiz na Espanha. Estes autores ainda encontram claras evidências de fraturas afetando os depósitos pós-último máximo glacial (depósito sedimentar transgressivo e de mar alto), que em algumas regiões chegam a produzir escarpas de amplitude moderada sobre a plataforma continental.

Nas adjacências da foz do Rio Doce, até a isóbata de 45 m do fundo marinho, as interpretações sísmicas do Capítulo 4 apontam para o maior desenvolvimento das unidades sísmicas depositadas pós-último máximo glacial. Nesta porção da plataforma interna e média, unidades fluvio-estuarinas apresentam sua espessura máxima, enquanto que após esta profundidade, rumo a bacia, as unidades sísmicas apresentam fraco desenvolvimento. Como discutido no Capítulo 4, diversos motivos afetam o padrão de sedimentação, inclusive tectonismo.

A presença de falhas em torno da isóbata de 42 m (Figura 6. 2 e Figura 6. 3) e a elevação da Superfície estratigráfica S5 após estas falhas (Figura 6. 3) pode ter criado um ambiente relativamente mais abrigado e de maior sedimentação na plataforma média durante a última transgressão. Estudos estratigráficos e sedimentológicos sugerem eventos de intensa sedimentação aluvial no sudeste do Brasil durante o Holoceno Inicial a Médio (Mello *et al.*, 1997; 1999). Segundo estes autores, estes eventos podem ser discutidos em termos de variações paleoclimáticas ou paleohidrológicas, mas também como resultados de mecanismos neotectônicos durante o Quaternário Tardio, que têm sido reconhecidos em outros estudos (Salvador e Riccomini, 1995; Mello, 1997; Ribeiro e Mello, 2011). Desta forma, mecanismos neotectônicos e condições mais úmidas podem ser os fatores preponderantes para o desenvolvimento de depósitos fluvio-estuarinos na plataforma interna e média.

Falhas normais, que alcançam a superfície do atual fundo marinho, foram observadas na quebra da plataforma continental ao norte da área de estudo, no trecho do Cânion do Rio Doce (Tschiedel, 2012). Em planta, estes falhamentos distribuem em três direções principais: NW-

SE, SW-NE e E-W. De fato, a orientação SSW-NNE das falhas geológicas encontradas na área de estudo (Figura 6. 4), está condizente com a direção do lineamento que afeta a Formação Rio Doce, denominada Faixa Colatina (Novais *et al.*, 2004; Novais, 2005). Segundo Bricalli (2011), no Estado do Espírito Santo, lineamentos com direção SW-NE possuem idade pleistocênica a holocênica, enquanto que lineamentos com direção SE-NW são de idade holocênica. Esta mesma orientação é a principal encontrada por Tschiedel (2012), provavelmente por serem falhas observadas na superfície do fundo marinho e, portanto, tratarem-se de movimentos tectônicos de origem recente.

Falhas podem estar associadas aos elementos fisiográficos, como estruturas regionais na drenagem pretérita ou associadas a diápiros de sal (Vázquez *et al.*, 2010a; Tschiedel, 2012). Na plataforma continental estudada, os elementos fisiográficos encontrados sugerem distinção no padrão de sedimentação e na característica do fundo marinho. Nas adjacências do Rio Doce foram encontradas feições lobadas no limite da plataforma interna e média e no limite da média para a externa (Figura 6. 5 e Figura 6. 6). Estas feições evidenciam a presença importante do aporte fluvial atual e pretérito e são reconhecidas pelo aumento da declividade do fundo no mapa de gradiente da plataforma continental (Bourguignon, 2013) (Figura 6. 10). Aparentemente não foram observadas falhas associadas com estas feições, apesar de falhas recentes ocorrerem em depósitos prodeltaicos Holocênico (Vázquez *et al.*, 2010a).

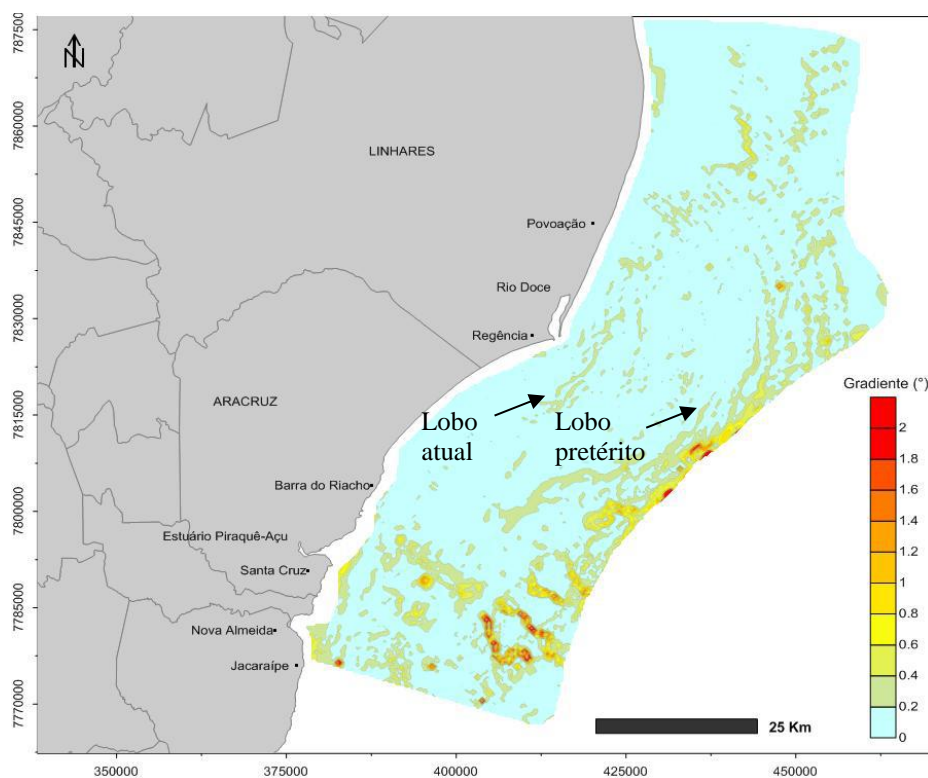


Figura 6. 10: Mapa de gradiente na plataforma continental destacando aumento do gradiente nas regiões do lobo interno (atual) e externo (pretérito). Fonte: Modificado de Bourguignon (2013).

Altos topográficos e sulcos foram os principais elementos fisiográficos encontrados, principalmente na plataforma externa (Figura 6. 7 a Figura 6. 9). Altos topográficos formam uma topografia mais elevada e normalmente são delimitados por sulcos erosivos. A pequena penetração do sinal acústico e a dificuldade de mapeamento dos refletores abaixo sugere que estes altos possuem substrato mais rígido quando comparado com regiões topograficamente mais baixas. Já sulcos são depressões semelhantes a canais, mas que se diferenciam por não apresentarem continuidade longitudinal associada a uma rede de drenagem.

Castaños (2002) aponta para três feições principais na plataforma adjacente ao Rio Doce, sendo estas: substrato arenoso com sequências de rochas de praia, bancos carbonáticos associados à bioconstruções e sulcos erosivos. Segundo a autora, a Corrente do Brasil (CB) possui influência na parte externa da plataforma continental, provocando sulcos erosivos pelo afunilamento do fundo marinho, produzido naturalmente entre os bancos carbonáticos. De fato, Alves (1999) reconhece sulcos erosivos produzidos por correntes de fundo em diversos trechos da bacia sedimentar brasileira. A importância de correntes de fundo próximo a quebra de plataforma é corroborada pela presença de um canal de borda de plataforma no perfil sísmico PT4 (Figura 6. 9), que são normalmente associados a erosão provada pela CB (Reis *et al.*, 2013).

Em torno da isóbata de 32 m, a escarpa no perfil PT2, juntamente com altos topográficos observados ao fim da feição lobada interna nos perfis PT4 e PT5 (Figura 6. 7), podem ser interpretados como uma provável paleolinha de costa. Diversos estudos (Zembruski, 1979; Corrêa *et al.*, 1980; Costa *et al.*, 1988; Reis *et al.*, 2013) interpretam uma série de degraus na plataforma continental brasileira, como terraços marinhos contínuos e lineares desenvolvidos durante fases sucessivas de estabilização do nível do mar, nas isóbatas atuais de 25, 32, 50, 60, 90 e 110 m, ao longo da última transgressão Pleistoceno-Holoceno. De fato, demais escarpas e altos são observados próximos as isóbatas de 50 e 60 m, como o alto ao fim do lobo externo no perfil PT2 e a escarpa no perfil PT3 (Figura 6. 9).

A característica mais proeminente da plataforma continental externa é a presença de canais mais ao sul e a alternância entre altos topográficos e sulcos mais ao norte e próximo a quebra de plataforma. Como discutido anteriormente e em outros capítulos, a plataforma continental estudada apresenta desenvolvimento de vales incisivos ao sul. A presença de alguns altos topográficos associados a borda deste canais (Figura 6. 8) sugere a presença de construções carbonáticas conhecidas como recifes de borda, que são encontradas em outras áreas da plataforma continental do Espírito Santo (Bastos *et al.*, 2015).

Na porção norte e próximo a quebra de plataforma, as construções carbonáticas, associadas aos altos topográficos, apresentam maior desenvolvimento, com alturas acima de 4 m em alguns trechos (Figura 6. 9). Sulcos erosivos separam estes altos e como discutido, são criados por correntes junto ao fundo, com provável influência da Corrente do Brasil (Castaños, 2002).

Desta forma, os elementos fisiográficos encontrados respondem as oscilações ao longo da última transgressão e ao padrão de sedimentação estabelecido após a inundação da plataforma, com feições lobadas de superfície sedimentar inconsolidada dominando os limites entre plataforma interna-média e média-externa, escarpas e altos na plataforma média, que podem ser substratos rígido ou cordões arenosos criados durante estabilização do nível do mar, e a plataforma externa dominada por bioconstruções carbonáticas com diferentes estágios de desenvolvimento. O perfil sísmico SQPN (Figura 6. 8) destaca que estes altos podem alcançar espessura de até 7 m quando se compara o refletor sísmico base. A presença de altos na plataforma externa pode estar relacionada as áreas alternadas de domínio de bancos de rodolitos com fundos recifais, provavelmente controlados por fatores oceanográficos como atuação de correntes de fundo.

6.5 CONCLUSÕES

Estudos de neotectônica em plataforma continentais ainda são escassos, principalmente os que envolvem sísmica de alta resolução. As evidências de tectonismo recente encontradas ao longo da bacia de drenagem do Rio Doce e próximo ao seu cânion, também foram observadas na plataforma continental. As falhas geológicas foram reconhecidas ao longo da isóbata de 42 m, com mesma orientação SSW-NNE de lineamentos no continente. Esta situação mostra que processos da crosta podem ter influenciado na evolução sedimentar recente da plataforma continental adjacente ao Rio Doce.

