Universidade Federal do Rio Grande – FURG

Instituto de Oceanografia

Programa de Pós-Graduação em Oceanologia

Detectabilidade acústica da lama fluida em um ambiente dominado por ondas: papel da estrutura vertical e das condições hidrodinâmicas antecedentes

Carolina de Oliveira Lempek De-Zotti

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanologia, como parte dos requisitos para a obtenção do Título de Doutor.

Orientador (*in memoriam*): *Prof. Dr.* LAURO JULIO CALLIARI

Orientadora: *Profª. Drª.* SALETTE AMARAL DE FIGUEIREDO

Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Brasil.

Coorientadora: *Profª. Drª. DÉBORA MARTINS MACHADO*

Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Brasil.

Coorientadora: *Profª. Drª. ELAINE SIQUEIRA GOULART*

Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Brasil.

Coorientadora: *Profª. Drª. SUSANA BEATRIZ VINZON*

Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), Brasil.

Rio Grande, RS, Brasil

Julho 2026

Detectabilidade acústica da lama fluida em um ambiente dominado por ondas: papel da estrutura vertical e das condições hidrodinâmicas antecedentes

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanologia, como parte dos requisitos para a obtenção do Título de Doutor

por

Carolina de Oliveira Lempek De-Zotti

Rio Grande, RS, Brasil

Julho 2026

© A cópia parcial e a citação de trechos desta tese são permitidas sobre a condição de que qualquer pessoa que a consulte reconheça os direitos autorais do autor. Nenhuma informação derivada direta ou indiretamente desta obra deve ser publicada sem o consentimento prévio e por escrito do autor

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE - FURG
IO – INSTITUTO DE OCEANOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃ0 EM OCEANOLOGIA
E-mail: ccpofqg@furg.br – home-page: www.ppgo.furg.br

ATA ESPECIAL DE DEFESA DE TESE DE DOUTORADO – 02/2026

Às treze horas do dia oito de julho do ano dois mil e vinte e seis, de forma Virtual: https://conferenciaweb.rnp.br/webconf/elaine-siqueira-goulart-elaine, reuniu-se a Comissão Examinadora da Tese de **DOUTORADO** intitulada: **"DECTABILIDADE ACÚSTICA DA LAMA FLUIDA EM UM AMBIENTE DOMINADO POR ONDAS: PAPEL DA ESTRUTURA VERTICAL E DAS CONDIÇÕES HIDRODINÂMICAS ANTECEDENTES"**, da **Acad. Carolina de Oliveira Lempek De-Zotti.** A Comissão Examinadora foi composta pelos seguintes membros: Profa. Dra. Salette Amaral de Figueiredo – Orientadora – (PPGO-IO/FURG); Profa. Dra. Elaine Siqueira Goulart – Coorientadora – (IO/FURG); Profa. Dra. Débora Martins Machado – Coorientadora - (EE/FURG), Profa. Dra. Suzana Beatriz Vinzon – Coorientadora – (UFRJ); Profa. Dra. Valéria da Silva Quaresma– (UFES); Prof. Dr. Ulisses Rocha de Oliveira – (FURG); Profa. Dra. Josefa Varela Guerra – (UERJ) e Profa. Dra. Paula Dentzien Dias Francischini – (UFRGS). Dando inicio à reunião, a Profa. Dra. Grasiela Lopes Leães Pinho, Coordenadora do PPGO, agradeceu a presença de todos e fez a apresentação da Comissão Examinadora. Logo após esclareceu que a candidata teria um tempo de 45 a 60 min para explanação do tema, e cada membro da Comissão Examinadora, um tempo máximo de 30 min para perguntas. A seguir, passou à palavra a candidata que apresentou o tema e respondeu às perguntas formuladas. Após ampla explanação, a Comissão Examinadora reuniu-se em reservado para discussão do conceito a ser atribuído à candidata. Foi estabelecido que as sugestões de todos os membros da Comissão Examinadora, que seguem em pareceres em anexo, foram aceitas pelo Orientadora/Candidata para incorporação na versão final da Tese. Finalmente, a Comissão Examinadora considerou a candidata APROVADA, por unanimidade. Nada mais havendo a tratar, foi lavrada a presente ATA, por mim, Clabisnei Moura de Melo – Secretário PPGO, que após lida e aprovada, será assinada pela Comissão Examinadora, pela Candidata e pela Coordenadora do Programa de Pós-Graduação em Oceanologia.

Salette Figueiredo
Profa. Dra. Salette Amaral de Figueiredo

Profa. Dra. Elaine Siqueira Goulart

Débora Machado
Profa. Dra. Débora Martins Machado

Profa. Dra. Susana Beatriz Vinzon

U. R. de Oli
Prof. Dr. Ulisses Rocha de Oliveira

Profa. Dra. Valéria da Silva Quaresma

Profa. Dra. Josefa Varela Guerra

Profa. Dra. Paula Dentzien Dias Francischini

CDe-Zotti

Acad. Carolina de Oliveira Lempek De-Zotti

Profª. Drª Grasiela Lopes Leães Pinho
Coordenadora PPGO

Documento assinado digitalmente
gov.br
GRASIELA LOPES LEAES PINHO
Data: 06/07/2026 05:23:29-0300
Verifique em https://validar.iti.gov.br

D532d De-Zotti, Carolina de Oliveira Lempek
Detectabilidade acústica da lama fluida em um ambiente dominado por ondas: papel da estrutura vertical e das condições hidrodinâmicas antecedentes / Carolina de Oliveira Lempek De-Zotti. – 2026.
457f.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande – Programa de Pós-Graduação em Oceanologia, 2026.

Orientador : Dr. Lauro Julio Calliari
Orientadora: Dra. Salette Amaral De Figueiredo
Coorientadora: Dra. Débora Martins Machado
Coorientadora: Dra. Elaine Siqueira Goulart
Coorientadora: Dra. Susana Beatriz Vinzon

1. Lama fluida. 2. Morfodinâmica costeira. 3. Detecção acústica. 4. Estrutura vertical de densidade 5. Forçantes meteo-oceanográficas I. Lauro Julio Calliari. II. Salette Amaral De Figueiredo M. III. Elaine Siqueira Goulart. IV. Susana Beatriz Vinzon V. Título

CDU 551.46

Catalogação na fonte: Bibliotecária Doris Santana CRB10/1806

“Nada de grande se realizou no mundo sem paixão”

Hegel

Homenagem

Lauro Júlio Calliari

14/08/1951 – 14/02/2023

A história que quero contar começa em 2011, no meu TCC de Geoprocessamento. Na minha ingenuidade acadêmica, eu me espantava com a ideia de que uma única pessoa pudesse ter estudado tanto sobre um lugar, sob tantos aspectos. Uma das publicações que eu mais li havia sido escrita em 1993, quando eu ainda estava na barriga da minha mãe. Na graduação, eu o chamava de meu "muso inspirador", porque ele foi um dos motivos pelos quais entrei em Oceanologia. Ao mesmo tempo, tinha vergonha de falar com ele nas aulas; sentia que diria qualquer bobagem que surgisse na cabeça, de tão nervosa que ficava na presença dele.

Se eu soubesse que o nosso tempo era contado, teria falado todas as bobagens do universo em sua frente, porque com certeza ele iria rir muito.

Lá estava ele na banca do meu TCC da Oceanologia. Lembro de quase não olhar em sua direção, para não esquecer o que eu estava dizendo. Aquele senhorzinho de camisa de tubarõezinhos me deixava nervosa.

Passei no mestrado jurando que ele não iria querer me orientar. Ele topou na hora. E então eu tive que aprender a formar frases que fizessem sentido na frente dele. Não sei exatamente quando isso mudou, mas sei que mudou muito em um ano.

Ele tinha o talento de sempre ligar para falar de trabalho quando eu havia recém parado de trabalhar, ou de manhã cedo, quando eu ainda estava dormindo ou depois de uma noite de quinta dupla. Eu adorava encontrá-lo na

fila da padaria do Guanabara. Ele sempre me recebia com um sorriso, um abraço, e dizia, em tom de deboche carinhoso, que “Lauro Calliari compra o seu próprio pão”. Para mim, ele era uma celebridade, uma inspiração e um farol.

Foram inúmeras palavras de incentivo, inúmeras vezes em que eu chegava derrotada e saía confiante. A orientação se tornou conversa fora, desabafo, planos de vida e aconselhamento. Fico feliz de ter contado ainda em vida tudo o que eu sentia: o quanto o admirava e reconhecia a grandeza do legado que ele deixou ao mundo.

Eu sou a última orientada de uma longa lista de orientados. Sempre sonhei em ser uma, mas nunca imaginei que seria a última.

Essa tese é a minha forma de agradecer por todo conhecimento, por cada palavra de apoio, incentivo e discussão. Em meio ao luto, briguei, não aceitei, e precisei encontrar uma forma de continuar defendendo a nossa causa.

Eu sei que a lama já era um paradoxo: ao mesmo tempo em que nos fascinava, também trouxe seu peso, desgastando relações e causando frustrações. Tu estiveste presente quase todos os dias nesses três anos. Eu sei que não consegui responder às perguntas que tu desejavas, mas espero que tenhas orgulho do avanço que tivemos.

Sem ti, eu fiz o que pude.

Quando tu te despediste de mim — e eu não sabia que era uma despedida — disseste que estava tudo bem, porque eu tinha apoios muito bons. Tu estavas certo. Eu não teria terminado sem o grupo de professoras

que me apoiou em cada passo da jornada. Mas ficou tão, tão mais difícil sem ti.

Por muitas vezes, eu só queria aparecer na tua sala, perguntar e ser respondida. Eu fiz o caminho mais difícil: tive que aprender sozinha. Imagino que tu estiveste ao meu lado, me orientando e sussurrando dicas, mas isso também pode ser só parte do luto.

No final das contas, eu consegui.

Mas quero que tu saibas o quanto fizeste falta em todo esse processo. Quantas vezes eu quis te ligar para contar todos os resultados que estava obtendo, te perguntar se eu estava ficando louca, e te ver praticamente psicografar toda a discussão do trabalho, enquanto eu tentava absorver cada vírgula.

Obrigada por ter existido, por ter trazido tanta alegria e tanto conhecimento ao mundo. Esta é a minha forma de honrar a tua memória — e de te devolver, em trabalho, tudo aquilo que recebi de ti.

Espero que tu gostes do resultado.

Agradecimentos

À Elaine, meu agradecimento mais profundo, por ter segurado a minha mão desde o TCC e nunca a ter soltado. Obrigada por todas as oportunidades, pelos conselhos, por me acolher tantas vezes na tua sala, inclusive nos momentos mais difíceis. Obrigada por seres uma profissional humana, atenta, generosa e extremamente competente. Eu não teria conseguido sem a tua orientação.

À Débora, agradeço por sempre me incentivar, escutar, acalmar, explicar muitas vezes a mesma coisa com paciência e me receber de braços abertos. E também por, generosamente, ter me emprestado o cérebro do Waldir quando eu precisei.

À Susana, agradeço por me receber calorosamente, por sempre me lembrar que o caminho se faz um passo de cada vez, e por me ensinar que também podemos “bater nos dados” para que eles falem com a gente.

À Salette, obrigada por ter aceitado me acolher e por ter topado o desafio de sair completamente da tua zona de conforto para participar da minha orientação.

Aos Laboratórios de Morfodinâmica Costeira (LaMoC-IO), de Interação Fluido-Estrutura (LIFE-EE), de Engenharia Costeira (LEC-EE) e de Dinâmica de Sedimentos Coesivos (LDSC-COPPE-UFRJ), agradeço pelo acolhimento constante, pela parceria generosa e por sempre me receberem com carinho. Cada um desses espaços foi mais do que infraestrutura: foram ambientes de troca, aprendizado e colaboração, essenciais para que este trabalho pudesse acontecer.

Meu agradecimento também aos professores Waldir Pinto, José Antônio Fontoura e Marcos Gallo pelas valiosas contribuições, discussões e reflexões ao longo desta trajetória. Cada um, à sua maneira, participou de forma decisiva na construção deste trabalho.

Aos técnicos Veridiana e Marcelo, agradeço pelo apoio indispensável na realização dos experimentos, nas saídas de campo e nas análises, e também pelo cuidado cotidiano traduzido em cafés, chocolates e conversas que tornaram o caminho mais leve.

Agradeço aos meus amigos, e especialmente aos da 304, que me acolheram depois de todas as mudanças que aconteceram durante este doutorado. A convivência de vocês tornou os dias mais leves.

Aos meus pais, agradeço por terem me dado a vida, lutado por ela e me apoiado em toda esta jornada. Vocês me ensinaram dedicação, persistência e o valor do trabalho e do esforço.

No âmbito institucional, agradeço à Universidade Federal do Rio Grande (FURG), pela formação acadêmica, pela infraestrutura oferecida e pelo ambiente de pesquisa que possibilitou o desenvolvimento deste trabalho. À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), agradeço pela concessão da bolsa de doutorado, fundamental para a realização desta pesquisa.

Ao Programa de Pós-Graduação em Oceanologia, agradeço pelo percurso institucional ao longo destes anos de doutorado.

Agradeço também a todos os desafios e oportunidades que surgiram ao longo desta trajetória — foram eles que me transformaram. Agradeço, inclusive, a todos que discordaram da minha visão. Vocês me fortaleceram.

Com isso, aprendi a pensar criticamente, a me posicionar com mais firmeza e a me tornar uma pesquisadora melhor e mais humana.

Esta tese é fruto da influência de todas essas pessoas, da minha paixão pelo que faço e, também, da minha teimosia.

Por fim, agradeço a quem lê este trabalho e a quem encontrará utilidade no que está aqui. Cada palavra, cada figura, foi construída com muito carinho.

