

**UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA PROGRAMA DE PÓS-
GRADUAÇÃO EM DINÂMICA DOS OCEANOS E DA TERRA**

JULIA DE OLIVEIRA

**CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA E CORRELAÇÃO ENTRE POÇOS DOS
SISTEMAS TURBIDÍTICOS ASSOCIADOS AOS CÂNIONS WATU NORTE E
WATU SUL, BACIA DO ESPÍRITO SANTO (*OFFSHORE*), BRASIL**

NITERÓI 2025

JULIA DE OLIVEIRA

**CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA E CORRELAÇÃO ENTRE POÇOS DOS
SISTEMAS TURBIDÍTICOS ASSOCIADOS AOS CÂNIONS WATU NORTE E
WATU SUL, BACIA DO ESPÍRITO SANTO (OFFSHORE), BRASIL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do Grau de Mestre em Ciências. Área de Concentração: Geologia e Sedimentologia dos Sedimentos Quaternários.

Orientador: Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva

NITERÓI 2025

JULIA DE OLIVEIRA

**CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA E CORRELAÇÃO ENTRE POÇOS DOS
SISTEMAS TURBIDÍTICOS ASSOCIADOS AOS CÂNIONS WATU NORTE E
WATU SUL, BACIA DO ESPÍRITO SANTO (OFFSHORE), BRASIL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do Grau de Mestre em Ciências. Área de Concentração: Geologia e Sedimentologia dos Sedimentos Quaternários.

Aprovada em 14 de maio de 2025.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Cleverson Guizan Silva, Dr.
Orientador

(Deptº de Geologia/LAGEMAR-UFF/ PPGDOT-UFF)

Prof. Arthur Ayres Neto, Dr.
(Deptº de Geologia/LAGEMAR-UFF/PPGDOT-UFF)

Prof. Gilberto Athayde Albertão Dr. (Deptº de Geologia/UNESP/UNESPetro)

Prof. Sérgio Caetano Filho, Dr. (Deptº de Geologia/UNESP/UNESPetro)

NITERÓI
2025

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

D278c De Oliveira, Julia
CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA E CORRELAÇÃO ENTRE POÇOS DOS
SISTEMAS TURBIDÍTICOS ASSOCIADOS AOS CÂNIONS WATU NORTE E WATU
SUL, BACIA DO ESPÍRITO SANTO (OFFSHORE), BRASIL / Julia De
Oliveira. - 2025.
85 p.: il.

Orientador: Cleverson Guizan Silva Silva.
Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense,
Instituto de Geociências, Niterói, 2025.

1. Sistemas Turbidíticos. 2. Sedimentologia de Sedimentos
Quaternários. 3. Cânions Watu Norte e Watu Sul. 4. Bacia do
Espírito Santo. 5. Produção intelectual. I. Silva,
Cleverson Guizan Silva, orientadora. II. Universidade Federal
Fluminense. Instituto de Geociências. III. Título.

CDD - XXX

RESUMO

O talude continental da Bacia do Espírito Santo, ao sul do Banco de Abrolhos, apresenta uma série de cânions e ravinas que se estendem desde a quebra da plataforma continental e através do Platô de São Paulo, alimentando um amplo sistema de dispersão sedimentar turbidítico em direção à planície abissal. Destacam-se os cânions Watu Norte (N) e Watu Sul (S), aos quais está relacionada a deposição de sistemas turbidíticos pleistocênicos. O presente trabalho insere-se no contexto de um projeto P&D que trata da modelagem numérica de processos sedimentares e utiliza dados batimétricos, sísmicos, sedimentológicos, bio, químico e cronoestratigráficos. Especificamente, este trabalho concentra-se na análise sedimentológica e estratigráfica de testemunhos do tipo piston-cores, coletados nos sistemas turbidíticos relacionados aos cânions Watu N e S, a montante e a jusante da confluência de ambos, que ocorre ainda no talude, em torno de 1300m de lâmina d'água, formando o Canal de Golfinho. Ao todo, foram analisados e revistos cerca de 105 testemunhos a pistão, com penetração máxima de 20,93 metros, abrangendo o intervalo cronoestratigráfico dos últimos 185 mil anos, que inclui as biozonas de foraminíferos planctônicos correspondentes aos dois últimos intervalos glaciais (biozonas W e Y, com suas subdivisões) e interglaciais (biozonas X e Z) do Quaternário. O estudo identificou e caracterizou as fácies sedimentares dos sistemas turbidíticos dos cânions Watu Norte e Sul, evidenciando diferenças na morfologia e sedimentação. Ao longo dos sistemas turbidíticos, desde a borda da plataforma, foram reconhecidas sete associações de fácies principais, respectivamente representadas por: (1) sedimentação pelágica, composta por lamas carbonáticas e vazas de foraminíferos; (2) sedimentação hemipelágica de lamas siliciclásticas, avermelhadas e cinzas; (3) depósitos de extravasamento de canal, compostos por níveis milimétricos a centimétricos de areia muito fina, extremamente micácea, intercalados com laminações de argila e silte avermelhado; (4) depósitos de eixo de canal, com presença de cascalho e areias quartzosas finas a grossas, por vezes biodetríticas; (5) turbiditos, predomínio de areias tabulares intercaladas com camadas espessas de lama, variando em espessuras até dezenas de centímetros; (6) depósito de transporte de massa, com clastos de argila e camadas inclinadas ou contorcidas e (7) preenchimento e calhas e ravinas no talude superior, com sedimentos arenosos

siliciclásticos e bioclásticos pouco selecionados. Ao longo do Cânion Watu N e em sua continuidade pelo Canal de Golfinho, ocorre um notável afinamento do pacote sedimentar contido na biozona Y1, com sua espessura passando de cerca de 17 m para menos de 0,5 m em direção à porção relativamente distal do sistema turbidítico. As biozonas Y2 e Y1B praticamente estão ausentes nessa porção distal, em lâmina d'água superior a 2.050 m, onde ocorre recuperação apenas de sedimentos da biozona X. Os pulsos turbidíticos arenosos mais espessos concentram-se nas biozonas Y1A e Y1B, indicando o avanço da dispersão sedimentar bacia afora, durante o último máximo glacial e na transição para o Holoceno. A quase totalidade dos testemunhos amostra de forma mais significativa as biozonas Y1 e Y2, mas não alcança a biozona W, não permitindo, assim, um estudo acerca dos sistemas turbidíticos relacionados à fase do penúltimo glacial. O estudo, além de apresentar a caracterização das fácies sedimentares e suas associações, dentro da área estudada, demonstra a influência dos ciclos glaciais na dinâmica sedimentar e traz informações essenciais para a parametrização e controle de qualidade da modelagem numérica de fluxos turbidíticos.

PALAVRAS-CHAVE: Sistemas Turbidíticos; Sedimentologia de Sedimentos Quaternários; Cânions Watu Norte e Watu Sul; Bacia do Espírito Santo.

ABSTRACT

The continental slope of the Espírito Santo Basin, south of the Abrolhos Bank, features a series of canyons and gullies extending from the continental shelf break through the São Paulo Plateau, feeding a vast turbidite sediment dispersal system towards the abyssal plain. The Watu Norte (N) and Watu Sul (S) canyons stand out, as they are associated with the deposition of Pleistocene turbidite systems. This study is part of a R&D project focused on the numerical modeling of sedimentary processes, incorporating bathymetric, seismic, sedimentological, bio-, chemo-, and chronostratigraphic data. These datasets provide input parameters and quality control for the modeling of sub-recent turbidites, aiming to generate predictive analog models of sand distribution. Specifically, this research focuses on the sedimentological and stratigraphic analysis of piston-core samples collected from turbidite systems linked to the Watu N and S canyons, both upstream and downstream of their confluence, which occurs along the slope at approximately 1,300 m water depth, forming the Golfinho Channel. In total, around 105 piston cores were analyzed, with a maximum penetration of 20.93 meters, covering the last 185,000 years of the chronostratigraphic record. This includes planktonic foraminiferal biozones corresponding to the last two glacial (W and Y biozones, with their subdivisions) and interglacial (X and Z biozones) intervals of the Quaternary. Seven major facies associations were identified along the turbidite systems from the shelf edge, represented respectively by: (1) pelagic sedimentation, composed of carbonate muds and foraminiferal oozes; (2) hemipelagic sedimentation of siliciclastic muds, reddish and gray; (3) overbank deposits composed of millimeter- to centimeter-thick layers of very fine, highly micaceous sand interbedded with clay and reddish silt laminations; (4) channel axis deposits containing gravel and fine to coarse quartz sands, sometimes biotrititic; (5) turbidites, characterized by tabular sands interbedded with thick mud layers, varying in thickness from tens of centimeters; (6) mass transport deposits with clay clasts and inclined or contorted layers; and (7) channel and gully infill deposits on the upper slope, composed of poorly sorted siliciclastic and bioclastic sandy deposits. A NW-SE (dip) stratigraphic section along the Watu N Canyon and continuing into the Golfinho Channel reveals a notable thinning of the Y1 biozone, from approximately 17 m to less than 0.5 m in the distal portion of the turbidite system. The Y2 and Y1B biozones are practically absent in this distal region, at depths greater than 2,050 m, where only biozone X sediments were

recovered. The thickest sandy turbidite pulses are concentrated in the Y1A and Y1B biozones, indicating an increased sediment dispersal into the basin during the Last Glacial Maximum and the transition to the Holocene. Most cores containing significant records of the Y1 and Y2 biozones do not reach the W biozone, preventing an assessment of turbidite systems linked to the penultimate glacial phase. This study identified and characterized the sedimentary facies of the turbidite systems associated with the Watu Norte and Watu Sul canyons, revealing differences in morphology and sedimentation. Furthermore, it demonstrated the influence of glacial cycles on sedimentary dynamics and contributed to the numerical modeling of turbidite flows.

KEYWORDS: Turbidite Systems; Quaternary Sedimentology; Watu Norte and Watu Sul Canyons; Espírito Santo Basin.

Dedico este trabalho aos meus pais e a minha irmã por todo carinho, apoio e incentivo de sempre.

AGRADECIMENTOS

Antes de tudo, agradeço a Deus e à minha família, por serem minha base, meu alicerce e meu maior motivo para seguir em frente. Sem o amor, o apoio e a fé de vocês, esta caminhada não teria sido possível. Ao meu orientador, Cleverson Guizan Silva, minha profunda gratidão por todo o suporte, paciência e compreensão ao longo desta jornada. Com enorme carinho, agradeço ao Carlos Henrique Rodrigues, o querido Carlinhos da UFF, pela incansável ajuda com os testemunhos e as análises. Sua generosidade e disposição ficarão para sempre marcadas na minha memória. Aos colegas de projeto, meu sincero agradecimento: Gilberto Athayde Albertão, Dimas Dias Brito, Hermes Dias Brito, Sérgio Caetano Filho, Katarine Costa Lacerda, José Maria Cazonatto, Victor Hugo Couto, Kenji Freire Motoki, e à querida Milena Cristina Rosa (em memória). Cada um de vocês foi peça fundamental no desenvolvimento deste trabalho. Obrigada por cada colaboração, troca e parceria. As visitas à Unesp de Rio Claro foram momentos valiosos de aprendizado e troca de conhecimento. Agradeço, em especial, à Katarine Costa Lacerda, pelo apoio constante, pela parceria nas tarefas e, principalmente, pelas conversas que me fortaleceram nos momentos de incerteza. Você é uma profissional brilhante e uma pessoa ainda mais admirável. Sou também grata ao Eraldo Carlos Lacerda pela confecção das lâminas petrográficas, trabalho essencial para esta pesquisa. Este estudo foi desenvolvido no âmbito do projeto “Modelagem Numérica de Processos Depositionais Relacionados a Fluxos Gravitacionais em Ambiente Marinho Profundo”, sob o Termo de Cooperação nº 0050.0121064.22.9 / SAP 4600665934 – UNESP/Petrobras, Processo 2022/00013-4, com a participação da UFF/UNESP/UNISANTOS/USP. Agradeço à Petrobras, pelo financiamento do projeto e pela cessão do AnaSeTe (software de descrição de testemunhos), e à ANP, pela disponibilização dos dados utilizados. À Universidade Federal Fluminense, especialmente ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra (DOT), meu agradecimento por toda a estrutura, suporte e excelente ementa de disciplinas que contribuíram significativamente para a realização desta pesquisa. Por fim, deixo aqui meu muito obrigada a todos que, de alguma forma, cruzaram meu caminho e deixaram sua marca nesta trajetória. Levo comigo cada ensinamento, cada incentivo e cada gesto de apoio. Cada detalhe foi essencial para meu crescimento pessoal e profissional, e despertou ainda mais minha sede por conhecimento geológico. Muito obrigada.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Localização da área de estudo (o polígono em destaque mostra o sistema turbidítico do Watu (offshore) da Baía do Espírito Santo.....p.19
- Figura 2: Curva de isótopo de oxigênio de Tokutake (2005) (à direita) correlacionada com a curva de nível do mar de Damuth et al., (1988) a partir da ausência e presença de foraminíferos para o Atlântico sul. Fonte: Tokutake (2005).....p.21
- Figura 3: Fluxograma do estudo.....p.22
- Figura 4: Imagem do piston-core GLF A4 KGL 17A.....p.25
- Figura 5: Preparação e realização das análises granulométricas (UFF).....p.29
- Figura 6: Carta Estratigráfica da Bacia do Espírito Santo e Mucuri. Fonte: França et al. (2007).....p.35/36
- Figura 7: Modelo de evolução das planícies costeiras brasileiras, com os diferentes estágios evolutivos (Martin et al., 1993; modificado por Hatushika, 2005).....p.42
- Figura 8: Modelo digital com os nomes das principais feições geomorfológicas do fundo oceânico do centro-sul da Bacia do Espírito Santo e norte da Bacia de Campos. Fonte: Schreiner et al., 2009.....p.49
- Figura 9: Fotomicrografia de amostra coletada na Biozona Y1B, a 1997,15 metros (abaixo da superfície do mar) no testemunho ES-03 em nicóis paralelos e cruzados, representativo da associação de fácies de eixo de canal. Arcabouço: 95% Qtz, 4% Feldsp, 1% FL, Matriz: 0%, Cimento: 0%. Os grãos de quartzo são monocristalinos, entre os feldspatos predomina microclina e observam-se também mica (muscovita), fragmentos bioclásticos e opacos. Granulometria: areia média a muito grossa, arredondamento: os grãos são angulosos a subangulosos, esfericidade é baixa, muito mal selecionada.....p.53/54
- Figura 10: Fotomicrografia de amostra coletada na Biozona Y1A, a 1108,2 metros (abaixo da superfície do mar) no testemunho KGL-WS-04, em nicóis paralelos e cruzados (a direita), representativo da associação de fácies de eixo de canal. Arcabouço: 100% quartzo, 0% feldspato, 0% fragmentos líticos; Matriz: 0%; Cimento: 0%. Grão suportado, os grãos de quartzo são monocristalinos, discreta presença de bioclastos não identificados, fragmento de minerais opacos. Granulometria: areia muito fina a muito grossa. Arredondamento: os grãos são angulosos Esfericidade: baixa.....p.55

Figura 11: Imagem obtida por scanner de amostra coletada na Biozona Y1B a 886,36 metros (abaixo da superfície do mar) no testemunho GL-752, representativa da associação de fácies de extravasamento de canal Lama marrom avermelhada rica em espículas de esponjas, com areia muito fina, micas, pirita framboidal, fragmento vegetal, fosfato detrítico, fragmento bivalve.....p.56

Figura 12: Fotomicrografia de amostra coletada na Biozona Y1B a 886,36 metros (abaixo da superfície do mar) no testemunho GL-752, em nicóis paralelos e cruzados (à direita), representativa da associação de fácies de extravasamento de canal. Lama, matriz-sustentada com micas e fragmentos de algas vermelhas.....p.57

Figura 13: Fotomicrografia de amostra coletada na Biozona Y2 a 891,53 metros (abaixo da superfície do mar) no testemunho GL-752, em nicóis paralelos e cruzados (à direita), representativa da associação de fácies de sedimentação pelágica, evidenciada em panorâmica com aumento de 25x, exibindo vaza dominada por pterópodes (moluscos gastrópodes pelágicos nadadores).....p.58

Figura 14: Imagem obtida por scanner de amostra coletada na Biozona Y2 a 893,06 metros (abaixo da superfície do mar) no testemunho GL-752, representativa da associação de fácies de sedimentação hemipelágica. Marga rica em grãos angulosos e mal selecionados de quartzo detrítico fino, (arenito fino margoso), portadora de alguns foraminíferos globigerinídeos, foraminíferos bentônicos hialinos e fragmentos de moluscos. Matriz suportado, apresenta vários grãos de quartzo, fragmentos bioclásticos, fragmentos de alga vermelha.....p.59

Figura 15: Fotomicrografia de amostra coletada na Biozona Y1A a 1364,12 metros (abaixo da superfície do mar) no testemunho GL-640, em nicóis paralelos e cruzados (à direita), representativa da associação de fácies de sedimentação hemipelágica. Amostra matriz-sustentada, composta por lamas, micas e minerais opacos.....p.60

Figura 16: Fotomicrografia de amostra coletada na Biozona W a 1639,63 metros (abaixo da superfície do mar) no testemunho GL-632, em nicóis paralelos e cruzados (à direita), representativa da associação de fácies de depósitos de transporte de massa. Amostra composta de grão suportado com arcabouço: 98% Qtz, 2% Feldsp, 0% FL, Matriz: 0%, Cimento: 0%. Os grãos de quartzo são monocristalinos, nos feldspatos temos plagioclásio e microclina, fragmentos bioclásticos incluindo algas vermelhas e opacos. Granulomentria: areia fina a grossa, os grãos são angulosos a subarredondados a esfericidade é baixa a média.p.61

Figura 17: Localização das 11 seções estratigráficas e os testemunhos associados. A seção DIP (em amarelo) se estende por aproximadamente 105.6 km, ao longo do Cânion Watu e canal de Golfinho.....p.66

Figura 18: Seção Geológica Estratigráfica ao longo do Sistema Watu-Golfinho” (seção dip).....p.67

Figura 19 – Distribuição dos elementos deposicionais, associações de fácies e percentual de areia nas biozonas W, X e Y2.....p.72

Figura 20 – Distribuição dos elementos deposicionais, associações de fácies e percentual de areia nas biozonas Y1B, Y1A e Z.....p.73

Figura 21: - Foto do testemunho piston core GL-640. No cilindro central são destacadas as letras A e B. “A” representa as fácies arenosas a 1369,10 metros (abaixo da superfície do mar), características dos depósitos arenosos de preenchimento de eixo de canal. “B” representa as fácies de interlaminados (intercalação laminar de frações mais finas argilosas/siltosas com areia fina-muito fina), relacionadas a depósitos de leques internos a 1368,70 metros (abaixo da superfície do mar) (Fonte: Banco de Dados ANP). Cada trecho (alternância branco-preto) da escala é referente a 10 cm.....p.77

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Número de amostras coletadas por poços da ANP e UFF.....	p.28
Tabela 2: Critérios adotados para a classificação das fácies sedimentares....	p.50
Tabela 3: Associação de Fácies.....	p.51
Tabela 4: Tabela comparativa entre os poços da porção proximal, mediana e distal (com alguns poços que compõem a seção dip).....	p.64

SUMÁRIO

Introdução.....	16
Apresentação	16
1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	18
1.1 Objetivos	19
1.2 Bioestratigrafia	19
1.3 Materiais.....	22
1.4 Método	22
1.5 Descrição macroscópica (<i>piston-cores</i>).....	23
1.6 Análise granulométrica.....	26
1.7 Descrição microscópica.....	30
2 CONTEXTO GEOLÓGICO	32
2.1 Contexto geológico da Bacia do Espírito Santo	32
2.2 Arcabouço estratigráfico-estrutural e evolução tectônica.....	32
2.3 Evolução do conhecimento acerca da estratigrafia da Bacia do Espírito Santo	34
2.4 Grupo Barra Nova e Grupo Espírito Santo	36
3 MORFOLOGIA E SEDIMENTAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	38
3.1 Depósitos quaternários na porção emersa	38
3.2 Morfologia e sedimentação da área de estudo	39
3.3 O delta do Rio Doce e sua evolução no Quaternário	39
3.4 Talude continental	44
3.5 Variações do nível do mar durante o Quaternário	45
4 FEIÇÕES DO TALUDE: RAVINAS, CÂNIONS E CANAIS SUBMARINOS	47
4.1 Morfologia de cânions e ravinas	47
4.2 O sistema de cânions Watu e o Canal de Golfinho (Fisiografia do Sistema Watu- Golfinho)	47
5 RESULTADOS	50
5.1 Caracterização faciológica	50
5.1.1 Fácies.....	50
5.1.2 Associações de fácies	50
5.2 Análise petrográfica.....	51
5.2.1 Análise faciológica.....	51
5.2.2 Microfácies	62
5.3 Seções geológicas estratigráficas	66
5.4 Comparativo entre os poços da porção proximal, mediana e distal (com alguns poços que compõem a seção dip)	68
5.5 Mapas de distribuição das associações de fácies por biozonas	71
6 Discussões	74

6.1 O talude continental na área de estudo	74
6.2 Diferenças entre o Cânion Watu Norte e o Cânion Watu Sul.....	76
6.3 Interpretação paleoambiental relacionada às diferenças entre os dois cânions.....	78
CONSIDERAÇÕES FINAIS	79
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	81
ANEXOS.....	84

Introdução

Apresentação

O sistema turbidítico Watu, que compreende os depósitos cujo transporte é iniciado e canalizado pelos cânions Watu Norte e Sul, na bacia do Espírito Santo, é o objeto de estudo deste trabalho. Turbiditos são tipos específicos de depósitos sedimentares encontrados em ambiente marinho profundo, resultados do transporte e da deposição realizados por fluxos gravitacionais subaquosos, com concentrações variáveis de sedimentos, mas em geral menor que 10%.

Dentre os diferentes processos de transporte de sedimentos em águas oceânicas destacam-se os fluxos turbidíticos, que são formados por um fluxo gravitacional de sedimentos, no caso as correntes de turbidez, causadas pelo deslocamento de uma mistura de água e sedimento, devido ao empuxo provocado pela diferença de densidade entre os meios.

Formam-se a partir de fluxos subaquáticos de detritos de alta densidade, que se deslocam através da coluna d'água e promovem a deposição de sedimentos em camadas bem definidas. A caracterização dessas fácies é fundamental para compreender os processos deposicionais envolvidos, bem como as condições ambientais vigentes no momento de sua formação.

Apesar do grande avanço na abordagem teórica e analítica dos fenômenos envolvidos nos processos de formação, desenvolvimento e deposição neste tipo de fluxo, e de outros fluxos de densidade, ainda hoje existe alguma controvérsia e vasto campo de pesquisa para a compreensão mais adequada dos processos físicos relacionados. As complexas interações abrangendo o tipo de escoamento, a incorporação do fluido ambiente e a morfologia de fundo, a incorporação de sedimentos no transporte, e a interação grão a grão e, ainda, a dificuldade extrema de monitoramento destes eventos na natureza, dada a sua localização, imprevisibilidade e baixa frequência de ocorrência, e ainda suas grandes magnitudes são expressões das dificuldades no estudo direto desses eventos.

Os turbiditos e os seus depósitos associados começaram a despertar o interesse da ciência e da indústria do petróleo, após a década de 1950, por motivações militares, durante a Guerra Fria. Destacam-se, como importantes aspectos motivadores para o seu estudo, o aspecto de desafio científico, envolvendo a

compreensão de sua origem, formação, evolução, caracterização e parametrização, e o aspecto econômico, uma vez que, devido às suas propriedades petrofísicas, eles podem constituir excelentes reservatórios de hidrocarbonetos.