A distribuição dos elementos fisiográficos, como feições lobadas, altos e baixos topográficos, canais, escarpas e sulcos erosivos, evidenciam distinção dos processos sedimentares ao longo da plataforma continental. Feições lobadas foram encontradas nos limites da plataforma interna-média e média-externa, indicando aporte sedimentar significativo ao longo da última transgressão. Altos topográficos e escarpas foram interpretados como possíveis paleolinhas de costa na plataforma média, enquanto a distinção nas alturas dos altos e sulcos erosivos na plataforma externa indica maior desenvolvimento de construções carbonáticas ao norte, sendo os altos associados a vales incisivos ao sul interpretados como recifes de borda.

CAPÍTULO 7 - ANÁLISE INTEGRADA: ASPECTOS EVOLUTIVOS DA PLATAFORMA CONTINENTAL

7.1 INTRODUÇÃO

Os capítulos anteriores apresentaram a plataforma continental centro-norte do Espírito Santo perante distintos aspectos. As características reportadas retratam a complexidade do depósito sedimentar, construído a partir da relação entre a herança geológica, o aporte sedimentar autóctone e alóctone, a dinâmica sedimentar, a hidrodinâmica marinha, as oscilações do nível do mar e o neotectonismo. De fato, Gao e Collins (2014) destacam a interação complexa dos fatores que atuam espacialmente e temporalmente na formação do depósito sedimentar, concluindo a necessidade de uma visão ampla para a compreensão dos processos e produtos atuantes na plataforma continental.

O objetivo deste capítulo é interpretar conjuntamente as informações obtidas neste estudo, buscando avaliar os principais aspectos evolutivos que constituem a plataforma continental contrastante da área de estudo.

7.2 DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Ao longo de toda costa leste brasileira, observa-se a alternância entre costas com alta aporte sedimentar, que constituem deltas, e costas relativamente "famintas" em sedimentos, que são formadas por estuários e baías (Dominguez, 2009). Como observado ao longo deste estudo, o aporte sedimentar se mostrou fundamental em relação ao grau de desenvolvimento e no tipo dos depósitos na plataforma, atestando que a geomorfologia distinta encontrada na costa, também é observada na plataforma continental adjacente. Apesar do aporte sedimentar ser um de diversos fatores responsáveis pela característica do depósito sedimentar, estudar um trecho de costa e plataforma que provavelmente experimentou mesmas condições climáticas, hidrodinâmicas, meteoceanográficas e de nível do mar, possibilita compreender a importância deste fator na evolução da plataforma. Esta perspectiva auxilia em uma discussão ainda escassa no meio científico, que comumente estuda ambientes homogêneos, como vales incisivos, bolsões de lama ou sistemas deltaicos específicos.

Através da análise de dados sedimentológicos superficiais e subsuperficiais, topográficos (altimetria e batimetria) e dos estratos sedimentares por meio da sísmica de alta resolução,

foi elaborado um mapa dos principais aspectos evolutivos da área de estudo (Figura 7. 1). A evolução da plataforma continental foi reconstruída a partir dos dois últimos eventos de exposição, onde foram observados contrastes nos ambientes sedimentares instalados. Os principais aspectos evolutivos são destacados de forma cronológica abaixo.

- **Homogeneidade da plataforma durante os estágios MIS4 e MIS3:** a plataforma curta e relativamente rasa, entre 60 e 75 m, dificulta o posicionamento da exposição mais antiga, representada pela superfície S2 (capítulo 4), visto as grandes oscilações ocorridas entre os dois últimos estágios de recuo do nível do mar superior a -100 m (MIS6 e MIS2) (Rabineau *et al.*, 2006). Baseado nas interpretações das unidades sísmicas, a exposição de S2 foi posicionada durante a queda do nível do mar em MIS4, pois curvas globais indicam recuo do nível do mar próximo a 70 m abaixo do atual por volta de 65 mil anos atrás. Esta interpretação também foi condicionada pela erosão relativamente mais suave quando comparada a superfície S5, ocorrida durante MIS2. Entre os estágios MIS4 e início de MIS3 ainda não haviam grandes diferenças ao longo da área de estudo (representado por S2 e U2), que sugere condições climáticas e aporte sedimentar semelhante durante a inundação subsequente.

- **Construção do depósito carbonático Pleistocênico ao norte:** a inundação durante o estágio MIS3 pode ter perdurado tempo suficiente para o estabelecimento de comunidades carbonáticas (Figura 7. 1). Apesar das variações de profundidade alcançada pela inundação em MIS3, trabalhos na costa brasileira apontam para nível do mar próximo ao atual em MIS3 (Klein, 2005; Mahiques *et al.*, 2010; Carvalho Silva, 2011; Cohen *et al.*, 2014; Rossetti *et al.*, 2015). Estudos na própria planície deltaica do Rio Doce apontam para construção de cristas de praia na atual porção central da planície deltaica durante o estágio MIS3 (Rossetti *et al.*, 2015). Com esta observação, surge o questionamento se a evidência de cristas de praia também não indicaria momento de alto aporte sedimentar e possível desfavorecimento da instalação de comunidades carbonáticas. De fato, o aumento de turbidez da água inibe a instalação de comunidades carbonáticas (Schlager, 2005). Entretanto, a posição das cristas de praia do Rio Doce em MIS3 estão distanciadas ao menos 20 km do início da deposição carbonática Pleistocênica construída também em MIS3. Esta condição é semelhante a atual, no qual a sedimentação carbonática Holocênica se encontra cerca de 20 km distante da atual foz do Rio Doce (Figura 7. 1). A interpretação de construções carbonáticas é sustentada pelo padrão sísmico da unidade U3 e pela erosão típica em um relevo cárstico observada na superfície S5.

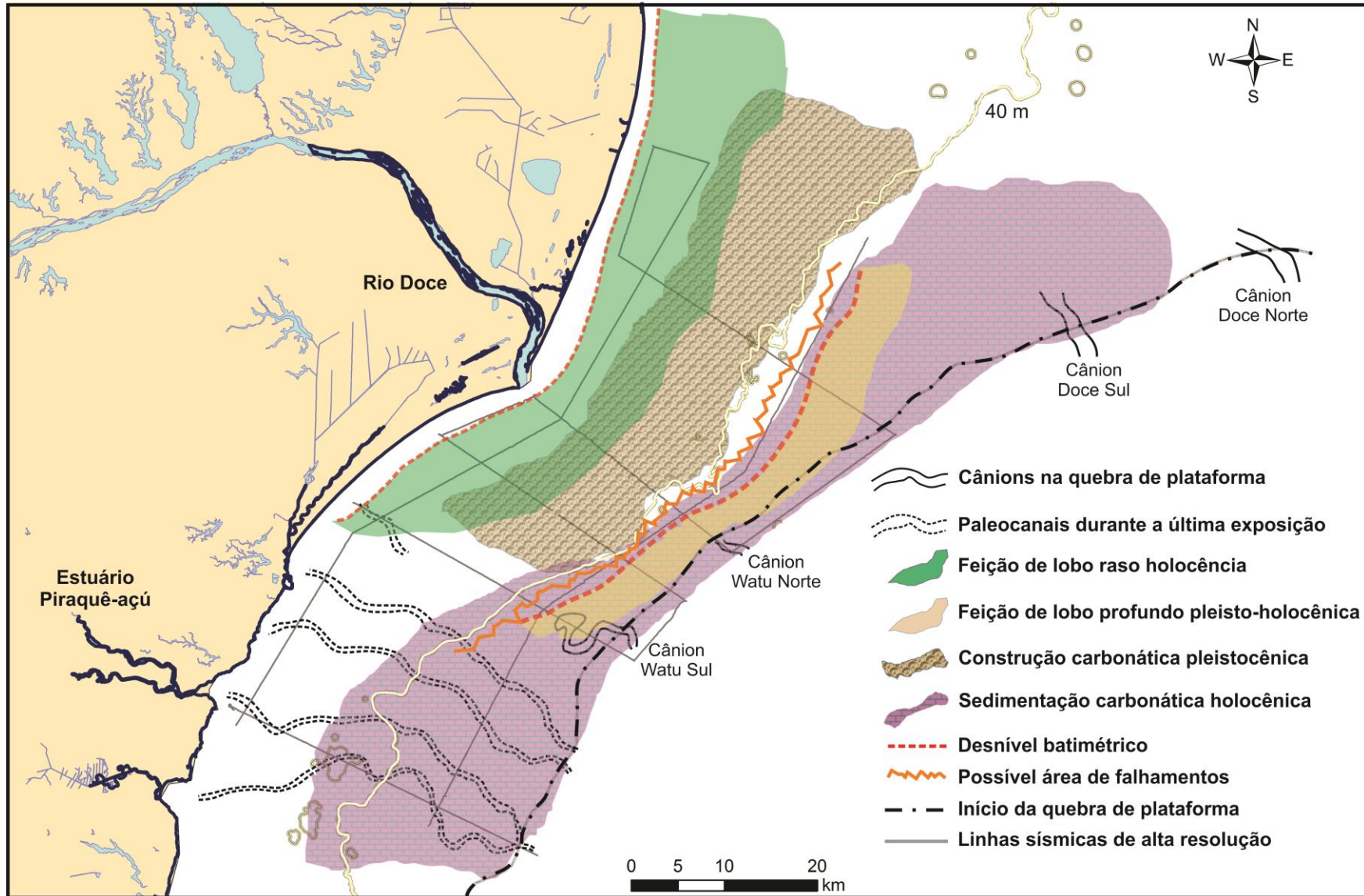


Figura 7. 1: Mapa com os principais aspectos evolutivos da área de estudo.

A ausência da unidade U3 no domínio sul sugere dois cenários prováveis. O primeiro é que esta unidade existiu, mas foi totalmente erodida durante a exposição em MIS2. Os diversos vales incisos nesta região favoreceriam uma erosão mais profunda. O segundo cenário seria a ausência de construções carbonáticas por uma provável influência dos diversos sistemas fluviais, que inibiram o estabelecimento de comunidades carbonáticas devido o aumento de turbidez.

- **Exposição da plataforma continental e criação de vales incisos:** após a subida no nível relativo do mar em MIS3, houve novo momento de queda e exposição da plataforma (estágio MIS2), no qual o nível do mar caiu até ~130 m abaixo do atual por volta de 21 mil anos atrás (Rabineau *et al.*, 2006). Esta exposição foi profundamente notada nos registros sísmicos e revelou uma plataforma exposta sob diferentes ambientes sedimentares. No norte, na plataforma interna e média, múltiplas incisões revelaram a presença de um relevo cárstico. No sul, diversos vales incisos foram observados, enquanto a plataforma externa não apresentou evidência de forte erosão (Capítulo 4).