Índice

Capítulo I: Introdução 36

Capítulo II: Hipótese 39

Capítulo III: Objetivos 40

3.1. Objetivo Geral 40

3.2. Objetivos Específicos 40

Capítulo IV: Área de Estudo 42

4.1. Características morfológicas e sedimentares da praia arenosa 43

4.2. Forçantes meteo-oceanográficas e variabilidade hidrodinâmica 46

4.3. Distribuição e intermitência da lama fluida da Praia do Cassino 53

Capítulo V: Referencial Teórico 56

5.1. Lama Fluida: estrutura, processos e propriedades físicas 57

5.2. Hidrodinâmica e dinâmica da lama fluida: mecanismos, mobilidade e contextos de ocorrência 60

5.3. Dinâmica da lama fluida em praias dominadas por ondas: síntese local e lacunas sobre mobilidade 65

5.4. Detecção da lama fluida: fundamentos, limitações e integração metodológica69

Capítulo VI: Material e Métodos 73

6.1. Levantamentos de campo na antepraia do Cassino 74

6.1.1. Desenho amostral e campanhas 74

6.1.2. Perfilagem acústica de dupla frequência 77

6.1.3. Perfilagem vertical de densidade in situ 78

6.1.4. Amostragem sedimentológica 85

6.1.5. Processamento e avaliação da detecção da camada de lama fluida 86

6.1.6. Processamento dos perfis densimétricos 89

6.2. Experimentos em laboratório: Uso de coluna de sedimentação 92

6.2.1. Montagem dos experimentos 93

6.2.2. Aquisição dos dados 96

6.2.3. Análise dos dados 99

6.3. Contexto ambiental: dados meteo-oceanográficos 102

6.3.1. Definição de métricas do vento 104

6.3.2. Análise do clima de ondas 106

6.3.3. Classificação dos regimes meteo-oceanográficos 107
6.3.4. Índice de favorabilidade operacional 108
Capítulo VII: Artigo 1 110
7.1. Vertical density structure and spatiotemporal distribution of shoreface fluid mud deposits on a wave-dominated coast: detection and analysis 111
7.1.1. Introduction 113
7.1.2. Methodology 117
7.1.3. Results 119
7.1.4. Discussion 135
7.1.5. Conclusion 149
Capítulo VIII: Artigo 2 150
8.1. Internal density reorganization influences lutocline formation and acoustic response during post-disturbance settling in sand–mud suspensions 150
8.1.1. Introduction 152
8.1.2. Methodology 154
8.1.3. Results 167
8.1.4. Discussion 187
8.1.5. Conclusion 195
Capítulo IX: Artigo 3 197
9.1. Vertical Stratification of Fluid Mud and Antecedent Wind–Wave Forcing: The Role of Temporal Sequencing on a Wave-Dominated Inner Shelf 197
9.1.1. Introduction 199
9.1.2. Methodology 205
9.1.3. Results 215
9.1.4. Discussion 231
9.1.5. Conclusion 242
Capítulo X: Síntese dos Resultados e Discussão 244
10.1. Quando a acústica falha: estratificação transitória, heterogeneidade vertical e detectabilidade da lama fluida 245
10.2. Padrões de variabilidade e estados estruturais da lama 248
10.2.1. Variabilidade temporal da espessura e densidade da lama fluida 248
10.2.2. Padrões da estrutura vertical e variabilidade espacial dos depósitos lamosos 251
10.2.3. Relações entre estrutura vertical e a variabilidade espacial do depósito lamoso 256

10.3. Condições meteo-oceanográficas antecedentes: variabilidade, regimes e contexto climatológico 260
10.3.1. Persistência e transições da direção do vento no contexto climatológico 260
10.3.2. Regimes de onda e variabilidade direcional no período amostrado 267
10.4. Variabilidade das condições antecedentes e sua expressão na estrutura vertical da coluna de lama 276
10.5. Da antepraia à praia: a trajetória da lama fluida 286
Capítulo XI: Conclusões e Perspectivas Futuras 299
Capítulo XII: APÊNDICE A 303
Caracterização dos depósitos de lama e das condições meteo-oceanográficas antecedentes 303
Campanha: Abril de 2018 304
Campanha: Maio de 2018 312
Campanha: Março de 2019 318
Campanha: Abril de 2019 329
Campanha: Junho de 2019 341
Campanha: Julho de 2019 349
Campanha: Agosto de 2019 359
Campanha: Setembro de 2019 368
Campanha: Novembro de 2019 377
Campanha: Dezembro de 2019 391
Campanha: Janeiro de 2020 406
Campanha: Fevereiro de 2020 421
Capítulo XIII: APÊNDICE B 438
Síntese sedimentológica regional com base em dados pretéritos e atuais da região de estudo 438
Capítulo XIV: Referências Bibliográficas 440

Lista de Figuras

Figura IV-1. Mapa da área de estudo na antepraia do Cassino (RS), com a batimetria local (linhas cinza). O *inset* mostra a localização da área no sul do Brasil. Fonte: própria. 43

Figura IV-2. Esquema de perfil transversal representando os sistemas deposicionais laguna-barreira da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Adaptado de Tomazelli & Villwock [2005]. 44

Figura V-1. Representação esquemática da estrutura vertical de um depósito de lama fluida, mostrando a transição entre suspensão diluída, lutoclina, lama fluida móvel, lama fluida estacionária e fundo consolidado, em função dos gradientes de densidade e profundidade. Fonte: adaptado de Mehta *et al*. 2014..... 58

Figura V-2. Terminologia da praia e antepraia tomando como exemplo uma praia de estágio intermediário com nítido desenvolvimento de banco e cava submarina. Fonte: Calliari *et al.* 2003. 65

Figura VI-1. Distribuição espacial das campanhas de campo na antepraia do Cassino, mostrando os pontos de amostragem com densímetro (roxo), as linhas de ecossondagem (tracejado lilás), as amostras de sedimento de 2018 e 2018/05 (laranja e amarelo), a localização da boia RS-04 (azul) e a batimetria (m). O painel superior indica a localização regional da área de estudo. Fonte: própria. 75

Figura VI-2. Esquema da metodologia de campo, mostrando a aquisição simultânea de dados acústicos por ecobatímetro de dupla frequência, perfis verticais de densidade com densímetro e coleta de sedimento de fundo, permitindo identificar a espessura da camada de lama e sua interface com o fundo consolidado. Fonte: própria. 76

Figura VI-3. a) Apresentação do equipamento de medição direta do perfil de densidade do pacote de LF; b) Ênfase no grafo vibratório; c) Exemplo de perfil vertical de densidade coletado. Fonte: acervo pessoal. 79

Figura VI-4. Domínio de calibração frequência × amplitude × densidade obtido para as amostras locais. Fonte: própria..... 82

Figura VI-5. Esquema metodológico das duas colunas de sedimentação e ordem de coleta de dados. Fonte: própria..... 94

Figure VII-1. Map of the study area showing the locations of vertical density profiles (purple circles) and sediment sampling stations (orange circles for April 2018 and yellow circles for May 2018). 116

Figure VII-2. Grain size distribution of April and May 2018 samples, classified by presence (top row) or absence (bottom row) of the FM layer. (a, d) Schematic diagrams (adapted from Mehta et al., 2014); (b, e) Shepard diagram classifications; (c, f) representative vertical density profiles. 120

Figure VII-3. Scatter plots and linear correlations between densitometer and echo sounder detections. Left: Lowrance; Right: TGE. (a, d) High-frequency (200 kHz) vs. first lutocline; (b, e) low-frequency (50/33 kHz) vs. second lutocline; (c, f) FM thickness comparison. 122

Figure VII-4. Echo-density correlation between acoustic reflector depths (dual-frequency echo sounders: Lowrance and TGE) and in situ lutocline positions. (a, c) HF (200 kHz) detection of the first lutocline; (b, d) LF detection

of the second lutocline (50 kHz for Lowrance; 33 kHz for TGE). The 1:1 line indicates perfect agreement. 123
Figure VII-5. Typical acoustic responses exhibit the presence (a) and absence (c) of fluid mud. (b, d) Depth differences between echo sounders and the densitometer versus the density gradient, with the marker size representing the mud deposit area (smaller markers = smaller areas). 127
Figure VII-6. (a, c, e) Atypical acoustic responses with HF and/or LF mismatches relative to lutocline position; (g) LF error in a non-gradational profile; (b, d, f, h) depth differences vs. density gradient intensity. The marker size reflects the FM deposit area. 128
Figure VII-7. LF detection discrepancies (LF-DIV) include LF reflections deeper than the profile base without (a) or with (c) FM, and shallower than the second lutocline in gradual profiles (e). (b, d, f) Depth differences between echo sounders and densimeter versus the density gradient. The marker size represents the deposit area. 130
Figure VII-8. Seasonal FM thickness distribution (a–d) and echo-density correlation (e–h) for summer, autumn, winter, and spring. The marker size reflects the deposit area; colors indicate the response type. The 1:1 line represents perfect agreement between the acoustic and densimetric thicknesses. 132
Figure VIII-1. Schematic representation of the settling columns used in Experiments I and II and the acquisition sequence applied at each post-agitation stage. The diagram shows the order of measurements (dual-frequency echosounder, analytical taps, densimeter, CTD) and the conceptual classification of the suspension column into water, dilute suspension, FM, and consolidated mud. Lutocline and secondary density-gradient positions are indicated schematically. 158
Figure VIII-2. Vertical density profiles grouped by agitation–settling cycles. Panels (a–e) show Experiment I, and panels (f–j) show Experiment II. Profile labels indicate the cycle identifier (C1–C6) followed by the elapsed time after agitation (hours). Different line colors distinguish individual profiles within each cycle. 169
Figure VIII-3. Normalized fractions of water (blue), dilute suspension (beige), FM (brown), and consolidated mud (green) across post-agitation time classes in Experiment I (top) and Experiment II (bottom). Bars represent mean values, and error bars indicate ±1 standard deviation. Sample sizes (n) are shown below each time class. 171
Figure VIII-4. Iso-density vertical velocities during agitation–settling cycles for Experiment I (left) and Experiment II (right). Blue = downward movement; red = upward displacement; white = near-zero motion. Colored bars and dashed lines indicate cycle boundaries. 173
Figure VIII-5. Stability classes derived from N^2 for Experiments I (left) and II (right). Red = unstable; white = neutral; blue = stable; black = mud ($\rho > 1150$ $kg \cdot m^{-3}$). Upper panels show the temporal evolution of neutral (yellow) and mud (gray) fractions. In the lower panels, black shading marks consolidated mud, and gray shading indicates densities above the analysis threshold. Colored bars and dashed lines mark cycle boundaries. 174
Figure VIII-6. Differences in interface depth (ΔA–PD) between acoustic (A) and densimetric (D) lutocline detections as a function of density-gradient classes. Panels (a–b) correspond to Experiment I and (c–d) to Experiment II.

Left panels show results for the TGE echosounder and right panels for the Lowrance system. The gradient classes are expressed in kg·m⁻³ m⁻¹, and sample sizes (n) are indicated below each bin. 176

Figure VIII-7. Representative density profiles illustrating the relationship between vertical density structure and acoustic reflector alignment. Black curves show density profiles and gray curves show density gradients. Horizontal colored lines indicate acoustic reflectors: TGE 200 kHz (blue, solid), TGE 33 kHz (red), Lowrance/EA400 200 kHz (blue, dashed), and Lowrance/EA400 50 kHz (green). The positions derived from densimetric profiles are shown as dashed lines: lutocline (yellow) and second density gradient (orange). Profiles correspond to three stages of the agitation–settling cycle: initial agitation (C4-0h/C2-0h), intermediate settling (C4-11h/C1-24h), and late settling (C6-73h/C3-71h). 178

Figure VIII-8. Density-class profiles across agitation–settling cycles for Experiments I (a) and II (b). Density classes are water (<1025 kg·m⁻³, blue), dilute suspension (1025–1080 kg·m⁻³, beige), FM (1080–1200 kg·m⁻³, brown), and consolidated mud (>1200 kg·m⁻³, green). Lutoclines derived from density gradients are shown as dashed lines: first (yellow) and second (orange). Acoustic reflectors appear as symbols: TGE 200 kHz (white), Lowrance/EA400 200 kHz (light grey), TGE 33 kHz (lead grey), and Lowrance/EA400 50 kHz (black). Depth is normalized to 0–1. Profiles are arranged chronologically from 0 h onward; colored bars and their corresponding dashed lines mark the boundaries of each agitation–settling cycle. 182

Figure VIII-9. Relationship between density-interface structure and acoustic detectability during post-agitation settling. (A) Detection performance in phase space defined by variability (SD) and mean offset (|Δz|), illustrating regimes of accurate, biased, inconsistent, and poor detection. (B) Detection uncertainty as a function of structural coherence of the density interface (Cz). Higher coherence is generally associated with lower variability and improved detectability, particularly in Experiment II. Colors indicate post-agitation stages, and symbols represent acoustic frequency and instrument. 186

Figure IX-1. Study area map showing the shoreface region off Cassino Beach (southern Brazil). Purple circles indicate densimeter sampling locations, blue lines represent echosounder survey tracks, the yellow point marks the RS-04 buoy, and gray contours denote bathymetry (m). The inset locates the study area along the southern Brazilian coast. 203

Figure IX-2.Conceptual and observed vertical structure of fluid mud columns under progressive (Panels a–b) and non-progressive density profiles (Panels c–d). 216

Figure IX-3. Panel (e) presents the relative contributions of dilute suspension (DS), fluid mud (FM), and consolidated mud (CM) for each campaign. Panels (f–g) compare CM fraction and total mud thickness at sampling between progressive and non-progressive density profiles; the dashed line indicates 0.85 m. 217

Figure IX-4. Daily wind direction over the 15-day antecedent period (W = 15) for each campaign. Rows correspond to individual campaigns. Colors indicate directional classes, and arrows indicate the first directional transition away from NE, classified by exit sector: transitions toward southern sectors (E–SE–S–SW) and toward northern/western sectors (N–NW–W). Time is given as days relative to sampling. 218