A expansão das fronteiras exploratórias mundiais no contexto de águas profundas determinou a necessidade ampliar o conhecimento do substrato marinho, para evitar que equipamentos submarinos para a produção e o escoamento de petróleo fossem assentados em regiões onde grandes movimentos de massa, correntes de turbidez ou vigorosas correntes de fundo pudessem causar danos a estas instalações (D'Ávila & Paim, 2003)

Estima-se que 35% a 40% das reservas mundiais de hidrocarbonetos estejam armazenadas nesses depósitos. No Brasil, as principais reservas confirmadas de hidrocarbonetos são oriundas destes sistemas deposicionais, como por exemplo, as Bacias de Campos, Espírito Santo e Santos, representando, mais de 90% das reservas brasileiras (D'Ávila et al., 2003).

As porções de águas profundas das margens continentais constituem importantes fronteiras de exploração na atualidade, nas quais importantes campos petrolíferos gigantes foram descobertos nas últimas décadas.

Compreendem unidades de reservatórios afetadas por compartimentalização multiescala, resultante de processos estratigráficos, estruturais e/ou diagenéticos, processos esses que comprometem a conectividade lateral e/ou vertical de estratos permeáveis. (Gamboa, 2010).

Este trabalho de mestrado faz parte do projeto de pesquisa “Modelagem Numérica de Processos Depositionais Relacionados a Fluxos Gravitacionais em Ambiente Marinho Profundo” (Termo de Cooperação nº 0050.0121064.22.9 / SAP 4600665934 – UNESP/Petrobras – Processo 2022/00013-4 – UFF/UNESP/UNISANTOS/USP). Tendo em vista a interação direta entre os estudos desenvolvidos nesta dissertação e as atividades conduzidas no projeto, foram incorporadas ao presente trabalho algumas informações e resultados gerados no âmbito do próprio projeto, conforme apresentados em seu relatório de síntese (Albertão et al., 2024), bem como no Relatório Técnico Final “Modelagem Numérica de Processos Sedimentares Relacionados a Fluxos Gravitacionais em Ambiente Marinho Profundo”, que consolida os produtos e interpretações do estudo.

A pesquisa concentra-se na análise de testemunhos a pistão coletados no talude continental da Bacia do Espírito Santo, para caracterização das fácies

sedimentares e associações de fácies presentes no sistema turbidítico alimentado pelos cânions Watu Norte e Watu Sul, que confluem para formar o Canal de Golfinho em direção à bacia. O estudo apresenta as características sedimentológicas e petrográficas ao longo do ambiente deposicional e suas variações em subsuperfície abrangendo o intervalo cronoestratigráfico dos últimos 185 mil anos, que inclui as biozonas de foraminíferos planctônicos correspondentes aos dois últimos intervalos glaciais (biozonas W e Y, com suas subdivisões) e interglaciais (biozonas X e Z) do Quaternário.

1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A Bacia do Espírito Santo localiza-se na margem continental leste do território brasileiro, ocupando uma área de aproximadamente 115.200 km², dos quais 101.880 km² encontram-se submersos. Os limites da bacia dão-se ao norte pela Bacia de Mucuri, que por sua vez faz fronteira com a Bacia de Cumuruxatiba pelo Complexo Vulcânico de Abrolhos. Ao Sul, há o limite com a Bacia de Campos pelo Alto de Vitória. Ao Norte, o limite com a bacia de Mucuri é apenas geográfico, e corresponde ao prolongamento costa afora da divisa entre os estados do Espírito Santo e Bahia (França & Tokutake, 2004).

A área de estudo foi reconhecida por França (1979), como parte do compartimento fisiográfico na região do “embaçamento de Tubarão”. Essa porção está localizada entre Regência e Itapemirim (ES), onde observa-se a mínima largura de plataforma, da ordem de 40Km, ao largo de Santa Cruz, sendo considerado o mais estreito da margem continental do Espírito Santo.

A quebra de plataforma, segundo França (1979), estaria a aproximadamente 90m de profundidade. A sedimentação na plataforma é fortemente influenciada pelo Rio Doce, principal rio da área, com cerca de 750 km de extensão, formando uma bacia hidrográfica de aproximadamente 83.000 km² (Martin et al., 1993).

A área de ocorrência do Sistema Turbidítico Watu (Figura 1) situa-se no *offshore* da Bacia do Espírito Santo, abrangendo todo o sistema turbidítico composto pelo Cânion Watu Norte e sua continuidade a jusante, que corresponde à região que se estende do Canal de Golfinho até a porção da bacia distal.

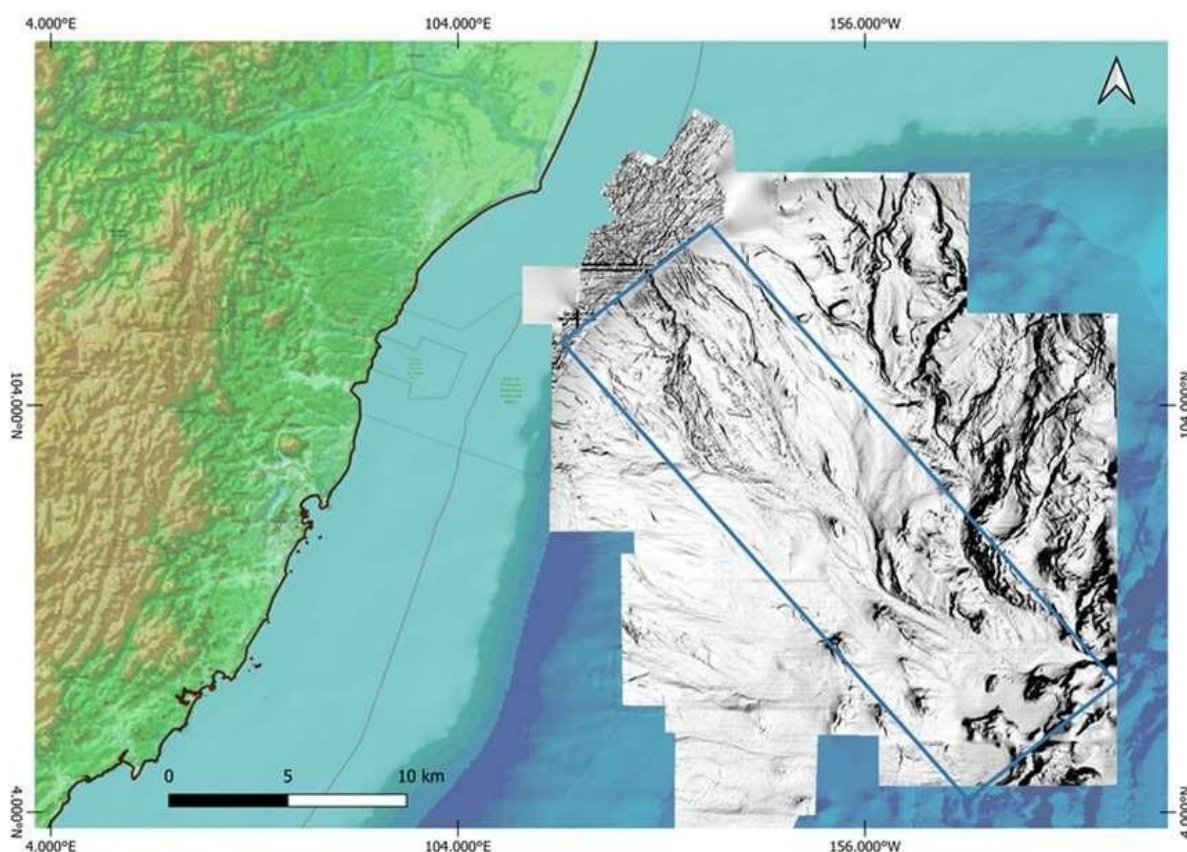


Figura 1: Fundo marinho. Imagem gerada pela equipe de Sísmica do projeto. Localização da área de estudo: o polígono azul delimita a região analisada, situada dentro do perímetro de abrangência do Sistema Turbidítico Watu, no setor offshore da Bacia do Espírito Santo.

1.1 Objetivos

Os principais objetivos do estudo são: (i) caracterizar as fácies sedimentares dos sistemas turbidíticos associados aos cânions Watu Norte e Sul, buscando identificar as principais diferenças entre as sedimentações nos dois cânions, e (ii) estabelecer a correlação estratigráfica com base nos testemunhos a gravidade e a pistão (*piston-cores*), visando entender a evolução sedimentar da região.

1.2 Bioestratigrafia

A recente história geológica da margem leste da plataforma continental brasileira é dominada por efeitos cíclicos de mudanças do nível relativo do mar global que ocorreram durante os últimos 120 mil anos.

De acordo com Tokutake (2005), comparando os dados de isotópos de

oxigênio com a curva de Damuth *et al.*, (1988), há aproximadamente 120 mil anos, durante a máxima transgressão, o nível do mar estava bem abaixo de sua posição atual (Figura 2). Em aproximadamente 14 mil anos antes do presente, no final do período do Último Glacial Máximo, o nível do mar alcançou o equivalente hoje a profundidade de 130 m.

As correlações geológicas deste trabalho foram realizadas com base principalmente no zoneamento bioestratigráfico proposto por Vicalvi (1997).

As seguintes biozonas, da mais antiga para a mais nova, estão presentes na área estudada:

- Zona W (Pleistoceno) - Período relativamente frio e de curta duração entre 165.000 a 127.000 mil anos.
- Zona X (Pleistoceno) – Entre 127.000 a 84.000 mil anos, composta por espécies indicativas de águas quentes durante período “interglacial”.
- Zona Y (Pleistoceno) - Intervalo de tempo climaticamente frio (última glacial), de 84.000 a 11.000 mil anos.
- Subzona Y2 – 84.000 a 42.000 anos.
- Subzona Y1 – de 42.000 a 11.000 (subdividida em Y1A e Y1B).
- Zona Z (Holoceno) - Intervalo pós-glacial, 11.000 mil anos ao recente, marca o retorno de águas oceânicas mais quentes.

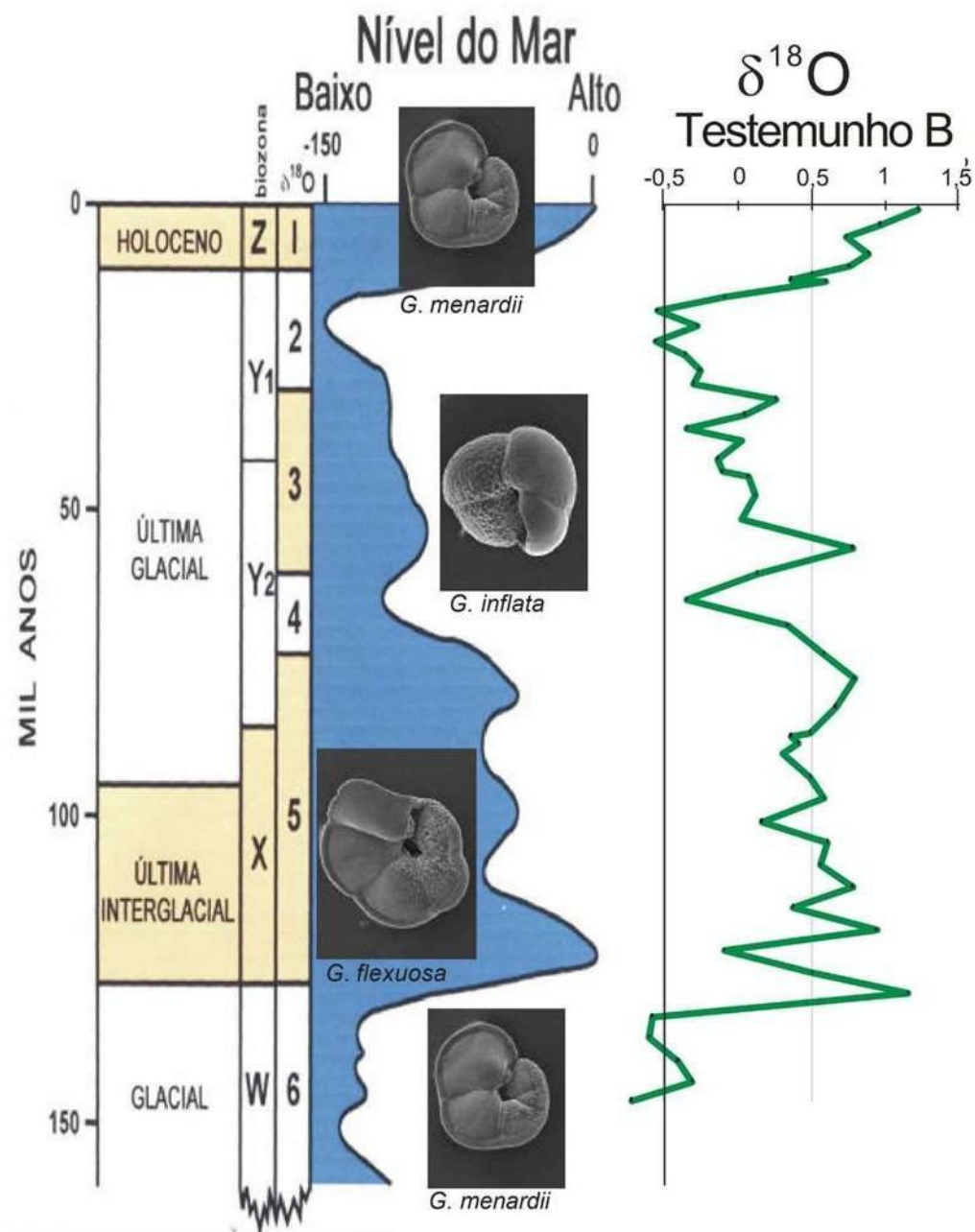


Figura 2: Curva de isótopo de oxigênio de Tokutake (2005) (à direita), correlacionada com a curva de variação relativa do nível do mar de Damuth et al., (1988), com base na observação da ausência ou presença de foraminíferos para o Atlântico sul. Fonte: Tokutake (2005).

1.3 Materiais

Para este trabalho foi utilizado um conjunto dados batimétricos, sísmicos e geológicos (*piston-cores*), adquiridos anteriormente pela Petrobras para a realização do estudo da estabilidade da plataforma e talude continental em frente à foz do Rio Doce, que se situa nas proximidades na cidade de Regência (Espírito Santo).

Foram analisadas duas coleções de amostras de piston cores: 41 testemunhos “físicos”, armazenados na litoteca do LAGEMAR-UFF (Universidade Federal Fluminense), e outros 47 testemunhos, armazenados fisicamente na Petrobras-Cenpes, mas com acesso aos dados, através Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP-ANP), totalizando 88 *piston cores* estudadas. Os dados dos testemunhos do BDEP forneceram diversas informações: localização, descrições detalhadas de sedimentologia, datação bioestratigráfica, fotografias macroscópicas, análises granulométricas, descrição microscópica e fotográfica.

O intervalo amostrado nesses testemunhos atingiu até a biozona W, abrangendo no máximo os últimos 186 mil anos, durante os quais são registrados dois períodos glaciais (biozonas W e Y) e dois interglaciais (biozonas X e Z).

1.4 Método

Este trabalho, incluindo a caracterização das fácies turbidíticas foi realizado por meio das etapas apresentadas na Figura 3:

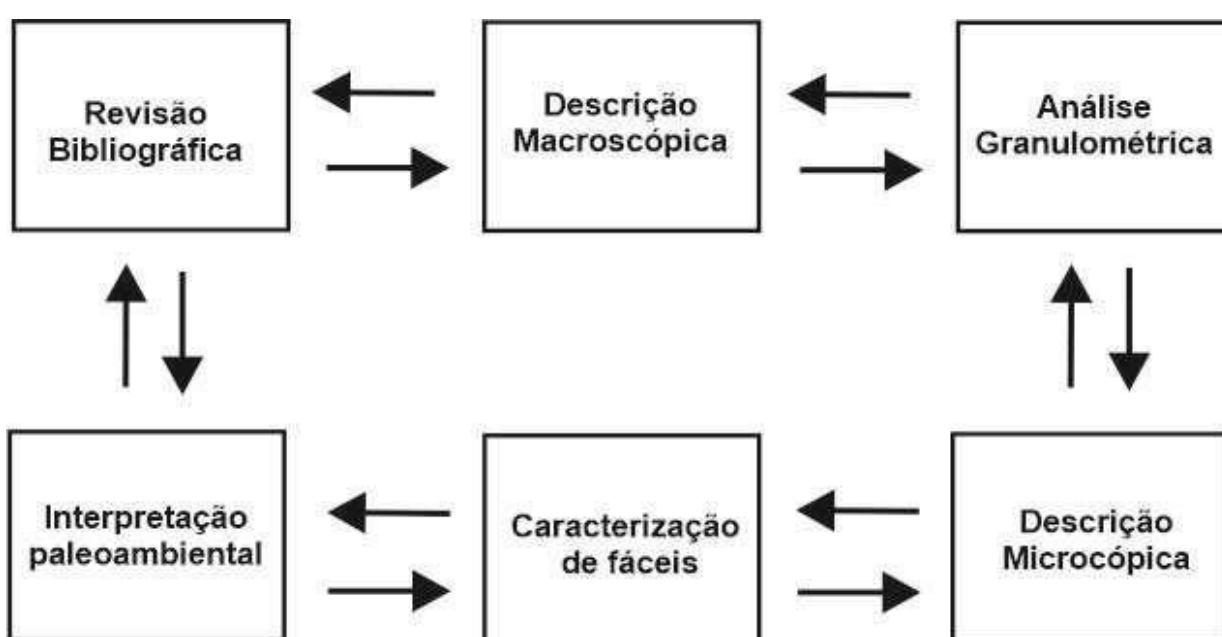


Figura 3: Fluxograma do estudo.

1.5 Descrição macroscópica (*piston-cores*)

A descrição macroscópica seguiu uma sequência que facilitou a identificação e classificação do material. Como já citado no item 1.5, este estudo contou com dois conjuntos de dados de testemunhos a pistão: o primeiro é composto por fichas de descrição e fotografias de 47 testemunhos coletados pela Petrobras, cujas fichas estão disponibilizadas no Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP-ANP), enquanto os testemunhos físicos permanecem armazenados pela Petrobras; o segundo conjunto é formado por fichas de descrição e fotografias de 41 testemunhos a pistão, cujos materiais físicos se encontram armazenados na Universidade Federal Fluminense.

Na coleção de amostras *piston cores* ANP-UFF (armazenados na litoteca do LAGEMAR-UFF) foram realizadas redescrições das amostras atuais. Parte desse conjunto (19 testemunhos) foi escaneada em um *core scanner* do laboratório LAGESED da UFRJ, obtendo-se imagens de alta definição que compõem o conjunto de fotografias atualizadas. As fichas de descrição dos testemunhos analisados consideraram granulometria, profundidade, cor (segundo a Carta de Cores de Munsell, que oferece uma escala padronizada para identificação precisa das tonalidades), estruturas, bioturbação, teor de CaCO_3 , entre outros critérios. O teor de CaCO_3 foi estimado de forma visual, complementado pela observação do grau de efervescência ao ataque com HCl diluído, procedimento tradicional em análises macroscópicas para indicar a gradação carbonática e auxiliar na definição das litofácies.

Os dados originais das fichas de descrição dos testemunhos, assim como as novas descrições foram transcritos para o *software* AnaSeTe (Anexo I) (programa disponibilizado pela Petrobras, desenvolvido pela PUC/Tecgraf), que permitiu o registro de diversas trilhas, dentre estas; profundidade, número de caixas, cor original dos sedimentos, fotografias originais (do momento de abertura do testemunho) e fotografias atuais, perfil granulométrico, ciclos deposicionais, teor estimado de CaCO_3 , fácies, estruturas sedimentares, ambiente deposicional, amostras, biozona, cronoestratigrafia e descrição em detalhes.

Além da transcrição dos dados originais dos testemunhos, também foram adicionados novos dados, produzidos através de análises sedimentares

complementares, que permitiram a inserção de novas trilhas em alguns testemunhos previamente selecionados, como ciclos deposicionais e curvas de análise granulométrica.

O controle cronoestratigráfico foi estabelecido a partir das biozonas de foraminíferos planctônicos registradas nas descrições originais dos testemunhos da UFF e da ANP, utilizando-se o zoneamento bioestratigráfico proposto por Vicalvi (1997), conforme mencionado no item 1.4 deste trabalho. A Figura 4 ilustra um dos piston-cores estudados.

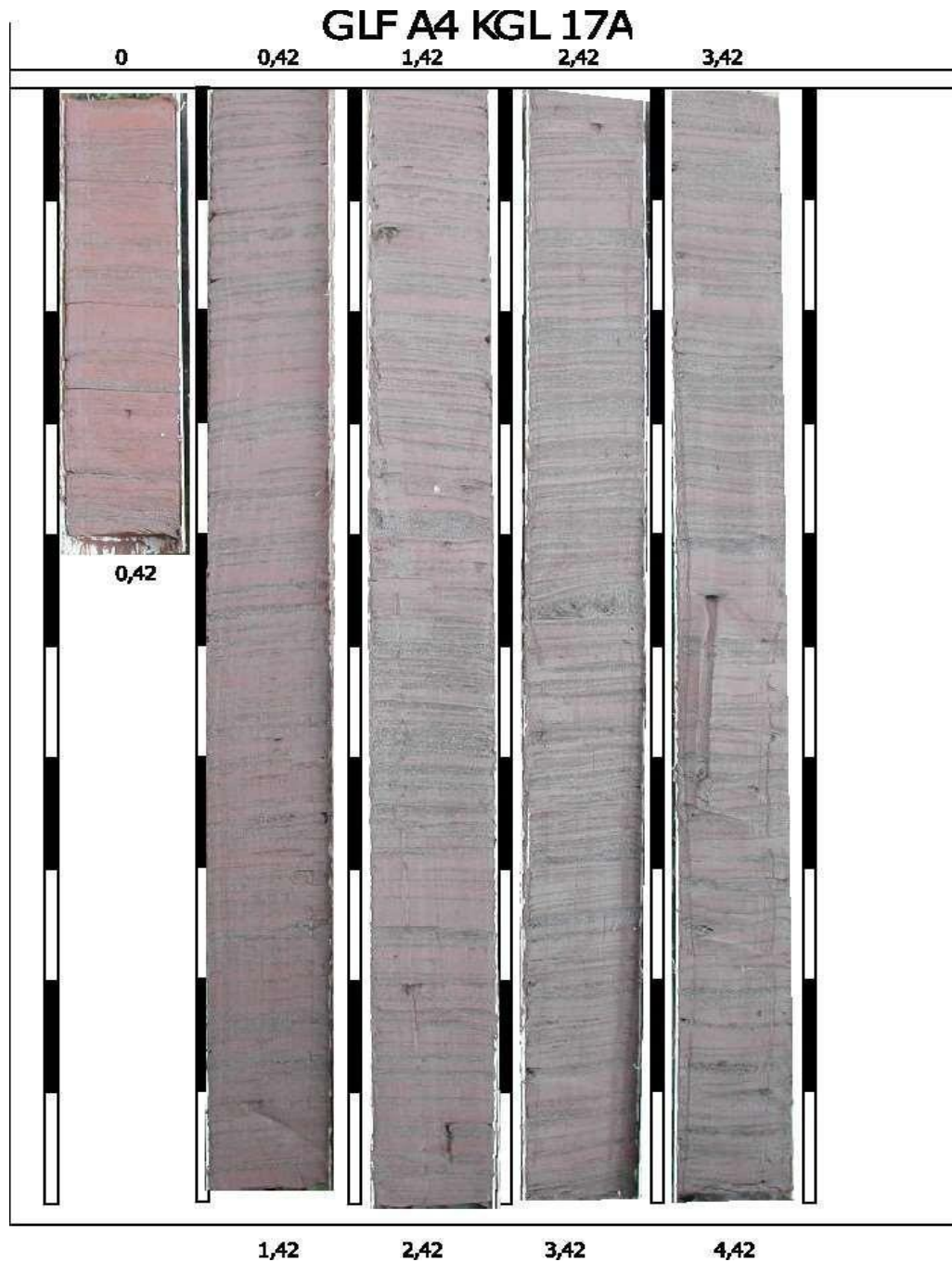


Figura 4: Imagem do piston-core GLF A4 KGL 17A, apresentando sua metragem total e o intervalo efetivamente recuperado. Observa-se a sucessão vertical preliminar das litofácies, que serão detalhadas nas seções seguintes, permitindo reconhecer mudanças texturais e estruturais ao longo do testemunho. A descrição completa deste piston-core encontra-se no Anexo – Fichas AnaSeTe, onde são apresentadas informações detalhadas sobre caracterização sedimentológica, estruturas, cor, teor de CaCO_3 e demais atributos utilizados na definição das litofácies.