Os aspectos morfológicos do talude revelam dois grandes sistemas turbidíticos: Sistema Rio Doce e Sistema Watu (Schreiner *et al.*, 2009; Tschiedel, 2012; Qin *et al.*, 2016). Ambos são formados pela bifurcação de dois cânions na quebra de plataforma, nomeados de norte e sul. Desta forma, os vales incisos no domínio sul da plataforma não são considerados sistemas com aporte sedimentar significativo para o talude, apesar de serem bem desenvolvidos ao longo da plataforma (Figura 7. 1). Esta característica indica que provavelmente estes vales incisos não formaram rios caudalosos durante a última exposição e inundação subsequente. Apesar da ausência do registro de paleocanais nas seções sísmicas no domínio norte, esta região é que apresenta cânions em sua quebra de plataforma conectados a grandes sistemas turbidíticos (Figura 7. 1).

O parágrafo anterior nos apresenta um paradoxo. Apesar de esperarmos um aporte sedimentar significativo no domínio sul, visto os diversos registros de paleocanais, esta região não apresentou grande desenvolvimento do depósito pós-último máximo glacial (pós-UMG). Entretanto, a presença de canais expostos na plataforma externa indica que não houve aporte suficiente para o preenchimento destes canais após seu afogamento. De fato, as bacias de drenagem dos estuários relacionados com estes paleocanais são pequenas, com média de 700 km² para as bacias dos Rios Piraquê-açu e Reis Magos, enquanto a bacia do Rio Doce é de 84.600 km².

O domínio norte apresenta depósitos bem desenvolvidos pós-UMG, mesmo sem observar registros de vales incisos. A presença de cânions nesta região sugere fonte importante de aporte sedimentar. Os paleocanais que representam os cânions do Watu não foram bem observados, implicando que este sistema pode ter iniciado próximo a quebra de plataforma, sem conexão com alguma rede de drenagem no continente. Já a posição dos cânions do Rio Doce sugere que seu sistema está localizado mais ao norte que a aquisição sísmica (Figura 7. 1).

A ausência no registro sísmico de vales incisos esculpidos durante a penúltima exposição da plataforma, representado pela superfície S2, levanta a questão se os vales incisos observados ao longo da última exposição (superfície S5) são resultados de reativação de antigos vales. Tesson *et al.* (2011) destacam que a migração lateral das sucessivas fases de incisão e preenchimento de vales incisos explicam a preservação de diversos ciclos e a existência de um sistema de vales incisos compostos. Estes autores ainda propõem que a variação da profundidade alcançada durante cada máximo do nível de mar baixo e as condições interglaciais na bacias de drenagem também são responsáveis pela preservação do sistema. Portanto, é possível que a existência de algum tipo de controle geomorfológico e/ou tectônico na criação dos vales incisos no sul da área de estudo, tenha controlado e reativados os vales incisos durante a exposição, e que uma nova fase de exposição no futuro, dê origem a vales incisos no mesmo caminho dos registros atuais. A ausência de migração lateral pode ser responsável pela erosão completa dos registros pretéritos de vales incisos.

- **Grau de desenvolvimento dos depósitos transgressivos:** durante a exposição da plataforma, o registro de mar baixo foi associado ao preenchimento do fundo de canal dos vales incisos. Com a subida do nível do mar, sedimentos transgressivos iniciaram sua deposição. A presença de três unidades transgressivas (U5 a U7) destaca a instalação de ambientes sedimentares transgressivos distintos, com maior influência continental, como cabeceiras estuarinas, até domínio marinho, como fundo de rodolitos.

O grau de desenvolvimento destes sistemas transgressivos é resultado do aporte sedimentar. Gao e Collins (2015) destacam que ambientes transgressivos são preservados em plataformas continentais largas com aporte sedimentar significativo. Como mencionado no Capítulo 4, desconsiderando a planície moderna do Rio Doce, a plataforma ao norte da área de estudo era mais larga e provavelmente recebia influência do antigo canal do Rio Doce durante a última inundação. Esta característica justifica o maior desenvolvimento de ambientes flúvio-estuarinos ao norte. A feição de lobo de idade pleistocênica-holocênica entre a plataforma média e externa também ressalta fonte sedimentar próxima durante a inundação (Figura 7. 1). A

presença deste lobo também pode estar relacionado com movimentos neotectônicos, visto a presença de diversas falhas próximo a isóbata de 40 m, limite entre plataforma média e externa (Figura 7. 1).

No sul, a presença de canais expostos na plataforma média e externa indica baixo suprimento sedimentar e/ou subida rápida do nível do mar. O total preenchimento dos canais na plataforma interna atesta uma mudança na condição de aporte sedimentar ou subida mais lenta do nível do mar. Portanto, ambientes transgressivos de maior influência continental encontram-se mais desenvolvidos ao norte (unidades U5 e U6). Com a continuidade da inundação, a influência marinha aumentou sobre a plataforma, principalmente nas áreas com menor aporte continental. Deste modo, o ambiente transgressivo marinho, representado por fundos de cascalhos carbonáticos a rodolitos (U7), apresenta mais desenvolvido ao sul da área de estudo (Figura 7. 1).

- **Depósito de prodelta:** após a inundação máxima, que ocorreu por volta de 5.100 anos a.p. (Martin *et al.*, 1979, 1980; Ângulo *et al.*, 2006), áreas com significativo aporte sedimentar iniciaram a deposição de sedimentos fluviais sobre a plataforma continental, enquanto áreas famintas formaram sistemas estuarinos, que existem até os dias atuais, como os Rios Piraquê-açu e Reis Magos. Por conta da sua alta carga sedimentar, o Rio Doce construiu uma vasta planície deltaica e atualmente sua contribuição é reconhecida pela presença de um lobo deltaico submerso (Figura 7. 1), com espessura próxima a 10 m. A expressão alongada do seu depósito de prodelta atesta a importância da energia de ondas na dispersão de sedimentos.

Desta forma, o aporte sedimentar fluvial, resultado da herança geológica e condições climáticas, aparenta ser o fator majoritário responsável pela distribuição e grau de desenvolvimento dos ambientes sedimentares instalados na plataforma continental centro-norte do Espírito Santo ao longo dos ciclos de variação do nível do mar. A geomorfologia continental parece ser um indicador importante das características encontradas na plataforma continental.

7.3 RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

A presente Tese é um estudo importante no aprofundamento dos processos atuantes na plataforma continental ao longo dos ciclos de variação do nível do mar, além de apresentar informações inéditas para a plataforma continental centro-norte do Espírito Santo. Entretanto,

trabalhos futuros são importantes para aprimorar o conhecimento do tema debatido nesta Tese e da área de estudo. A seguir são recomendados alguns pontos para trabalhos futuros.

- Aquisição sísmica além dos limites utilizados na Tese, buscando mapear o paleocanal do Rio Doce;
- Aquisição sísmica tipo Chirp ao longo do prodelta submerso do Rio Doce, buscando delimitar com melhor precisão as subunidades sísmicas existentes;
- Aquisição sonográfica e batimétrica (multifeixe) próximo a quebra de plataforma, visando o reconhecimento das estruturas carbonáticas existentes;
- Estudo de gravimetria para melhor detalhamento das falhas geológicas presentes na plataforma continental;
- Sondagens profundas para descobrir a característica sedimentar das unidades sísmicas reconhecidas neste estudo;
- Análises complementares nos testemunhos, como morfoscopia, palinomorfo e geoquímica, visando reconhecer as variações paleoclimáticas ocorridas ao longo dos últimos 15 mil anos;
- Maior quantidade de datações em amostras dos testemunhos para reconhecer melhor a transição de ambientes sedimentares na plataforma continental e a associação com a curva de nível do mar.

CAPÍTULO 8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abreu, J. G. N.; Calliari, L. J., 2005. Paleocanais na Plataforma Continental Interna do Rio Grande do Sul: evidência de uma drenagem fluvial pretérita. *Revista Brasileira de Geofísica*, 23(2): p. 123-132.

Adams, E.W., 2001. Subaquatic Slope Curvature and Its Relation to Sedimentary Processes and Sediment Composition. (Ph.D. Thesis), Vrije Universiteit, Amsterdam, The Netherlands (135 pp.).

Adams, E.W., Schlager, W., 2000. Basic types of submarine slope curvature. *J. Sediment. Res.* 70, 814–828.

Adams, E.W., Schlager, W., Anselmetti, F.S., 2001. Morphology and curvature of delta slopes in Swiss lakes: lessons for the interpretation of clinofolds in seismic data. *Sedimentol.* 48, 661–679.

Adams, E.W., Schlager, W., Wattel, E., 1998. Submarine slopes with an exponential curvature. *Sediment. Geol.* 117, 135–141.

Aksu, A.E., Piper, D.J.W., Konuk, T., 1987. Quaternary growth patterns of Büyük Menderes and Küçük Menderes deltas, Western Turkey. *Sedimentary Geology* 52, 227–250.

Albino J., Suguio K., 2010. Sedimentation processes and beach morphodynamics active at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 82(4):1031-1044.

Albino, J., 1999. Processos de Sedimentação Atual e Morfodinâmica das Praias de Bicanga a Povoação, ES. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil.

Aller, R.C., Heilbrun, C., Panzeca, C., Zhu, Z.B., Baltzer, F., 2004. Coupling between sedimentary dynamics, early diagenetic processes, and biogeochemical cycling in the Amazon-Guianas mobile mud belt: coastal French Guiana. *Marine Geology* 208, 331–360.

Alves Pinheiro, M. V., Teixeira, C. E. P., Rios, J. H. L., 2015. River plume dispersion under different wind and discharge conditions (Rio Doce, Brazil). Resumo expandido no XVI CONGRESO LATINOAMERICANO DE CIENCIAS DEL MAR – COLACMAR.

Alves, E., Macario, K., Souza, R., Pimenta, A., Douka, K., Oliveira, F., Chanca, I., Angulo, R., 2015. Radio-carbon reservoir corrections on the Brazilian coast from pre-bomb marine shells. *Quat. Geochronol.* 29, 30-35.

Alves, R. A. Estudo sismoestratigráfico da Bacia do Brasil, 1999. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha) – Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói.

Amus, H. E., Gomes, J. B., Pereira, A. C. B., 1971. Integração geológica regional da Bacia do Espírito Santo. In: 25ª Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo, Anais, 3, 235-252 p.

ANA – Agência Nacional de Águas, 2015. Boletim de Monitoramento dos Reservatórios do Rio Doce. Ministério do Meio Ambiente, Brasília, Brasil. v.10.

Anderson, J.B., Abdulah, K., Sarzalejo, S., Siringin, F., Andthomas, M.A., 1996. Late Quaternary sedimentation and high-resolution sequence stratigraphy of the East Texas Shelf, in: De Batist, M. and Jacobs, P. eds., *Geology of Siliciclastic Shelf Seas: Geological Society of London, Special Publication 117*, p. 95–124.