Figure IX-5. Panels (a-b) show the percentage of transitions from NE to each directional sector (E, SE, S, SW, N, W, NW), separated by NE duration (1 day and ≥2 days), for NPD and PD conditions. Panels (d–e) show the distribution of wind-speed classes at the transition day, grouped by exit sector (E, SE/S/SW and N/NW/W). 219
Figure IX-6. Relationship between NE wind persistence (maximum consecutive days) and the number of wind-direction transitions within the 15-day antecedent window. Each point represents one campaign (triangles: NPD; circles: PD). Vertical dashed lines at 2 and 4 days delimit conceptual regimes of low persistence–high variability, intermediate conditions, and high persistence–reduced variability. 221
Figure IX-7. Daily atmospheric–wave states in PCA space (PC1–PC2). Colors indicate GMM regimes (K = 6); ellipses show regime covariance, and markers indicate centroids. The right panels show principal component loadings. 222
Figure IX-8. Atmospheric–wave regime sequence over the 15-day window preceding each campaign (t−15 to t−1). Rows represent campaigns and columns represent days. Rectangles indicate Persistent NE regime events; stars mark their last day. 224
Figure IX-9. (a) Regime following the end of the Persistent NE regime. (b) Time interval between the last Persistent NE regime event and sampling. Bars show transition frequency; boxplots show interval distributions for NPD and PD campaigns. 225
Figure IX-10. Relationship between NE wind persistence and Persistent NE regime wave conditions across campaigns. (a) Fraction of days under NE winds versus fraction of days under Persistent NE regime conditions. (b) Maximum duration of NE wind events versus maximum duration of NE wind events versus maximum duration of energetic wave events. Triangles indicate NPD cases and circles indicate PD cases. 225
Figure IX-11. Representative cases linking wind forcing, daily mean currents, and vertical density structure. Each row corresponds to a sampling event: (a) PD (10 July 2019), (b) NPD (17 April 2019). Wind vectors (3-hourly) are shown for the four days preceding sampling (D−4 to D−1). Colored profiles represent the daily mean alongshore and cross-shore currents. Density profiles (gray) are shown with acoustic reflector depths from echo sounder frequencies (200, 33, and 50 kHz). 227
Figure IX-12. Seasonal atmospheric drivers and operational implications. Panel (a) summarizes the historical monthly structure of NE persistence and the relative frequency of major directional sectors. Panel (b) shows the seasonal occurrence of the main atmospheric–wave regimes. Panel (c) provides an operational synthesis, combining the occurrence of thick mud layers (>0.85 m), the relative favorability for PD surveys, and the months associated with NPD observations. Triangles indicate months in which NPD surveys were conducted. 229
Figure IX-13. Conceptual model of antecedent wind-driven mud-column adjustment leading to a non-progressive density profile (NPD). The sequence begins with persistent NE forcing, followed by a directional transition toward southern sectors associated with synoptic adjustment and increased vertical shear. This transition promotes internal stratification, multiple density interfaces, and partial reworking of the upper mud layer. Sampling during this transient

adjustment phase captures a thickened fluid-mud layer with segmented vertical structure and multiple acoustic reflectors. 236
Figura X-1. (a) Distribuição relativa (%) da espessura das frações suspensão diluída, lama fluida e lama consolidada por campanha. (b) Boxplots da espessura (m) das frações lama fluida e lama consolidada por campanha, mostrando mediana, quartis e amplitude dos dados. 250
Figura X-2. Projeções das amostras nos planos PC1×PC2, PC1×PC3 e PC2×PC3 da PCA estrutural, com elipses representando a dispersão dos grupos DCE, DCB, DFB e DMM. Os eixos correspondem às componentes principais, com a variância explicada indicada. Os painéis à direita mostram os loadings das variáveis de densidade e espessura das frações suspensão diluída (SD), lama fluida (LF) e lama consolidada (LC), além da espessura total do depósito. Marcadores distintos indicam campanhas destacadas. 252
Figura X-3. Projeções das amostras nos planos das componentes principais obtidas a partir das variáveis geométricas do depósito: profundidade, largura e comprimento. As cores representam os grupos geométricos definidos por análise de cluster: Depósito Muito Extenso e Raso (DMER), Depósito Extenso (DE), Depósito Localizado Profundo (DLP) e Depósito Compacto Raso (DCP). As elipses indicam a dispersão de cada grupo. Os painéis à direita mostram os *loadings* das variáveis em cada componente principal. Marcadores distintos indicam campanhas específicas destacadas. 255
Figura X-4. A. Matriz de co-ocorrência entre tipos estruturais e tipos geométricos. Os valores indicam frequências relativas normalizadas por tipo estrutural, com o número de ocorrências em cada combinação indicado entre parênteses. B. Projeção das amostras no espaço da PCA estrutural, com as cores representando os tipos estruturais e os marcadores indicando os tipos geométricos. Os tipos estruturais correspondem a Depósito Consolidado e Espesso (DCE), Depósito Consolidado de Baixa Espessura (DCB), Depósito Fluido de Baixa Espessura (DFB) e Depósito Médio Misto (DMM). Os tipos geométricos correspondem a Depósito Muito Extenso e Raso (DMER), Depósito Extenso (DE), Depósito Localizado Profundo (DLP) e Depósito Localizado Raso (DLR). 258
Figura X-5. Síntese das anomalias mensais de probabilidade de transição direcional e intensidade média do vento em relação à climatologia. Cada ponto representa um mês, posicionado pela média absoluta das diferenças entre os valores observados e a climatologia mensal. As linhas tracejadas indicam a mediana dessas anomalias e foram utilizadas como critério de separação relativa entre meses com maior e menor desvio em relação ao comportamento climatológico. 263
Figura X-6. Regimes de onda na boia RS-04, com distribuição direcional, variabilidade de Hs e Tp, e sazonalidade de ocorrência. 268
Figura X-7. Regimes de onda na boia RS-05, com distribuição direcional, variabilidade de Hs e Tp, e sazonalidade de ocorrência. 270
Figura X-8. Composição mensal dos regimes de onda nos meses analisados em saída de campo. 272
Figura X-9. Perfis densimétricos e registros batimétricos/acústicos referentes à campanha de abril de 2019. À esquerda, perfil vertical de densidade no ponto amostrado; à direita, transecto batimétrico obtido pelas frequências de 200 e 33 kHz, com indicação da posição onde foi coletado o perfil densimétrico. 277

Figura X-10. Perfis densimétricos e registros batimétricos/acústicos referentes à campanha de novembro de 2019. Para cada ponto, são apresentados o perfil vertical de densidade e o transecto batimétrico correspondente, obtido pelas frequências de 200 e 33 kHz, com indicação da posição de coleta do perfil densimétrico. 278

Figura X-11. Direção e intensidade do vento e perfis verticais de corrente na semana anterior à campanha de novembro de 2019. O painel superior apresenta a variação temporal da direção e intensidade do vento; os painéis inferiores mostram os perfis de corrente longitudinal e transversal para os dias antecedentes à coleta. 283

Figura X-12. Distribuição espacial dos depósitos de lama identificados na área de estudo, classificados por faixas de espessura. As isolinhas indicam a batimetria local, e a boia RS-04 é indicada como referência meteo-oceanográfica. 288

Figura X-13. Modelo conceitual das etapas iniciais de acumulação e reorganização da lama fluida na antepraia. Os painéis representam a distribuição longitudinal e transversal da lama entre os setores do Parque Eólico (PE), Querência (Q), Estátua de Iemanjá (EI) e Molhes (M), considerando a direção da corrente longitudinal, a estrutura da corrente transversal e os processos associados ao transporte em suspensão, fluxo de densidade, decantação, mistura vertical e horizontal, entranhamento de água e atenuação da energia de onda. O modelo descreve a deposição inicial de sedimento fino sob vento de NE, a remobilização associada à mudança para ventos do quadrante sul e a reorganização posterior do depósito em menores profundidades..... 290

Figura X-14. Continuação do modelo conceitual, representando as etapas posteriores de remobilização, deslocamento e redistribuição da lama fluida em direção à face de praia e ao pós-praia. Os painéis mostram a posição relativa da lama entre os setores do Parque Eólico (PE), Querência (Q), Estátua de Iemanjá (EI) e Molhes (M), em vista em planta e seção transversal à costa, juntamente com a direção da corrente longitudinal, a estrutura da corrente transversal e os processos de mistura, entranhamento de água, transporte por fluxo de densidade, decantação, atenuação da energia de onda, formação de lama rolada e recobrimento por areia. O modelo descreve a chegada da lama à zona emersa, seu retrabalhamento e o retorno gradual à condição arenosa. 295

Figura XII-1. Distribuição espacial da espessura de lama fluida na área de estudo durante a campanha de abril de 2018. Os pontos coloridos indicam a espessura estimada de lama fluida, os pontos roxos representam os perfis densimétricos, e as isolinhas indicam a batimetria local. As boias RS-05, RS-04 e os principais pontos de referência costeiros são indicados no mapa. 304

Figura XII-2. Perfis verticais de densidade e distribuição relativa das classes internas do depósito nos pontos 15 e 22 da campanha de abril de 2018. As barras indicam a contribuição relativa da suspensão diluída, lama fluida e lama consolidada em cada perfil, com a respectiva espessura total do depósito. 307

Figura XII-3. Vento médio a 10 m nos 15 dias anteriores à campanha de abril de 2018. As cores indicam os dias relativos à coleta, de D-15 a D-1. Dados da boia RS-05. 308

Figura XII-4. Altura significativa, período de pico médio e classificação dos regimes de onda a cada 3 h nos 15 dias anteriores à campanha de abril de 2018. O painel inferior mostra a distribuição temporal dos clusters de onda. Dados da boia RS-05. 309
Figura XII-5. Série temporal de salinidade com valor médio a cada 3 h entre D-15 e D-1 da campanha de abril de 2018. Dados da boia RS-05. 311
Figura XII-6. Distribuição espacial da espessura de LF na área de estudo durante a campanha de maio de 2018. Os pontos coloridos indicam a espessura estimada de lama fluida, os pontos roxos representam os perfis densimétricos, e as isolinhas indicam a batimetria local. As boias RS-05, RS-04 e os principais pontos de referência costeiros são indicados no mapa. 313
Figura XII-7. Perfis verticais de densidade dos pontos 2, 4 e 8 na campanha de maio de 2018, mostrando a variabilidade entre réplicas e a heterogeneidade vertical dos depósitos. 314
Figura XII-8. Vento médio a 10 m nos 15 dias anteriores à campanha de maio de 2018. As cores indicam os dias relativos à coleta, de D-15 a D-1. Dados da boia RS-05. 315
Figura XII-9. Série temporal de salinidade com valor médio a cada 3 h entre D-15 e D-1 da campanha de maio de 2018. Dados da boia RS-05. 316
Figura XII-10. Altura significativa de onda, período de pico médio e classificação dos regimes de onda a cada 3 h nos 15 dias anteriores à campanha de maio de 2018. O painel inferior mostra a distribuição temporal dos clusters de onda. Dados da boia RS-05. 316
Figura XII-11. Mapa de espessura de LF para 30 de março de 2019. Estão identificados os perfis verticais de densidade e a localização da boia meteo-oceanográfica. 319
Figura XII-12. Perfis verticais de densidade e composição relativa da espessura da coluna sedimentar para março de 2019. Os painéis superiores mostram os perfis densimétricos em função da profundidade, enquanto os inferiores apresentam a proporção relativa das classes suspensão diluída ($1030 \leq d < 1080$ kg m^{-3}), LF ($1080 \leq d < 1200$ kg m^{-3}) e lama consolidada ($1200 \leq d \leq 1300$ kg m^{-3}), com indicação da espessura total da camada de lama fluida. 321
Figura XII-13. Evolução semanal do vento (componente ao longo do eixo NE–SO), dos perfis verticais de corrente (componentes longitudinal e transversal) e dos regimes meteo-oceanográficos ao longo de março de 2019. As cores indicam os dias relativos à coleta, de D-15 a D-1. Dados da boia RS-04. 324
Figura XII-14. Altura significativa, período de pico médio e classificação dos regimes de onda a cada 3 h nos 15 dias anteriores à campanha de março de 2019. O painel inferior mostra a distribuição temporal dos clusters de onda. Dados da boia RS-04. 325
Figura XII-15. Registro fotográfico do dia 17 de março de 2019 mostrando a transição entre a areia e a fina camada de lama. 326
Figura XII-16. Registro fotográfico do dia 17 de março de 2019 mostrando zona de surf da antepraia do Cassino com material em suspensão. 326
Figura XII-17. Série temporal de salinidade com valor médio a cada 3 h entre D-15 e D-1 da campanha de março de 2019. Dados da boia RS-04. ... 326

Figura XII-18. Mapa de espessura de LF para 17 e 18 de abril de 2019. Estão identificados os perfis verticais de densidade e a localização da boia meteo-oceanográfica (SiMCosta). 330
Figura XII-19. Perfis verticais de densidade (kg m^{-3}) em função da profundidade para três pontos amostrais em abril de 2019, acompanhados da distribuição relativa da espessura das classes de densidade: suspensão diluída (1030–1080 kg m^{-3}), LF (1080–1200 kg m^{-3}) e lama consolidada (1200–1300 kg m^{-3}). A espessura total do depósito é indicada em cada painel inferior. ... 332
Figura XII-20. Variação espacial da espessura de LF entre os levantamentos de março e abril de 2019, obtida pela diferença entre rasters consecutivos..... 334
Figura XII-21. Evolução semanal do vento (componente ao longo do eixo NE–SO), dos perfis verticais de corrente (componentes longitudinal e transversal) ao longo de abril de 2019. 336
Figura XII-22. Altura significativa de onda, período de pico médio e classificação dos regimes de onda a cada 3 h nos 15 dias anteriores à campanha de abril de 2019. O painel inferior mostra a distribuição temporal dos clusters de onda. Dados da boia RS-04. 337
Figura XII-23. Série temporal de salinidade com valor médio a cada 3 h entre D-15 e D-1 da campanha de abril de 2019. Dados da boia RS-04. 337
Figura XII-24. Mapa de espessura de LF para junho de 2019. Estão identificados os perfis verticais de densidade e a localização da bóia meteo-oceanográfica (SiMCosta). 341
Figura XII-25. Perfis verticais de densidade (kg m^{-3}) em função da profundidade para três pontos amostrais em junho de 2019, acompanhados da distribuição relativa da espessura das classes de densidade: suspensão diluída (1030–1080 kg m^{-3}), LF (1080–1200 kg m^{-3}) e lama consolidada (1200–1300 kg m^{-3}). A espessura total do depósito é indicada em cada painel inferior. ... 343
Figura XII-26. Evolução semanal do vento (componente ao longo do eixo NE–SO), dos perfis verticais de corrente (componentes longitudinal e transversal) e dos regimes meteo-oceanográficos ao longo de junho de 2019. 346
Figura XII-27. Altura de onda, período de pico médio e classificação dos regimes de onda a cada 3 h nos 15 dias anteriores à campanha de junho de 2019. O painel inferior mostra a distribuição temporal dos clusters de onda. Dados da boia RS-04. 347
Figura XII-28. Série temporal de salinidade com valor médio a cada 3 h entre D-15 e D-1 da campanha de junho de 2019. Dados da boia RS-04. 347
Figura XII-29. Mapa de espessura de LF para julho de 2019. Estão identificados os perfis verticais de densidade e a localização da bóia meteo-oceanográfica (SiMCosta). 350
Figura XII-30. Perfis verticais de densidade selecionados para julho de 2019, representando o ponto 3 e os perfis 6#2, 8#2 e 8#3. 352
Figura XII-31. Variação espacial da espessura de LF entre os levantamentos de junho e julho de 2019, obtida pela diferença entre rasters consecutivos..... 353
Figura XII-32. Série temporal de salinidade com valor médio a cada 3 h entre D-15 e D-1 da campanha de julho de 2019. Dados da boia RS-04. 355
Figura XII-33. Evolução semanal do vento (componente ao longo do eixo NE–SO), dos perfis verticais de corrente (componentes longitudinal e