1.6 Análise granulométrica

A classificação granulométrica dos sedimentos é um parâmetro essencial para a realização de estudos sedimentológicos. Inicialmente, foram realizadas estimativas visuais das proporções de areia e cascalho com base na análise de testemunhos e biozonas. Essas estimativas consideraram o comprimento dos intervalos arenosos registrados nas fichas descritivas dos testemunhos, permitindo o cálculo da média ponderada das classes granulométricas de areia e cascalho por biozona.

Adicionalmente, amostras pontuais foram coletadas para análises granulométricas laboratoriais, com o objetivo de calibrar e validar as observações visuais obtidas nas descrições.

As análises granulométricas foram realizadas utilizando dois equipamentos: o analisador de partículas Camsizer da Retsch Technology, para as frações arenosas (com partículas de diâmetro igual ou maior que 2 mm), que além de fornecer a estatística dos grãos, gera imagens e dados sobre esfericidade, tamanho dos eixos, entre outros parâmetros. Segundo o fabricante, esse método corresponde 100% aos resultados obtidos por peneiramento. Para as frações de lama e areia muito fina, foi utilizado o granulômetro Mastersizer 2000.

Foram selecionados oito (8) poços provenientes da UFF e nove (9) poços disponibilizados pela ANP (Tabela 1) para amostragem e realização das análises granulométricas. A Tabela 1 apresenta a relação dos poços amostrados, bem como o número de amostras coletadas em cada um. A amostragem dos testemunhos sob custódia da ANP foi realizada entre os dias 12 e 15 de dezembro de 2023, período no qual também foi conduzida uma revisão pontual em alguns poços previamente selecionados. O workshop interno de integração e discussão dos dados foi organizado pela equipe da Petrobras–CENPES.

Para o workshop e para o aprofundamento do estudo das fácies arenosas, foram selecionados poços representativos das diferentes porções do Sistema Cânion–Canal Watu–Golfinho, abrangendo setores proximais, medianos, distais e marginais, de modo a contemplar a variabilidade espacial dos depósitos sedimentares.

Na porção norte do sistema, correspondente à área do Cânion Watu Norte e ao início do Canal de Golfinho, foram analisados os poços KGL-WN-01, KGL-WN-02, KGL-WN-03, KGL-WN-04 e KGL-WN-05, que registram a transição entre ambientes de cânion e ambientes canalizados, com expressiva ocorrência de depósitos

arenosos.

A porção sul, associada ao Cânion Watu Sul, é representada pelos poços KGL-WS-01, KGL-WS-03 e KGL-WS-04, além dos poços GL-741 e GL-752, os quais permitem avaliar variações laterais e verticais dos depósitos turbidíticos nesse setor do sistema.

Também foram considerados poços profundos adjacentes ao Sistema Cânion Watu Norte e ao Canal de Golfinho, com destaque para o poço GL-879, posicionado próximo ao eixo do sistema, o GL-640, associado ao Canal de Golfinho, e os poços marginais GL-872, localizado na margem oeste, e GL-634, na margem leste. Esses poços registram mudanças faciológicas significativas relacionadas à proximidade e ao grau de influência do canal principal.

A porção mediana do Canal de Golfinho, interpretada como uma área de transição entre os setores proximal e distal, é representada pelos poços ES-03 e ES-44, que contribuem para a compreensão da evolução deposicional intermediária do sistema.

Os depósitos mais distais do Canal de Golfinho, dentre o conjunto de dados disponíveis, são caracterizados pelo poço 96-PI-ESP-03, que registra condições de menor confinamento e maior dispersão dos fluxos sedimentares.

Por fim, os poços K-GLC-02, K-GLC-04 e K-GLC-06 foram utilizados para representar a região de geometria lobada, situada em áreas marginais ao Canal de Golfinho, tanto na margem oeste quanto na margem leste, sendo fundamentais para a análise dos depósitos de lóbulos arenosos e de sua distribuição lateral.

Tabela 1 – Número de amostras coletadas por poços da ANP e UFF.

	Poço	Número de Amostras
Poços ANP	96-PI-ESP-003	5
	ES-03	4
	ES-44	6
	GL-640	10
	K-GLC-156-04	4
	K-GLC-156-06	17
	K-GL-WN-01	4
	K-GL-WN-04	13
	K-GL-WS-04	8
Poços UFF	KGL-ESS-164-04	8
	GLF-A4-KGL-01A	17
	GLF-A4-KGL-05	31
	GLF-A4-KGL-13	3
	GLF-A4-KGL-14	26
	GLF-A4-KGL-17A	40
	GLF-A4-KGL-20	13
	GLF-A4-KGL-29	11
Total		220

Os resultados foram analisados no *software* Gradstat versão 4.0, que, integrado ao Microsoft Excel, fornece automaticamente diversos dados estatísticos como grau de seleção, assimetria, curtose, diâmetro médio e mediana, utilizando os métodos dos momentos e de Folk & Ward (1957).

As amostras foram cuidadosamente preparadas e pesadas (aproximadamente 10 g de sedimento), sendo colocadas em tubos Falcon (tubos de centrífuga) devidamente identificados. Em seguida, foi adicionada uma quantidade de aproximadamente 1 g de cada amostra em cada tubo Falcon, juntamente com 10 ml de solução defloculante (preparada com 45,7 g de Hexametáfosfato de Sódio em 1 L de água destilada). Antes de serem levadas ao granulômetro, as amostras permaneceram por 24 horas em uma mesa agitadora (a 50% de intensidade).

Após esse período, as amostras foram transferidas para o reservatório do granulômetro com o auxílio de uma pipeta de plástico de 3 ml, incluindo o resíduo do fundo dos tubos Falcon. O processo no equipamento durou cerca de 17 minutos por amostra. Para garantir a acurácia das medições, foi realizada uma limpeza do

equipamento após cada análise (função "Clean").

Esses valores representam a média obtida a partir de todas as análises granulométricas realizadas, indicando o predomínio de quatro frações: silte (19%), areia muito fina a fina (32%), areia média a muito grossa (36%) e frações superiores à areia muito grossa (13%).



Figura 5: Preparação e realização das análises granulométricas (UFF)

1.7 Descrição microscópica

Foram confeccionadas 98 lâminas petrográficas no Laboratório de Laminação de Rochas Sedimentares (LLAMIN), do Centro de Pesquisa em Ciências Naturais Aplicadas, do UNESPetro, em Rio Claro, a partir de amostras coletadas em 21 testemunhos a pistão (8 poços da UFF e 13 poços da ANP).

A investigação de tais lâminas teve como principais objetivos fornecer suporte ao estudo de fácies e associações de fácies e colher informações sobre as áreas fonte dos sedimentos e suas mudanças durante a evolução do sistema de cânions Watu no Quaternário Superior. A caracterização petrográfica permitiu refinar as principais fácies, classificando-as com base em critérios como granulometria, arredondamento, forma e esfericidade.

Foram utilizados um scanner de alta resolução e um microscópio petrográfico, ambos dotados de sistema fotomicrográfico, disponíveis nos laboratórios do UNESPetro (LMOF e LMEV), os quais permitiram a adequada fotodocumentação das amostras. A mineralogia, a textura (tamanho, arredondamento e seleção de grãos; presença/ausência de matriz), a natureza genética dos grãos e seu significado, bem como suas variações nos planos espaciais e verticais ao longo das biozonas, foram parâmetros que receberam especial atenção na análise petrográfica. Entre os trabalhos de referência para tais análises, citam-se, entre outros: Wentworth, 1922; Rittenhouse & Gordon, 1943; Powers, 1953;

Shepard, 1967; Horowitz & Potter, 1971; Beard & Weyl, 1973; Pettijohn et al., 1987; Scholle et al., 2003; Flügel, 2013; Dias-Brito, D. (2017). Além destes trabalhos, foi utilizado um roteiro de descrição de arenitos siliciclásticos em lâminas delgadas baseado nas notas de aula de Andreis, R.R. e na obra de Tucker, M.E. (2001), conforme a apostila da disciplina de Petrografia de Rochas Sedimentares Siliciclásticas (IGL-77) do programa de pós-graduação da UFRJ, ministrada pelo professor Renato Ramos.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 Contexto geológico da Bacia do Espírito Santo

A bacia do Espírito Santo pertence ao conjunto de bacias de margem divergente do leste brasileiro, formada durante o Cretáceo Inferior pelo rompimento do supercontinente Gondwana. A bacia do Espírito Santo tem seu embasamento localizado a sudeste do Cráton de São Francisco, fazendo parte da Faixa Araçuaí. Segundo França et al. (2007), é constituído de rochas tipo migmatitos, granulitos, gnaisses granatíferos e granitóides.

2.2 Arcabouço estratigráfico-estrutural e evolução tectônica

A evolução tecnoestratigráfica da bacia do Espírito Santo é típica das bacias da margem leste brasileira. Segundo França et al., (2007) (Fig. 6), a evolução estratigráfica da bacia pode ser subdividida em três fases principais conforme os tipos de sedimentos, o ambiente deposicional, e o padrão estrutural-estratigráfico. A fase rifte ocorreu entre Neocomiano e Eoaptiano, a fase pós-rifte foi restrita ao Neaptiano e a fase Drifte, que se iniciou no Albiano, e segue até os tempos atuais.

A fase rifte ou continental teve o predomínio de um ambiente lacustre com contribuição fluvial e aluvial nas bordas dos falhamentos, enquanto que nos altos estruturais internos foram depositados coquinas e outros carbonatos. Ocorre o registro de conglomerados sintectônicos de bordas de falhas da Formação Cricaré (Membro Jaguaré) e rochas vulcânicas da Formação Cabiúnas, relacionados com os diversos pulsos tectônicos dessa fase. Falhas normais de direção aproximada norte-sul produziram horsts e meiográbens, limitados no topo por uma discordância regional pré-aptiana e preenchidos por sedimentos típicos de ambiente continental da Formação Cricaré, dentre os quais arenitos cinzentos e conglomerados do Membro Jaguaré e folhelhos lacustres, coquinas e margas do Membro Sernambi, por vezes intercalados com rochas vulcânicas da Formação Cabiúnas. Estes sedimentos repousam discordantemente sobre o embasamento Pré-Cambriano, sendo seu limite superior com a sequência pós-rifte representado pela discordância Pré-Neo-Alagoas.

O Pós-Rifte da Bacia do Espírito Santo (rifte-sag) é representado por pacotes de sedimentos siliciclásticos do Membro Mucuri e evaporíticos do Membro Itaúnas da Formação Mariricu, registro das primeiras incursões marinhas na bacia. Os sedimentos desta fase possuem ampla distribuição areal, assentando-se

discordantemente sobre o embasamento Pré-Cambriano ou sobre a Formação Cricaré. Seu limite superior é concordante com o Grupo Barra Nova na porção leste da bacia e discordante com a Formação Urucutuca na porção oeste.

A fase drifte da Bacia do Espírito Santo representa o pacote sedimentar mais espesso e, na porção submersa, o mais representativo. Em águas profundas e ultraprofundas a seção drifte apresenta sistema petrolífero comprovado e plays estabelecidos. Esta sequência pode ser dividida em uma seção marinha transgressiva, representada pelo Grupo Barra Nova de idade albo-cenomaniana, e uma seção marinha transgressiva-regressiva, representada pelo Grupo Espírito Santo, depositada entre o Cenomaniano e o Recente. Durante o Eoceno, na parte submersa, houve a ocorrência de extensos derrames basálticos localizados a leste/nordeste da bacia, os quais foram eventualmente cobertos pela Formação Caravelas. No Plioceno tem-se a deposição da Formação Barreiras, formada por sedimentos clásticos pouco consolidados que ocorrem em toda a faixa litorânea da bacia.

Praticamente toda a coluna sedimentar foi deformada por diversos eventos tectônicos. Inicialmente, devido à deriva continental e à subsidência térmica, a cunha sedimentar sofreu um basculamento para leste e, sob influência concomitante da sobrecarga sedimentar, formaram-se diápiros e outras estruturas relacionadas à halocinese, que se concentraram principalmente na área leste e em águas profundas ao sul da bacia.

Falhas normais de grande rejeito vertical resultantes da tectônica salífera controlaram a sedimentação pós-evaporítica. Esta movimentação propiciou, sobretudo entre o Cenomaniano e o Maastrichtiano, a formação de calhas que controlaram o fluxo das correntes de turbidez.

Outro evento que influenciou a geometria da bacia e a deposição dos sedimentos foi a ocorrência de uma série de derrames basálticos submarinos, em intervalos dentro do Paleoceno, que resultaram na formação de um complexo vulcânico-sedimentar expressivo – o Banco de Abrolhos – na porção leste nordeste da bacia. A implantação desse banco vulcânico resultou, provavelmente, na diminuição do gradiente de mergulho da bacia e na criação de uma barreira externa para a deposição dos turbiditos nessa área. Por outro lado, este complexo vulcânico também pode ter contribuído para a criação de áreas protegidas ou depocentros, com diferentes geometrias, para a deposição de corpos turbidíticos de características

peculiares. Em decorrência desse evento, houve um grande preenchimento sedimentar que caracteriza uma extensa plataforma rasa na maior parte da bacia.

No centro-sul, com características de uma região de águas profundas e ultra-profundas, nos limites com a Bacia de Campos, a cobertura sedimentar do Cretáceo Superior ao Neógeno é relativamente menos espessa devido a fatores tectônicos e pela expressiva redução na presença dessas vulcânicas. Nesta porção da bacia, observam-se mais claramente nas linhas sísmicas, de oeste para leste, estruturas características alinhadas em faixas ou domínios: primeiramente, uma sucessão de estruturas do tipo *rollover* formadas num talude com mergulho forte, onde a fuga do sal para as partes mais profundas foi mais intensa; em seguida, há a presença de estruturas tipo almofadas de sal, com reflexo até o nível do Neocretáceo, e posteriormente diápiros de sal com as chamadas minibacias, intercaladas e o domínio do sal alóctone em águas mais profundas.

2.3 Evolução do conhecimento acerca da estratigrafia da Bacia do Espírito Santo

O trabalho pioneiro publicado sobre a estratigrafia formal da Bacia do Espírito Santo foi proposto por Asmus et al. (1971). Neste trabalho, ele formaliza as unidades litoestratigráficas em nível de Grupo, Formação e Membro. Após uma série de alterações que foram realizadas ao longo do tempo ocorreu a proposta da carta cronoestratigráfica de Vieira et al., (1994) e a posterior atualização da carta cronoestratigráfica por França et al. (2007) (Figura 6 e 7).

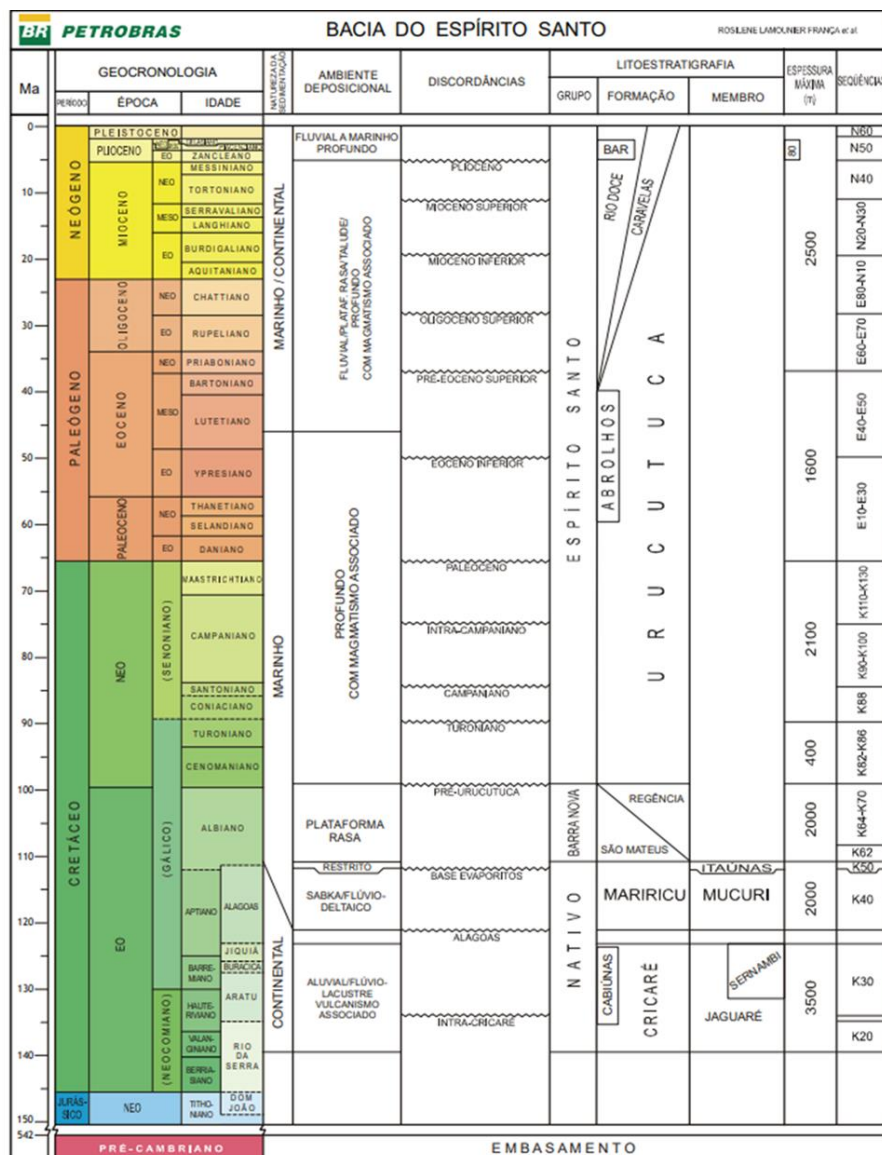
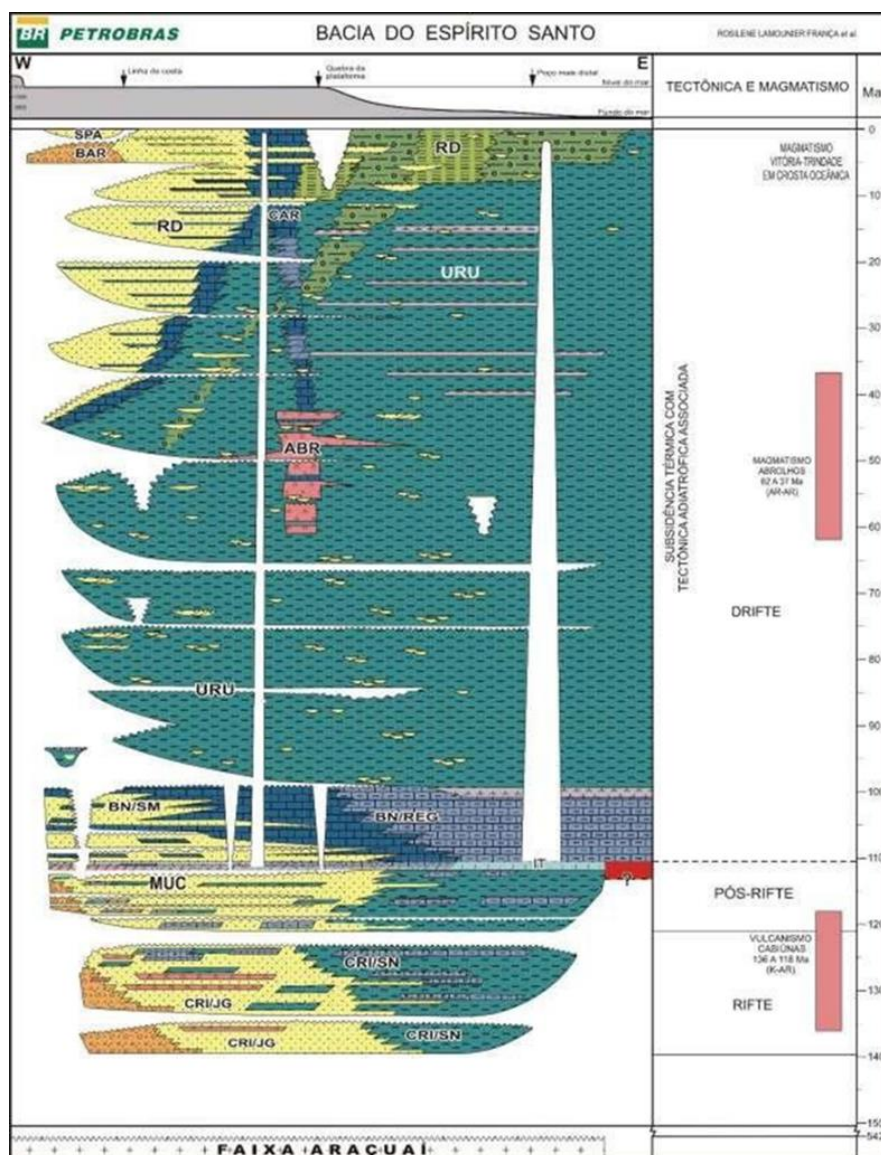


Figura 6: Carta Estratigráfica da Bacia do Espírito Santo e Mucuri. Fonte: França et al. (2007).



2.4 Grupo Barra Nova e Grupo Espírito Santo

A fase marinha aberta da Bacia do Espírito Santo é representada pelo Grupo Barra Nova, de idade Albiana, e pelo Grupo Espírito Santo, do Cenomaniano ao Recente (Vieira, 1994; França et al., 2007). Este último grupo inclui a Formação Barreiras, do Mioceno, e depósitos quaternários associados ao delta do rio Doce, cuja planície costeira é composta predominantemente por sedimentos arenosos e argilosos.

O Grupo Barra Nova é constituído pelas formações São Mateus e Regência. A Formação São Mateus caracteriza-se por espessos pacotes de arcóseos e arenitos

arcoseanos, enquanto a Formação Regência é composta por sucessões predominantemente carbonáticas (Vieira, 1994). O Grupo Espírito Santo é representado pelas formações Urucutuca, Caravelas e Rio Doce.