Ângulo, R. J.; Souza, M. C. De; Araújo, A. D. De; Pessenda, L. C. R.; Odreski, L. L. R.; Lamour, M. R.; Carrilho, J. C.; Nadal, C. A., 1999. Fácies sedimentares de uma barreira regressiva holocênica na planície costeira de Praia de Leste, Estado do Paraná. Associação Brasileira de Estudos do Quaternário – ABEQUA, Porto Seguro.

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

Angulo, R.J., Lessa, G.C., Souza, M.C., 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sealevel fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quat. Sci. Rev.* 25, 486–506.

Anthony, E.J., 1995. Beach-ridge progradation in response to sediment supply: examples from West Africa. *Marine Geology* 129, 175–186.

- Anthony, E.J., Blivi, A.B., 1999. Morphosedimentary evolution of a delta-sourced, drift-aligned sand barrier-lagoon complex, western Bight of Benin. *Marine Geology* 158, 161–176.
- Anthony, E.J., Gardel, A., Gratiot, N., Proisy, C., Allison, M.A., Dolique, F., Fromard, F., 2010. The Amazon-influenced muddy coast of South America: a review of mud-bank-shoreline interactions. *Earth-Science Reviews* 103, 99–121.
- Antony, E. J., 2015. Wave influence in the construction, shaping and destruction of river deltas: A review. *Marine Geology*, 361, 53-78.
- Artusi, L., Figueiredo, A.G. Jr., 2007. Sismoestratigrafia rasa da plataforma continental de Cabo Frio - Arruama - RJ. *Rev Bras Geofís* 25:7–16.
- Ashley, G.M., Andsherdan, R.E., 1994. Depositional model for valley fills on a passive continental margin, in: Dalrymple, R.W., Boyd, R., and Zaitlin, B.A., eds., *Incised Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*: SEPM, Special Publication 51, p. 285–301.
- Ashton, A.D., Giosan, L., 2011. Wave-angle control of delta evolution. *Geophysical Research Letters* 38, L13405.
- Bárceñas, P. Lobo, F. J., Macías, J., Fernández-Salas, L. M., López-González, N., Díaz del Río, V., 2015. Submarine deltaic geometries linked to steep, mountainous drainage basins in the northern shelf of the Alboran Sea: Filling the gaps in the spectrum of deltaic deposition. *Geomorphology* 232, 125-144.
- Barrell, J. 1917. Rhythms and measurement of geological time. *Geol. Soc. Am. Bull.* 28, 754-904.
- Bastos A.C., Quaresma V.S., Marangoni M.B., D'Agostini D.P., Bourguignon S.N., Cetto P.H., Silva A.E., Amado Filho G.A., Moura R.L., Collins M., 2015. Shelf morphology as an indicator of sedimentary regimes: A synthesis from a mixed siliciclastic carbonate shelf on the eastern Brazilian margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 63:125-136
- Bhattacharya, J.P., 2006. Deltas. In: Posamentier, H.W., Walker, R.G. (Eds.), *Facies Models Revisited*. SEPM Spec. 84, pp. 237–292.
- Bhattacharya, J.P., Giosan, L., 2003. Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentol.* 50, 187–210.
- Bigarella, J. J., 1975. The Barreiras Group in northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 47: p. 365-393.
- Bigarella, J. J.; Andrade, G. O., 1964. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos Cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). *Arquivo do Instituto das Ciências da Terra*, 2: p. 2-14.
- Bittencourt A.C.S.P., Dominguez J.M.L., Martin L., Silva I.R., Medeiros K.O.P. 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(2):333-341
- Blott, S. J.; Pye, K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistic package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, p. 1237-1248.
- Blum, M.D., Andprice, D.M., 1998. Quaternary alluvial plain construction in response to glacio-eustatic and climatic controls, Texas Gulf Coast Coastal Plain, in: Shanley, K., and McCabe, P., eds., *Relative Role of Eustasy, Climate, and Tectonism in Continental Rocks*: SEPM, Special Publication 59, p. 31–48.
- Bobertz, B., Harff, J., 2003, Sediment facies and hydrodynamic setting: a study in the south western Baltic Sea: *Ocean Dynamics*, v. 54, p. 39–48.
- Bourguignon, S. N., 2013. Influência do Regime de Sedimentação na Distribuição de Habitats Marinhos ao Longo da Plataforma Continental Centro Norte do Espírito Santo. *Dissertação de Mestrado – Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental*. Universidade Federal do Espírito Santo. Vitória.
- Bricalli, L. L., 2011. Padrões de Lineamentos e Fraturamento Neotectônico no Estado do Espírito Santo (Sudeste do Brasil). *Tese de Doutorado - Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade do Rio de Janeiro*.

- Budd, D.A., Harris, P.M., 1990. Carbonate-siliciclastic mixtures. SEPM Society for Sedimentary Geology, Reprint Series, 14. 272p.
- Calliari, L. J., Abreu, J. G., 1984. Litologia da plataforma continental interna adjacente a cidade do Rio Grande (RS), através da interpretação de registros de sonar de varredura lateral e amostragem superficial. Anais do XXXIII Congresso brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro.
- Carvalho Silva A.L. 2011. Arquitetura sedimentar e evolução geológica da planície costeira central de Maricá (RJ) ao longo do Quaternário. Tese de doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geofísica Marinha, Universidade Federal Fluminense, 185 p.
- Castaños, G. X. O., 2002. Integração das imagens sonográficas e perfis batimétricos na Plataforma de Regência (Bacia do Espírito Santo). Dissertação de Mestrado – Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacia e Faixas Móveis da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Catabriga, G. M., 2013. Sedimentação Holocênica na Plataforma Continental Interna adjacente à Foz do Rio Doce - ES. Dissertação de Mestrado – Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental. Universidade Federal do Espírito Santo. Vitória. 2013.
- Cattaneo, A., Correggiari, A., Langone, L., Trincardi, F., 2003. The late-Holocene Gargano subaqueous delta, Adriatic shelf: sediment pathways and supply fluctuations. *Mar. Geol.* 193, 61–91.
- Cattaneo, A., Trincardi, F., Asioli, A., Correggiari, A., 2007. The Western Adriatic shelf clinoform: energy-limited bottomset. *Cont. Shelf Res.* 27, 506–525.
- Catuneanu, O., 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, 35 (1): 1-43
- 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., *et al.*, 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews* 92,1-33.
- Cetto, P.H., 2009. Vales incisos Quaternários da plataforma continental do Espírito Santo – Brasil. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal Fluminense, UFF – RJ. 153p.
- Chaumillon E., Tessier B., Reynaud J-Y., 2010. Thematic issue: French incised valleys and estuaries. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181(2):75-224.
- Coffey, B.P., Read, F.J., 2004. Mixed carbonate-siliciclastic sequence stratigraphy of a Paleogene transition zone continental shelf, southeastern USA. *Sediment. Geol.* 166, 21-57.
- Cohen, M.C.L., França, M.C., Rossetti, D.F., Pessenda, L.C.R., Giannini, P.C.F., Lorente, F.L., Buso Jr., A.A., Castro, D., Macario, K., 2014. Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Southeastern Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 415, 48–58.
- Coleman, J. M., 1988. Dynamic changes and processes in the Mississippi River delta. *Geological Society of America Bulletin*, 100(7), 999-1015.
- Coleman, J.M., Wright, L.D., 1975. Modern river deltas: variability of processes and sand bodies. In: Broussard, M.L. (Ed.), *Deltas, Models for Exploration*. Houston Geological Society, Houston, TX, pp. 99–149.
- Corrêa, I. C. S., 1990. Analyse Morphostructurale et Evolution Paleogeographique de la Plate-forme Continentale Atlantique Sud Bresilienne (Rio Grande do Sul-Brésil). Université de Bordeaux I. Talence-France. Tese de Doutorado. Bordeaux-France, 314 p.
- Corrêa, I. C. S.; Martins, I. R.; Ketzer, J. M. M.; Elias, A. R. D.; Martins, R., 1996. Evolução sedimentológica e paleogeográfica da plataforma continental sul e sudeste do Brasil. *Pesquisas*, 9: p. 51-61.
- Corrêa, I.C.S., Ponzi, V.R.A., Trindade, L.A.F., 1980. Níveis marinhos quaternários da plataforma continental do Rio de Janeiro. XXXI Cong. Bras. Geologia, pp. 578–587.
- Costa, M.P.A., Alves, E.C., Pacheco, P.G., Maia, A.S., 1988. Prováveis estabilizações do nível do mar holocênico em trechos da plataforma continental entre o norte de São Paulo e o sul do Rio de Janeiro, constatadas através de morfologia de detalhe. XXXV Cong. Bras. Geologia, pp. 436–450