transversal) e dos regimes meteo-oceanográficos ao longo de julho de 2019. 356
Figura XII-34. Altura significativa, período de pico médio e classificação dos regimes de onda a cada 3 h nos 15 dias anteriores à campanha de julho de 2019. O painel inferior mostra a distribuição temporal dos clusters de onda. Dados da boia RS-04. 357
Figura XII-35. Mapa de espessura de LF para agosto de 2019. Estão identificados os perfis verticais de densidade e a localização da boia meteo-oceanográfica (SiMCosta). 360
Figura XII-36. Perfis verticais de densidade selecionados para agosto de 2019, representando o ponto 2. 361
Figura XII-37. Variação espacial da espessura de LF entre os levantamentos de julho e agosto de 2019, obtida pela diferença entre rasters consecutivos..... 362
Figura XII-38. Evolução semanal do vento (componente ao longo do eixo NE–SO), dos perfis verticais de corrente (componentes longitudinal e transversal) e dos regimes meteo-oceanográficos ao longo de agosto de 2019. 364
Figura XII-39. Altura significativa, período de pico médio e classificação dos regimes de onda a cada 3 h nos 15 dias anteriores à campanha de agosto de 2019. O painel inferior mostra a distribuição temporal dos clusters de onda. Dados da boia RS-04. 366
Figura XII-40. Série temporal de salinidade com valor médio a cada 3 h entre D-15 e D-1 da campanha de agosto de 2019. Dados da boia RS-04. .. 366
Figura XII-41. Mapa de espessura de LF para setembro de 2019. Estão identificados os perfis verticais de densidade e a localização da boia meteo-oceanográfica (SiMCosta). 369
Figura XII-42. Perfis verticais de densidade selecionados para setembro de 2019, representando o ponto 1. 371
Figura XII-43. Variação espacial da espessura de LF entre os levantamentos de agosto e setembro de 2019, obtida pela diferença entre rasters consecutivos..... 372
Figura XII-44. Evolução semanal do vento (componente ao longo do eixo NE–SO), dos perfis verticais de corrente (componentes longitudinal e transversal) e dos regimes meteo-oceanográficos ao longo de setembro de 2019. 374
Figura XII-45. Altura significativa, período de pico médio e classificação dos regimes de onda a cada 3 h nos 15 dias anteriores à campanha de setembro de 2019. O painel inferior mostra a distribuição temporal dos clusters de onda. Dados da boia RS-04. 375
Figura XII-46. Série temporal de salinidade com valor médio a cada 3 h entre D-15 e D-1 da campanha de setembro de 2019. Dados da boia RS-04. 377
Figura XII-47. Mapa de espessura de LF para novembro de 2019. Estão identificados os perfis verticais de densidade e a localização da boia meteo-oceanográfica (SiMCosta). 378
Figura XII-48. Perfis verticais de densidade selecionados para novembro de 2019, representando os pontos 1, 3, 4, 6 e 7. 381
Figura XII-49. Evolução semanal do vento (componente ao longo do eixo NE–SO), dos perfis verticais de corrente (componentes longitudinal e

transversal) e dos regimes meteo-oceanográficos ao longo de novembro de 2019. 384
Figura XII-50. Série temporal de salinidade com valor médio a cada 3 h entre D-15 e D-1 da campanha de novembro de 2019. Dados da boia RS-04. 385
Figura XII-51. Altura de onda, período de pico médio e classificação dos regimes de onda a cada 3 h nos 15 dias anteriores à campanha de novembro de 2019. O painel inferior mostra a distribuição temporal dos clusters de onda. Dados da boia RS-04. 386
Figura XII-52. Mapa de espessura de LF para dezembro de 2019. Estão identificados os perfis verticais de densidade e a localização da boia meteo-oceanográfica (SiMCosta). 392
Figura XII-53. Perfis verticais de densidade selecionados para dezembro de 2019, representando os pontos 1, 2 e 3. 394
Figura XII-54. Variação espacial da espessura de LF entre os levantamentos de novembro e dezembro de 2019, obtida pela diferença entre rasters consecutivos. 397
Figura XII-55. Evolução semanal do vento (componente ao longo do eixo NE–SO), dos perfis verticais de corrente (componentes longitudinal e transversal) e dos regimes meteo-oceanográficos ao longo de dezembro de 2019. 399
Figura XII-56. Altura de onda, período de pico médio e classificação dos regimes de onda a cada 3 h nos 15 dias anteriores à campanha de dezembro de 2019. O painel inferior mostra a distribuição temporal dos clusters de onda. Dados da boia RS-04. 400
Figura XII-57. Série temporal de salinidade com valor médio a cada 3 h entre D-15 e D-1 da campanha de dezembro de 2019. Dados da boia RS-04. 401
Figura XII-58. Mapa de espessura de LF para janeiro de 2020. Estão identificados os perfis verticais de densidade e a localização da boia meteo-oceanográfica (SiMCosta). 406
Figura XII-59. Perfis verticais de densidade selecionados para janeiro de 2020, representando os pontos 1, 2, 3 e 4. 409
Figura XII-60. Variação espacial da espessura de LF entre os levantamentos de dezembro de 2019 e janeiro de 2020, obtida pela diferença entre rasters consecutivos. 412
Figura XII-61. Série temporal de salinidade com valor médio a cada 3 h entre D-15 e D-1 da campanha de janeiro de 2020. Dados da boia RS-04. .. 413
Figura XII-62. Evolução semanal do vento (componente ao longo do eixo NE–SO), dos perfis verticais de corrente (componentes longitudinal e transversal) e dos regimes meteo-oceanográficos ao longo de janeiro de 2020. 414
Figura XII-63. Altura de onda, período de pico médio e classificação dos regimes de onda a cada 3 h nos 15 dias anteriores à campanha de janeiro de 2020. O painel inferior mostra a distribuição temporal dos clusters de onda. Dados da boia RS-04. 415
Figura XII-64. Os quadros A, B e C mostram diferentes estados de consolidação da lama transportada em direção à face da praia. O quadro D evidência da mortalidade de organismos misturados à camada de lama recobriu a face de praia no dia 18 de janeiro de 2020. Fonte: própria. 417

Figura XII-65. Mapa de espessura de LF para fevereiro de 2020. Estão identificados os perfis verticais de densidade e a localização da boia meteo-oceanográfica (SiMCosta). 422
Figura XII-66. Perfis verticais de densidade e frações internas dos perfis P2#1 e P2#3, coletados em fevereiro de 2020. As barras indicam a contribuição relativa de suspensão diluída, LF e lama consolidada na espessura total do depósito. 424
Figura XII-67. Perfis verticais de densidade e frações internas dos perfis P3#1, P3#2 e P3#3, coletados em fevereiro de 2020. As barras representam a distribuição relativa das classes densimétricas ao longo do depósito. 425
Figura XII-68. Perfis verticais de densidade e frações internas dos perfis P5#1, P5#2 e P5#3, coletados em fevereiro de 2020. As barras indicam a predominância relativa de LF e lama consolidada na estrutura vertical do depósito. 426
Figura XII-69. Variação espacial da espessura de LF entre os levantamentos de janeiro e fevereiro de 2020, obtida pela diferença entre rasters consecutivos. 427
Figura XII-70. Evolução semanal do vento (componente ao longo do eixo NE–SO), dos perfis verticais de corrente (componentes longitudinal e transversal) e dos regimes meteo-oceanográficos ao longo de fevereiro de 2020. 429
Figura XII-71. Altura de onda, período de pico médio e classificação dos regimes de onda a cada 3 h nos 15 dias anteriores à campanha de fevereiro de 2020. O painel inferior mostra a distribuição temporal dos clusters de onda. Dados da boia RS-04. 430
Figura XII-72. Série temporal de salinidade com valor médio a cada 3 h entre D-15 e D-1 da campanha de fevereiro de 2020. Dados da boia RS-04. 430
Figura XIII-1. Localização dos pontos de amostragem sedimentológica na antepraia do Cassino, incluindo os monitoramentos de abril e maio de 2018 já apresentados neste trabalho, o Projeto GeoCosta Sul I (1983), os testemunhos do Experimento Cassino 2005 e os dados publicados em Reed *et al.* (2009) e Guerra *et al*. (2009), além das boias RS-04 e RS-05, da área de estudo, da batimetria local e dos contornos batimétricos da Marinha do Brasil. 438

Lista de Tabelas

Tabela VI-1. Ajuste da curva de escoamento e viscosidade das amostras de viscosidade..... 84
Tabela VI-2. Distribuição dos perfis densimétricos adquiridos durante cada ciclo de agitação e na fase transitória pós-agitação nos Experimentos I e II. Os valores indicam o número de perfis densimétricos coletados em cada etapa. 96
Tabela VI-3. Síntese de quais datas ocorreram as saídas de campo e quais instrumentos foram utilizados em cada uma..... 102
Table VII-1. Classification of acoustic response types based on the correspondence between echo sounder reflectors (HF and LF) and FM layer boundaries identified in vertical density profiles. 125
Table VIII-1. Experimental configuration, sediment properties, and density conditions for Experiments I and II. 158
Table VIII-2. Distribution of densimetric profiles acquired during each agitation cycle and transient post-agitation stage in Experiments I and II. Values indicate the number of densimetric profiles collected at each stage..... 159
Table VIII-3. Sedimentological composition of the samples. 168
Table VIII-4. Coefficients of determination (r^2) and root mean square error (RMSE) comparing echosounder-derived and densimetric measurements for lutocline and second density gradient and total FM thickness at 200 and 33/50 kHz. 180
Table VIII-5. Statistical relationship between structural coherence and acoustic detectability metrics. Correlation and regression results between Cz and detection variability (SD) and error (|Δz|) for each experiment, including interaction models testing difference between systems 184
Table IX-1. Atmospheric–wave regimes and their main characteristics. Values are medians with interquartile ranges. Wind direction indicates the dominant sector and persistence. Dominant forcing summarizes the defining physical condition of each regime. 222
Tabela X-1. Estatísticas descritivas da lama fluida por saída de campo (2018–2020). O valor da espessura é em metros e a unidade das densidades é em $kg.m^{-3}$. 249
Tabela X-2. Síntese da persistência e das transições diárias da direção do vento nos meses analisados, em comparação com a climatologia mensal de cada boia..... 261
Tabela X-3. Comparação entre o padrão direcional das normais climatológicas de Krusche *et al.* (2002), o padrão médio mensal calculado a partir da série disponível de cada boia (RS-05: 2016–2024; RS-04: 2019–2025) e os meses analisados em saída de campo..... 264
Tabela X-4. Tabela comparativa entre regimes de onda identificados (RS-04 vs RS-05). 271
Tabela X-5. Frequência relativa de perfis NPD para cada combinação entre tipo estrutural e tipo geométrico, indicando a proporção de ocorrências NPD em relação ao total de perfis em cada combinação estrutura–geometria. 279

Tabela XII-1. Estatísticas descritivas da densidade do depósito e de suas classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de densidade calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável. 305
Tabela XII-2. Estatísticas descritivas da espessura total do depósito e das espessuras associadas às classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de espessura calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável. 305
Tabela XII-3. Estatísticas descritivas da densidade do depósito e de suas classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de densidade calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável. 313
Tabela XII-4. Estatísticas descritivas da espessura total do depósito e das espessuras associadas às classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de espessura calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável. 313
Tabela XII-5. Estatísticas descritivas da espessura total do depósito e das espessuras associadas às classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de espessura calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável. 319
Tabela XII-6. Estatísticas descritivas da densidade do depósito e de suas classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de densidade calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável. 319
Tabela XII-7. Estatísticas descritivas da espessura total do depósito e das espessuras associadas às classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de espessura calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável. 330
Tabela XII-8. Estatísticas descritivas da densidade do depósito e de suas classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de densidade calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável. 331
Tabela XII-9. Estatísticas descritivas da espessura total do depósito e das espessuras associadas às classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de espessura calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável. 342
Tabela XII-10. Estatísticas descritivas da densidade do depósito e de suas classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de densidade calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável. 342

Tabela XII-11. Estatísticas descritivas da espessura total do depósito e das espessuras associadas às classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de espessura calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável. 351
Tabela XII-12. Estatísticas descritivas da densidade do depósito e de suas classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de densidade calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável. 351
Tabela XII-13. Estatísticas descritivas da espessura total do depósito e das espessuras associadas às classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de espessura calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável. 360
Tabela XII-14. Estatísticas descritivas da densidade do depósito e de suas classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de densidade calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável. 361
Tabela XII-15. Estatísticas descritivas da espessura total do depósito e das espessuras associadas às classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de espessura calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável. 369
Tabela XII-16. Estatísticas descritivas da densidade do depósito e de suas classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de densidade calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável. 370
Tabela XII-17. Estatísticas descritivas da espessura total do depósito e das espessuras associadas às classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de espessura calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável. 378
Tabela XII-18. Estatísticas descritivas da densidade do depósito e de suas classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de densidade calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável. 379
Tabela XII-19. Estatísticas descritivas da espessura total do depósito e das espessuras associadas às classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de espessura calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável. 393
Tabela XII-20. Estatísticas descritivas da densidade do depósito e de suas classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de densidade calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável. 393

Tabela XII-21. Estatísticas descritivas da espessura total do depósito e das espessuras associadas às classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de espessura calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável. 407
Tabela XII-22. Estatísticas descritivas da densidade do depósito e de suas classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de densidade calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável. 407
Tabela XII-23. Estatísticas descritivas da espessura total do depósito e das espessuras associadas às classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de espessura calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável. 423
Tabela XII-24. Estatísticas descritivas da densidade do depósito e de suas classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de densidade calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável. 423
Tabela XIII-1. Dados sedimentológicos pretéritos publicados para a antepraia do Cassino e áreas adjacentes, com indicação do projeto ou estudo de origem, data de amostragem, localização, frações granulométricas em porcentagem, conteúdo de água e densidade (ρ). 439