A Formação Urucutuca, depositada do Cenomaniano ao Recente, apresenta significativa variação faciológica. Nas porções terrestres e proximais da bacia predominam folhelhos intercalados com conglomerados; em ambientes mais rasos ocorrem calcários e arenitos; e, em direção às águas profundas, observa-se incremento da fração pelítica em relação aos clásticos grossos e carbonáticos, com a presença de arenitos turbidíticos intercalados a folhelhos e margas, típicos de ambientes batiais a abissais (Vieira, 1994; França et al., 2007). Os sedimentos analisados neste estudo estão associados à Formação Urucutuca. A Formação Caravelas é composta essencialmente por calcarenitos bioclásticos e calcilutitos.

A Formação Rio Doce é constituída por sedimentos clásticos depositados em ambiente nerítico, apresentando contato inferior gradacional com os sedimentos das formações Caravelas e Urucutuca (Vieira, 1994).

3 MORFOLOGIA E SEDIMENTAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 Depósitos quaternários na porção emersa

Os sedimentos quaternários, tanto marinhos quanto continentais, estão distribuídos ao longo da planície costeira do rio Doce e nos vales fluviais dos principais tributários da região. Esses depósitos incluem terraços marinhos (holocênicos e pleistocênicos), depósitos lagunares, de manguezais, de turfa, fluviais (arenosos e argilo-arenosos), aluviais e coluviais indistintos, além de arenitos de praia (Martin et al., 1993, 1997).

Ao longo da planície costeira, destacam-se pelo menos duas gerações de depósitos marinhos arenosos, formados em cristas praias em diferentes níveis marinhos durante o Quaternário. Os terraços marinhos pleistocênicos, mais antigos, são compostos por sedimentos arenosos escuros e coesos, sem fragmentos de conchas, que se dissolvem devido ao ácido húmico. Esses terraços atingem até 9 metros de altitude nas partes internas da planície, diminuindo em direção ao oceano, e datam de cerca de 123.000 anos antes do presente (AP), associados à penúltima transgressão (Martin et al., 1993). Os terraços holocênicos, localizados externamente aos pleistocênicos, são formados por areias mais claras e de menor coesão, com presença de conchas. As cristas praias holocênicas são mais próximas e contínuas, e têm idades abaixo de 5.100 anos antes do presente (AP), referentes à última transgressão.

Entre esses dois tipos de terraços, encontram-se depósitos lagunares compostos por sedimentos argilo-arenosos ricos em matéria orgânica e conchas de moluscos, formados devido à submersão do nível do mar há cerca de 5.100 anos. A reocupação parcial dessas lagunas ocorreu entre 3.900 – 3.600 anos AP e 2.800 – 2.500 anos antes do presente (AP), quando a secagem dessas lagunas resultou na formação de turfeiras com camadas de até 0,5 metros de turfa.

Nos vales fluviais inferiores de Conceição da Barra e Barra Nova, há depósitos de manguezais formados por sedimentos pelíticos e localmente arenosos, ricos em matéria orgânica, com fragmentos de madeira e conchas. Esses depósitos também ocorrem ao sul da planície costeira, na região de Santa Cruz, em seus baixos cursos.

Os depósitos fluviais holocênicos, compostos por sedimentos argilo-arenosos e arenosos, formam paleocanais do rio Doce, com características típicas de um delta dominado por processos fluviais e um padrão de "pé-de-pássaro". Sondagens

realizadas por Bandeira Jr. et al. (1975) indicam que esses sedimentos repousam sobre as paleolagunas. Além disso, sedimentos areno-argilosos encontrados nos vales, frequentemente acima do limite da penúltima transgressão, foram classificados por Martin et al. (1993) como depósitos aluviais e coluviais indiferenciados, devido à dificuldade de separar suas idades.

3.2 Morfologia e sedimentação da área de estudo

A área de estudo foi definida por França (1979) como parte do compartimento fisiográfico do embaçamento de Tubarão, situado entre Regência e Itapemirim (ES). Nesse trecho, observa-se uma particularidade: a plataforma continental atinge uma largura mínima de 40 km, ao largo de Santa Cruz, sendo considerada a mais estreita região da margem continental do Espírito Santo. De acordo com França (1979), a transição da plataforma ocorre a uma profundidade aproximada de 90 m.

A sedimentação na plataforma é amplamente influenciada pelo Rio Doce, o principal curso d'água da região, que se estende por cerca de 750 km e drena uma bacia hidrográfica de aproximadamente 83.000 km² (Martin et al., 1993). Com porte médio, o rio tem uma vazão anual de 20 km³ (Oltman et al., 1964 apud Moore, 1969). Durante a estação chuvosa, altas concentrações de matéria orgânica em suspensão são observadas na plataforma interna, especialmente na foz do rio Doce, onde plumas de sedimentos podem ser detectadas a até 40 km da costa (Summerhayes et al., 1976).

Quanto à morfologia da região, França (1979) observa que a declividade média da plataforma, no trecho entre Bahia Sul e Espírito Santo, é de 30 cm/km (0,02°). No embaçamento de Tubarão, destacam-se ravinas subparalelas, que se estendem por 40 km ao sul de Regência. Essas ravinas são incisões estreitas e bem definidas na plataforma, situadas na isóbata de 60 m, algumas das quais atingem profundidades de até 800 m.

3.3 O delta do Rio Doce e sua evolução no Quaternário

O rio Doce atua como um canal de escoamento, sendo sua alimentação proveniente principalmente de águas superficiais. A planície sedimentar quaternária, situada na região da desembocadura do rio, caracteriza-se como uma zona associada ao curso fluvial, configurando um delta. Localizado no estado do Espírito Santo, o delta

do rio Doce ocupa uma área entre 18° 30' e 20° 00' de latitude sul.

Atualmente, os deltas podem ser divididos morfologicamente em três partes principais: a planície deltaica, que corresponde à área dos depósitos emersos, formada predominantemente por cordões arenosos e que inclui subambientes como brejos, várzeas, manguezais e dunas; a frente deltaica, situada na região proximal à desembocadura do rio, que faz parte da linha de costa e se inclina suavemente até o limite das lamas pró-deltaicas, onde o depósito de sedimentos é composto principalmente por areias; e, por fim, o prodelta, que é a porção mais externa em relação à foz, caracterizada por declividades mais acentuadas do que na frente deltaica, direcionando-se para a plataforma marinha, com depósitos dominados por sedimentos argilosos, muitas vezes transportados em suspensão.

Diversos estudos (Bacoccoli, 1971; Bandeira Jr. et al., 1975; Martin et al., 1993; Martin et al., 1997) foram realizados com o objetivo de identificar e caracterizar os principais processos continentais e marinhos que atuaram durante o Quaternário na planície do Rio Doce.

Segundo Bacoccoli (1971) apud IBGE (1987), o delta do rio Doce é o mais importante do litoral da margem leste brasileira, abrangendo uma área superior a 2.500 km². Inicialmente, Bacoccoli (1971) e Bandeira Jr. et al. (1975) consideraram a planície costeira do rio Doce como um delta dominado por ondas, seguindo a definição de Scott & Fisher (1969). Apresentaria características de um delta destrutivo, dominado pela ação das ondas e possuindo um único canal fluvial, sem meandros ou tributários, que lança no mar uma grande quantidade de material clástico. De acordo com Bacoccoli (1971), essa planície e outras localizadas nas áreas de influência dos rios Parnaíba, Jaguaribe, São Francisco, Jequitinhonha e Paraíba do Sul teriam se formado pela acreção lateral das cristas praias durante o Holoceno. Contudo, o autor não reconheceu a presença de uma paleolaguna ou de um delta intralagunar na planície do rio Doce, características posteriormente identificadas por Martin et al. (1993), que contradizem a classificação de um delta em cúspide dominado por ondas.

Por sua vez, Martin et al. (1993), ao contrário de Bacoccoli (1971) e Bandeira Jr. et al. (1975), não atribuíram a formação das planícies costeiras brasileiras a processos deltaicos. Para esses autores, os rios mencionados não seriam a principal fonte das areias acumuladas nas suas desembocaduras. Com base em evidências de antigos níveis marinhos quaternários, respaldadas por análises sedimentológicas, geomorfológicas, biológicas e arqueológicas (como os sambaquis), e

cronologicamente datadas por radiocarbono, Martin et al. (1993) propuseram um modelo de evolução das planícies costeiras brasileiras entre Macaé (RJ) e Maceió (AL). Neste modelo, os autores apresentam diferentes estágios de flutuação do nível do mar ao longo do Quaternário, responsáveis pela dinâmica dos processos erosivos e sedimentares. O modelo proposto por Martin et al. (1993) contempla oito estágios de evolução paleogeográfica durante a formação das planícies costeiras do Brasil (Figura 7), que são descritos a seguir:

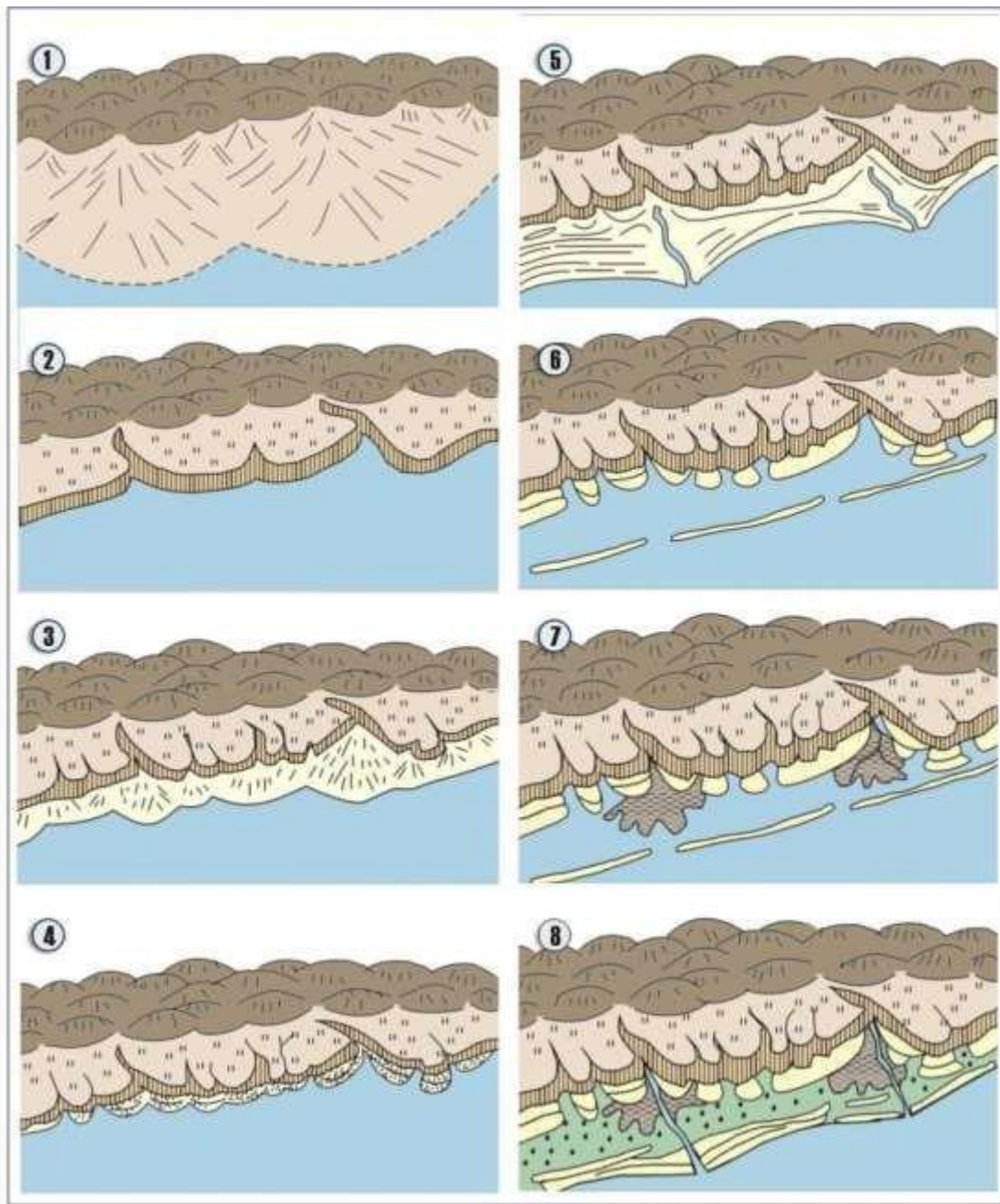


Figura 7: Modelo de evolução das planícies costeiras brasileiras, com os diferentes estágios evolutivos (Martin et al., 1993; modificado por Hatushika, 2005).

Estágio 1 (Plioceno): Durante o Plioceno, os sedimentos do leque aluvial foram depositados no sopé da Formação Barreiras, com o nível do mar mais baixo que o atual, cobrindo parte da plataforma continental.

Estágio 2 (Pleistoceno): A deposição da Formação Barreiras foi interrompida, e a porção externa foi erodida pelo mar, marcando o início da transgressão mais antiga, conforme descrito por Bittencourt et al. (1979, *apud* Dominguez et al., 1981).

Estágio 3 (Pleistoceno): Novos depósitos continentais do tipo leques aluviais foram formados no sopé da Formação Barreiras durante o último evento transgressivo e inicia-se uma regressão, sob condições climáticas semi-áridas.

Estágio 4 (Pleistoceno): O nível do mar alcançou seu ponto mais alto há 120.000 anos antes do presente (AP) (máximo da penúltima transgressão), provocando a erosão dos depósitos continentais e o afogamento dos baixos cursos dos rios, formando estuários e lagunas. Nessa fase, o nível do mar estava cerca de 8 metros acima do atual.

Estágio 5 (Pleistoceno): Durante a regressão marinha, formaram-se terraços litorâneos pleistocênicos no sopé das falésias. As entradas dos vales afogados foram fechadas por barreiras arenosas, criando proto-lagunas, enquanto o clima se tornava mais árido devido à glaciação no hemisfério norte (Hatushika, 2008).

Estágio 6 (Holoceno): A última transgressão causou o afogamento parcial das planícies fluviais, gerando estuários. Antes do máximo da transgressão, um cordão de ilhas-barreiras se formou diante da antiga desembocadura do Rio Doce, que passou a desaguar em uma laguna. Após o auge da transgressão, o nível do mar recuou, e cordões de areia se acumularam nas ilhas-barreiras.

Estágio 7 (Holoceno): Após o estabelecimento da laguna no estágio 6, começou a formação de um delta intralagunar, com canais distributários dispostos segundo o padrão pé-de-pássaro. Este assoreamento levou ao desenvolvimento de pântanos e turfeiras nas planícies costeiras. No entanto, até o pico da transgressão (máximo transgressivo, há 5.100 anos antes do presente (AP), a laguna foi dominada pelo mar em ascensão, dificultando o desenvolvimento do delta, que retinha os sedimentos (Martin, 1993).

Estágio 8 (Holoceno): Com o rebaixamento do nível do mar, após o máximo transgressivo, foram formados os terraços marinhos holocênicos a partir das ilhas-barreiras originais. A progradação do delta continuou até aproximadamente 4.000 anos antes do presente (AP). Entre 4.200 e 3.900 anos antes do presente (AP), cinco

braços do delta intralagunar se abriram simultaneamente para o oceano, possivelmente devido ao abaixamento do nível do mar. Isso alterou a dinâmica da sedimentação e formou terraços marinhos, promovendo a progradação da linha de costa. Entre 3.900 e 3.600 anos antes do presente (AP), as cinco desembocaduras foram afogadas e abandonadas, dando lugar a uma única desembocadura (Martin et al., 1993) (Figura 7).

Segundo Hatushika (2008), entre 18.000 e 15.000 anos, o nível do mar baixou consideravelmente, escavando os vales fluviais e a plataforma continental exposta. Durante esse período, ocorreram esforços tectônicos transcorrentes (dextral E-W), e o rio Doce evoluiu para um único canal, que se deslocou ao longo da planície costeira em episódios distintos durante o Holoceno.

3.4 Talude continental

O talude submarino é uma unidade de relevo sedimentar que se inclina de forma acentuada até atingir profundidades em torno de 3.000 m. A partir dessa profundidade, o relevo torna-se mais homogêneo, com mudanças na declividade e o aparecimento frequente de cânions e vales submersos (Tessler & Mahiques, 2000). Na margem leste do Brasil, a transição da plataforma continental ocorre entre as isóbatas de 60 a 80 m, com uma variação abrupta e forte inclinação, chegando a profundidades entre 400 e 800 m (França, 1979).

Feições do talude na bacia do Espírito Santo, como cânions e ravinas, foram observadas por França (1979), Brehme (1984), Hercos et al. (2008) e Bischoff & Lipsky (2008). Brehme (1984) descreveu ao largo da foz do Rio Doce um cânion situado no setor do Embaiamento de Tubarão, denominado Cânion Rio Doce. Com aproximadamente 250 m de relevo máximo e 2 km de largura, esse cânion pode ser rastreado desde a transição da plataforma, onde se apresenta como um canal bem definido, até o talude inferior, um pouco ao norte da foz do rio. Ele se posiciona aproximadamente no centro de uma faixa de ravinamento conhecida como ravinas do Rio Doce (ou ravinas de Regência, segundo França, 1979). Importante ressaltar que Hercos et al. (2008) identificaram, na mesma região, outra feição canônica denominada Watu Norte. Embora ambos se situem no setor do Rio Doce, o Cânion Rio Doce descrito por Brehme (1984) e o Cânion Watu Norte de Hercos et al. (2008) correspondem a feições distintas, e a nomenclatura mais recente não substitui a

anterior.

3.5 Variações do nível do mar durante o Quaternário

As oscilações do nível do mar ao longo do Quaternário, impulsionadas pelos ciclos glaciais e interglaciais, exerceram um papel determinante na dinâmica sedimentar das plataformas continentais. Durante os períodos glaciais, a regressão marinha resultou na exposição da plataforma, deslocando a linha de costa e as desembocaduras fluviais para áreas próximas à borda da plataforma continental. Esse processo frequentemente conectava sistemas fluviais a cânions e canais submarinos, favorecendo a transferência direta de sedimentos para o talude e a bacia oceânica.

Em contrapartida, nos períodos interglaciais, caracterizados por transgressões marinhas, a plataforma continental era progressivamente inundada, promovendo o recuo da linha de costa em direção ao continente. Esse afogamento desconectava a sedimentação fluvial dos sistemas de cânions submarinos, limitando o transporte sedimentar para a bacia profunda.

Mesmo durante períodos de nível do mar elevado, regiões caracterizadas por alto aporte sedimentar, como grandes bacias de drenagem associadas a plataformas continentais estreitas, podiam continuar exportando material para áreas profundas. Episódios de intensa pluviosidade intensificavam a descarga fluvial e geravam plumas sedimentares capazes de alcançar a borda da plataforma. Quando mobilizado, esse material desencadeava fluxos gravitacionais de alta densidade que percorriam os cânions, conduzindo sedimentos até o talude inferior e o sopé continental.

Esse comportamento é particularmente evidente no delta do Rio Doce, cuja ampla bacia hidrográfica e plataforma estreita favoreciam a transferência sedimentar mesmo em condições de nível do mar elevado. Nesses cenários, a formação recorrente de plumas de dispersão, associada ao acúmulo de sedimentos finos e arenosos e à energia hidrodinâmica dos eventos de precipitação intensa, promovia a geração de fluxos de alta densidade ao longo dos canais e cânions submarinos conectados ao delta. Esses fluxos atuavam como importantes condutos de transporte, contribuindo para a deposição de sedimentos no talude e no sopé continental e desempenhando papel fundamental na formação de depósitos turbidíticos e na construção da arquitetura estratigráfica profunda da margem, deixando um registro sedimentar distintivo na região.

Além desses processos, a ação de correntes oceânicas contribuiu para o retrabalhamento dos depósitos sedimentares siliciclásticos da plataforma continental, redistribuindo sedimentos arenosos e biodetríticos para regiões mais profundas, via cânions e canais submarinos. Como consequência, a sedimentação nos taludes e elevações continentais apresenta uma complexa alternância de fácies sedimentares, tanto na vertical quanto lateralmente, tornando sua caracterização desafiadora. Essa complexidade é intensificada pela atuação de processos gravitacionais que desencadeiam diferentes tipos de fluxos relacionados aos movimentos de massa, resultando na deposição, por exemplo, de *Mass Transport Deposits* (MTDs), relacionados a *slumps* ou detritos (debritos e/ou diamictitos) e depósitos turbidíticos (turbiditos).

4 FEIÇÕES DO TALUDE: RAVINAS, CÂNIIONS E CANAIS SUBMARINOS

4.1 Morfologia de cânions e ravinas

O talude continental da região norte da Bacia do Espírito Santo apresenta um perfil côncavo, com uma parte superior íngreme e um gradiente mais suave na porção inferior. Nessa área, desenvolvem-se diversas feições erosivas e processos de transferência de sedimentos, como ravinas, cânions e canais submarinos. Os registros de subsuperfície revelam depósitos característicos de águas profundas, como fluxos de massa, retrabalhamento por correntes de contorno e turbiditos, os quais estão associados a sistemas fluviais costeiros. Esses processos foram controlados pelas variações cíclicas no nível relativo do mar e pelos efeitos da halocinese (Schreiner et al., 2009 e Fragoso et al., 2017).

4.2 O sistema de cânions Watu e o Canal de Golfinho (Fisiografia do Sistema Watu-Golfinho)

A plataforma continental, onde se localizam os cânions Watu, situa-se na parte central da bacia do Espírito Santo, na região em que a bacia se estreita, alcançando uma largura mínima de cerca de 40 km. A área é caracterizada por uma fisiografia côncava, com um topo acentuadamente íngreme e um gradiente mais suave nas zonas mais profundas (Fragoso et al., 2017). O cânion Watu Sul apresenta dimensões menores em relação ao Watu Norte (Figura 8), o que resulta em menor aporte sedimentar. Entretanto, o cânion Watu Norte possui uma geometria mais complexa, apresentando alterações em sua trajetória ao longo do talude.

Segundo, Fragoso et al. (2017) na porção média do talude, observa-se registros deposicionais relacionados aos cânions Watu Norte e Watu Sul. As seções sedimentares mais bem preservadas correspondem aos depósitos marginais, interpretados como leques laminares. O Cânion Watu Sul tem baixa sinuosidade e tende a se tornar mais raso em direção ao talude inferior, onde o registro deposicional do talvegue é pouco expressivo. Já o cânion Watu Norte apresenta uma topografia irregular, e a espessura e o padrão de deposição das margens são fortemente influenciados pela sua alta sinuosidade. Os depósitos de preenchimento do talvegue, embora descontínuos, são expressivos lateralmente e podem ser mapeados. Eles consistem em diversas fases de deposição de canais arenosos sobrepostos, com

levees internos intercalados com depósitos de colapso de margem de canal. Este mosaico deposicional foi influenciado por flutuações relativas do nível do mar, halocinese e redirecionamento de canais de falhas. Próximo à batimetria de 1300 m, os cânions Watu Norte e Watu Sul sofrem um desvio pronunciado de direção e convergem para um único canal, o Canal de Golfinho, que se estende por quilômetros no talude inferior. O Canal de Golfinho apresenta depósitos arenosos internos e o overbank é caracterizado por extensos depósitos de levee lamoso, com algumas feições de colapso e retrabalhamento erosivo.

A presença de estruturas de sal é bastante marcante na Bacia de Santos, mas vai diminuindo gradualmente em direção às bacias de Campos e Espírito Santo (Davison, 2007). Na região de Watu, as camadas de sal têm um papel menor na formação da área após a quebra do talude, sendo representadas principalmente por diápiros localizados nas zonas proximais e transicionais (Gamboa et al., 2019; Schreiner et al., 2009).