- D'Agostini, D.P., Bastos, A.C., Reis, A.T., 2015. The modern mixed carbonate-siliciclastic Abrolhos shelf: implications for a mixed depositional model. *Journal of Sedimentary Research*, 85. P. 124-139.
- Dalrymple, R.W., Boyd, R., Andzaitlin, B.A., 1994. History of research, valley types, and internal organization of incised-valley systems: Introduction to volume, in: Dalrymple, R.W., Boyd, R., and Zaitlin, B.A., eds., *Incised Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*: SEPM, Special publication 51, p. 3–9.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R., 1992. Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research*, v. 62, pg. 1130-1146.
- Davis, W. M., 1899. The geographic cycle. *Geogr. J.* 14, 481-504.
- Demarest, J.M., Kraft, J.C., 1987. Stratigraphic record of Quaternary sea levels: implications for more ancient strata. In: Nummedal, D., Pilkey, O.H., Howard, J.D. (Eds.), *Sea-level Fluctuation and Coastal Evolution*. Soc. Econ. Paleonol. Mineral. Spec. Publ. 41, 223-239.
- Dias, G.M.T., Villaça, R.C., 2012. Coralline algae depositional environments on the Brazilian central-southeastern shelf. *J. Coast. Res.* 28 (1), 270-279.
- Dias, G.T.M., 1996. Classificação de sedimentos marinhos: proposta de representação em cartas sedimentológicas: XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, p. 423–426
- Díaz, J.I., Nelson, C.H., Barber Jr., J.H., Giró, S., 1990. Late Pleistocene and Holocene sedimentary facies on the Ebro continental shelf. *Marine Geology* 95, 333–352.
- Díaz, J.I., Palanques, A., Nelson, C.H., Guillen, J., 1996. Morpho-structure and sedimentology of the Holocene Ebro prodelta mud belt (northwestern Mediterranean Sea). *Continental Shelf Research* 16 (4), 435-456.
- Dominguez, J. M. L. The Coastal Zone of Brazil. In: Dillenburg, S., Hesp, P. A. (ed), 2009. *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer: Berlin, 390 p.
- Dominguez, J. M. L.; Bittencourt, A. C. S.; Martin, L. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*: 11(4), 227-237. 1981.
- Dominguez, J.M.L., 1996. The São Francisco strandplain: a paradigm for wave-dominated deltas? In: De Baptist, M., Jacobs, P. (Eds.), *Geology of Siliciclastic Shelf Seas*. Geological Society of London, Special Publication 117, pp. 217–231
- Dominguez, J.M.L., 2004. The coastal zone of Brazil: an overview. *Journal of Coastal Research Special Issue* 39, 16–20.
- Dominguez, J.M.L.; Silva, R. P.; Nunes, A.S.; Freire, A.F.M., 2013. The narrow, shallow, low-accommodation shelf of central Brazil: Sedimentology, evolution, and human uses. *Geomorphology*.
- Doyle, L.J., Roberts, H.H., 1988. *Carbonate-clastic transitions*. Elsevier, Amsterdam. 304p.
- Duncan, C.S., Goff, J.A., Austin Jr., J.A., 2000. Tracking the last sea-level cycle: seafloor morphology and shallow stratigraphy of the latest Quaternary New Jersey middle continental shelf. *Marine Geology* 170, 395-421.
- Emery, K. O., 1968. Relict sediments on continental shelves of world. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 52, 445-464.
- EMERY, K.O., 1952. Continental Shelf sediments of Southern California, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Boulder, Colo., 63: 1105-1108.
- Fairbridge, R. W., 1961. Eustatic change in sea level. *Physics and Chemistry of the Earth* 4, 99-185.
- Fernández-Salas, L.M., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Villalaín, J.J., Guerrero, B., Alonso, J.J., Díaz del Río, V. 1996. Estructuración sedimentaria de los depósitos de alto nivel Holoceno del delta del Río Guadalquivir (Málaga). *Geogaceta* 20, 412–415.
- Fernández-Salas, L.M., Lobo, F.J., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Rodero, J., Díaz del Río, V., Maldonado, A., 2003. High-resolution architecture of late Holocene highstand Prodeltaic deposits from southern Spain: the imprint of high frequency climatic and relative sea-level changes. *Continental Shelf Research* 23, 1037–1054.

- Figueiredo Jr., A.G., Nittrouer, C.A., 1995. New insights to high-resolution stratigraphy on the Amazon continental shelf. *Marine Geology* 125, 393–399.
- Folk, R.L., 1954, The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature: *Journal of Geology*, v. 62, p. 344–359.
- França, R. L.; Del Rey, A. C.; Tagliari, C. V.; Brandão, J. R.; Fontanelli, P. R. 2007. Bacia do Espírito Santo. *Boletim Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n.2, p. 501 – 509.
- Franco, T., 2013. Utilização de Proxies Geoquímicos para Análise dos Padrões de Sedimentação na Plataforma Continental Interna adjacente à Foz do Rio Doce (ES). Dissertação de Mestrado – Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental. Universidade Federal do Espírito Santo. Vitória. 2013.
- Friederichs, Y. L., Reis, A. T. dos, Silva, C. G., Toulemonde, B., Maia, R. M. C., Guerra, J. V., 2013. Arquitetura sísmica do Sistema fluvio-estuarino da Baía de Sepetiba preservado na estratigrafia rasa da plataforma adjacente, Rio De Janeiro, Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, 43(1): 124-138.
- Friedman, G.F., 1961, Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 31, p. 514–529.
- Gao, S., Collins, M.B., 2014. Holocene sedimentary systems on continental shelves. *Marine Geology*, 352, 268-294.
- Gao, S., Wang, D., Yang, Y., Zhou, L., Zhao, Y., Gao, W., Han, Z., Yu, Q., Li, G., 2015. Holocene sedimentary systems on a broad continental shelf with abundant river input: process–product relationships. *Geological Society, London, Special Publications*, 429.
- Gilbert, G. K., 1877. Report on the geology of the Henry Mountain. U.S. Geog. Geol. Survey Rocky Mtn. Region. 160p.
- Goodbred Jr., S.L., Kuehl, S.A., 2000. The significance of large sediment supply, active tectonism, and eustasy on margin sequence development: late quaternary stratigraphy and evolution of the Ganges–Brahmaputra delta. *Sedimentary Geology* 133, 227–248.
- Gracia F.J., Rodríguez-Vidal J., Cáceres L.M., Belluomini G., Benavente J., Alonso C., 2008. Diapiric uplift of an MIS3 marine deposit in SW Spain: Implications for Late Pleistocene sea level reconstruction and palaeogeography of the Strait of Gibraltar. *Quaternary Science Reviews*, 27 (23-24), 2219-2231.
- Gross, M. G., 1971. Carbon Determination, p. 573-596. In: Carver, R. E. (Eds), *Procedures in Sedimentary Petrology*. Wiley Interscience, New York.
- Guilderson, T.P., Burckle, L., Hemming, S., Peltier, W.R., 2000. Late Pleistocene sea level variations derived from the Argentine Shelf. *Geochem Geophys Geosyst* 1:1055.
- Gutiérrez Más, J.M., Achab, M., Gracia, F.J., 2004. Structural and physiographic control on the Holocene marine sedimentation in the bay of Cadiz (SW-Spain). *Geodinamica Acta*, 17/2, pp. 153-161.
- Harris, P.T., Macmillan-Lawler, M., Rupp, J., Baker, E.K, 2014. Geomorphology of the oceans. *Marine Geology*, 352, 4-24.
- Haywick, D.W., Carter, R.M., Henderson, R.A., 1992. Sedimentology of 40.000 year Milankovich-controlled cyclotherms from central Hawke’s Bay, New Zealand. *Sedimentology*, v. 39. 675-696 pp.
- Hernández-Molina, F.J., Gracia, F.J., Somoza, L., Rey, J., 1994. Geomorfología submarina de la plataforma y talud continental del margen noroccidental del Mar de Alborán. In: Anaéz, J., García Ruíz, J.M., Gómez Villar, A. (Eds.), *Geomorfología de España*. Sociedad Española de Geomorfología, Logroño, pp. 391–404.
- Hernandez-Molina, F.J., Somoza, L., Rey, J., Pomar, L., 1994. Late Pleistocene-Holocene sediments on the Spanish continental shelves: model for very high resolution sequence stratigraphy. *Marine Geology* 120, 129-174.
- Hunt, D., Tucker, M.E., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, 81:1-9.
- Inman, D.L., 1952, Measures for describing the size distribution of sediments: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 22, p. 125–145.

- Johnson, D.W., 1919. Shore processes and shoreline development. John Wiley e Sons, New York. 584 p.
- Jones, L. S., Harper, J. T., 1998. Channel avulsions and related processes, and large-scale sedimentation patterns since 1875, Rio Grande, San Luis Valley, Colorado. Geological Society of America Bulletin, 110 (4), 411-421.
- Journel, A.G., Huijbregts, C., 1978, Mining Geostatistics: London, Academic Press, 600 p.
- Kenyon, P.M., Turcotte, D.L., 1985. Morphology of a delta prograding by bulk sediment transport. Geol. Soc. Am. Bull. 96, 1457–1465.
- Klein D.A., 2005. Registros de variações ambientais no Canal de São Sebastião (Estado de São Paulo), durante o Último Ciclo Glacial. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 85 p.
- Kolker, A.S., Cable, J.E., Johannesson, K.H., Allison, M., Inniss, L., 2013. Pathways and Processes Associated with the Transport of Groundwater in Deltaic Systems. Journal of Hydrology, v.498, p. 319.
- Kovach, W. L. 2005. MVSP - A MultiVariate Statistical Package for Windows, ver. 3.1. Kovach Computing Services, Pentraeth, Wales, U.K.
- Kowsmann, R.O, Costa, M.P.A., 1979. Sedimentação Quaternária da Margem Continental Brasileira e das Áreas Oceânicas Adjacentes. Pro-jeto REMAC, 8: 55.
- Kraft, J.C., 1982. Barrier islands, transgressive and regressive. Beaches and Coastal Geology. Part of the series Encyclopedia of Earth Science pp 133-135.
- Kuehl, S.A., Allison, M.A., Goodbred, S.L., Kudrass, H., 2005. The Ganges–Brahmaputra delta. In: Giosan, L., Bhattacharya, J.P. (Eds.), River Deltas—Concepts, Models, and Examples. SEPM Spec. Publ 83, pp. 413–434.
- Kuehl, S.A., Levy, B.M., Moore, W.S., Allison, M.A., 1997. Subaqueous delta of the Ganges–Brahmaputra river system. Marine Geology 144, 81–96.
- Labeyrie, L.D., Duplessy, J.C., Blanc, P.L., 1987. Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125.000 years. Nature 327, 477–482.
- Lambeck, K., Chappell, J., 2001. Sea level change through the Last Glacial Cycle. Science 292:679–686.
- Lambeck, K., Roubya, H., Purcell, A., Sunc, Y., Sambridge, M., 2014. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. Proceedings of the National Academy of Sciences 111(43).
- Lambeck, K., Yokoyama, Y., Purcell, A., 2002. Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during the Oxygen Isotope 3 and 2. Quaternary Science Reviews 21, 343–360.
- Landim, P. M. B., 2000. Análise estatística de dados geológicos multivariados. Laboratório de Geomatémática, DGA, IGCE,UNESP/Rio Claro, Texto Didático 03, 128p.
- Larsonneur, C., 1977, La cartographie des depots meubles sur le plateau continental français: methode mise au point et utilisée en Manche: Journal Recherche Océanographique, v. 2, p. 33–39.
- Lee, C.S., Chung, Y.H., 2000. Late Quaternary sedimentation in the Kadeok region, Korea. Geo-Marine Letters 20, 72–79.
- Legendre, L., Legendre, P., 1983. Numerical ecology. Elsevier, Amsterdam. 419p.
- Leopold, L. B., Wolman, M.G., Miller, J. P., 1964. Fluvial Processes in Geomorphology. W. H. Freeman, San Francisco, 522 p.
- Lesueur, P., Jouanneau, J.-M., Boust, D., Tastet, J.-P., Weber, O., 2001. Sedimentation rates and fluxes in the continental shelf mud fields in the Bay of Biscay (France). Continental Shelf Research 21, 1383–1401.
- Lima, J. E. F. W., Lopes, W. T. A., Carvalho, N. de O., Vieira, M. R., Silva, E. M. da, 2005. Suspended sediment fluxes in the large river basins of Brazil. Sediment Budgets 1, IAHS Publ. 291.
- Lisitzin, E., 1974. Sea level changes. Elsevier, Amsterdam. 286 p.
- Liu, J., Saito, Y., Wang, H., Zhou, L., Yang, Z., 2009. Stratigraphic development during the Late Pleistocene and Holocene offshore of the Yellow River delta Bohai Sea. J. Asian Earth Sci. 36, 318–331.