Resumo

Depósitos de lama fluida em ambientes costeiros dominados por ondas apresentam alta variabilidade espacial e temporal, o que dificulta sua caracterização e monitoramento por métodos convencionais. Esta tese investiga o papel da estrutura vertical da lama fluida na sua detectabilidade acústica, considerando sua relação com as condições hidrodinâmicas antecedentes. A hipótese central estabelece que perfis verticais distintos representam variações estruturais da lama fluida associadas à evolução recente das condições meteo-oceanográfico, e que essa variabilidade se expressa em diferentes padrões de resposta acústica. Para testar essa hipótese, foram integradas observações de campo e experimentos em laboratório. Foram desenvolvidas campanhas para detectar a lama fluida e analisar sua estrutura interna e distribuição na antepraia da Praia do Cassino (RS), combinando ecossondagem de dupla frequência, perfis densimétricos e análises sedimentológicas. Também foram utilizados dados meteo-oceanográficos obtidos por boias fundeadas na plataforma continental interna, incluindo parâmetros de vento e onda, temperatura, salinidade e turbidez. Os resultados da tese estão organizados em três artigos científicos. Os resultados demonstraram que depósitos de lama fluida podem ocorrer de forma transitória em ambientes de alta energia, apresentando distribuição descontínua e controlada pela morfologia do fundo. Foram identificadas zonas preferenciais de acumulação e diferentes padrões de resposta acústica, incluindo assinaturas atípicas associadas à heterogeneidade interna e à presença de descontinuidades abruptas de densidade. A análise da estrutura vertical

revelou dois tipos principais de perfis: perfis progressivos, com aumento contínuo de densidade com a profundidade, e perfis não progressivos, caracterizados por descontinuidades e variações na distribuição de densidade ao longo da coluna. Esses últimos ocorrem preferencialmente após períodos persistentes de ventos de nordeste seguidos por mudanças direcionais, estando associados a fases recentes de ajuste do sistema e a estados transitórios da coluna de lama. Nesses casos, a presença de múltiplos refletores ao longo da coluna água-lama resulta em retornos ambíguos e maior incerteza na estimativa da espessura da lama. Experimentos em coluna de sedimentação foram conduzidos com o objetivo de investigar a relação entre a evolução da estratificação e a detectabilidade acústica. Sedimentos lamosos com maior fração arenosa apresentaram reorganização mais lenta e heterogênea, enquanto suspensões mais coesivas desenvolveram estratificação persistente em curto intervalo de tempo. Essas diferenças influenciaram a resposta acústica, com maiores discrepâncias associadas à reorganização dos gradientes, condição em que a identificação da interface de lama fluida é particularmente incerta. De forma geral, os resultados da tese indicam que a detectabilidade acústica da lama fluida está diretamente associada à sua estrutura vertical e ao estágio de reorganização da coluna, condicionado pelas condições antecedentes. Esses achados reforçam a necessidade de integração entre medições acústicas e densimétricas e de consideração da variabilidade temporal na interpretação dos dados e no planejamento de campanhas em ambientes costeiros dinâmicos.

Palavras-chave: lama fluida, morfodinâmica costeira, detecção acústica, estrutura vertical de densidade, forçantes meteo-oceanográficas.

Abstract

Fluid mud deposits in wave-dominated coastal environments exhibit pronounced spatial and temporal variability, complicating their characterization and monitoring with conventional methods. This thesis examines how vertical structure influences the acoustic detectability of fluid mud in relation to antecedent hydrodynamic conditions. The central hypothesis is that distinct vertical profiles reflect different structural states of fluid mud linked to recent meteo-oceanographic conditions, and that this variability is expressed through corresponding differences in acoustic response. To test this hypothesis, field observations and laboratory experiments were integrated. Field campaigns were conducted to detect fluid mud and analyze its internal structure and spatial distribution along the shoreface of Cassino Beach (RS), combining dual-frequency echo sounding, vertical density profiling, and sedimentological analyses. Meteo-oceanographic data obtained from buoys on the inner continental shelf were also used, including wind and wave parameters, temperature, salinity, and turbidity. The results of this thesis are presented in three scientific articles. The findings demonstrate that fluid mud deposits can occur transiently in high-energy environments, exhibiting a patchy distribution controlled by seabed morphology. Preferential accumulation zones and distinct acoustic response patterns were identified, including atypical signatures associated with internal heterogeneity and abrupt density discontinuities. Analysis of vertical structure revealed two main types of profiles: progressive profiles, characterized by a continuous increase in density with depth, and non-progressive profiles, characterized by discontinuities and variability in density

distribution along the water–mud column. The latter occurs preferentially following persistent northeasterly winds succeeded by directional changes and is associated with recent phases of system adjustment and transient states of the mud column. Under these conditions, the presence of multiple reflectors along the water–mud column results in ambiguous acoustic returns and increased uncertainty in estimating mud-layer thickness. Sedimentation column experiments were conducted to examine how the development of vertical density structure influences acoustic detectability. Sediments with higher sand content exhibited slower and more heterogeneous reorganization, whereas more cohesive suspensions developed well-defined density layering within a short time interval. These differences affected the acoustic response, with larger discrepancies associated with gradient reorganization when the fluid mud interface is difficult to resolve acoustically. Overall, the results indicate that the acoustic detectability of fluid mud is directly linked to its vertical structure and to the stage of column reorganization, which is conditioned by antecedent forcing. These findings highlight the need to integrate acoustic and densimetric measurements and to account for temporal variability when interpreting data and planning field campaigns in dynamic coastal environments.

Keywords: fluid mud, acoustic methods, vertical stratification, synoptic adjustment, density profile, wave-dominated coast

Prefácio

A ocorrência de lama fluida (LF) em praias arenosas dominadas por ondas coloca um problema científico e operacional específico, caracterizado pela presença de depósitos intermitentes, altamente variáveis no espaço e no tempo. Nesses ambientes, a detecção e a caracterização da LF são desafiadoras, uma vez que sua presença não é contínua e suas propriedades podem se modificar rapidamente em resposta às condições hidrodinâmicas.

Na praia do Cassino (RS, Brasil), observações de campo indicam que a LF apresenta variações expressivas de espessura, posição e detectabilidade ao longo de curtos intervalos de tempo. Essas variações evidenciam que a resposta acústica do depósito não depende apenas de sua presença, mas está associada à sua estrutura vertical no momento da observação, tornando a interpretação dos dados acústicos sensível à sua estrutura vertical.

Esta tese dá continuidade a investigações anteriores e se fundamenta em campanhas de campo realizadas em diferentes períodos do ano, integradas a experimentos controlados em coluna de sedimentação. Ao longo desse

esforço amostral, verificou-se que a detectabilidade acústica da LF varia significativamente, incluindo situações em que a interpretação dos sinais acústicos se torna ambígua. Essas observações motivaram a investigação da relação entre a estrutura vertical da LF e a resposta acústica, bem como da variabilidade dessas estruturas em associação com as condições hidrodinâmicas antecedentes.

A pesquisa foi estruturada de forma progressiva e se reflete na organização da tese em três artigos. Inicialmente, analisou-se a relação entre perfis densimétricos e respostas acústicas em campo, evidenciando discrepâncias entre interfaces físicas e refletores acústicos, tema abordado no primeiro artigo. Em seguida, foram conduzidos experimentos em coluna de sedimentação para examinar, em condições controladas, como os processos de reorganização influenciam a estrutura vertical e a resposta acústica associada, constituindo o foco do segundo artigo. Por fim, a análise foi ampliada para incluir a variabilidade das condições hidrodinâmicas antecedentes, permitindo investigar sua associação com os diferentes padrões de estrutura vertical observados em campo, abordagem desenvolvida no terceiro artigo.

Do ponto de vista conceitual, esta tese adota a estrutura vertical da LF como o principal descritor observável do sistema, a partir do qual a detectabilidade acústica é interpretada. A variabilidade da resposta acústica é, assim, entendida como uma expressão da variabilidade estrutural do depósito, em associação com as condições hidrodinâmicas antecedentes. Nessa perspectiva, a detectabilidade acústica não é interpretada apenas como decorrente da presença da lama, mas da sua estrutura vertical no momento da observação.

Assim, as contribuições deste trabalho concentram-se em: (i) caracterizar a estrutura vertical da LF e sua variabilidade; (ii) analisar como essa estrutura se manifesta na resposta acústica; (iii) investigar, em condições controladas, os processos associados à reorganização da lama fluida; e (iv) integrar essas observações para propor uma interpretação da detectabilidade acústica baseada na estrutura vertical e nas condições antecedentes. Ao final, o estudo delimita um quadro interpretativo para a análise de depósitos lamosos em ambientes dominados por ondas, destacando avanços e incertezas que orientam investigações futuras.

Capítulo I: Introdução

Sedimentos coesivos constituem sistemas multifásicos compostos por água, minerais argilosos, matéria orgânica e frações variáveis de argila, silte e areia [Berlamont *et al.* 1993; Winterwerp & van Kesteren 2004]. Nesse contexto, a LF corresponde a uma suspensão de alta concentração de sedimentos finos, marcada por uma transição reológica entre comportamento fluido e sólido [Winterwerp & van Kesteren 2004; McAnally *et al.* 2007], com densidades típicas entre 1030 e 1300 $kg \cdot m^{-3}$ e concentrações da ordem de 200–500 $g \cdot L^{-1}$ [Mehta *et al*. 2014; Shakeel *et al.* 2021; Papenmeier *et al.* 2013].

Embora frequentemente associada a sedimentos ricos em argila, a LF também pode se desenvolver em misturas areia–lama com baixos teores de argila. Frações relativamente pequenas (5–10%) já são suficientes para alterar o comportamento reológico e os processos de deposição e consolidação [Papenmeier *et al.* 2013; Zawisza *et al.* 2023; Zadehali *et al.* 2025]. Assim, a

identificação da LF está mais relacionada ao comportamento reológico e à concentração do que a limites granulométricos fixos [Shakeel *et al.* 2019; Shakeel *et al.* 2021].

Em ambientes dominados por ondas, a ocorrência da LF resulta da interação entre disponibilidade sedimentar e variabilidade hidrodinâmica [Mathew *et al.* 1995; Calliari *et al.* 2001, Calliari *et al.* 2007; Traykovski *et al.* 2000]. Nesses sistemas, os depósitos lamosos apresentam forte variabilidade temporal em espessura, densidade e estrutura interna [Wells 1983; Li & Mehta 2001; Mehta 1991], refletindo processos de ressuspensão, deposição e reorganização [Wu *et al.* 2023; Ross & Mehta 1989; Porz *et al.* 2021; Wang *et al.* 2024; Ge *et al.* 2020]. Como resultado, a coluna água–lama pode apresentar múltiplos gradientes de densidade e interfaces internas, controlados pelo balanço entre deposição, mistura vertical e consolidação [Ross & Mehta 1989].

Essa complexidade impõe desafios à caracterização em campo. Perfis densimétricos e amostragem sedimentológica permitem descrever diretamente a estrutura vertical do depósito, enquanto métodos acústicos são utilizados para estimar sua espessura e identificar refletores ao longo da coluna d'água [Wurpts 2005; McAnally *et al*. 2007b; Carneiro *et al.* 2020]. No entanto, ecossondas detectam contrastes de impedância acústica entre meios, e não necessariamente limites únicos associados à LF [Vantorre *et al*. 2006; McAnally *et al.* 2007; Mehta *et al*. 2014; Kirichek *et al.* 2018; Mehta *et al*. 2014; Claeys 2012; Shakeel *et al.* 2022; Carneiro *et al*. 2020]. Portanto, a interpretação acústica depende da organização vertical do depósito no momento da observação.

Em ambientes dominados por ondas onde a LF não está associada a demandas operacionais de navegação, os estudos se concentram predominantemente nos processos de formação, transporte e deposição. Nesses sistemas, a ocorrência pode ser persistente, como ao longo da costa das Guianas [Gratiot *et al.* 2007; Anthony *et al.* 2022; Gardel *et al.* 2022], ou sazonal, como na costa da Índia, fortemente associada às monções [Santhosh Kumar *et al.* 2022; Jiang & Mehta 1996; Mallik 1988]. Na praia do Cassino, os depósitos de LF são intermitentes, e os fatores que controlam sua presença ou ausência ainda não estão estabelecidos [Calliari & Fachin 1993; Calliari *et al.* 2009; Calliari *et al.* 2020; Garcia *et al.* 2021].

Esse caráter episódico impõe uma limitação fundamental: a identificação confiável da presença e da estrutura da LF torna-se uma etapa prévia à análise dos processos envolvidos. A partir da integração entre métodos diretos e indiretos, esta tese investiga como a estrutura vertical da LF se relaciona com a variabilidade das condições hidrodinâmicas antecedentes e como essa relação se manifesta na resposta acústica em ambientes dominados por ondas.

O objetivo geral é analisar o papel da estrutura vertical da LF na sua detectabilidade acústica, com base na integração de observações de campo e experimentos controlados. Parte-se da hipótese de que diferentes perfis verticais representam variações na estrutura vertical do depósito associadas às condições antecedentes, refletindo-se em distintos padrões de resposta acústica, desde situações bem definidas até casos de maior ambiguidade.

Capítulo II: Hipótese

Perfis verticais distintos representam variações na estrutura vertical da lama fluida associadas às condições hidrodinâmicas antecedentes, e essa variabilidade estrutural está relacionada a diferentes padrões de resposta acústica.

Capítulo III: Objetivos

3.1. Objetivo Geral

Analisar o papel da estrutura vertical da lama fluida na sua detectabilidade acústica em um ambiente dominado por ondas, considerando sua associação com as condições hidrodinâmicas antecedentes, a partir da integração de observações de campo e experimentos controlados.

3.2. Objetivos Específicos

- Caracterizar a estrutura vertical da lama fluida em ambientes dominados por ondas, com base em perfis densimétricos, identificando padrões estruturais e sua variabilidade.
- Analisar como as diferentes estruturas verticais da lama fluida se expressam na resposta acústica, com ênfase nas discrepâncias entre refletores acústicos e interfaces identificadas por perfis densimétricos.

- Investigar, em condições controladas, como processos de reorganização da lama fluida após perturbação influenciam sua estrutura vertical e a resposta acústica associada.
- Analisar a associação entre a variabilidade das condições hidrodinâmicas antecedentes e os diferentes padrões de estrutura vertical da lama fluida observados em campo.
- Integrar observações acústicas, perfis densimétricos, resultados experimentais e condições meteo-oceanográficas antecedentes para propor uma interpretação da detectabilidade acústica da lama fluida e aprimorar o modelo conceitual de sua acumulação, reorganização e mobilidade na antepraia da Praia do Cassino (RS, Brasil).