Na Figura 8, estão indicados os nomes das principais feições geomorfológicas identificadas. De norte a sul, é possível observar o Sistema Turbidítico Rio Doce (Brush et al., 2004; Bischoff e Lipski, 2008), que se encaixa no Banco de Abrolhos e se estende ao longo do talude e do Platô de São Paulo. Mais ao sul, encontra-se o Sistema Turbidítico Watu (Hercos et al., 2008; Hercos & Schreiner, 2006), que se inicia na borda da Plataforma Continental, abrangendo os Cânions Watu Norte e Watu Sul, e segue até uma calha distal, onde se conecta ao Sistema Turbidítico Rio Doce. No talude, na região próxima à cidade de Regência, destacam-se as Ravinas de Regência e algumas delas chegam a alimentar os cânions com sedimentos, principalmente o Watu Norte. Enquanto mais ao sul, localizam-se os Cânions de Vitória e Guarapari (França, 1979).

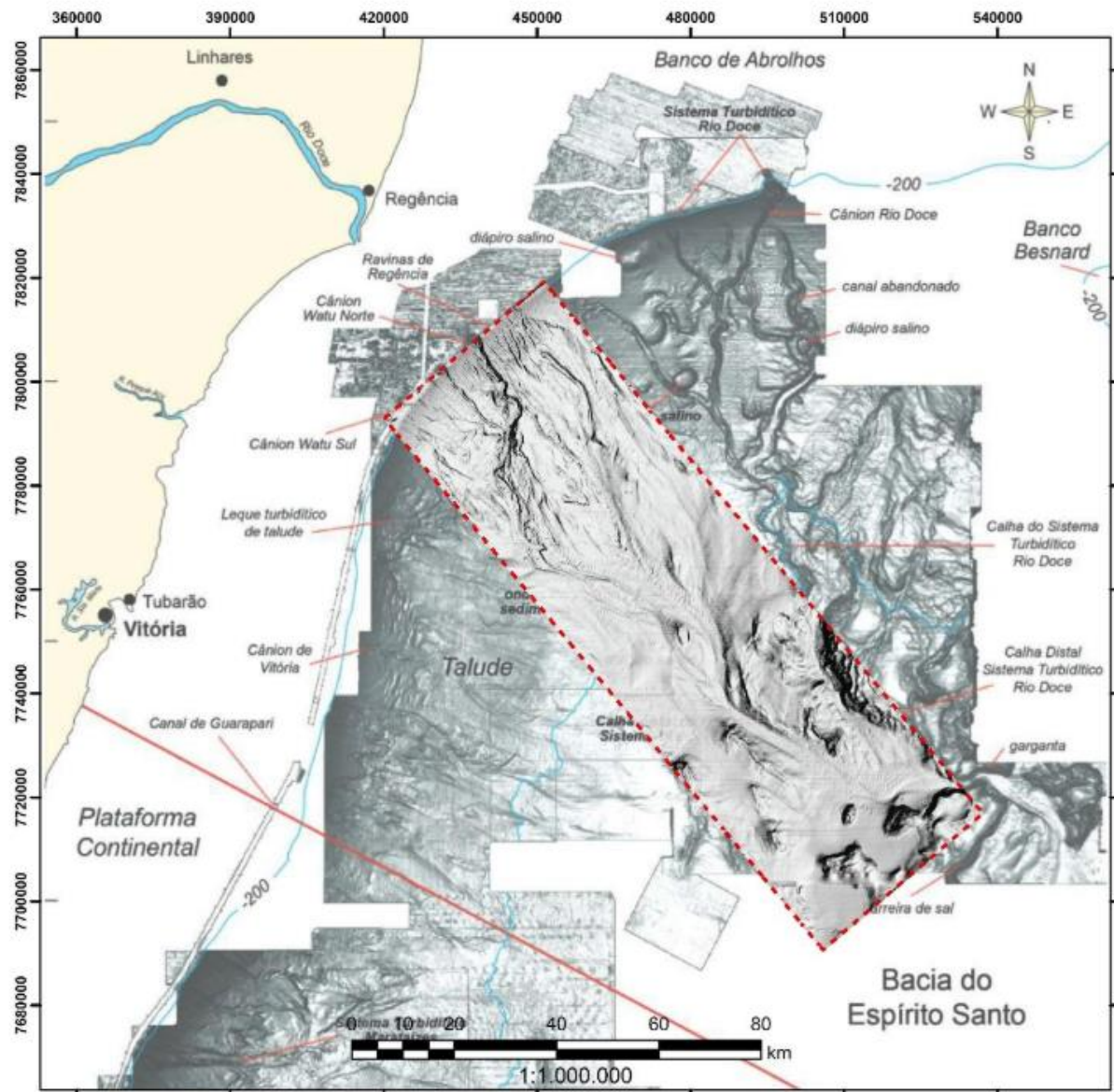


Figura 8: Porção central da Bacia do Espírito Santo, com a localização dos sistemas turbidíticos Watu (polígono vermelho) e Doce, este último situado a nordeste. Destaca-se o talude superior, onde ocorrem os sistemas de cânions Watu Norte e Watu Sul. O Cânion Watu Norte estende-se em direção ao talude inferior, dando origem ao Canal de Golfinho, que desemboca na planície abissal. O modelo digital apresenta a identificação das principais feições geomorfológicas do fundo oceânico do centro-sul da Bacia do Espírito Santo e do norte da Bacia de Campos. Imagem adaptada de Schreiner et al. (2009), modificada pela equipe do projeto.

5 RESULTADOS

5.1 Caracterização faciológica

5.1.1 Fácies

A classificação das fácies sedimentares foi feita com base na textura, granulometria e teor de carbonatos dos sedimentos, adotando-se critérios definidos na Tabela 2. Ao todo foram definidas 14 litofácies.

Tabela 2: Critérios adotados para a classificação das fácies sedimentares.

Sedimento / % CaCO ₃	10%	40%	80%	% de Areia
Lama (silte + argila) (L)	Lama Carbonática (LC)	Marga (MG)	Vasa de nanofósseis (VN)	
Lama Arenosa Siliciclástica (LA)	Lama Arenosa Carbonática (LAC)		Vasa de nanofósseis e foramiíferos (VNF)	10-50%
Areia Lamosa Siliciclástica (AL)	Areia Lamosa Siliciclástica Carbonática (ALC)		Areia Bioclástica Micrítica (ABM)	50-80%
Areia Siliciclástica (AS)	Areia Siliciclástica com Bioclastos (ASB)		Areia Bioclástica (AB)	>80%
Diamictitos (DM)	Para as areias deve-se incluir ainda informações sobre a classe granulométrica predominante (muito fina (mf), fina (f), média (m), grossa (g) ou muito grossa (mg))			

5.1.2 Associações de fácies

As 14 litofácies definidas foram agrupadas em 7 principais associações de fácies. As associações de fácies foram definidas com base na fácies dominante de cada biozona, considerando também o posicionamento dos poços em relação à batimetria derivada da sísmica 3D (como eixo de canal, borda de canal e lobos deposicionais), além das fácies sísmicas observadas em seções compostas que atravessam os poços, da granulometria predominante e no teor de carbonatos presente nos sedimentos. Com esses critérios, foram definidas as seguintes associações de fácies: (1) sedimentação pelágica, (2) sedimentação hemipelágica, (3) extravasamento de canal, (4) eixo de canal, (5) turbiditos, (6) transporte de massa e (7) preenchimento de calhas e ravinas no talude superior. A relação das seis associações de fácies, juntamente com a composição de cada uma delas com base nas fácies predominantes e uma breve descrição, é apresentada na Tabela 3.

Tabela 3: Associação de fácies.

Associação de Fácies	Fácies predominantes	Descrição
Sedimentação pelágica	LC, MG, VN, VNF	Lamas carbonáticas e vazas de nanofósseis e foraminíferos formadas por decantação nas regiões mais profundas do sistema. Comuns também no pacote superior holocênico, formado sob condições de nível de mar alto.
Sedimentação hemipelágica	L, LC	Lamas siliciclásticas avermelhadas ou cinzas, por vezes, levemente carbonáticas depositadas por decantação nas partes mais profundas do sistema.
Depósito de extravasamento de canal	L, LA, AL	Lamas siliciclásticas avermelhadas, interlaminaadas com níveis milimétricos a centimétricos de silte, areias finas a muito finas, por vezes extremamente micáceas.
Depósito de eixo de canal	AL, AS, ALC, ASB	Cascalho e areias siliciclásticas finas a muito grossas com teores variados de biolcastos.
Turbiditos	L, LA, AL, AS, ASB, ALC	Predomínio de areias tabulares intercaladas com pacotes mais espessos - dezenas de cm - de lama.
Depósitos de transporte de massa	DM	Diamictitos, com clastos de argila e camadas muito inclinadas ou contorcidas.
Preenchimento de calhas e ravinas no talude superior	AS, ASB, AB, ABM	Depósitos plataformais e de preenchimento proximal de ravinas, com predomínio de areias bioclásticas.

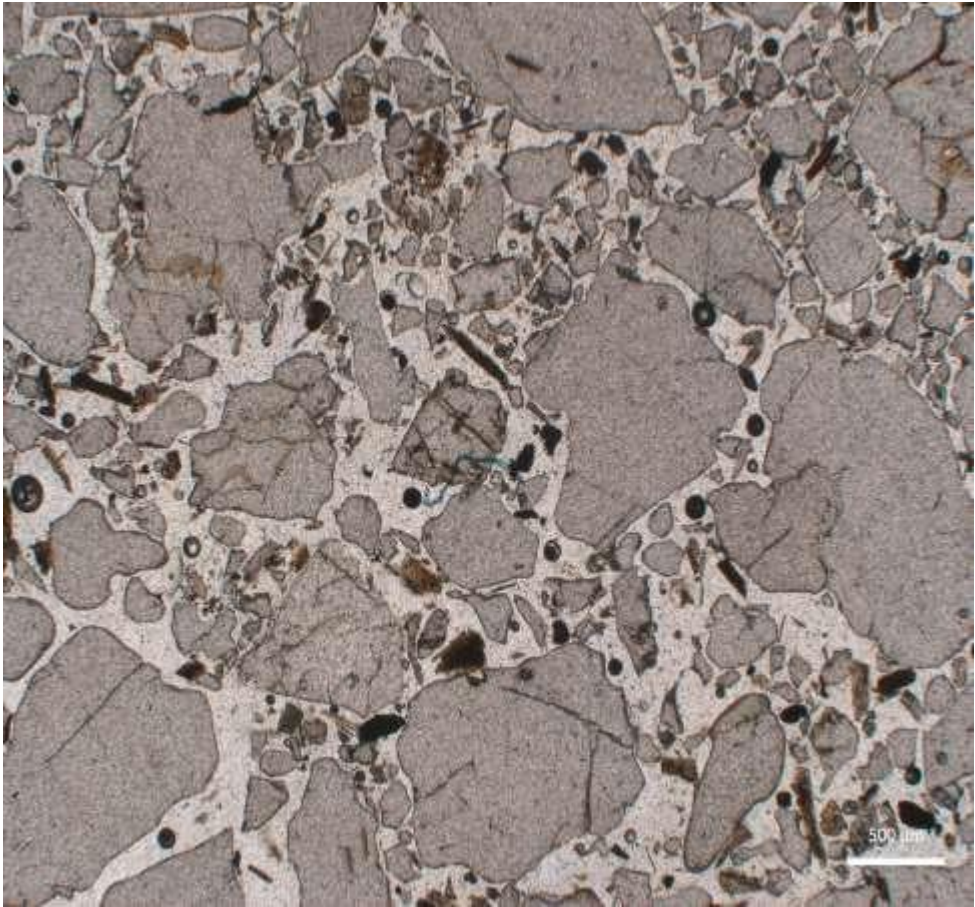
5.2 Análise petrográfica

5.2.1 Análise faciológica

As associações de fácies mais comuns incluem depósitos de eixo de canal (Figuras 9 e 10) e de extravasamento de canal (Figuras 11 e 12). Entretanto, neste estudo, foi feito o detalhamento de todas as associações de fácies, macro e microscopicamente. As análises petrográficas de lâminas impregnadas forneceram detalhes mais representativos sobre as fácies e suas associações conforme se descreve a seguir:

(1) Sedimentação pelágica: Ocorre em ambientes de baixa energia, com deposição lenta e contínua por decantação de nanofósseis, foraminíferos e diatomáceas. Nas regiões mais profundas do sistema, formam-se lammas carbonáticas e vazas ricas em nanofósseis e foraminíferos. Esses depósitos também são comuns no pacote superior holocênico, associado a nível de mar alto (Figura 13).

- (2) Sedimentação hemipelágica:** Lamas siliciclásticas e margas formadas por decantação em ambientes de baixa energia. Nas regiões mais profundas do sistema, ocorrem lamas siliciclásticas avermelhadas ou cinzas, ocasionalmente com leve teor carbonático (Figuras 14 e 15).
- (3) Depósito de extravasamento de canal:** Ocorre quando as correntes de turbidez ultrapassam as bordas do canal submarino, espalhando sedimentos nas áreas adjacentes. Esses depósitos tendem a ser mais finos que os de eixo do canal, consistindo em arenitos finos, muito finos, siltes e argilas, frequentemente ricos em mica. Também incluem lamas siliciclásticas avermelhadas, interlaminaadas com camadas milimétricas a centimétricas de silte e areias finas a muito finas, muitas vezes micáceas (Figuras 11 e 12).
- (4) Depósito de eixo de canal:** Cascalho e areias siliciclásticas, de granulação fina a muito grossa, com teores variáveis de bioclásticos. Esses depósitos ocorrem nos eixos de canais devido à ação de correntes de turbidez e à deposição de sedimentos em geral mais grossos, resultante da progressiva perda da capacidade de transporte do fluxo turbidítico. Sua composição varia de siliciclástica a bioclástica (Figuras 9 e 10).
- (5) Turbiditos:** Predomínio de areias tabulares intercaladas com camadas mais espessas de lama, com espessuras da ordem de dezenas de centímetros.
- (6) Depósitos de transporte de massa:** Diamictitos com clastos de argila e camadas intensamente inclinadas ou contorcidas. Esses depósitos lamosos deformados resultam de escorregamentos e deslizamentos gravitacionais (Figura 16).
- (7) Preenchimento de calhas e ravinas no talude superior:** Depósitos arenosos siliciclásticos e bioclásticos, pouco selecionados, originados de escorregamentos da plataforma continental. Também podem incluir sedimentos lamosos e diamictitos. Representam depósitos plataformais e de preenchimento proximal de ravinas, com predomínio de areias bioclásticas.



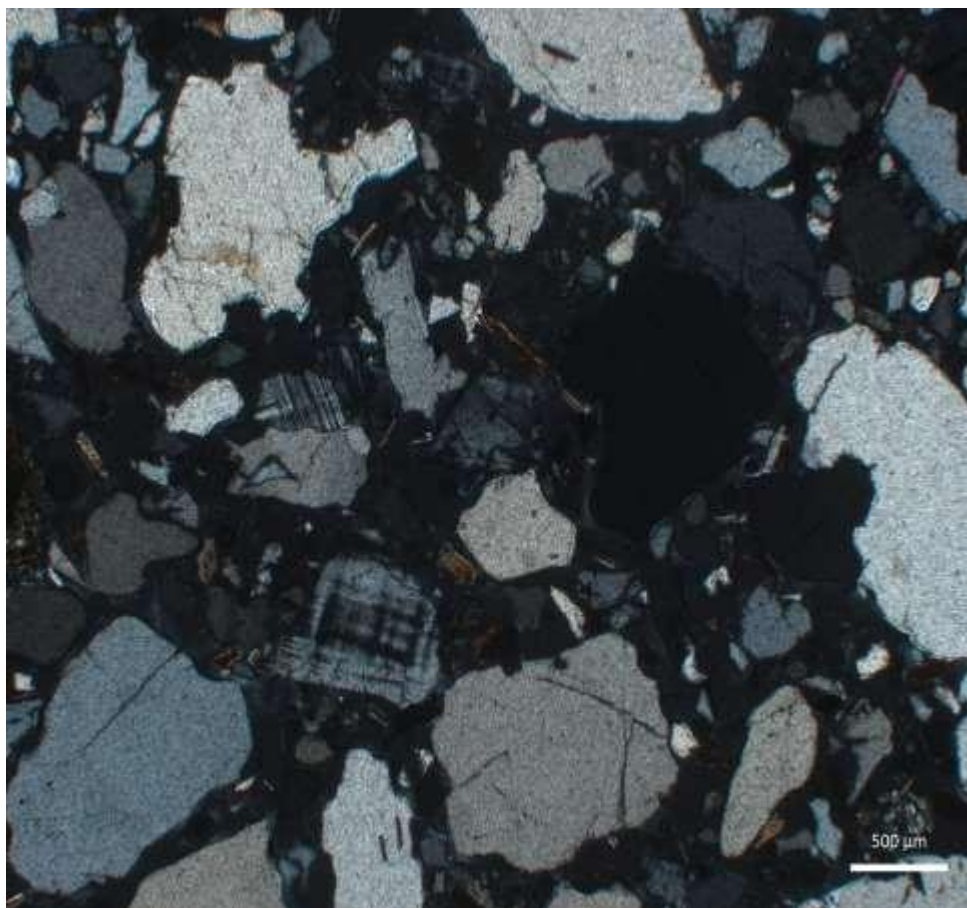


Figura 9: Fotomicrografia de amostra coletada na Biozona Y1B, a 1997,15 metros (abaixo da superfície do mar) no testemunho ES-03 em nicóis paralelos e cruzados, representativo da associação de fácies de eixo de canal. Arcabouço: 95% Qtz, 4% Feldsp, 1% FL, Matriz: 0%, Cimento: 0%. Os grãos de quartzo são monocristalinos, entre os feldspatos predomina microclina e observam-se também mica (muscovita), fragmentos bioclásticos e opacos. Granulometria: areia média a muito grossa, arredondamento: os grãos são angulosos a subangulosos, esfericidade é baixa, muito mal selecionada.

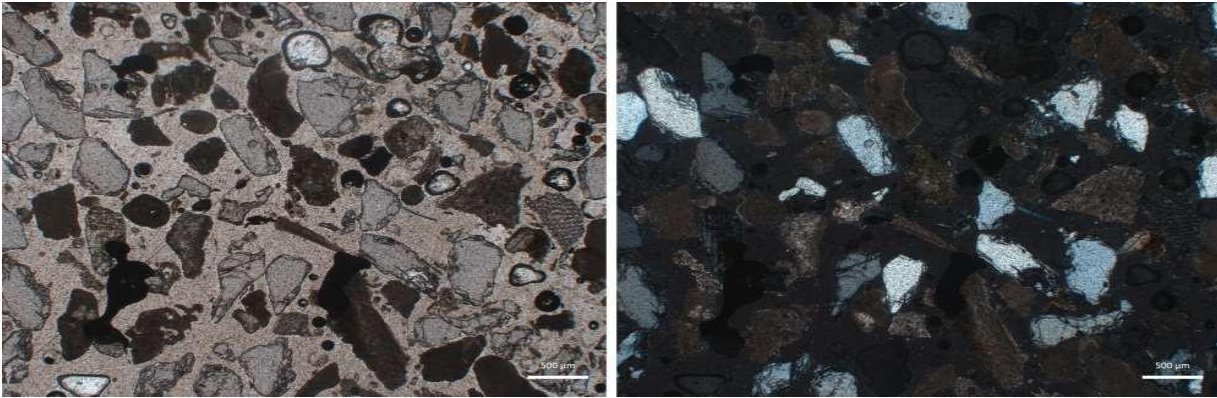


Figura 10: Fotomicrografia de amostra coletada na Biozona Y1A, a 1108,2 metros (abaixo da superfície do mar) no testemunho KGL-WS-04, em nicóis paralelos e cruzados (a direita), representativo da associação de fácies de eixo de canal. Arcabouço: 100% quartzo, 0% feldspato, 0% fragmentos líticos; Matriz: 0%; Cimento: 0%. Grão suportado, os grãos de quartzo são monocristalinos, discreta presença de bioclastos não identificados, fragmentos de minerais opacos. Granulometria: areia muito fina a muito grossa. Arredondamento: os grãos são angulosos. Esfericidade: baixa.

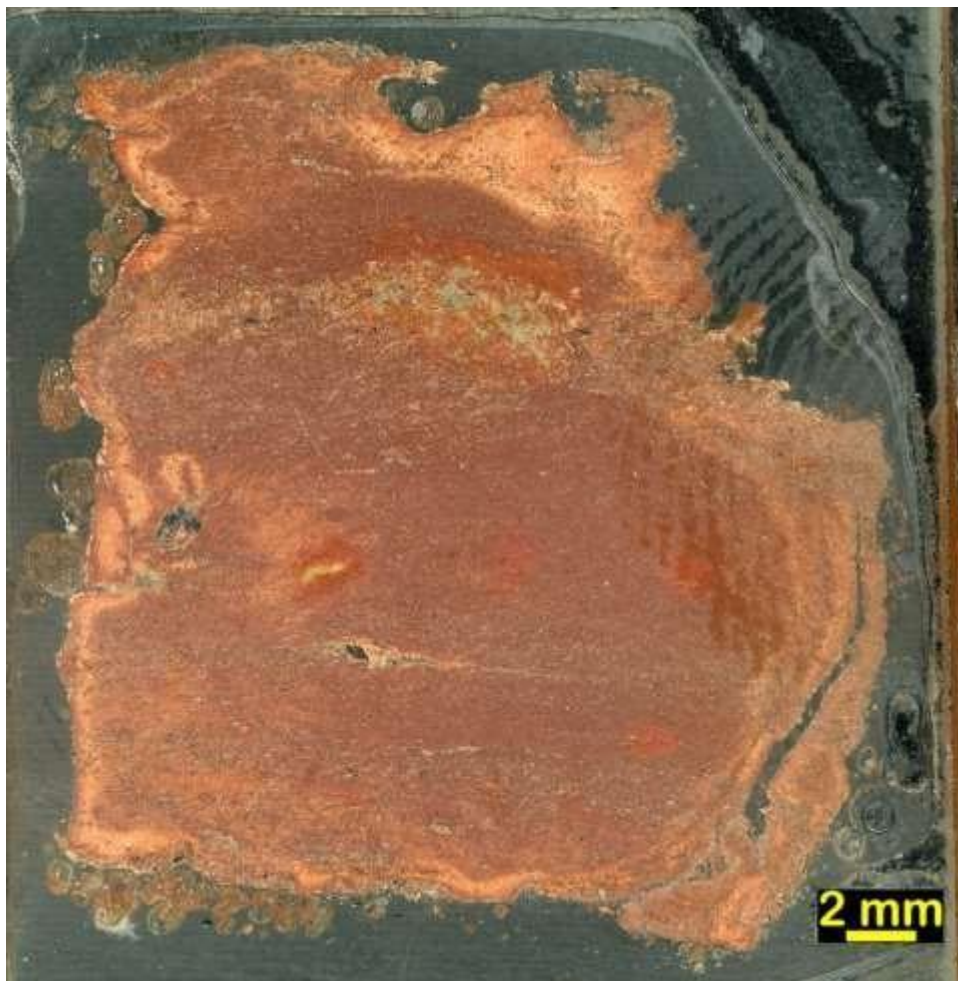


Figura 11: Imagem obtida por scanner de amostra coletada na Biozona Y1B a 886,36 metros (abaixo da superfície do mar) no testemunho GL-752, representativa da associação de fácies de extravasamento de canal. Lama marrom avermelhada, rica em espículas de esponjas, com presença de areia muito fina, micas, pirita framboidal, fragmento vegetal, fosfato detrítico, fragmento de bivalve.