- Liu, J.P., Li, A.C., Xu, K.H., Velozzi, D.M., Yang, Z.S., Milliman, J.D., DeMaster, D.J., 2006. Sedimentary features of the Yangtze River-derived along-shelf cliniform deposit in the East China Sea. *Cont. Shelf Res.* 26, 2141–2156.
- Liu, J.P., Milliman, J.D., Gao, S., Cheng, P., 2004. Holocene development of the Yellow River's subaqueous delta, North Yellow Sea. *Mar. Geol.* 209, 45–67.
- Lobo, F. J.; Sánchez, R; González, R; Díaz, J. M. A.; Hernández-Molina, F. J.; Fernández-Salas, L. M.; Díaz del Río, V.; Mendez, I., 2004. Contrasting styles of the Holocene highstand sedimentation and sediment dispersal systems in the northern shelf of the Gulf of Cadiz. *Continental Shelf Research*, 24: 461-482.
- Lomando, A. J., Harris, P.M., 1991. Mixed carbonate-siliciclastic sequences. *Soc. Econ. Paleontologist and Mineralogist Spec. Pub.* 30. 9-40 pp.
- Lowrie, A., Hamiter, R., 1995. Fifth and Sixth order eustatic events during Holocene (fourth order) highstand influencing Mississippi delta-lobe switching. *Journal of Coastal Research Special Issue, Vol. 17, Holocene Cycles: Climate, Sea Levels, and Sedimentation*, 225–229.
- Mahiques, M. M., Bicego, M. C., Silveira, I. C. A., Sousa, S. H. M., Lourenço, R. A., Fukumoto, M. M., 2005. Modern sedimentation in the Cabo Frio upwelling system, Southeastern Brazilian shelf. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 77, 535–548.
- Mahiques, M. M., Silveira, I. C. A., Sousa, S.H. M., Rodrigues, M. 2002. Post-LGM sedimentation on the outer shelf-upper slope of the northernmost part of São Paulo Bight, southeastern Brazil. *Marine Geology*, 181, 387–400.
- Mahiques, M. M., Sousa, S. H. M. *et al.* 2010. The Southern Brazilian Shelf: general characteristics, Quaternary evolution and sediment distribution. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58, 25–34.
- Mahiques, M. M., Tessler, M. G. *et al.* 2004. Hydrodynamically-driven patterns of recent sedimentation in the shelf and upper slope off southeast Brazil. *Continental Shelf Research*, 24, 1685–1697.
- Maia, R.M.C., Reis, A.T., Alves, E.C., Silva, C.G., Guerra, J.V., Gorini, C., Silva, A., Arantes-Oliveira, R., 2010. Architecture and stratigraphic framework of shelf sedimentary systems off Rio de Janeiro state, northern Santos basin-Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography* 58 (no.spe2), 15–29.
- Marangoni, M. B. *Análise Morfo-Sedimentar da Plataforma Continental do Espírito Santo*, 2009. Monografia (Graduação em Oceanografia) – Universidade Federal do Espírito Santo. Vitória, Espírito Santo, Brasil. 82 p.
- Marangoni, M.B., Reis, A.T., Silva, C.G., Maia, R.M.C., Rabineau, M., Guerra, J.V., Gorini, C., Oliveira, R.A., Passos, M.M., Bernardo, G.A., 2013. Arcabouço estratigráfico e ciclicidade deposicional dos sistemas sedimentares do Pleistoceno Médio-Holoceno da plataforma sul da Bacia de Campos, Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, 43(2). P. 285-300.
- Marco Brandano, M., Ronca, S., 2014. Depositional processes of the mixed carbonate-siliciclastic rhodolith beds of the Miocene Saint-Florent Basin, northern Corsica. *Facies* 60, 73-90.
- Marshall, J.F., Tsuji, Y., Matsuda, H., Davies, P.J., Iryu, Y., Honda, N., Satoh, Y., 1998. Quaternary and tertiary subtropical carbonate platform development on the continental margin of southern Queensland, Australia. In: Camoin, G.F., Davies, P.J. (Eds.), *Reefs and Carbonate Platforms in the Pacific and Indian Oceans*, 25. *Spec. Pub. Int. Ass. Sediment*, pp. 163-195.
- Martin, L., Suguio K., Flexor J.M., Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P., 1996. Quaternary sea-level history and variation in dynamics along the Central Brazilian coast: consequences on coastal plain construction. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68 (3), p. 303-354.
- Martin, L., Suguio, K., Flexor, J.M., 1979. Le Quaternaire marin du littoral brésilien entre Cananéia (SP) et Barra de Guaratiba (RJ). In: Suguio, K., Fairchild, T.R., Martin, L., Flexor, J.M. (Eds.), *Proceedings of the International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary*, pp. 296–331.
- Martin, L., Suguio, K., Flexor, J.M., Bittencourt, A.C.S.P., Vilas-Boas, G.S., 1979/1980. Le quaternaire marin brésilien (littoral pauliste, sud fluminense et bahianais). *Cahiers O.R.S.T.O.M., Série Géologie* 11, 95–124.

- Martin, L., Suguio, K., Flexor, J.M., Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.C.S.P., 1987. Quaternary evolution of the central part of the Brazilian coast: The role of relative sea-level variation and of shoreline drift. Quaternary coastal geology of West Africa and South America. UNESCO Reports in Marine Science 43, 97–145.
- Martin, L.; Suguio, K.; Flexor, J. M.; Archanjo, J. D., 1997. Coastal quaternary formations of the southern part of the state of Espírito Santo. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 68: p. 389-404.
- Martin,L; Suguio,K; Dominguez,J.M.L.; Flexor,J.M. 1997. Geologia do Quaternário Costeiro do Litoral Norte do Rio de Janeiro e do Estado do Espírito Santo. Belo Horizonte. CPRM, 112 p.
- Martins, L.R., 2003. Recent sediments and grain-size analysis: GRAVEL, v. 1, p. 90-105.
- Mason,C.C., Folk, R.L., 1958, Differentiation of beach, dune and aeolian flat environments by size analysis Mustang Island, Texas: Journal of Sedimentary Petrology, v. 28, p. 211–226.
- McCave, I.N., Syvitski, J.P.M., 1991, Principles and methods of geological particle size analysis. In: Syvitski, J.P.M., ed., Principles, Methods and Application of Particle Size Analysis: Cambridge University Press, p. 3–21.
- McKee, B.A., Aller, R.C., Allison, M.A., Bianchi, T.S., Kineke, G.C., 2004. Transport and transformation of dissolved and particulate materials on continental margins influenced by major rivers: benthic boundary layer and seabed processes. Cont. Shelf Res. 24, 899–926.
- Medina, R., Losada, M.A., Losada, I.J., Vidal, C., 1994. Temporal and spatial relationship between sediment grain-size and beach profile: Marine Geology, v. 118, p. 195–206.
- Mello, C. L., Metelo, C. M. S, Suguio, K, Kohler, H. C., 1999. Quaternary sedimentation, neotectonics and the evolution of the Doce River middle valley lake system (Southeastern Brazil). Revista do Instituto Geológico 20(1/2): 29-36.
- Mello, CL. 1997. Sedimentação e Tectônica Cenozóicas no Médio Vale do Rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas Implicações na Evolução de um Sistema de Lagos. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 275p.
- Mello, C. L., Moura, J. R. S., Suguio, K., 1999. Um evento de intensa sedimentação aluvial durante o Holoceno (Inicial a Médio) no Sudeste do Brasil e o papel dos condicionantes paleoclimático e neotectônicos. VII Congresso da ABEQUA
- Mello, C. L.; Rodrigues, H. B.; Hatushika, R. S., 2005. Tectônica quaternária e anomalias de drenagem na região centro-norte do Espírito Santo. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 10.
- Mendoza, U., Ayres Neto, A., Abuchacra, R. C., Fernandes Barbosa, C., Figueiredo, A.G., Gomes, M.C., Bellem, A., Capilla, R., Albuquerque, A.C., 2014. Geoacoustic character, sedimentology and chronology of a cross-shelf Holocene sediment deposit off Cabo Frio, Brazil (southwest Atlantic Ocean). Geo-Marine Letters, 34. P. 297-314.
- Miall, A.D., Andarush, M., 2001. The Castlegate Sandstone of the Book Cliffs, Utah: Sequence stratigraphy, paleogeography, and tectonic controls: Journal of Sedimentary Research, v. 71, p. 537–548.
- Mitchum Jr., R.M., Vail, P.R., Sangree, J.B., 1977b. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. Part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in deposition sequences. In: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy—Applications to Hydro-carbon Exploration, vol. 26. A.A.P.G. Memoir, pp. 117–133.
- Mitchum Jr., R.M., Vail, P.R., Thompson III, S., 1977a. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. Part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy—Applications to Hydro-carbon Exploration, vol. 26. A.A.P.G. Memoir, pp. 53–62.
- Mook, D. H.; Hoskin, C. M., 1982. Organic determination by ignition: Caution advised. Estuarine Coastal Shelf Sci., 15: p. 697-699.
- Moore, L. J., Jeffrey, H., Williams, J., Stolper, D., 2010. Complexities in barrier island response to sea level rise: Insights from numerical model experiments, North Carolina Outer Banks. Journal of Geophysical Research, 115.