Capítulo IV: Área de Estudo

A praia do Cassino está situada no município de Rio Grande (RS, Brasil), nas adjacências da desembocadura da Lagoa dos Patos, entre 30° e 32°S (Figura IV-1), e integra um trecho costeiro com aproximadamente 220 km de extensão [Calliari *et al.* 2020]. O recorte amostral deste trabalho abrange a plataforma continental interna adjacente à desembocadura, entre aproximadamente 3 a 13 m de profundidade.

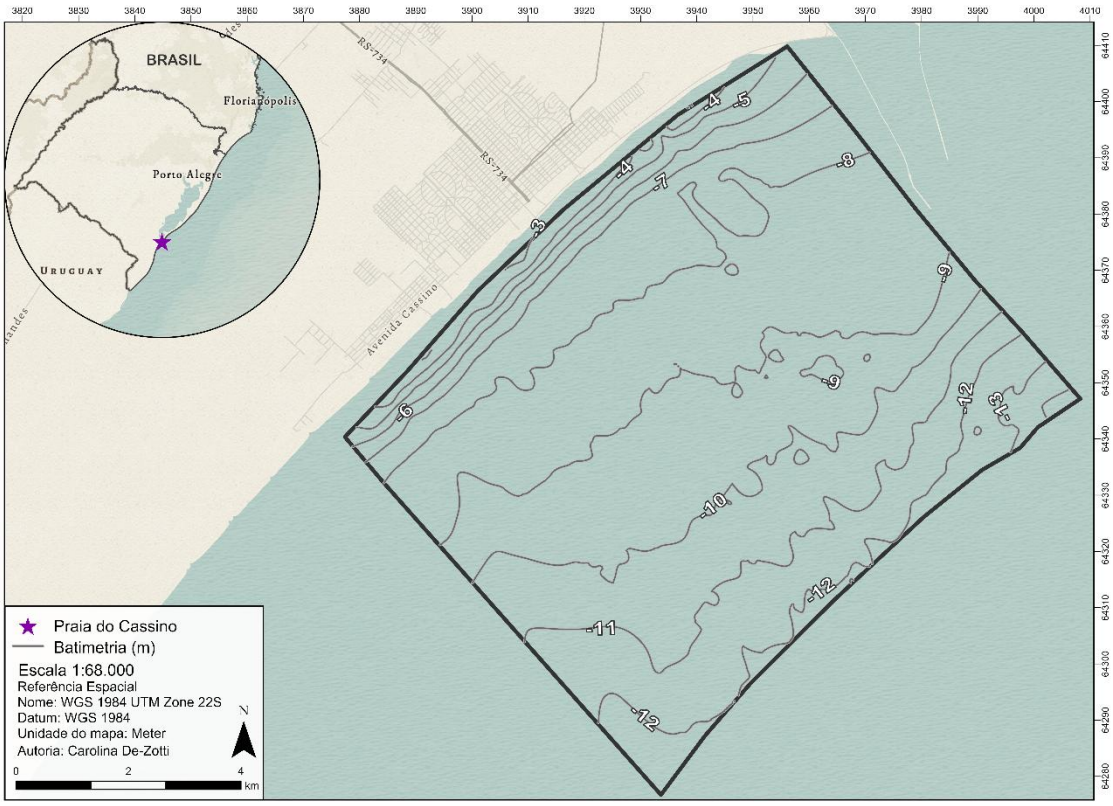


Figura IV-1. Mapa da área de estudo na antepraia do Cassino (RS), com a batimetria local (linhas cinza). O *inset* mostra a localização da área no sul do Brasil. Fonte: própria.

4.1. Características morfológicas e sedimentares da praia arenosa

A costa do Rio Grande do Sul está inserida em uma plataforma continental ampla e de baixa declividade, favorecendo a acumulação de sedimentos de origem predominantemente clástica do Escudo Sul-Riograndense [Dominguez 2009]. A configuração atual da planície costeira resulta da interação entre a dinâmica das ondas e as oscilações glacio-eustáticas do nível do mar ao longo do Quaternário. Essa interação promoveu sucessivos deslocamentos laterais da linha de costa, ocasionando a formação de um complexo sistema deposicional do tipo laguna-barreira [Tomazelli *et al.* 2000].

Ao longo desse período, foram reconhecidos quatro sistemas principais (Figura IV-2), preservados de forma progressiva em direção ao litoral atual [Villwock *et al.* 1986]. Três desses sistemas são atribuídos ao Pleistoceno, enquanto o mais recente, correspondente à última transgressão holocênica, originou a Barreira IV, sobre a qual se desenvolve a linha de costa contemporânea [Villwock & Tomazelli 1995]. Esse arcabouço geológico condiciona a morfologia da praia atual e influencia diretamente os padrões de circulação e transporte sedimentar na zona costeira.

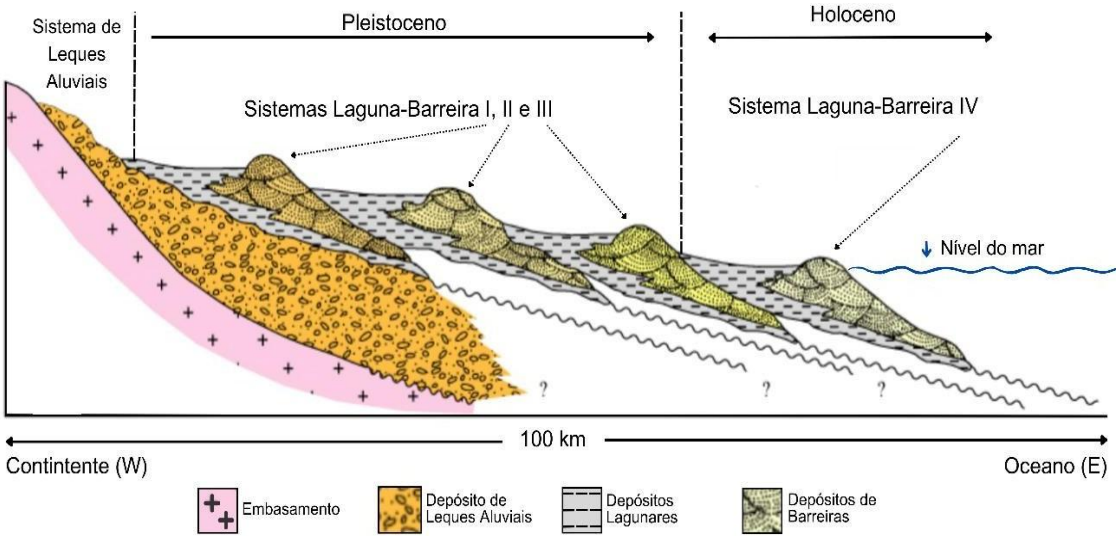


Figura IV-2. Esquema de perfil transversal representando os sistemas deposicionais laguna-barreira da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Adaptado de Tomazelli & Villwock [2005].

Na plataforma continental interna adjacente à desembocadura da Lagoa dos Patos, observa-se uma diferenciação morfológica regional: ao sul, o fundo é predominantemente homogêneo, enquanto ao norte predominam bancos arenosos lineares irregulares, influenciando a organização do fundo e os padrões locais de circulação e transporte sedimentar [Calliari & Fachin 1993].

A praia do Cassino é composta predominantemente por areia fina a muito fina quartzosa, bem selecionada [Tozzi & Calliari 2000]. Sob a perspectiva morfodinâmica, a praia é classificada como predominantemente dissipativa, com ocorrência de estágios intermediários [Calliari & Klein 1993; Guedes *et al.* 2009]. Apresenta baixa declividade (≈1–2°), ampla zona de arrebentação e presença de sistemas de bancos arenosos múltiplos paralelos à linha de costa, responsáveis pela dissipação da energia das ondas [Calliari & Klein 1993; Guedes *et al.* 2009].

Em escala sazonal, a praia apresenta tendência à acresção durante os meses de novembro e março e predominância de erosão ao longo do restante do ano [Calliari & Klein 1993; Torres 2000]. O sistema apresenta variabilidade temporal significativa, com episódios de recuo costeiro [Sá *et al.* 2024].

Em escala decadal, a linha de costa apresenta comportamento predominantemente progradacional, com taxas médias de avanço da ordem de 2,13 m/ano, indicando balanço sedimentar positivo associado à dinâmica costeira local [Sá *et al.* 2024]. Esse comportamento tem sido parcialmente atribuído à presença de depósitos de lama fluida na zona de arrebentação, que atuam na dissipação da energia das ondas e favorecem a retenção e acumulação de sedimentos na praia [Goulart 2014; Sá *et al.* 2024]. Além de contribuir para esse padrão progradacional, a LF também exerce controle sobre a organização do perfil praial, modulando a redistribuição sedimentar durante eventos de maior energia [Calliari & Fachin 1993; Villwock & Martins 1972; Calliari *et al.* 2007].

4.2. Forçantes meteo-oceanográficas e variabilidade hidrodinâmica

A praia do Cassino está inserida em um sistema costeiro dominado por ondas, no qual a variabilidade hidrodinâmica resulta da interação entre regime de ondas, frentes frias e oscilações do nível do mar. A área de estudo está localizada na planície costeira do Estado do Rio Grande do Sul, e possui um clima subtropical úmido [Strahler & Strahler 1996], e é influenciada por sistemas atmosféricos de diferentes escalas, incluindo o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul, os anticiclones móveis de origem polar, a passagem de frentes frias e o sistema local de brisas marítima e terrestre [Braga & Krusche 2000; Krusche *et al*. 2002].

Em escala regional, a circulação atmosférica é controlada principalmente pela interação entre o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul e sistemas transientes de origem polar. O primeiro favorece a atuação da Massa Tropical Atlântica, quente e úmida, e sustenta a predominância de ventos do quadrante nordeste ao longo de grande parte do ano [Nimer 1989; Krusche *et al*. 2002]. Em contraste, os anticiclones móveis de origem polar e as frentes frias transportam a Massa Polar Atlântica, fria e mais seca, e estão associados à ocorrência de ventos dos quadrantes sul, sudoeste e oeste [Braga & Krusche 2000; Krusche *et al.* 2002].

Esse contraste estabelece um padrão atmosférico marcado pela alternância entre regimes de NE e de S/SO. Braga & Krusche [2000] identificaram, para Rio Grande, predominância de ventos de nordeste no conjunto anual, também associados às maiores intensidades entre as direções mais frequentes. Ventos de norte, leste, sudoeste e sudeste também ocorrem

de forma relevante, enquanto ventos de sul são menos frequentes, mas podem apresentar intensidade relativamente alta. Em termos sazonais, os ventos de NE são mais frequentes e intensos no verão e voltam a se destacar na primavera, enquanto no outono e inverno aumenta a participação de ventos de sul e sudoeste, associados à maior frequência de sistemas frontais [Braga & Krusche 2000].

Essa sazonalidade também foi descrita por Motta [1969] e Goulart [2014], que indicam maior frequência e intensidade dos ventos dos setores N–NE, NE e E–NE entre setembro e abril, e maior importância dos ventos de S e W entre maio e outubro. Durante o inverno, embora os ventos de NE ainda ocorram, os ventos de sul e sudoeste tornam-se mais expressivos e podem atingir intensidades elevadas, refletindo a maior atuação de frentes frias e massas de ar polar [Braga & Krusche 2000; Krusche *et al*. 2002].

Os eventos de maior energia estão associados à passagem de sistemas frontais e à atuação de ciclones extratropicais no Atlântico Sudoeste. Esses sistemas podem gerar ventos intensos e persistentes de sul e sudoeste, sobretudo quando atuam por períodos superiores a 12–24 h, favorecendo a transferência de momento para o oceano, a elevação do nível do mar por maré meteorológica e o desenvolvimento de condições hidrodinâmicas mais energéticas [Saraiva *et al.* 2003; Parise *et al.* 2009]. Assim, a componente meridional do vento desempenha papel central na resposta costeira, pois controla tanto a geração de ondas mais energéticas quanto oscilações do nível do mar e episódios de reorganização sedimentar.

Além da variabilidade sinótica, a região também é influenciada pelo sistema local de brisas marítima e terrestre. As brisas resultam do contraste

térmico diário entre continente e oceano: durante o dia, o aquecimento mais rápido da superfície continental favorece a circulação do mar para a terra, caracterizando a brisa marítima; durante a noite, o resfriamento mais rápido do continente inverte o gradiente térmico e favorece a circulação da terra para o mar, caracterizando a brisa terrestre [Saraiva 1996; Braga & Krusche 2000]. Como a linha de costa na região apresenta orientação NE–SO, a componente sudeste do vento é interpretada como brisa marítima, enquanto a componente noroeste representa a brisa terrestre [Braga & Krusche 2000].

Braga & Krusche [2000] mostram que a brisa marítima tende a penetrar no continente por volta do meio-dia, com máxima intensidade no fim da tarde. No verão, esse sistema é mais evidente: a brisa marítima ocorre com entrada próxima das 12 h e pico por volta das 17 h, enquanto a brisa terrestre se estabelece durante a noite e madrugada. No outono, as brisas tornam-se mais fracas e a entrada da brisa marítima tende a atrasar. No inverno, a circulação de brisa é menos definida, provavelmente devido ao menor contraste térmico continente–oceano e à maior influência de sistemas frontais. Na primavera, a brisa marítima volta a se manifestar, embora sob maior interferência de sistemas atmosféricos transientes [Braga & Krusche 2000].

Apesar de sua relevância na modulação diária do vento, o sistema de brisas atua sobreposto ao controle sinótico regional. Assim, enquanto as brisas explicam parte da variabilidade diurna e das componentes SE/NW, a alternância entre ventos persistentes de NE e episódios de S/SO associados a frentes frias constitui o principal controle atmosférico da hidrodinâmica costeira em escala de dias a semanas. Essa distinção é importante porque os processos de transporte, ressuspensão e redistribuição sedimentar na

antepraia tendem a responder principalmente à persistência e intensidade dos ventos sinóticos, ainda que possam ser modulados por circulações locais.