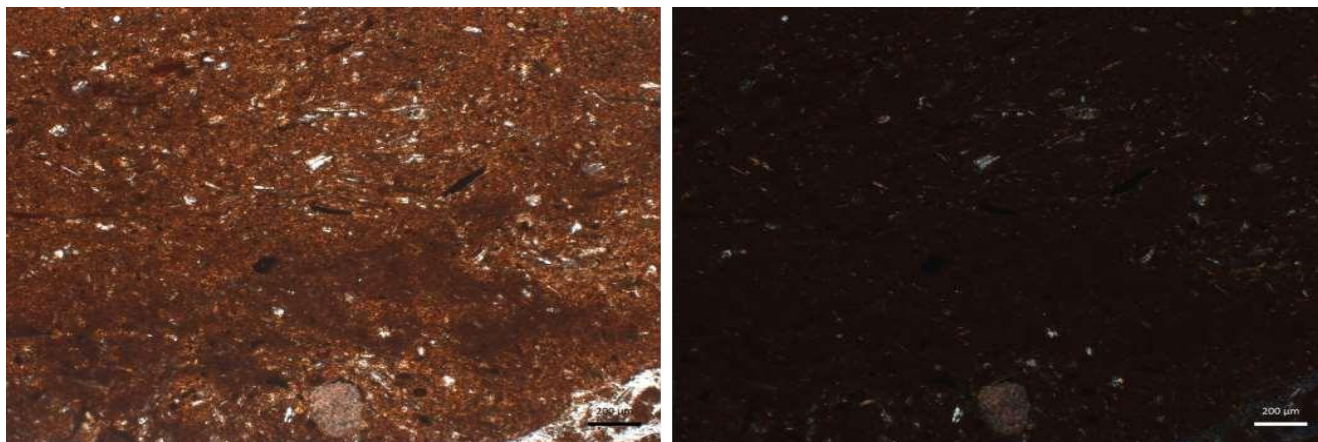


Figura 12: Fotomicrografia de amostra coletada na Biozona Y1B a 886,36 metros (abaixo da superfície do mar) no testemunho GL-752, em nicóis paralelos (à esquerda) e cruzados (à direita), representativa da associação de fácies de extravasamento de canal. Lama, matriz-sustentada com micas e fragmentos de algas vermelhas.

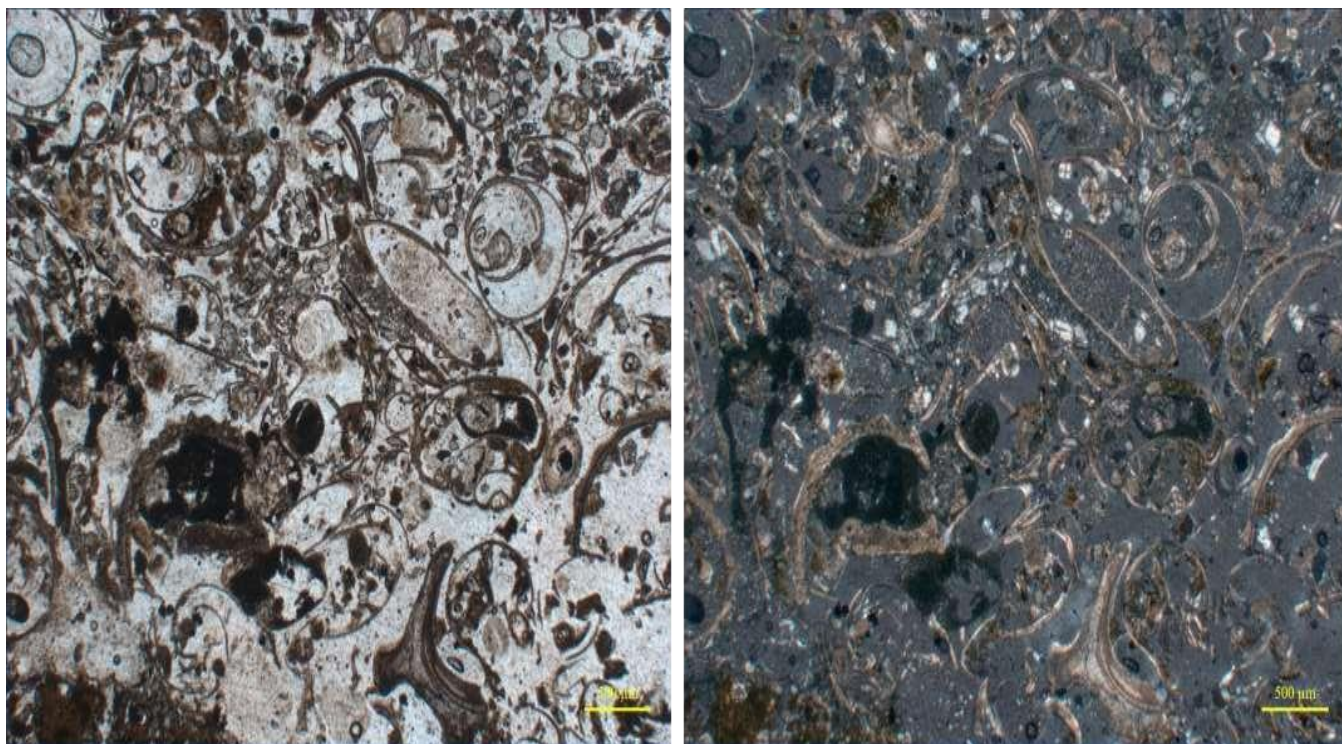


Figura 13: Fotomicrografia de amostra coletada na Biozona Y2 a 891,53 metros (abaixo da superfície do mar) no testemunho GL-752, em nicóis paralelos e cruzados (a direita), representativa da associação de fácies de sedimentação pelágica. Panorâmica de aumento (25x) exibindo a vasa dominada por pterópodes (pterópodes são tipos de moluscos pelágicos e nadadores, da classe gastropoda - indicadores de águas oceânicas abertas).

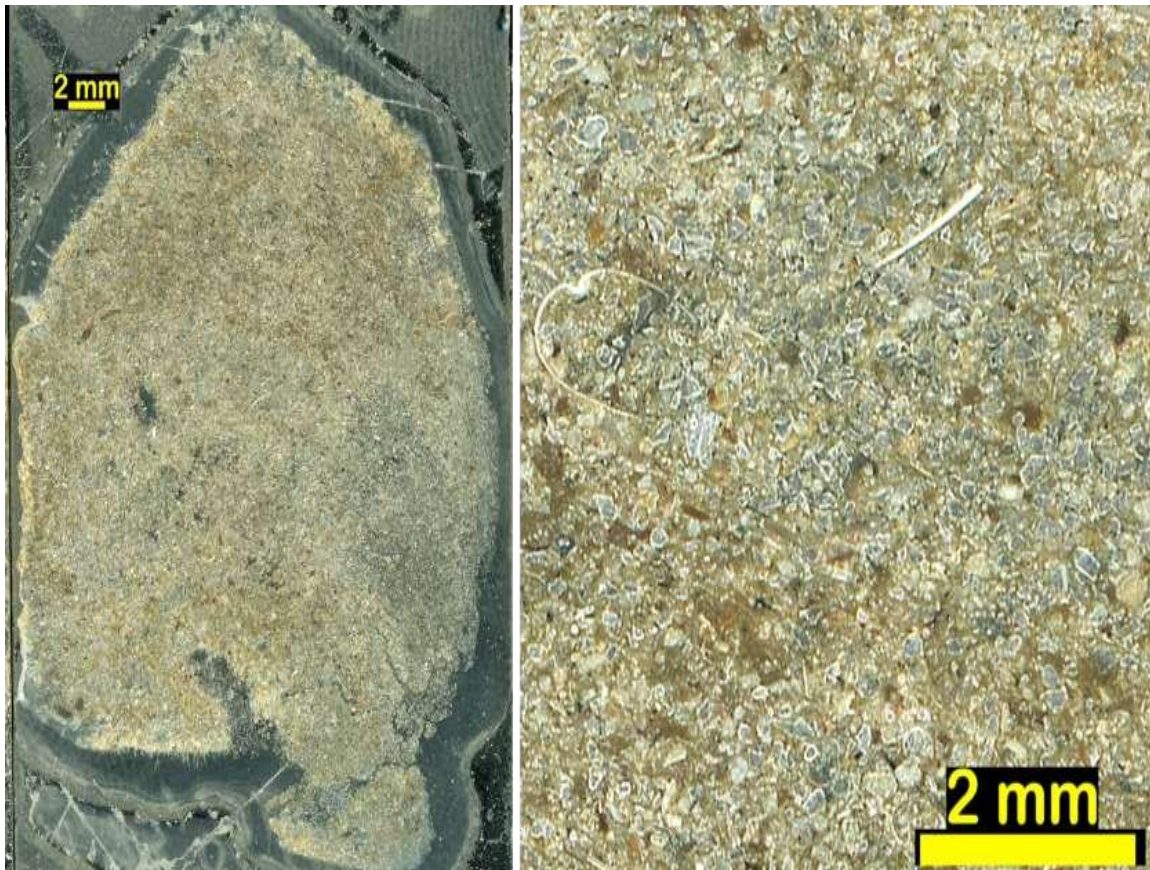


Figura 14: Imagem obtida por scanner de amostra coletada na Biozona Y2 a 893,06 metros (abaixo da superfície do mar) no testemunho GL-752, representativa da associação de fácies de sedimentação hemipelágica. Marga rica em grãos angulosos e mal selecionados de quartzo detrítico muito fino, (arenito fino margoso), portadora de alguns foraminíferos globigerínídeos, foraminíferos bentônicos hialinos e fragmentos de moluscos. Matriz suportado, apresenta vários grãos de quartzo, fragmentos bioclásticos, fragmentos de alga vermelha.

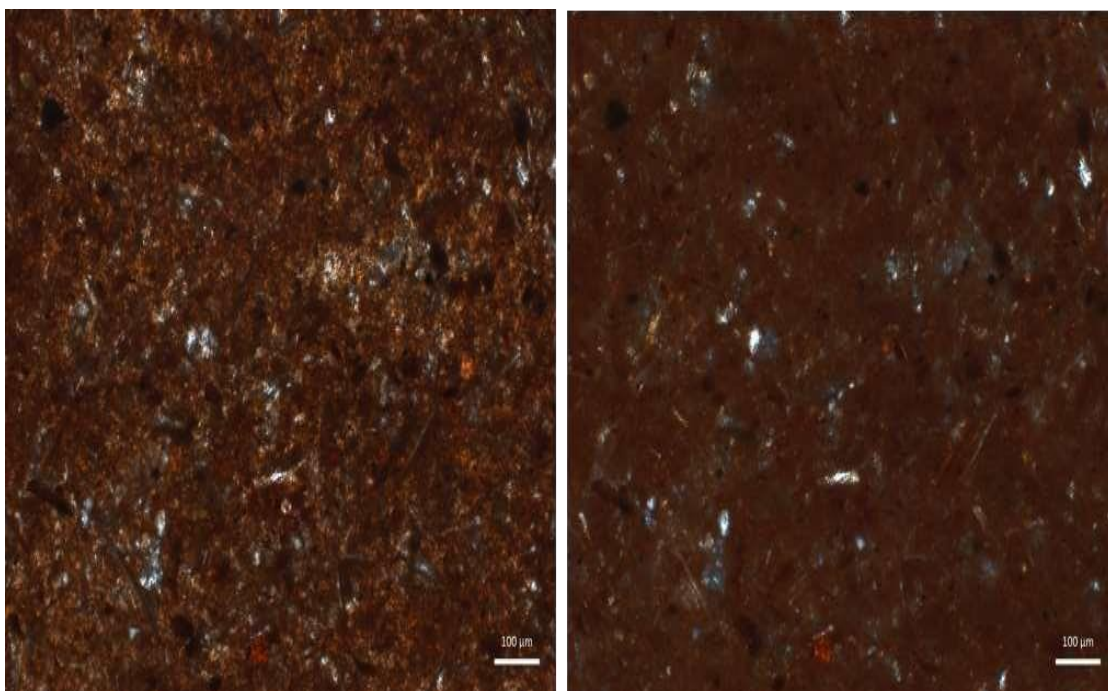


Figura 15: Fotomicrografia de amostra coletada na Biozona Y1A a 1364,12 metros (abaixo da superfície do mar) no testemunho GL-640, em nicóis paralelos e cruzados (a direita), representativa da associação de fácies de sedimentação hemipelágica. Amostra matriz-sustentada, composta por lamas, micas e minerais opacos.

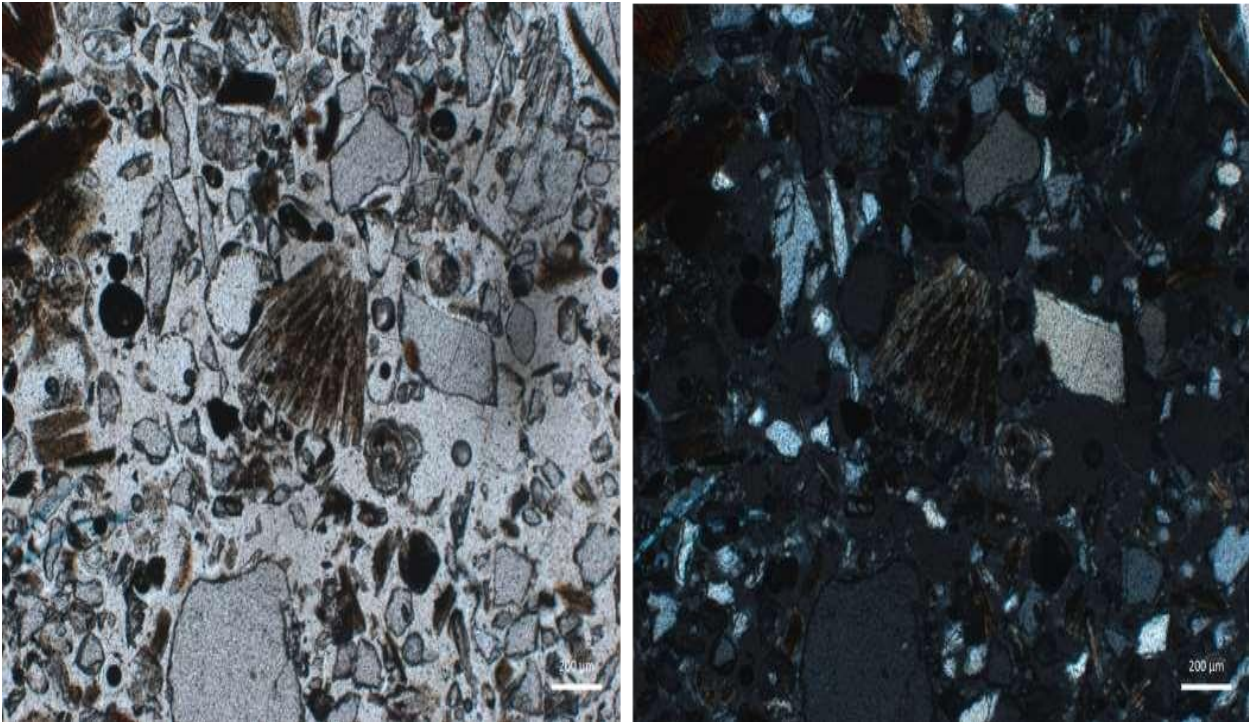


Figura 16: Fotomicrografia de amostra coletada na Biozona W a 1639,63 metros (abaixo da superfície do mar) no testemunho GL-632, em nicóis paralelos e cruzados (a direita), representativa da associação de fácies de depósitos de transporte de massa. Amostra composta de grão suportado com arcabouço: 98% Qtz, 2% Feldsp, 0% FL, Matriz: 0%, Cimento: 0%. Os grãos de quartzo são monocristalinos, nos feldspatos temos plagioclásio e microclina, fragmentos bioclásticos incluindo algas vermelhas e opacos. Granulometria: areia fina a grossa, os grãos são angulosos a subarredondados a esfericidade é baixa a média.

5.2.2 Microfácies

Um detalhamento petrográfico foi realizado pelo professor Dimas Dias Brito, geólogo sênior que integra o grupo de pesquisadores do UNESPetro, no escopo do projeto mencionado em Albertão et al., 2024. O detalhamento abrangeu quatro testemunhos estratégicos referentes aos poços GL-752, GL-741, KGL-WS-04 e GL-640. Os três primeiros situam-se no eixo do Cânion Watu Sul, enquanto o GL-640 localiza-se na margem oeste do Canal de Golfinho, logo após o encontro dos cânions Watu Norte e Sul.

As microfácies estão sintetizadas a seguir:

Poço – GL – 640:

Afv – Areia quartzosa muito fina a fina, imatura-submatura, com grãos angulosos e mal selecionados, rica em fragmentos vegetais e vértebras de peixes, evidenciando episódios de aloctonia. (Pleistoceno Superior, Biozona Y, Subzonas Y1B e Y1A).

Afv1 – Variante da Avf, ocorrendo em níveis superiores, com areia fina imatura, fragmentos vegetais e restos de vértebras de peixes. (Pleistoceno Superior, Biozona Y, Subzona Y1B).

Apb – Areia quartzosa imatura, predominantemente grossa, com feldspatos e raros bioclastos, incluindo foraminíferos bentônicos. (Pleistoceno Superior, Biozona Y, Subzona Y1B).

Arb – Areia quartzosa média, mal selecionada, com grãos variando de muito finos a grossos, rica em bioclastos marinhos (algas coralináceas, foraminíferos, equinoides, moluscos, balanídeos). (Pleistoceno Superior, Biozona Y, Subzona Y1B).

Lamv – Lama vermelha com laminações claras e escuras, rica em quartzo síltico e espículas de esponjas, contendo raros bioclastos e indícios de bioturbação. (Pleistoceno Superior, Biozona Y, Subzona Y1B).

O material amostrado no poço GL-640 refere-se ao Pleistoceno Superior. O poço GL-640 apresenta um empilhamento microfaciológico bastante distinto dos outros poços analisados. Sua base contém microfácies (Afv) e (Afv1), marcadas pelo transporte de material vegetal e bioclástico de águas rasas para áreas mais profundas,

um processo não identificado nos demais poços. A presença de (A_{pb}) sugere variações na energia deposicional, enquanto a microfácies Lam_v indica eventos sedimentares recorrentes e processos aloctônicos. O predomínio de (A_{rb}) indica condições deposicionais marcadas por significativa contribuição desse tipo de material, refletindo um ambiente deposicional dinâmico, sujeito a variações na energia do sistema, influxos de sedimentos aloctônicos e à atuação de processos paleoceanográficos distintos.

Poço – GL – 741:

A_{cp} – Areia fina, imatura-submatura, com grãos angulosos e mal selecionados, matriz margosa e bioclastos variáveis (algas coralináceas, foraminíferos, equinoides, ostracodes, bivalves, gastrópodes e briozoários). (Pleistoceno Superior, Biozona Y, Subzona Y2).

A_{rp} – Areia muito fina a fina, com maior teor de matriz margosa, rica em foraminíferos planctônicos globigerinídeos, representando fase mais calma e maior autoctonia. (Pleistoceno Superior, Biozona Y, Subzona Y1B).

Lam_v – Lama vermelha com laminações claras e escuras, rica em quartzo síltico, com raros bioclastos (bivalves), trama arborescente indicativa de possível crescimento microbiano e sinais de bioturbação. (Pleistoceno Superior, Biozona Y, Subzona Y1A).

Poço – GL – 752:

A_{rb} – Areia quartzosa fina a média, mal selecionada, com matriz margosa e rica em bioclastos (equinoides, briozoários, foraminíferos bentônicos, ostracodes, gastrópodes e algas coralináceas articuladas). (Pleistoceno Médio, Biozona W).

A_{rb1} – Variante da microfácies A_{rb}, com aumento de grãos de quartzo mais grossos e componentes bióticos de águas rasas. (Pleistoceno Médio, Biozona W).

A_{cp} – Areia muito fina a fina, mal selecionada, com matriz margosa e rica em foraminíferos planctônicos globigerinídeos, além de equinoides e algas coralináceas. (Pleistoceno Superior, Biozona Y, Subzona Y2).

A_{rpp} – Areia muito fina a fina com matriz margosa, menor teor de quartzo detrítico e abundantes microfósseis pelágicos (pterópodes, foraminíferos globigerinídeos e globorotalídeos), além de gastrópodes bentônicos e coralináceas articuladas. (Pleistoceno Superior, Biozona Y, Subzona Y2).

Lamv – Lama vermelha, rica em quartzo síltico, com espículas de esponjas e raros bioclastos (gastrópodes, foraminíferos planctônicos). Apresenta possível bioturbação e trama arborescente indicativa de crescimento microbiano. (Pleistoceno Superior, Biozona Y, Subzonas Y1B e Y1A).

Os poços GL-752 e GL-741 registram um padrão deposicional semelhante, com transição de condições de maior energia para ambientes com menor energia e deposição progressiva de sedimentos mais pelágicos. Ambos também apresentam a ocorrência da lama vermelha (Lamv), um evento recorrente na história neopleistocênica tardia da região. A presença de microfácies arenosas específicas no GL-752 diferencia este poço, sugerindo maior influência de transporte de águas rasas em comparação com o GL-741.

Poço - K-GL-WS-04:

Arb – Areia fina a média, mal selecionada, composta por grãos de quartzo angulosos e fraturados. Rica em bioclastos de água rasa, incluindo algas coralináceas articuladas, foraminíferos bentônicos hialinos e porcelânicos, raros planctônicos, equinoides, moluscos (gastrópodes) e briozoários. Ocorre no topo do Pleistoceno Superior (Biozona Y, Subzona Y1A) e no Holoceno (Biozona Z).

O poço K-GL-WS-04 representa um ambiente de sedimentação dominado por areias bioclásticas de origem rasa transportadas para o cânion, sem uma evolução clara para sedimentos mais pelágicos como nos poços GL-741 e GL-752. A transição do Pleistoceno Superior para o Holoceno sugere continuidade sedimentar recente, possivelmente influenciada por mudanças ambientais eustáticas e processos de ressedimentação.

O comparativo microfaciológico entre os poços GL-741, GL-752, K-GL-WS-04 e GL-640 evidencia diferenças significativas nos padrões deposicionais e na composição das microfácies. O poço GL-640 se destaca pelo empilhamento microfaciológico singular e pela presença exclusiva da microfácies (Afv), caracterizada por areias ricas em fragmentos vegetais, indicativas de transporte de material de águas rasas para o mar profundo. Já os poços GL-741 e GL-752 apresentam semelhanças notáveis, com a transição progressiva de microfácies areno-quartzosas para microfácies pelágicas e a sobreposição recorrente da microfácies Lamv (lama vermelha rica em quartzo síltico), evidenciando eventos deposicionais comuns na região. A presença generalizada da microfácies Arb (areias ricas em bioclastos) em

todos os poços sugere uma deposição contínua de material bioclástico bentônico ao longo do tempo, com uma composição relativamente homogênea. Entretanto, a monotonia dos bioclastos contrasta com a singularidade do GL-640, onde ocorrem fragmentos vegetais e espículas de esponjas, reforçando a complexidade dos processos sedimentares e paleoambientais no Sistema Watu-Golfinho.