- Murillo, V. C., Silva, C. G., Fernandez, G., 2009. Nearshore sediments and coastal evolution of Paraíba do Sul River Delta, Rio de Janeiro, Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI56, 650-654.
- Nagai, R. H., Sousa, S. H. M., Mahiques, M. M., 2014. Chapter 5: The southern Brazilian shelf. In: Chiocci, F. L., Chivas, A. R. (eds) 2014. *Continental Shelves of the World: Their Evolution During the Last Glacio-Eustatic Cycle*. Geological Society, London, Memoirs, 41, 47-54.
- Niedoroda, A.W., Reed, C.W., Das, H., Fagherazzi, S., Donoghue, J.F., Cattaneo, A., 2005. Analyses of a large-scale depositional clinoform wedge along the Italian Adriatic coast. *Marine Geology* 222-223, 179-192.
- Nittrouer, C.A., Kuehl, S.A., DeMaster, D.J., Kowsmann, R.O., 1986. The deltaic nature of Amazon shelf sedimentation. *Geological Society of America Bulletin* 97, 444-458.
- Nittrouer, C.A., Kuehl, S.A., Figueiredo, A.G., Allison, M.A., Sommerfield, C.K., Rine, J.M., Faria, E.C., Silveira, O.M., 1996. The geological record preserved by Amazon shelf sedimentation. *Continental Shelf Research* 16, 817-841.
- Novais, L.C.C., Teixeira, L.B., Neves, M.T., Rodarte, J.B.M., Almeida, J. C. H., Valeriano, C. M., 2004. Novas ocorrências de diques de diabásio na faixa Colatina – ES: estruturas rúpteis associadas e implicações tectônicas para as bacias de Campos e do Espírito Santo. *B. Geoci. Petrobras* 12(1):191-194.
- Novais, L. C. C., 2005. *Lineamentos Transversais nas Porções Centro e Norte da Bacia do Espírito Santo e na Faixa Proterozóica Adjacente: Influência na Sedimentação e na Compartimentação Estrutural*, Rio de Janeiro. Dissertação (Mestrado em Análise de Bacias e Faixas Móveis) – Departamento de Geologia Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Orpin, A.R., Carter L., Page M.J., Cochran U.A., Trustrum N.A., Gomez B., Palmer A.S., Mildenhall D.C., Rogers K.M., Brackley H.L., Northcote L., 2010. Holocene sedimentary record from Lake Tutira: A template for upland watershed erosion proximal to the Waipaoa Sedimentary System, northeastern New Zealand. *Marine Geology* 270, 11-29.
- Palocz, A., Brink, K.H., Silvera, I.C.A. da, Arruda, W.Z., 2016. Pathways and mechanisms of offshore water intrusions on the Espírito Santo Basin shelf (18° S–22° S, Brazil), in press *Journal of Geophysical Research: Oceans*.
- Palomino D, Vázquez JT, Díaz del Río V, Fernández-Salas LM. 2009. Estudio de los procesos sedimentarios recientes de la Bahía de la Palma a partir del análisis de la morfología y la respuesta acústica (Islas Baleares, Mediterráneo occidental). *Rev. Soc. Geol. Esp.* 22: 79-93.
- Paphitis, D., Bastos, A.C., Evans, G., Collins, M.B., 2010. The English Channel (La Manche): evolution, oceanography and sediment dynamics and a synthesis. In: Whittaker, J.E., Hart, M.B. (Eds.), *Micropalaeontology, Sedimentary Environments and Stratigraphy: a Tribute to Dennis Curry (1912-2001)*. The Micropalaeontological Society, Special Publications, pp. 99-32.
- Park, S.C., Hong, S.K., Kim, D.C., 1996. Evolution of late Quaternary deposits on the inner shelf of the South Sea of Korea. *Marine Geology* 131, 219-232.
- Park, S.C., Jang, K.M., Lee, S.D., 1990. High-resolution seismic study of modern fine-grained deposits: inner shelf off the Southeastern coast of Korea. *Geo-Marine Letters* 10, 145-149.
- Park, S.C., Lee, K.W., Song, Y.I., 1995. Acoustic characters and distribution pattern of modern fine-grained deposits in a tide-dominated coastal bay: Jinhae Bay, Southeast Korea. *Geo-Marine Letters* 15, 77-84.
- Park, S.-C., Yoo, D.-G., Lee, K.-W., Lee, H.-H., 1999. Accumulation of recent muds associated with coastal circulations, southeastern Korea Sea (Korea Strait). *Continental Shelf Research* 19, 589-608.
- Patchineelam, S. R.; Smoak, J. M., 1999. Sediment accumulation rates along the inner eastern Brazilian continental shelf. *Geo-Marine Lett.*, v.19, p.196-201
- Pavlidis, S. B., 1989. Looking for a definition of neotectonics. *Terra Nova*, 1, 233-235.
- Pellegrini, C., Maselli, V., Cattaneo, A., Piva, A., Ceregato, A., Trincardi, F., 2015. Anatomy of a compound delta from the post-glacial transgressive record in the Adriatic Sea. *Marine Geology*, 362, 43-59.

- Peltier, W.R., 2002. On eustatic sea level history: last Glacial Maximum to Holocene, *Quat. Sci. Rev.* 2, 377-396.
- Petley, D. N., 2010. The continental shelf and continental slope. In: Burt T, Allison R, (ed.), *Sediment cascades: an integrated approach*. Wiley-Blackwell, Chichester, 433-448.
- Plint, A.G., Nummedal, D., 2000. The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphy. In: Hunt, D., Gaw-thorpe, R.L. (ed). *Sedimentary responses to forced regressions*. Geological Society, Special Publications, 172:1-17.
- Polizel, S.P., 2014. Caracterização morfológica do delta do rio Doce (ES) com base em sensoriamento remoto (M.Sc. Thesis), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais—INPE, São José dos Campos, SP (130 pp.).
- Posamentier, H. W., Allen, G. P., 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology* No. 7, p. 210.
- Posamentier, H.W., Morris, W.R., 2000. Aspects of the stratal architecture of forced regressive deposits. In: Hunt, D., Gawthorpe, R.L. (ed). *Sedimentary responses to forced regressions*. Geological Society, Special Publications, 172:19-46.
- Postma, G., 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. In: Colella, A., Prior, D.B. (Eds.), *Coarse-grained Deltas*. Inter. Assoc. Sedim. Spec. Publ. 10, pp. 13–27.
- Qin, Y., Alves, T. M., Constantine, J., Gamboa, D., 2016. Quantitative seismic geomorphology of a submarine channel system in SE Brazil (Espírito Santo Basin): Scale comparison with other submarine channel systems. *Marine and Petroleum Geology*, 78 , 455-473.
- Quaresma, V. S., Catabriga, G., Bourguignon, S. N., Godinho, E., Bastos, A. C., 2015. Modern sedimentary processes along the Doce river adjacent continental shelf. *Brazilian Journal of Geology*, 45(4), 635-644.
- Rabineau, M.; Berné, S.; Olivet, J. L.; Aslanian, D., Joseph, P., 2006. Paleosea levels reconsidered from direct observation of paleoshore-line position during Glacial Maxima (for the last 500,000 yr). *Earth and Planetary Science Letters*, 252: 119-137.
- Reimer PJ, Bard E, Bayliss A, Beck JW, Blackwell PG, Bronk Ramsey C, Buck CE, Cheng H, Edwards RL, Friedrich M, Grootes PM, Guilderson TP, Haflidason H, Hajdas I, Hatté C, Heaton TJ, Hoffmann DL, Hogg AG, Hughen KA, Kaiser KF, Kromer B, Manning SW, Niu M, Reimer RW, Richards DA, Scott EM, Southon JR, Staff RA, Turney CSM, van der Plicht J., 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55(4):1869-1887.
- Reis, A.T., Maia, R.M.C., Silva C.G, Rabineau, M., Guerra, J.V., Gorini, C., Ayres, A., Arantes-Oliveira, R., Benabdellouahed, M., Simões, I., Tardin, R., 2013. Origin of step-like and lobate seafloor features along the continental shelf off Rio de Janeiro State, Santos basin-Brazil. *Geomorphology*, 203. 25-45.
- Ribeiro, C. da S., Mello C. L., 2011. Deformação neotectônica dos tabuleiros costeiros da Formação Barreiras entre os rios Paraíba do Sul (Rj) e Doce (ES), na região sudeste do Brasil.
- Riggs, S.R., Ambrose Jr., W.G., Cook, J.W., Snyder, S.W., Snyder, S.W., 1998. Sediment production on sediment-starved continental margins: the interrelationship between hardbottom, sedimentological and benthic community processes and storm dynamics. *J. Sediment. Res.* 68 (1), 155-168.
- Rossetti, D. F., 1988. Reconstituição paleoambiental do Grupo Barreiras no Nordeste do Pará. Brasília: CNPq – Aperfeiçoamento Científico. 84 f. (Relatório final).
- Rossetti, D.F., Polizel, S.P., Cohen, M.C.L., Pessenda, L.C.R., 2015. LatePleistocene–Holocene evolution of the Doce River delta, southeastern Brazil: implications for the understanding of wave-influenced deltas. *Mar. Geol.* 367, 171–190.
- Saadi, A, 1993. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminar. *Geonomos*, v. 1, p. 1-15.
- Salvador, E.D., Riccomini, C. 1995. Neotectônica da região do alto estrutural de Queluz (SP-RJ) Brasil. *R. Bras. Geoc.*, 25, (3):151-164.

- Sangree, J.B., Windmier, J.M., 1979. Seismic stratigraphy and global changes in sea level, 9, Seismic interpretation of depositional facies, in *Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration*, edited by C.E. Payton, pp. 165-184, Am. Assoc. Pet. Geol., Tulsa, Okla.
- Schattner, U., Lazar, M., Tibor, G., Ben-Avraham, Z., Makovsky, Y., 2010. Filling up the shelf - A sedimentary response to the last post-glacial sea rise. *Marine Geology*, 278. 165-176.
- Schlager, W., 2005. *Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy*. SEPM - Society for Sedimentary Geology, Oklahoma, USA. 208p.
- Schreiner, S., Souza, M. B. F. M., Migliorelli, J. P. R., 2009. Modelo digital da geomorfologia do fundo oceânico do centro-sul da Bacia do Espírito Santo e norte da Bacia de Campos. *B. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 17, n. 2, p. 365-369.
- Schumm, S.A., 1993. River response to base level change: Implications for sequence stratigraphy, *Journal of Geology*: v. 101, p. 279–294.
- Shepard, F. P., 1963. *Submarine geology* (2nd edition). Harper and Row, New York, 557pp.
- Shepard, F. P., 1932. Sediments of the Continental Shelves. *Geological Society of America Bulletin*, 43:1017-1040.
- Silva, A.E., Quaresma, V.S., Bastos, A.C., 2013. Sedimentological sectorization of an estuarine system in a regressive coast, Southeast Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, 83. P. 994-1003.
- Silveira, J.D. (1964). Morfologia do litoral. In: Azevedo, A. (ed). *Brasil: a terra e o homem*. Companhia Editora Nacional, São Paulo. Volume 1: 253-305.
- Sloss, L. L., 1962. Stratigraphical models in exploration. *J. Sediment. Petrol.* 32, 415-422.
- Sloss, L. L., 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin* 74, 93-113.
- Somoza, L., Barnolas, A., Arasa, A., Maestro, A., Rees, J.G., Hernandez-Molina, F.J., 1998. Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high frequency eustatic fluctuations, delta-lobe switching and subsidence processes. *Sedimentary Geology* 117, 11-32.
- Souza, L. A. P. Revisão crítica da aplicabilidade dos métodos geofísicos na investigação de áreas submersas rasas. Tese (Doutorado em Oceanografia Química e Geológica) – Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Química e Geológica, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.
- Souza, W. F. L., Knoppers, B., 2003. Fluxo de água e sedimentos na costa leste do Brasil: relações entre a tipologia e as pressões antrópicas. *Geochim. Brasil.*, 17(1):57-74.
- Stamp, L. D., 1921. On cycles of sedimentation in the Eocene strata of the Anglo-Franco Belgian basin. *Geol. Man.* 58, 108-114, 194-200.
- Stouthamer, E., Berendsen, J. A. H. (2007). Avulsion: the relative roles of autogenic and allogenic processes. *Sedimentation Geology*, 198(3-4), 309-325.
- Suguio, K., Martin, L., Dominguez, J.M.L., 1982. Evolução do “delta” do Rio Doce (ES) durante o quaternário: influência das variações do nível do mar. 4º. Simpósio do Quaternário do Brasil. Sociedade Brasileira de Geologia, Rio de Janeiro, pp. 93–116.
- Suguio, K., Martin, L., Flexor, J.M., 1976. Les variations relatives du niveau moyen de la mer au quaternaire récent dans la région de Cananéia-Iguape, São Paulo. *Boletim Instituto Geológico* 7, 113–129.
- Suguio, K., Martin, L., Flexor, J.M., 1980. Sea level fluctuations during the past 6000 years along the coast of the state of São Paulo, Brazil. In: Mörner, N.A. (Ed.), *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*. Wiley, Chichester, pp. 471–486.
- Suguio, K., Martin, L., Flexor, J.M., 1980. Sea-level fluctuations during the past 6,000 years along the coast of the State of São Paulo, Brazil. In: Mörner, N.A. (Ed.), *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*. John Willey and Sons, pp. 471–486.
- Summerfield, M. A., 1986. Tectonic Geomorphology: macroscale perspectives. *Prog. In Phys. Geog.*, 10 (2), 227-238.