A circulação costeira da plataforma interna adjacente ao Cassino é, portanto, fortemente controlada pelo vento [Costa 2009; Möller *et al.* 2001; Cruz & Schettini 2025]. Registros de fundeio de três meses mostraram que o fluxo de baixa frequência é predominantemente barotrópico, com corrente residual dirigida para NE e variabilidade entre 2 e 12 dias, apresentando pico de energia em torno de 10,4 dias. Em escala sazonal, a plataforma interna apresenta reversão sistemática do regime de correntes: durante primavera e verão predominam correntes para sudoeste (SO), sob dominância de ventos de nordeste (NE), enquanto no outono e inverno prevalecem correntes para nordeste, em resposta à maior frequência de ventos de sudoeste (SO) [Palma *et al.* 2008; Costa 2009].

O efeito do regime de ventos impacta diretamente a resposta hidrodinâmica da coluna d'água. Cruz & Schettini [2025], ao analisarem a dinâmica dos sedimentos suspensos na plataforma interna com base em registros de ADCP, mostraram que o nível do mar acompanha a variabilidade do vento ao longo da costa, em concordância com estudos anteriores [Costa & Möller 2011; Santos & Garcia 2023]. A componente longitudinal da corrente média integrada na coluna d'água seguiu o padrão de variabilidade do vento, com amplitude de 0,7 m/s, enquanto a componente transversal apresenta menor amplitude (~0,15 m/s) e maior influência da maré astronômica.

Dependendo da direção do vento e da configuração da linha de costa, as correntes podem gerar empilhamento de água junto à costa (elevação do nível do mar) ou rebaixamento/subsidência costeira, produzindo gradientes de

pressão que favorecem o transporte próximo ao fundo em direção à costa ou ao mar aberto [Niedoroda *et al.* 1989; Swift *et al*. 1985; Austin & Lentz 2002]. Esse mecanismo foi evidenciado em três episódios hidrodinâmicos energéticos analisados por Cruz & Schettini [2025], selecionados por apresentarem tensão de cisalhamento no fundo superior a 0,2 Pa e velocidades médias longitudinais acima de 0,5 m/s.

O registro de dados de Cruz & Schettini [2025] aponta três períodos representativos de padrão típico da circulação costeira regional. No período 1 (2-3 de outubro de 2020), sob ventos do sul (~9 m/s), a corrente longitudinal escoou para norte, enquanto a corrente transversal apresentou circulação em duas camadas: fluxo em direção à costa na camada superior e em direção ao oceano aberto na camada inferior. No período 2 (4-5 de outubro de 2020), com ventos de nordeste (~10 m/s), ocorreu a inversão do padrão longitudinal, com corrente dirigida para sul; simultaneamente, a estrutura transversal também se inverteu, com fluxo superficial para o mar aberto e fluxo de fundo para a costa. No período 3 (27- 28 de outubro de 2020), novamente sob ventos do sul (~12 m/s), o padrão do período 1 se repetiu: corrente longitudinal para norte e circulação transversal com transporte superficial para a costa e transporte de fundo em direção ao oceano.

Esses episódios confirmam um comportamento recorrente e previsível: ventos do sul induzem correntes longitudinais para norte, enquanto ventos de nordeste induzem correntes para sul, acompanhadas por inversão da circulação transversal entre superfície e fundo. Um resultado particularmente relevante é que o transporte de sedimentos suspensos próximo ao fundo (0,9 m acima do leito) aumenta quando o escoamento longitudinal é dirigido para

norte, indicando maior capacidade de mobilização sedimentar sob ventos austrais [Cruz & Schettini 2025].

Sob condições energéticas, a ressuspensão e o transporte sedimentar são controlados principalmente pela tensão de cisalhamento no fundo gerada pelas correntes. A advecção horizontal, embora geralmente secundária, torna-se relevante em períodos de correntes fracas e baixa tensão de fundo, quando os mecanismos locais de ressuspensão perdem predominância [Cruz & Schettini 2025].

O regime de ondas apresenta forte sazonalidade. Ondas de nordeste predominam durante a primavera e o verão, com alturas significativas (Hs) entre 1 e 2 m e períodos de onda (Tp) entre 6 e 8 s. As ondas dominantes do quadrante sul dominam no outono e inverno, com alturas significativas entre 2 a 3 m e período entre 10 a 12 s [Pianca *et al.* 2010]. Eventos de alta energia são recorrentes e associadas a tempestades provenientes de sul, gerando H_s superior a 7 m e T_p próximo a 15 s [Pianca *et al*. 2010].

As ondas que atingem a costa do Rio Grande do Sul resultam da combinação entre ondulações (*swell*), vagas (*sea waves*) e ondas de tempestade (*storm waves*), frequentemente atuando de forma concomitante [Goulart 2013]. As ondulações, de maior período e maior capacidade de transporte sedimentar, são predominantemente provenientes de sudeste e geradas em regiões oceânicas distantes [Tomazelli & Villwock 1992]. As vagas são formadas por ventos locais e refletem o regime dominante de nordeste, enquanto as ondas de tempestade, menos frequentes, estão associadas a eventos de alta energia gerados por ventos intensos próximos à costa [Motta 1969; Goulart 2014]. Essa combinação de forçantes contribui para a elevada

variabilidade do campo de ondas e para a natureza episódica dos processos hidrodinâmicos na antepraia.

As variações do nível do mar na região resultam da combinação entre maré astronômica e forçantes meteorológicas. A maré astronômica apresenta regime de micromaré, com amplitudes médias em torno de 0,5 m, classificada como maré mista com componente diurna predominante [Möller *et al.* 2001]. Nesse contexto, sua contribuição para a variabilidade do nível d'água é relativamente limitada.

Por outro lado, a maré meteorológica (*storm surge*) representa a principal forçante das variações mais expressivas do nível do mar [Calliari & Klein 1993; Torres 2000]. Ela corresponde à elevação anômala do nível do mar associada à atuação de ciclones extratropicais e sistemas de vento persistentes, especialmente tempestades, sendo definida como a diferença entre o nível do mar observado e o nível previsto pela maré astronômica [Murty 1984; Parise *et al.* 2009; Sonderman *et al.* 2023; Barbot *et al*. 2024].

Parise *et al.* [2009] identificaram 23 eventos intensos de elevação do nível do mar na praia do Cassino, entre junho de 2006 a julho de 2007, todos associados à passagem de ciclones extratropicais. Aproximadamente 35% desses eventos ocorreram no outono e inverno, com ventos de sudoeste em 70% dos casos. As elevações médias estimadas foram da ordem de 1 m, com valor máximo registrado de 1,9 m [Machado 2013].

Em regiões costeiras de baixa declividade, como a praia do Cassino, esses eventos estão diretamente associados a processos de inundação e erosão costeira [Sonderman *et al.* 2023; Barbot *et al*. 2024]. Em função da orientação NE–SW da linha de costa, ventos do quadrante sul favorecem a

formação de *fetch* ao longo da plataforma, intensificando a energia das ondas incidentes e promovendo condições propícias à ressuspensão e reorganização dos sedimentos na antepraia [Parise *et al.* 2009].

A precipitação pluviométrica anual na região é relativamente bem distribuída ao longo do ano, com valores médios entre 1300 e 1500 mm [Machado 2013]. No entanto, a precipitação apresenta significativa variabilidade interanual, associada à frequência e à intensidade das frentes frias que atingem o estado [Paz 1985]. Em escala interanual, essa variabilidade também é modulada por forçantes de grande escala, como o El Niño–Oscilação Sul (ENOS), que influencia a circulação atmosférica sobre a América do Sul, alterando padrões de convecção, transporte de umidade e a ocorrência de sistemas como a Zona de Convergência do Atlântico Sul. Em geral, episódios de La Niña estão associados a maior atividade convectiva e aumento da precipitação em parte do continente, enquanto eventos de El Niño tendem a inibir esses processos, embora com forte variabilidade regional [Grimm 2004; Grimm & Tedeschi 2009; Costa *et al.* 2024].

De forma integrada, ventos, ondas, variações do nível d'água e condições meteorológicas estabelecem um regime hidrodinâmico variável e de caráter episódico na antepraia da praia do Cassino.

4.3. Distribuição e intermitência da lama fluida da Praia do Cassino

Na praia do Cassino, a LF ocorre na forma de depósitos subaquosos intermitentes distribuídos na antepraia, apresentando elevada variabilidade espacial e temporal e associação com condições hidrodinâmicas variáveis e

frequentemente energéticas [De-Zotti 2021; Colleoni 2016; Calliari *et al.* 2000; Calliari *et al.* 2009].

Registros históricos indicam a presença recorrente do material lamoso na faixa costeira desde o início do século XX, com eventos documentados tanto em ambiente subaéreo quanto submerso [Delaney 1962; Calliari & Fachin 1993]. Machado [2013] compilou registros que indicam mais de 20 eventos de deposição ao longo da Praia do Cassino entre 1972 e 2010, com frequência variável ao longo do tempo.

Os depósitos apresentam espessuras até 2 m, com distribuição descontínua, frequentemente descrita como bolsões ou manchas lamosas [Calliari *et al*. 2000; Calliari *et al.* 2009; Colleoni 2016; De-Zotti 2021]. A ocorrência da lama é marcada por forte intermitência, com alternância entre períodos de presença e ausência ao longo das últimas décadas, refletindo tanto a elevada variabilidade hidrodinâmica quanto a limitação dos registros disponíveis [Calliari *et al.* 2000; Sperle *et al*. 2005; Colleoni 2016].

Em determinadas condições, esses depósitos podem migrar em direção a setores mais rasos, atingindo a zona de arrebentação e, ocasionalmente, a face de praia. Nesses casos, a presença da lama está associada a modificações no comportamento hidrodinâmico e na morfologia praial, incluindo alterações na dissipação de energia das ondas e na configuração da zona de surfe, com posterior reestabelecimento de condições típicas de praias arenosas dominadas por ondas após o retrabalhamento do material [Pereira *et al.* 2011; Oliveira *et al.* 2020].

A origem do material lamoso permanece tema de debate. Uma interpretação tradicional associa a LF a sedimentos finos provenientes do

sistema da Lagoa dos Patos, com base em similaridades texturais e mineralógicas entre depósitos costeiros e sedimentos lagunares [Villwock & Martins 1972; Villwock *et al*. 1972; Borzone & Griep 1991; Calliari & Fachin 1993]. Alternativamente, estudos recentes sugerem que atividades de dragagem no Porto de Rio Grande podem contribuir para o aumento da frequência de deposições, por meio da introdução e redistribuição de sedimentos finos na antepraia [Calliari *et al.* 2020; Mirlean *et al.* 2020]. No entanto, essa interpretação tem sido questionada, uma vez que a elevada variabilidade geoquímica e a ausência de controle espacial e temporal adequado dificultam a distinção clara entre fontes naturais e antrópicas [Garcia *et al.* 2021].

A combinação entre intermitência, distribuição espacial descontínua e incerteza quanto à origem e ao estado físico do depósito torna a LF da antepraia do Cassino um objeto desafiador para detecção e caracterização. Aspectos relacionados aos processos de formação, estrutura vertical e implicações hidrodinâmicas desses depósitos são discutidos em maior detalhe na seção de referencial teórico.

Capítulo V: Referencial Teórico

Este capítulo está organizado em três seções. A primeira apresenta a LF no contexto dos sedimentos coesivos, com ênfase em sua estrutura vertical, composição e propriedades físicas. A segunda reúne estudos sobre LF em escala global e no contexto brasileiro, destacando sua interação com a hidrodinâmica costeira. A terceira discute os fundamentos das técnicas de detecção e monitoramento empregadas nesta tese.

A literatura sobre LF pode ser interpretada a partir de três enfoques complementares: sedimentológico e físico-químico, hidrodinâmico-processual e aplicado-operacional. Esta tese situa-se principalmente na interface entre os enfoques hidrodinâmico-processual e aplicado-operacional, incorporando dados sedimentológicos como base para a interpretação física da formação, mobilidade e detectabilidade da LF em uma antepraia dominada por ondas.

5.1. Lama Fluida: estrutura, processos e propriedades físicas

A LF é uma suspensão de sedimentos finos em alta concentração, caracterizada por um estado físico não consolidado e por potencial de mobilidade. Conceitualmente, insere-se em um continuum de sedimentos coesivos, representando uma fase transiente entre a suspensão diluída e o fundo coesivo plenamente consolidado [Winterwerp & van Kesteren 2004]. Dyer [1986] descreveu a LF como uma suspensão com concentrações próximas ao ponto de gel, enquanto Van Rjin [2016] a define como uma suspensão concentrada de partículas finas (<63 μm) que ainda não desenvolveu uma matriz com ligações suficientemente fortes para eliminar o potencial de mobilidade.

A formação e a persistência da LF dependem da disponibilidade de sedimentos finos, da composição do material e das condições hidrodinâmicas locais [McAnally *et al.* 2007a]. Embora seja frequentemente associada a sedimentos ricos em argila, sua composição pode variar entre ambientes. A fração argila, o teor de matéria orgânica e a presença de areia fina influenciam a coesão, a floculação, a retenção de água e a consolidação do depósito [Winterwerp & van Kesteren 2004; Van Rijn 2016; McAnally *et al*. 2007a]. Em ambientes de alta energia, a LF pode apresentar menor teor de matéria orgânica e incorporação de areia fina em baixas proporções [Van Rijn 2016].

A organização vertical da LF pode ser descrita por um perfil estratificado que inclui uma suspensão mais diluída, uma transição marcada por gradientes e uma camada mais concentrada próxima ao fundo. A Figura V-1 esquematiza esse arranjo idealizado. Antes do estabelecimento da LF, ocorre aumento

progressivo da concentração de partículas. A suspensão diluída pode ser enquadrada como critério operacional por densidades superiores à da água em torno de 1030 a 1080 kg·m^{-3} [Carneiro *et al.* 2020]. Abaixo dela, o aumento abrupto de concentração e densidade caracteriza a lutoclina, uma interface dinâmica formada por processos de deposição ou ressuspensão e mantida pela ação hidrodinâmica de ondas e correntes [Winterwerp & van Kesteren 2004; Vinzon *et al.* 2015; Kämpf & Myrow 2018].