Esta descrição detalhada permitiu identificar diversos aspectos relevantes. Entre os principais, destacam-se:

- (i) A presença de depósitos de eixo de canal, caracterizados por um conteúdo bioclástico expressivo e relativamente diversificado, proveniente de águas rasas e ambientes proximais.
- (ii) A diferença no padrão de empilhamento microfaciológico, evidenciada ao comparar o testemunho do Watu Norte com os três testemunhos do Watu Sul.
- (iii) Em dois poços do Watu Sul, a ocorrência de microfácies areno-quartzosas de fina granulometria, com matriz margosa e conteúdo planctônico significativo, indicando um ambiente mais pelágico, sobreposto por depósitos de extravasamento de canal (interlaminados de lama avermelhada 'exótica', rica em quartzo síltico e com espículas de esponjas, com níveis síltico-arenosos, às vezes ricos em mica).
- (iv) A recorrência de lama avermelhada também no Neopleistoceno tardio no testemunho do Watu Norte.

5.3 Seções geológicas estratigráficas

Como resultado da integração do estudo do projeto (Albertão et al., 2024) com o desta dissertação, foram construídas 11 seções estratigráficas com orientação *dip* e *strike* (Figura 17), utilizando-se como datum estratigráfico o limite entre o Holoceno e o Pleistoceno, marcado pelo contato entre as lamas pelágicas e as vazas de foraminíferos.

As seções geológicas, construídas transversalmente e ao longo do eixo deposicional do sistema turbidítico, indicam uma predominância de depósitos arenosos de eixo de canal nos intervalos correspondentes às subzonas Y1A e Y1B, indicando maior aporte de terrígenos através dos cânions durante este intervalo glacial. A “Seção Geológica Estratigráfica ao longo do Sistema Watu-Golfinho” (seção *dip*) começa na quebra da plataforma, atravessa o Cânion Watu Norte e o Canal de Golfinho e chega próximo das áreas mais distais (Figura 18). Outras seções estratigráficas encontram-se no Anexo III.

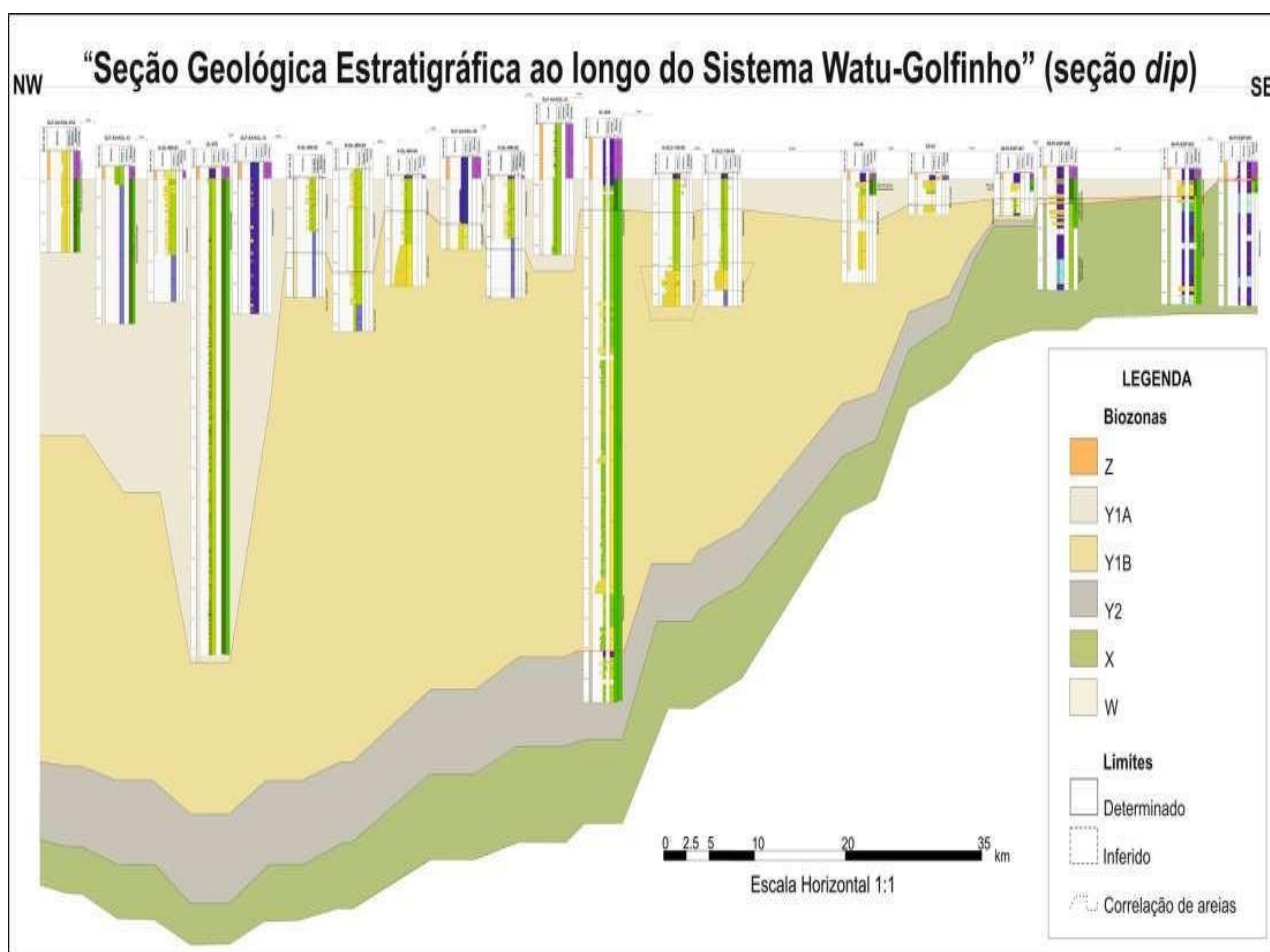


Figura 17 - Fundo marinho. Imagem gerada pela equipe de Sísmica do projeto Identificação e Localização das 11 Seções Estratigráficas e dos Testemunhos Associados. A seção DIP (destacada em amarelo) apresenta extensão aproximada de 105,6 km, tangenciando o Cânion Watu Norte e o Canal do Golfinho.

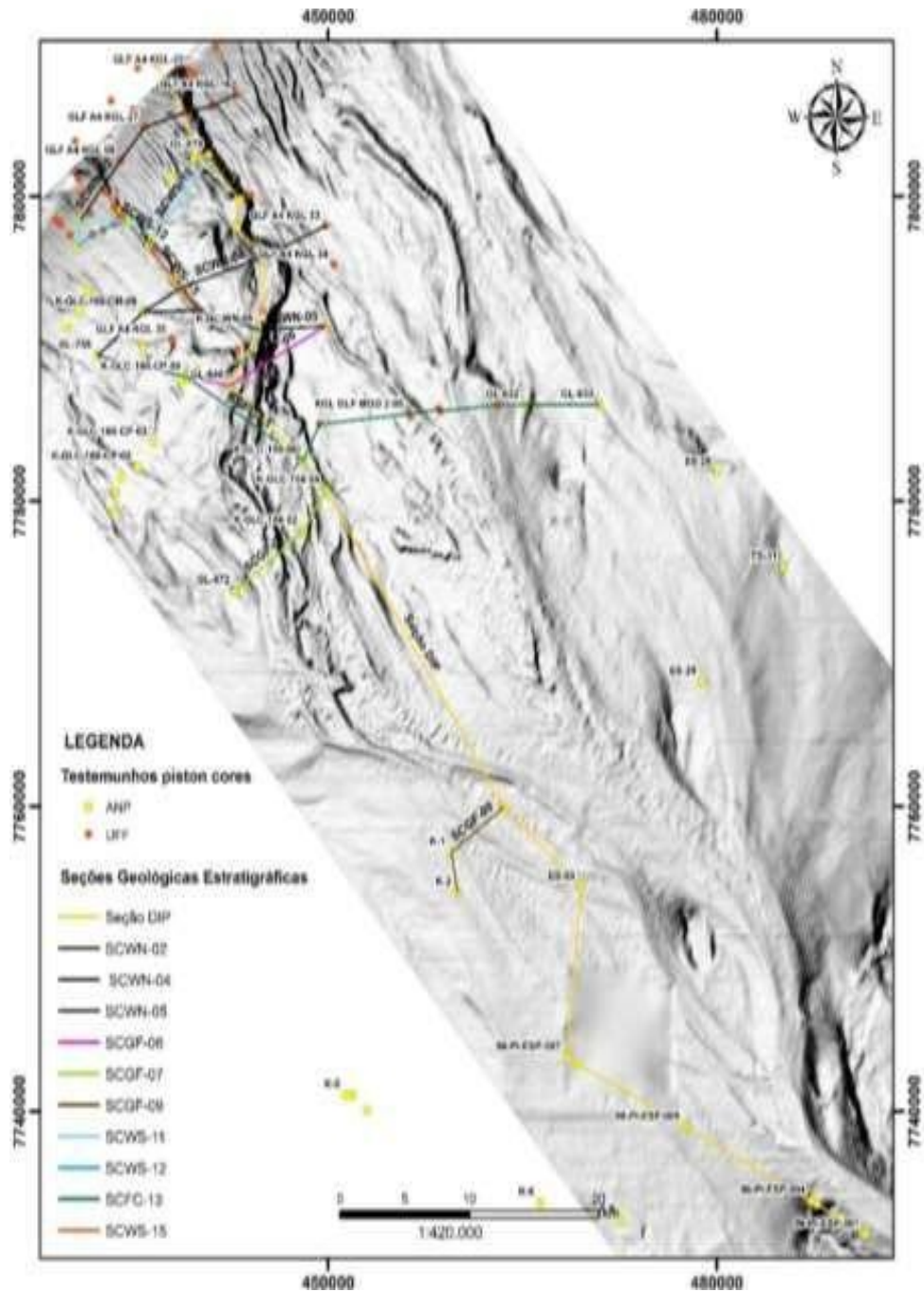


Figura 18: Seção Geológica Estratigráfica ao Longo do Sistema Watu–Golfinho” (Seção DIP). Esta seção, assim como as demais apresentadas no Anexo III, integra o conjunto de 14 seções estratigráficas construídas no escopo do projeto, contando com a minha participação nas etapas de processamento, interpretação e organização dos produtos gerados.

5.4 Comparativo entre os poços da porção proximal, mediana e distal (com alguns poços que compõem a seção dip)

A análise dos dados evidencia um padrão distinto na distribuição dos sedimentos ao longo dos poços, com variações significativas que refletem a proximidade em relação à fonte de aporte sedimentar. As diferenças na composição e nas características dos sedimentos sugerem uma influência direta da dinâmica sedimentológica, evidenciando uma transição gradual entre áreas mais proximais e mais distais. A Tabela 4 apresenta uma comparação das características sedimentares observadas nas diferentes biozonas, organizadas de acordo com a posição relativa dos poços ao longo do gradiente deposicional, do mais proximal (GL-879) ao mais distal (PI-ESP-003).

A O poço GL-879, mais proximal, apresenta sedimentos predominantemente finos e bem selecionados nas biozonas Y1A e Y1B, caracterizados por grãos arredondados e baixa concentração de bioclastos. Em contraste, o poço PI-ESP-003, localizado na posição mais distal, exibe uma maior heterogeneidade granulométrica, incluindo sedimentos mal selecionados e presença marcante de matéria orgânica lenhosa na biozona Y2.

Do ponto de vista sedimentar, a biozona Y1A se destaca pela predominância de sedimentos finos a médios, com boa seleção nos poços mais próximos, enquanto a qualidade da seleção diminui progressivamente em direção aos poços distais. A biozona Y1B, por sua vez, exibe uma tendência a grãos mais grossos e angulosos, especialmente nos poços distais, além da ocorrência de bioclastos em algumas amostras. A biozona Y2 caracteriza-se por uma expressiva heterogeneidade granulométrica, abrangendo desde sedimentos bem selecionados até depósitos com baixa seleção. Essa variabilidade reflete a atuação de múltiplos processos deposicionais e a alternância de condições hidrodinâmicas na bacia, evidenciando um ambiente deposicional complexo e dinâmico.

Os diferentes tipos de depósitos identificados também variam conforme a localização e a biozona. Os depósitos de extravasamento de canal são frequentes nas

biozonas Y1A e Y1B, evidenciando um sistema sedimentar ativo, caracterizado por fluxos de alta energia. Já os depósitos associados a eixo de canal são predominantes em profundidades maiores, sugerindo um papel central na dinâmica sedimentar da região.

Essa análise comparativa reforça a influência da distância em relação à fonte de sedimentos na distribuição granulométrica e na organização dos depósitos, além de evidenciar a diversidade dos processos geológicos atuantes na Bacia do Espírito Santo ao longo do tempo.

Tabela 4: Tabela comparativa entre os poços das porções proximal, mediana e distal, todos integrantes da composição da Seção DIP. Os detalhes descritivos de cada poço encontram-se apresentadas nos anexos complementares: Anexo I, contendo as Fichas de Descrição dos Testemunhos (AnaSetes), e Anexo II, que reúne as Lâminas Petrográficas correspondentes.

[illegible]

5.5 Mapas de distribuição das associações de fácies por biozonas

Os mapas de associações de fácies e percentual de areias por biozonas permitem verificar a distribuição dos elementos deposicionais durante os ciclos de variação do nível do mar nos últimos 150 mil anos (Figuras 19 e 20). A representatividade das biozonas W, X e Y2 é baixa, nos testemunhos estudados, principalmente para a biozona W, que só foi registrada em 4 testemunhos (Figura 19). Contudo, ainda assim é possível constatar a predominância de areias de eixo de canal, no talude superior durante a fase de nível de mar baixo representada pela biozona W. Na sequência seguinte, observa-se o predomínio de lamas pelágicas em praticamente toda a área de estudo, durante o afogamento representado pela biozona X (Figura 19). Durante a biozona Y2, ainda prevalecem depósitos lamosos hemipelágicos, indicando condições de nível de mar ainda elevado (Figura 19).

Os mapas de associações de fácies, em conjugação com as porcentagens de areia por biozonas (Figura 20) também revelam uma maior ocorrência em depósitos arenosos associados a eixo de canal nas Subzonas Y1A e Y1B. Essa concentração de depósitos arenosos de eixo de canal ocorre ao longo do cânion Watu Norte e do canal de Golfinho, especialmente após a confluência entre os cânions Watu Norte e Watu Sul. É notável o avanço da sedimentação arenosa confinada aos canais, atingindo as porções mais distais no canal de Golfinho durante as biozonas Y1A e Y1B, em associação com o máximo glacial e maior rebaixamento do nível do mar (Figura 20). Durante esse período, no talude superior predominam sedimentos pelágicos e hemipelágicos, com sedimentos arenosos restritos ao eixo do canal de Watu Sul (Figura 20). O afogamento durante o último interglacial também é verificado por meio da sedimentação da biozona Z, com o predomínio de depósitos pelágicos distais e depósitos arenosos restritos aos eixos dos canais de Watu Norte e Watu Sul, no talude superior (Figura 20).

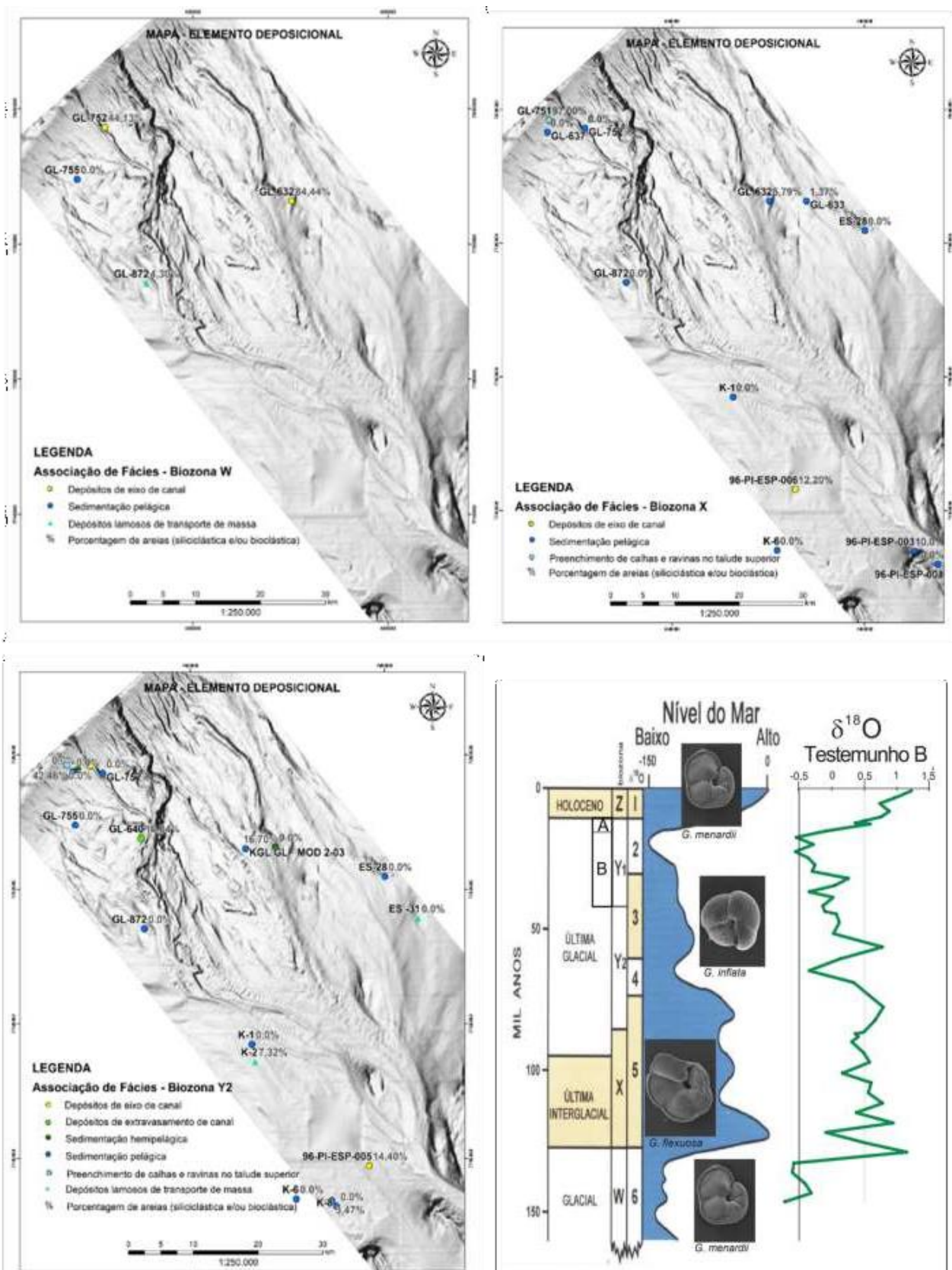


Figura 19 – Distribuição dos elementos deposicionais, associações de fácies e percentual de areia nas biozonas W, X e Y2. Mapa elaborado sobre o modelo de fundo marinho, utilizando como base a imagem fornecida pela equipe de sismica do projeto. A imagem posicionada na parte inferior direita corresponde à curva de isótopos de oxigênio apresentada por Tokutake (2005), correlacionada à curva de variação relativa do nível do mar proposta por Damuth et al. (1988), construída a partir da presença ou ausência de foraminíferos no Atlântico Sul.

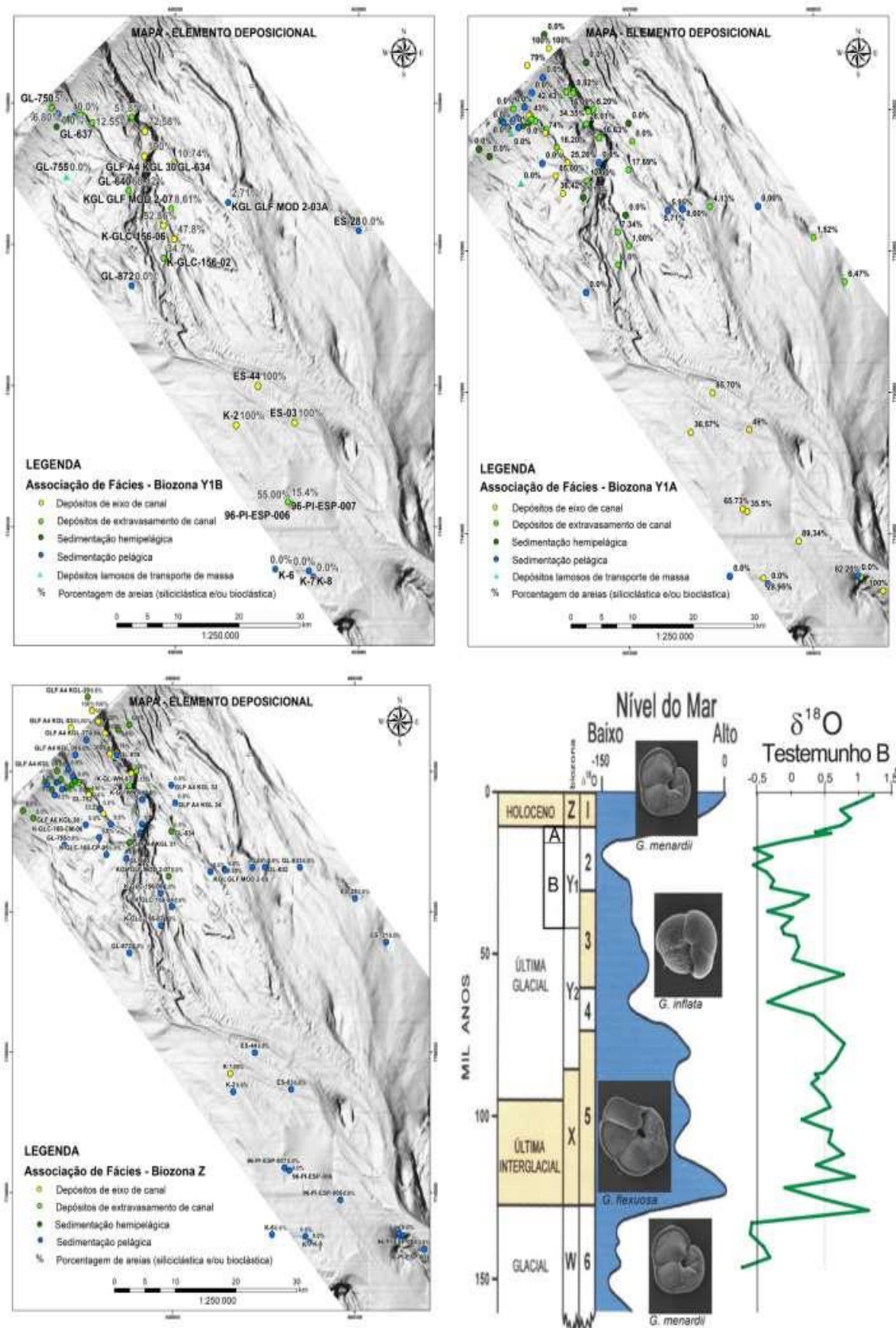


Figura 20 – .Distribuição dos elementos deposicionais, associações de fácies e percentual de areia nas biozonas Y1B, Y1A e Z. Mapa elaborado sobre o modelo de fundo marinho, utilizando como base a imagem fornecida pela equipe de sísmica do projeto. A imagem posicionada na parte inferior direita corresponde à curva de isótopos de oxigênio apresentada por Tokutake (2005), correlacionada à curva de variação relativa do nível do mar proposta por Damuth et al. (1988), construída a partir da presença ou ausência de foraminíferos no Atlântico Sul.