Swenson, J.B., Paola, C., Pratson, L., Voller, V.R., Murray, A.B., 2005. Fluvial and marine controls on combine subaerial and subaqueous delta progradation: Morphodynamic modeling of compound-cliniform development. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 110, 1–16.

Swift D. J. P., Han, G., Vicent, C. E., 1986a. Fluid process and sea-floor response on a modern storm-dominated shelf: middle Atlantic shelf of North America. Part I: the storm current regime. In: Knight R.J., McLean J.R. (eds.). *Shelf sands and sandstones*. Canadian Society of Petroleum Geologists (Memoir 11), 99–119.

Swift D. J. P., Thorne J.A., Oertel G.F., 1986b. Fluid process and sea-floor response on a modern storm-dominated shelf: middle Atlantic shelf of North America. Part II: response of the shelf floor. In: Knight R.J., McLean J.R. (eds.). *Shelf sands and sandstones*. Canadian Society of Petroleum Geologists (Memoir 11), 191–211.

Swift, D.J.P., Phillips, S., Thorne, J.A., 1991. Sedimentation on continental margins, IV. Lithofacies and Depositional Systems. In: Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., Thorne, J.A. (Eds.), *Shelf Sand and Sandstone Bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*, Vol. 14. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, Oxford, pp. 80–152.

Swift, D.J.P., Stanley, D.J., Curry, J.R., 1971. Relict sediments on continental shelves: A recommendation. *Journal Geology*, 79. 322–346.

Swift, D.J.P., Thorne, J.A., 1991. Sedimentation on continental margins, I. A General Model for Shelf Sedimentation. In: Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., Thorne, J.A. (Eds.), *Shelf Sand and Sandstone Bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*, Vol. 14. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, Oxford, pp. 3–31.

Syvitski, J.P.M., Kettner, A.J., Correggiari, A., Nelson, B.W., 2005. Distributary channels and their impact on sediment dispersal. *Mar. Geol.* 222–223, 75–94.

Syvitski, J.P.M., Saito, Y., 2007. Morphodynamics of deltas under the influence of humans. *Global Planet. Change* 57, 261–282.

Tagliari, C.V., 2013. Ambientes de Sedimentação Mista (siliciclástica e carbonática), cicloestratigrafia e halocinese durante o Albiano, Plataforma de Regência, Bacia do Espírito Santo. Tese de Doutorado. Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, RS. 211 p.

Talling, P.J., 1998. How and where do incised valleys form if sea level remains above the shelf edge? *Geology*, v. 26, p. 87–90.

Tanner, W.F., 1991a. Application of suite statistics to stratigraphy and sea-level, in Syvitski, J.P.M., ed., *Principles, Methods and Application of Particle Size Analysis*: New York, Cambridge University Press, p. 163–173.

Tanner, W.F., 1991b. Suite Statistics: the hydrodynamic evolution of the sediment pool, in Syvitski, J.P.M., ed., *Principles, Methods and Application of Particle Size Analysis*: New York, Cambridge University Press, p. 225–236. Vilas Boas *et al.*, 1979

Tarasov, L., Peltier, W.R., 2005. Arctic freshwater forcing of the Younger Dryas cold reversal. *Nature* 435:662–665.

Tesson M., Labaune C., Gensous B., Suc J., Melinte-Dobrinescu M., Parize O., Imbert P., Delhaye-Prat V., 2011. Quaternary "compound" incised valley in a microtidal environment, Roussillon continental shelf, western Gulf of Lions, France. *Journal of Sedimentary Research*, 81, 708–729,

Thorne, J.A., Swift, D.J.P., 1991. Sedimentation on continental margins, VI. A regime model for depositional sequences, their component system tracts, and bounding surfaces. In: Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., Thorne, J.A. (Eds.), *Shelf Sand and Sandstone Bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*, Vol. 14. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, Oxford, pp. 189–255.

Tomaz, E. A. Mapeamento de Paleocanais ao Longo da Planície Costeira do Rio Paraíba do Sul e da Plataforma Continental da Bacia de Campos e sua Possível Relação com a Evolução do Canyon Almirante Câmara. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil, 2005.

Tortora, P., 1996. Depositional and erosional coastal processes during the last postglacial sea-level rise: An example from the central Tyrrhenian continental shelf (Italy). *J. Sediment. Res.* 66, 391-405.

Trincardi, F., Correggiari, A., Roveri, M., 1994. Late Quaternary transgressive erosion and deposition in modern epicontinental shelf: the Adriatic Semienclosed Basin. *Geo-Mar. Lett.* 14, 41-51.

Trincardi, F., Syvitski, J.P.M., 2005. Advances on our understanding of delta/prodelta environments: a focus on southern European margins. *Mar. Geol.* 223, 1–5.

Tschiedel, F. E. Aspectos Fisiográficos, Sedimentológicos e Estruturais do Fundo Marinho em uma Área da Porção Central da Bacia do Espírito Santo. Dissertação de Mestrado – Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental. Universidade Federal do Espírito Santo. Vitória. 2012.

Vail, P.R., 1988. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 1. In: Seismic stratigraphy interpretation procedure. In *Atlas of Seismic Stratigraphy* (A. W. Bally, Ed.), pp. 1–10. American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology 27.

Van Wagoner, J.C., 1995, Overview of sequence stratigraphy of foreland basin deposits: Terminology, summary of papers, and glossary of sequence stratigraphy, in: Van Wagoner, J.C., and Bertram, G.T., eds., *Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 64*, p. 9–21.

Vázquez, J.T., Fernández-Puga, M.C., Medialdea, T., Díaz del Río, V., Fernández-Salas, L.M., Llave, E., Lobo, F. J., Lopez, F. C., Maldonado, A., Somoza, L., Palomino, D., 2010a. Late Quaternary Normal Faulting on the Northern Continental Shelf of the Cadiz Gulf (SW Iberia). *Resúmenes de la 1ª Reunión Ibérica sobre Tectónica Activa y Paleosismología*, Sigüenza, España.

Vázquez, J.T., López-González, N., Fernández-Salas, L.M., Díaz del Río, V., Fernández-Puga, M.C., Palomino, D., Mata, M.P., Bárcenas, P., Sayago-Gil, M., Bruque, G., López-Rodríguez, F.J., 2010b. New data about Late Pleistocene – Holocene Tectonic Activity on the Eastern Continental Shelf of the Cadiz Gulf (SW Iberia). *Resúmenes de la 1ª Reunión Ibérica sobre Tectónica Activa y Paleosismología*, Sigüenza, España.

Vieira, R. A. B.; Mendes, M. P.; Vieira, P. E.; Costa, L. A. R.; Tagliari, C. V.; Bacelar, L. A. P.; Feijó, F. J., 1994. Bacias do Espírito Santo e Mucuri. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p.191–202.

Visher, G.S., 1969, Grain size distributions and depositional processes: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 39, p. 1074–1106.

Vital, H.; Da Silveira, I. M.; Amaro, V. E., 2005. Carta sedimentológica da plataforma continental brasileira – área Guamaré a Macau (NE Brasil), utilizando integração de dados geológicos e sensoriamento remoto. *Revista Brasileira de Geofísica*, 23(3): p. 233-241.

Walker, J.H., 1998. *Artic Deltas*. *J. Coastal Res.* 14 (3), 718–738.

Walsh JP e Nittrouer CA. 2009. Understanding fine-grained river-sediment dispersal on continental margins. *Mar Geol* 263: 34–45.

Weise, B.R., 1980. Wave-dominated deltaic systems of the Upper Cretaceous San Miguel Formation, Maverick Basin, south Texas. *Bulletin of the Economy Geology of the University of Texas*, Austin 107 (39 pp.).

Wellner, R.W., Barket, L.R., 2003. The Effect of Sea Level, Climate, and Shelf Physiography on the development of incised-valley complexes: a modern example from the East China Sea. *Journal of Sedimentary Research*, 73 (6), 926-940.

Wentworth, C. K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, v. 30.

Winslow, M. A., 1986. Neotectonics: concepts, definitions and significance. *Neotectonics*, 1: 1-5.

Wright, L.D., Coleman, J.M., 1973. Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regimes. *American Association of Petroleum Geologists* 57, 370–398.

Xue, Z., Liu, J.P., DeMaster, D., Van Nguyen, L., Ta, T.K.O., 2010. Late Holocene evolution of the Mekong subaqueous delta, southern Vietnam. *Mar. Geol.* 269, 46–60.

Yang, Z.S., Liu, J.P., 2007. A unique Yellow River-derived distal subaqueous delta in the Yellow Sea. *Marine Geology* 240, 169–176.

Yoo, D.G., Lee, C.W., Kim, S.P., Jin, J.H., Kim, J.K., Han, H.C., 2002. Late Quaternary transgressive and highstand systems tracts in the northern East China Sea mid-shelf. *Marine Geology* 187, 313-328.

Zaitlin, B.A., Dalrymple, R.W., Boyd, R., 1994. The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change, in Dalrymple, R.W., Boyd, R., Zaitlin, B.A., eds., *Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences: SEPM, Special Publication 51*, p. 45–60.

Zembruski, S.G., 1979. Geomorfologia da margem continental sul-brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. In: Chaves, H.A.F. (Ed.), *Geomorfologia da margem continental brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. : Projeto REMAC, 7. Petrobrás, Rio de Janeiro*, pp. 129–177.

Zoffoli, M. L.; Kampel, M.; Fonseca, L. M. G. Caracterização da pluma de sedimentos do rio Doce (ES) utilizando dados TM – Landsat 5. *Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, Curitiba, PR, Brasil. Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. Curitiba, PR, Brasil: INPE, p.5025–5031, 2011.*