6 Discussões

6.1 O talude continental na área de estudo

O talude continental na região norte da Bacia do Espírito Santo apresenta um perfil côncavo, com uma inclinação íngreme na parte superior e um gradiente mais suave na parte inferior. Essa configuração é marcada por feições erosivas e de transferência de sedimentos, incluindo ravinas, cânions e canais submarinos. Muitas dessas características estão associadas à morfologia moderna do fundo do mar, que reflete principalmente as oscilações glacio-eustáticas do Pleistoceno, com ênfase no Pleistoceno Tardio.

Retomamos aqui a definição das biozonas abrangidas pelos testemunhos deste trabalho e sua relação com os eventos de glaciação. Os testemunhos sedimentares analisados no sistema de cânions Watu abrangem registros até a biozona W, correspondendo a um intervalo de aproximadamente 186 mil anos, durante o qual ocorreram dois períodos glaciais e dois interglaciais. Os períodos glaciais estão representados pelas biozonas W e Y, enquanto os interglaciais correspondem às biozonas X e Z. A biozona Y, que compreende o intervalo entre 84 mil e 11 mil anos, foi subdividida em Y2 (84 mil – 42 mil anos) e Y1 (42 mil – 11 mil anos). Esta última, por sua vez, foi segmentada em Y1B (42 mil – 15 mil anos) e Y1A (15 mil – 11 mil anos). O evento interglacial mais recente, correspondente ao Holoceno, está registrado na biozona Z, abrangendo os últimos 11 mil anos.

Essa estruturação das biozonas permite correlacionar os eventos climáticos globais às mudanças deposicionais observadas nos cânions, destacando a influência das variações do nível do mar na dinâmica sedimentar e na evolução estratigráfica do sistema ao longo do Quaternário.

Durante os períodos de queda do nível do mar no Pleistoceno, caracterizados como regressão forçada, a plataforma continental foi parcialmente ou totalmente exposta, resultando em ajustes sucessivos do nível de base. Isso culminou na conexão efetiva do sistema fluvial do Rio Doce com as cabeceiras dos cânions que se desenvolveram na área.

Hercos et al. (2008) identificaram dois cânions maduros na Bacia do Espírito Santo, situados em frente à foz do Rio Doce, a sudoeste dos cânions documentados por Bischoff e Lipsky (2009). Esses cânions foram denominados Watu Norte e Watu Sul, conforme mencionado anteriormente no item 4.2, representada na figura 8.

Os cânions submarinos Watu Sul e Watu Norte, localizados na porção continental da Bacia do Espírito Santo, apresentam continuidade morfológica com vales incisos na plataforma continental, indicando que processos erosivos durante as últimas oscilações glacio-eustáticas do Pleistoceno contribuíram para a sua escavação e configuração. A interpretação de dados sísmicos e batimétricos sugere que os vales incisos da plataforma média e externa se prolongam em direção aos sistemas de cânions, configurando um contexto de transporte sedimentar e erosão associado a fases de nível do mar mais baixo no Quaternário.

No caso do Cânion Watu Sul, a continuidade morfológica com um vale inciso orientado na direção NW-SE evidencia a influência de eventos de queda relativa do nível do mar, que favoreceram a escavação de feições topográficas profundas ao longo da plataforma e do talude. Por outro lado, o Cânion Watu Norte se destaca por sua evolução para uma feição de canal marginal no sopé do talude, cuja morfologia e orientação podem estar relacionadas a variações locais na batimetria e aos processos de transporte sedimentar que atuam sobre a margem continental.

Esse sistema teria transferido grandes volumes de sedimentos arenosos para as porções mais distais da bacia, transportados por fluxos turbidíticos e depositados em minibacias formadas por halocinese, na parte externa do Platô de São Paulo. Esse sistema teria transferido grandes volumes de sedimentos arenosos para as porções mais distais da bacia, transportados por fluxos turbidíticos e depositados em minibacias formadas por halocinese, na parte externa do Platô de São Paulo.

Os resultados obtidos neste estudo corroboram esse modelo, uma vez que os turbiditos analisados representam exatamente os produtos finais desses processos deposicionais. As associações de fácies identificadas, o empilhamento vertical e a distribuição granulométrica observada nas biozonas W, X e Y2 evidenciam pulsos sucessivos de aporte arenoso canalizado, coerentes com episódios recorrentes de fluxo de alta densidade alimentando essas minibacias.

O registro de subsuperfície revela depósitos típicos de ambientes de águas profundas, influenciados por flutuações do nível do mar e processos de halocinese (Schreiner et al., 2009). Fragoso et al. (2017) reconheceram os padrões de distribuição sedimentar no sistema Watu, contribuindo para a compreensão da dinâmica sedimentar da região.

Na região média do talude, os depósitos marginais sedimentares associados aos cânions Watu Norte e Watu Sul são interpretados como levees ou diques lamosos.

Os depósitos de talvegue, embora descontínuos, são mapeáveis e consistem em canais arenosos sobrepostos por leves internos (Figura 18), alternando com depósitos resultantes do colapso das margens do canal. Na região do talude inferior, observam-se sedimentos finos, associados a depósitos de movimentos de massa, frequentemente intercalados com depósitos turbidíticos.

6.2 Diferenças entre o Cânion Watu Norte e o Cânion Watu Sul

O Cânion Watu Sul apresenta uma baixa sinuosidade e torna-se mais raso em direção ao talude inferior, enquanto o Cânion Watu Norte é altamente sinuoso, influenciando significativamente a deposição nas margens. Ambos os cânions convergem para o Canal de Golfinho, que abriga depósitos arenosos internos e extensos leves lamosos. Na margem sul, são observados depósitos relacionados a movimentos de massa.

O Cânion Watu Sul foi alimentado por canais de plataforma, sem conexão direta com a foz do Rio Doce, ao contrário do Watu Norte, onde o encaixe do rio ocorreu de forma mais direta. Essa configuração resultou em um menor aporte sedimentar para o Watu Sul.

A comparação entre os testemunhos do Watu Norte e Watu Sul revela diferenças significativas, especialmente em relação ao expressivo e diversificado conteúdo bioclástico observado no Watu Sul, oriundo de ambientes rasos e proximais..

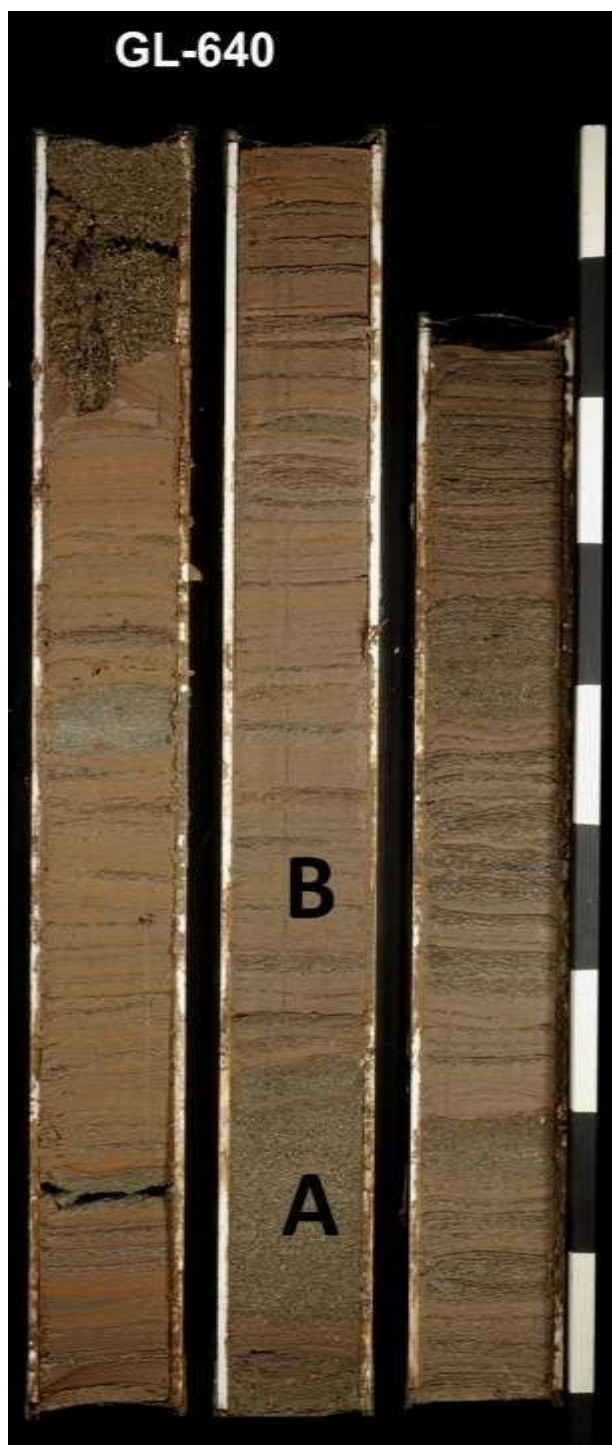


Figura 21: - Foto do testemunho piston core GL-640. No cilindro central são destacadas as letras A e B. "A" representa as fácies arenosas a 1369,10 metros (abaixo da superfície do mar), características dos depósitos arenosos de preenchimento de eixo de canal. "B" representa as fácies de interlaminados (intercalação laminar de frações mais finas argilosas/siltosas com areia fina-muito fina), relacionadas a depósitos de levees internos a 1368,70 metros (abaixo da superfície do mar) (Fonte: Banco de Dados ANP). Cada trecho (alternância branco-preto) da escala é referente a 10 cm.

6.3 Interpretação paleoambiental relacionada às diferenças entre os dois cânions

A análise dos testemunhos sedimentares coletados na região dos cânions Watu revela, de uma forma geral, uma alternância de predominância de associações de fácies sedimentares ao longo das biozonas correspondentes aos ciclos glaciais e interglaciais do Quaternário. Durante os períodos glaciais (biozonas W e Y), observa-se um predomínio de depósitos turbidíticos arenosos nos cânions, especialmente no Watu Norte, indicando uma maior influência dos sistemas fluviais e um ambiente de alta energia. Nos períodos interglaciais (biozonas X e Z), há uma predominância de sedimentos mais finos e hemipelágicos, sugerindo uma redução no aporte sedimentar terrígeno e uma sedimentação mais tranquila.

As análises conduzidas no âmbito do projeto permitiram identificar que os sistemas turbidíticos associados aos cânions Watu Norte e Watu Sul apresentam características distintas que refletem variações paleoambientais significativas durante o Quaternário, conforme está descrito a seguir.

O Cânion Watu Norte apresenta um conteúdo arenoso significativamente superior ao do Cânion Watu Sul. Essa característica implica uma maior frequência de eventos turbidíticos, depósitos de transporte de massa e outros processos sedimentares de alta energia.

Em termos de processos, estima-se que, no decorrer do Quaternário, o Watu Norte atuou como um corredor preferencial para o transporte de sedimentos, registrando um volume substancial de fluxos sedimentares e eventos deposicionais sucessivos. Esse contexto contribuiu para a maior complexidade estratigráfica do cânion, com múltiplos depósitos sobrepostos e uma morfologia mais erosiva. Por outro lado, o Cânion Watu Sul, apesar da proximidade geográfica com o Watu Norte, apresenta um predomínio de sedimentos hemipelágicos, refletindo um ambiente deposicional mais estável e menos dinâmico. A menor incidência de fluxos de alta energia faz com que o Watu Sul exiba uma sequência deposicional mais homogênea e menos sujeita a processos erosivos intensos, resultando em um sistema mais passivo e monotônico, em termos de registro sedimentar.

Essas diferenças paleoambientais entre os cânions Watu Norte e Watu Sul destacam a influência dos ciclos eustáticos e das configurações geomorfológicas locais na sedimentação dos sistemas turbidíticos da Bacia do Espírito Santo durante

o Quaternário.

Este estudo possibilitou a identificação e caracterização das fácies sedimentares dos sistemas turbidíticos associados aos cânions Watu Norte e Watu Sul, bem como de suas associações de fácies correspondentes, permitindo, assim, a realização de inferências sobre sua evolução temporal e espacial. A análise dos testemunhos sedimentares evidenciou que o Cânion Watu Norte registra a existência de um aporte sedimentar mais significativo, resultando em uma morfologia mais erosiva e estratigraficamente complexa, enquanto o registro sedimentar dentro do Cânion Watu Sul indica o predomínio de um ambiente mais estável, dominado por sedimentos hemipelágicos.

A correlação estratigráfica, realizada com base nos dados sedimentológicos, demonstra a influência dos ciclos glaciais e interglaciais na dinâmica sedimentar da região. Os pulsos turbidíticos mais espessos indicam maior dispersão de sedimentos durante o último máximo glacial e a transição para o Holoceno, identificados pelas biozonas Y1A e Y1B. Já os períodos interglaciais, identificados pelas biozonas X e Z, apresentaram sedimentação mais homogênea e menos energética. O número reduzido de testemunhos que alcançaram a biozona W limitou a compreensão dos sistemas turbidíticos do penúltimo glacial (biozona W).

Os resultados das análises sedimentológicas, incluindo a determinação detalhada das fácies e a identificação das associações de fácies presentes na área de estudo, constituem um dos principais produtos deste mestrado. Essas informações permitiram interpretar com maior precisão os processos sedimentares atuantes, especialmente a atuação recorrente de fluxos turbidíticos responsáveis pelo transporte de grandes volumes de sedimentos arenosos para as porções mais distais da bacia, onde foram depositados em minibacias controladas por halocinese na borda externa do Platô de São Paulo. Além disso, tais resultados foram essenciais para a modelagem numérica de fluxos turbidíticos, contribuindo diretamente para o desenvolvimento do projeto de P&D ao qual este estudo está vinculado. Como conclusão geral, este trabalho reforça a importância dos cânions submarinos como vias preferenciais de transporte para fluxos gravitacionais, especialmente fluxos turbidíticos e correntes de densidade, em margens divergentes, fornecendo subsídios relevantes para futuras pesquisas sobre sistemas deposicionais em ambiente marinho profundo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ASMUS, H. E.; GOMES, J. B.; PEREIRA, A. C. B. Integração geológica regional da Bacia do Espírito Santo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25. São Paulo, SBG. Anais, v. 3, p. 235-252, 1971.

BACOCOLLI, G. Os Deltas Marinhos Holocênicos Brasileiros: Uma Tentativa de Classificação. Boletim Técnico da Petrobras, 14, p. 5-38, 1971.

BANDEIRA JR., A. N.; PETRI, S.; SUGUIO, K. Delta do rio Doce (Relatório final). Relatório Interno do Cenpes, Petrobras, Rio de Janeiro, 1975.

BISCHOFF, A. P.; LIPSKY, M. Estilos arquiteturais de turbiditos na Bacia do Espírito Santo. In: Anais do III Simpósio Brasileiro de Geofísica, p. xx-xx. Belém, Brasil: Sociedade Brasileira de Geofísica (SBGF), 2008.

DAMUTH, J. E.; FLOOD, R. D.; KOWSMANN, R.; BELDERSON, R. H.; GORINI, M. A. Anatomy and growth pattern of Amazon deep-sea fan as revealed by long-range side-scan sonar (GLORIA) and high resolution seismic studies. AAPG Bulletin, v. 72, p. 885-911, 1988.

DAVISON, I. Geology and tectonics of the South Atlantic Brazilian salt basins. Geological Society, London, Special Publications, v. 272, n. 1, p. 345-359, 2007. Disponível em: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.272.01.18>.

DIAS-BRITO, D. Guia Petrográfico dos Carbonatos do Brasil. Rio Claro: UNESP-IGCE-UNESPetro, 2017. Obra 4. ISBN: 978-85-89082-69-3.

DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; 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, v. 11, n. 4, p. 227-237, 1981.

D'ÁVILA, R. S. F.; PAIM, P. S. G. Mecanismos de transporte e deposição de turbiditos. In: PAIM, P. S. G.; FACCINI, U. F.; NETTO, R. G. (Eds.). Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares, estudo de casos. São Leopoldo: Unisinos, 2003.

FLÜGEL, E. Microfacies of Carbonate Rocks. New York: Springer-Verlag, 2013. 976 p.

FOLK, R. L.; WARD, W. C. A study in the significance of grain-size parameters. Journal of Sedimentary Petrology, v. 27, p. 3-26, 1957. Disponível em: <https://doi.org/10.1306/74D70646-2B21-11D7-8648000102C1865D>.

FRAGOSO, D. G. C.; HERCOS, C. M.; KOWSMANN, R. Interpretação de dados sísmicos de alta resolução da região do talude continental da Bacia do Espírito Santo e considerações sobre o uso destes dados como análogos para a geologia de reservatórios. In: GEOSUDESTE 2017, Diamantina, MG.

FRANÇA, A. M. C. Geomorfologia da margem continental leste brasileira da bacia oceânica adjacente. In: CHAVES, H. A. F. (Ed.). Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. Série projeto REMAC, n. 7, p. 92-123, 1979.

FRANÇA, R. L.; TOKUTAKE, L. R. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Espírito Santo. *Phoenix*, n. 69, p. 1–6, 2004.

FRANÇA, R. L.; DEL REY, A. C.; TAGLIARI, C. V.; BRANDÃO, J. R.; FONTANELLI, P. R. Bacia do Espírito Santo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, p. 501–509, 2007.

GAMBOA, D.; ALVES, T. M.; OMOSANYA, K. O. Style and morphometry of mass-transport deposits across the Espírito Santo basin (Offshore SE Brazil). In: Submarine landslides: Subaqueous mass transport deposits from outcrops to seismic profiles. 2019. p. 227-246. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/9781119500513.ch14>.

HATUSHIKA, R. S. Investigação sismoestratigráfica do Lago Juparanã – Baixo Curso do Rio Doce, Linhares (ES). Monografia de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2005.

HATUSHIKA, R. S. Evolução da planície costeira do Rio Doce (ES) com base nos conceitos de estratigrafia de seqüências. Dissertação (Mestrado), Curso de Pós-graduação em Geologia e Geofísica Marinha, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2008.

HERCOS, C. M.; KOWSMANN, R. O.; CASTRO, F. C. C.; SCHREINER, S.; VIANA, A. R.; MACHADO, L. C. R. Contrasting modern turbidite system SE Brazil margin. In: AAPG International Conference and Exhibition, 2008, Cidade do Cabo. Proceedings... Tulsa: American Association of Petroleum Geology, 2008.

HERCOS, C. M.; SCHREINER, S. Processos e depósitos turbidíticos na margem continental do sudeste do Brasil: Uma abordagem integradora. Anais do II Simpósio Brasileiro de Geologia de Petróleo e Gás, Belo Horizonte, Brasil, 2006.

HOROWITZ, A. S.; POTTER, P. E. Introductory Petrography of Fossils. New York: Springer-Verlag, 1971. 302 p.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, M. J. As flutuações de nível do mar durante o Quaternário Superior e a evolução geológica de “Deltas” brasileiros. In: Boletim de Geociências da USP, São Paulo, Publicação Especial, 15, p. 1-186, 1993.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J., J. M. L.; FLEXOR, J.-M. (orgs.). Geologia do Quaternário costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo. Brasília; São Paulo: CPRM; FAPESP, 1997. 104 p.

MOORE, G. T. Interaction of rivers and petroleum potential. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 53, n. 12, p. 2421-2430, 1969.

PETTIJOHN, F. J.; POTTER, P. E.; SIEVER, R. Sand and Sandstone. New York: Springer-Verlag, 1987. 553 p.

POWERS, M. C. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 23, p. 117-119, 1953.

RITTENHOUSE, G. Transportation and deposition of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 13, n. 3, p. 110–119, 1943.

SCHOLLE, P. A.; ULMER-SCHOLLE, D. S. A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis. *AAPG Memoir 77*. Tulsa, OK: The American Association of Petroleum Geologists, 2003. 474 p.

RITTENHOUSE, G. Measuring intercept sphericity of sand grains. *American Journal of Sciences*, v. 241, p. 109-116, 1943.

SCHOLLE, P. A.; ULMER-SCHOLLE, D. S. A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: grains, textures, porosity, diagenesis. Tulsa: AAPG Memoir 77, 2003. 474 p.

SCHREINER, S.; SOUZA, M. B. F. M.; MIGLIORELLI, J. P. R. Modelo digital da geomorfologia do fundo oceânico do centro-sul da Bacia do Espírito Santo e norte da Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 17, n. 2, p. 365-369, maio/nov. 2009.

SHEPARD, F. P. The Earth Beneath the Sea. Baltimore: John Hopkins University, 1967. 242 p.

SUMMERHAYES, C. P.; MELO, U.; BARRETO, H. T. The influence of upwelling and shelf sediments off southeastern Brazil. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 46, p. 819-828, 1976.

TESSLER, M. G.; MAHIQUES, M. M. Processos oceânicos e a fisiografia dos fundos marinhos. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M.; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. (Orgs.) *Decifrando a Terra*. São Paulo. 2000.

VIEIRA, R.A.B. et al. 1994. Bacias do Espírito Santo e Mucuri. *Boletim de Geociências da Petrobras*. Rio de Janeiro, RJ: Petrobras, v. 8, n. 1, p. 191 - 202.

ANEXOS

ANEXO I

Fichas de descrição dos testemunhos (AnaSetes) (em separata)

Estes dados de poços integram fotografias dos testemunhos, dados de profundidade, granulometria, perfil estratigráfico, estruturas sedimentares, descrição de fácies, bioestratigrafia, cronoestratigrafia e descrição geral. Alguns poços de prefixo GL (9 testemunhos), contêm dados de perfis geofísicos e outros, ainda apresentam curvas granulométricas para 14 testemunhos (7 UFF e 7 ANP).

Considera-se relevante esclarecer que parte das descrições utilizadas neste estudo foi obtida junto à Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) e posteriormente transcrita para o sistema AnaSeTe pelos integrantes da equipe do projeto. Os dados de poços disponibilizados incluem fotografias dos testemunhos, informações de profundidade, granulometria, perfis estratigráficos, estruturas sedimentares, descrições de fácies, além de dados bioestratigráficos, cronoestratigráficos e caracterizações gerais dos litotipos.

Adicionalmente, alguns poços com prefixo GL (totalizando nove testemunhos) dispõem de registros de perfis geofísicos, enquanto outros apresentam curvas granulométricas completas, abrangendo 14 testemunhos, sendo sete provenientes da UFF e sete disponibilizados pela ANP. Esse conjunto integrado de informações constituiu a base necessária para a padronização das descrições e para o aprimoramento das interpretações sedimentológicas desenvolvidas ao longo desta pesquisa.

ANEXO II

Lâminas petrográficas (em separata)

Este Anexo reúne um arquivo em formato pdf contendo o conjunto completo das lâminas descritas tanto por mim quanto por outro integrante da equipe do projeto. O material inclui, para cada poço analisado, as informações de profundidade, biozona atribuída, associação de fácies identificadas e o registro fotográfico correspondente às lâminas.

ANEXO III

Seções geológicas-estratigráficas ao longo de toda a área de estudo (em separata)

As seções geológicas estratigráficas elaboradas ao longo do projeto encontram-se igualmente disponíveis em arquivo PDF. No total, foram confeccionadas 11 seções, formalmente denominadas: SCFC-13, SCGF-06, SCGF-07, SCGF-09, SCWS-12, SCWS-15, SCWN-02, SCWN-04, SCWN-05, SCWN-06 e a Seção DIP, esta última representando a Seção Geológica Estratigráfica ao longo do Sistema Watu–Golfinho. A elaboração dessas seções foi realizada tanto por mim quanto por outro integrante da equipe do projeto, garantindo consistência metodológica e integração entre diferentes áreas de atuação.

ANEXO IV

Mapas de Associações de fácies ou Elemento deposicional

Presente no item 5.5 deste documento e também disponibilizado em separata, a fim de permitir melhor visualização.