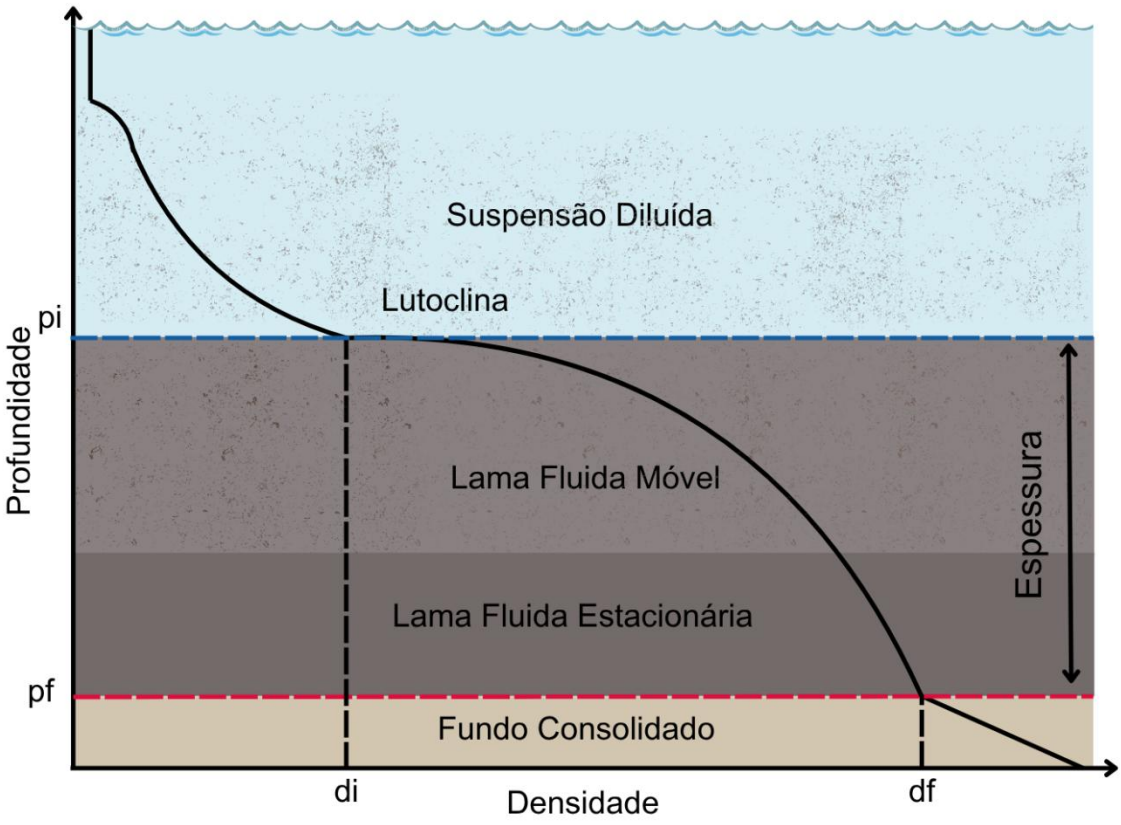


Figura V-1. Representação esquemática da estrutura vertical de um depósito de lama fluida, mostrando a transição entre suspensão diluída, lutoclina, lama fluida móvel, lama fluida estacionária e fundo consolidado, em função dos gradientes de densidade e profundidade. Fonte: adaptado de Mehta *et al*. 2014.

A sedimentação impedida ocorre quando o aumento da concentração intensifica a interação entre flocos, reduzindo a velocidade de queda das partículas e dificultando a própria deposição. Nessas condições, desenvolve-

se uma estrutura em rede do tipo gel, que inibe a sedimentação, exceto por consolidação sob o próprio peso [Winterwerp & van Kesteren 2004]. Ross & Mehta [1989] associam a lutoclina a um gradiente estabilizado decorrente da sedimentação impedida. Mehta [1991] propõe ainda a distinção entre lama móvel, lama estacionária e leito coesivo, com base no potencial de fluxo horizontal e na presença de tensão efetiva no material.

A evolução vertical da LF é controlada por processos de floculação, sedimentação impedida e consolidação. A floculação resulta da agregação de partículas finas em estruturas de diferentes tamanhos e arranjos internos, condicionando o comportamento coletivo da suspensão [Van Rijn 2016; McAnally et al. 2007a]. Esse processo resulta da interação entre forças físico-químicas atuantes na superfície das partículas e condiciona o comportamento coletivo do sedimento em suspensão [Van Rjin 2016; McAnally *et al.* 2007a].

A consolidação, por sua vez, envolve rearranjo estrutural e expulsão de água intersticial, controlando a transição entre estados mais móveis e estruturas progressivamente mais rígidas [Van Rijn 2016]. Esse processo controla a transição entre estados mais móveis e estruturas progressivamente mais rígidas, influenciando a persistência e a mobilidade do depósito no tempo [Van Rjin 2016].

O estado de consolidação do sedimento pode ser descrito por perfis verticais baseados em interfaces e mudanças de propriedades ao longo da profundidade [Soares 2019; Carneiro *et al.* 2017; Fontein & Bird 2007; Kirby *et al.* 1980]. O intervalo de densidade frequentemente adotado como domínio operacional da LF situa-se entre 1030 e 1300 $kg \cdot m^{-3}$ [McAnally *et al.* 2007b; Whitehouse *et al*. 2000; Nguyen & Le 2023].

Do ponto de vista reológico, a LF apresenta comportamento não newtoniano, no qual a relação entre tensão e taxa de cisalhamento não é linear [McAnally *et al*. 2007b]. Suas propriedades variam conforme a origem do material, a densidade, a concentração e a história de deformação, limitando generalizações sobre seu comportamento de fluxo [McAnally *et al.* 2007a; Carneiro 2018]. A LF também pode apresentar comportamento tixotrópico, com redução da viscosidade aparente durante o cisalhamento e recuperação parcial após repouso [Winterwerp & van Kesteren 2004; Wurpts 2005; Chhabra 2010].

Em conjunto, composição, organização vertical, processos internos e propriedades reológicas definem o estado físico da LF e condicionam sua resposta às forçantes externas. Esses controles ajudam a explicar como a camada se forma, se mantém e se mobiliza sob a ação de ondas, marés e correntes, fornecendo a base conceitual para discutir, na seção seguinte, a dinâmica da LF em diferentes contextos hidrodinâmicos.

5.2. Hidrodinâmica e dinâmica da lama fluida: mecanismos, mobilidade e contextos de ocorrência

A interação entre a LF e a hidrodinâmica costeira tem sido investigada em diferentes contextos ambientais, evidenciando respostas variadas às forçantes atuantes. Nesta seção, o termo mobilidade é empregado de forma abrangente, incluindo ressuspensão, reorganização interna, transporte submerso e redistribuição lateral do material em diferentes escalas espaciais e temporais.

Estudos em ambientes costeiros e estuarinos mostraram que depósitos lamosos não se comportam como fundos estáticos. Variações nas forçantes

podem modificar a estrutura, a mobilidade e a morfologia desses depósitos, indicando estados intermediários entre suspensão e leito consolidado [Faas 1984; Odd *et al*. 1989]. A consolidação do conceito de LF reforçou essa interpretação. Ross & Mehta [1989] demonstraram que, em ambientes coesivos, pode se formar uma camada próxima ao fundo com altas concentrações de sedimento, separada da suspensão superior por uma lutoclina. Essa camada apresenta comportamento mecânico distinto da água e do sedimento consolidado, e sua persistência depende do balanço entre floculação, deposição, consolidação, ressuspensão e energia hidrodinâmica [Mehta 1991].

Entre os mecanismos dominantes, marés e correntes controlam alternâncias entre mistura e estratificação, especialmente em zonas de máxima turbidez e estuários macromareais [Kineke *et al.* 1996; Wu *et al*. 2022]. Ondas também podem reorganizar o depósito, induzindo instabilidades na interface água–lama, mistura vertical e redistribuição de densidade mesmo sob correntes de fundo fracas [Aleebrahim & Jamali 2023]. Além disso, sob determinadas condições, a LF pode se deslocar lateralmente como fluxo denso, contribuindo para a redistribuição sedimentar em canais, estuários e plataformas internas [Odd & Cooper 1989].

Em regiões costeiras com elevada disponibilidade de sedimentos finos, frequentemente associada à descarga de grandes rios, esses mecanismos sustentam depósitos lamosos de grande escala [Lugo & Snedaker 1974; Wong & Tam 1995; Gensac *et al*. 2015; Healy *et al*. 2002]. Um dos exemplos mais expressivos ocorre na plataforma continental norte da América do Sul, entre os rios Amazonas e Orinoco, onde bancos lamosos descontínuos alimentados por

descargas fluviais migram ao longo da costa sob ação combinada de ondas, marés e correntes [Bouysse *et al*. 1977; Milliman & Meade 1983; Gensac *et al.* 2015]. Esses bancos apresentam dimensões de dezenas de quilômetros, espessuras métricas, compartimentação entre setores costeiros e mais externos, e reorganização interna associada à deposição sucessiva, remobilização e fluidização de pacotes previamente consolidados [Anthony *et al*. 2014; Gensac *et al.* 2015].

Nesse sistema, a variabilidade mareal favorece a redistribuição e a remobilização, incluindo a desagregação e fluidização de pacotes mais consolidados (“bolas” de lama), que alimentam o depósito [Anthony *et al.* 2014; Gensac *et al.* 2015]. Gensac *et al.* [2015] descrevem a deposição sucessiva em camadas finas associada ao ciclo de maré, remobilização condicionada por correntes mais energéticas e reorganização interna do pacote, destacando ainda o papel de biofilmes na acresção e no comportamento do depósito.

Em ambientes portuários e estuarinos, a LF é frequentemente investigada por sua influência na navegação, dragagem e definição de profundidade navegável [Wurpts 2005; Mehta *et al*. 2014; Carneiro *et al*. 2020]. Nesses sistemas, a hidrodinâmica organiza janelas de deposição, condições de manutenção do estado fluido e episódios de remobilização. Exemplos incluem o estuário Petitcodiac, no Canadá, onde a dinâmica de flocos é associada ao fluxo de maré [Shchepetkina *et al*. 2017]; o sistema portuário de Montevidéu, no Uruguai, onde depósitos lamosos se articulam a questões ambientais e operacionais [Muniz *et al.* 2004]; e o estuário de Gironde, na França, onde ciclos mareais de acúmulo e erosão produzem camadas

altamente concentradas próximas ao fundo [Allen *et al*. 1977; Tseng *et al.* 2001].

Na Ásia, os estudos mostram a sensibilidade da LF à sazonalidade, à variabilidade mareal e a eventos extremos. No estuário do Yangtze, a LF alterna entre fases de acúmulo e remobilização ao longo dos ciclos de maré, com espessura e mobilidade moduladas pela turbulência e por pequenas ondas [Wu *et al.* 2022; Wang *et al.* 2014]. Nas planícies lamosas macromareais de Jiangsu, ondas moderadas podem iniciar liquefação e refinamento do leito, enquanto a turbulência próxima ao fundo controla a formação e ruptura de camadas delgadas de LF [Li *et al.* 2024]. No delta subaquoso do Changjiang, tufões podem gerar ciclos episódicos de formação, estabilização e dissipação da LF, controlados por limiares de estratificação e energia de ondas [Tang *et al*. 2023]. Em sistemas sob influência de monções, a formação e persistência da LF também podem ser moduladas pela descarga fluvial e pelo grau de consolidação [Ferket *et al.* 2017], enquanto no rio Chikugo, no Japão, a estratificação em camadas com diferentes viscosidades e conteúdo de água reforça a relação entre estrutura vertical, estado físico e compactação [Azhikodan & Yokoyama 2018].

Outros contextos reforçam que a ocorrência da LF depende de controles locais. Em alguns sistemas, sua presença está associada a reorganizações rápidas das condições meteo-oceanográficas [Wang *et al.* 2014], enquanto em outros pode estar ausente mesmo sob aporte significativo de sedimentos finos [Xie *et al.* 2010]. No estuário Mbhashe, na África do Sul, a intrusão salina favorece a floculação e a ocorrência de LF, cuja espessura varia com a

exposição a correntes e pode influenciar comunidades bentônicas e biotas móveis [Day 1981; Plumstead *et al*. 1989; Bianchi 2013; James *et al.* 2020].

No Brasil, os registros e investigações sobre LF concentram-se principalmente em três contextos: sistemas estuarinos portuários, a costa sob influência amazônica e depósitos episódicos em praias arenosas dominadas por ondas. Nos sistemas portuários, a variabilidade hidrodinâmica controla a manutenção, a mobilidade e a evolução espaço-temporal do depósito [Carneiro *et al.* 2022; Carneiro *et al*. 2020; Pion & Alfredini 2019; Soares 2019; Quaresma *et al*. 2011]. Na costa amazônica, o aporte expressivo de sedimentos finos e o acoplamento entre marés, ondas e correntes estruturam feições lamosas em escala costeira [Molinas *et al.* 2020; Schettini *et al.* 2020; Menandro *et al.* 2015; Anthony *et al*. 2010; Kineke *et al.* 1996]. Já na praia do Cassino, os depósitos de LF são episódicos e ocorrem em uma antepraia arenosa dominada por ondas [Oliveira *et al*. 2020; Pereira *et al*. 2011; Guerra *et al*. 2009; Holland *et al.* 2009; Vinzon *et al*. 2009; Calliari *et al*. 2003], não se enquadrando plenamente nos modelos estuarinos ou amazônicos tradicionais.

Em síntese, a LF configura-se como um depósito cuja ocorrência, persistência e mobilidade resultam do acoplamento entre aporte de sedimentos finos, estado físico do material e forçantes hidrodinâmicas. A revisão global mostra que a LF pode ocorrer em sistemas persistentes, sazonais, portuários, estuarinos, deltaicos, macromareais e episódicos. Em ambientes dominados por ondas, a intermitência do depósito e as rápidas mudanças na interface água–lama aumentam as incertezas de interpretação. Nesse quadro, torna-se central avaliar criticamente os métodos de detecção e interpretação da LF, tema abordado na subseção seguinte.

5.3. Dinâmica da lama fluida em praias dominadas por ondas: síntese local e lacunas sobre mobilidade

Nesta seção, mobilidade é entendida como o transporte e a reorganização da LF no sistema praial. O termo evento de lama na praia, ou migração de lama para a face de praia, refere-se às situações em que o material inicialmente presente na porção submersa é conduzido para a zona de arrebentação e/ou para a praia emersa. Do ponto de vista morfodinâmico, o sistema praial pode ser descrito como um contínuo transversal entre antepraia e praia subaérea, com trocas bidirecionais de sedimento mediadas pela zona de arrebentação (Figura V-2) [Calliari *et al*. 2003]. Nesse contínuo, a antepraia atua como domínio de armazenamento, redistribuição e reorganização submersa da LF antes de sua eventual manifestação na face de praia.

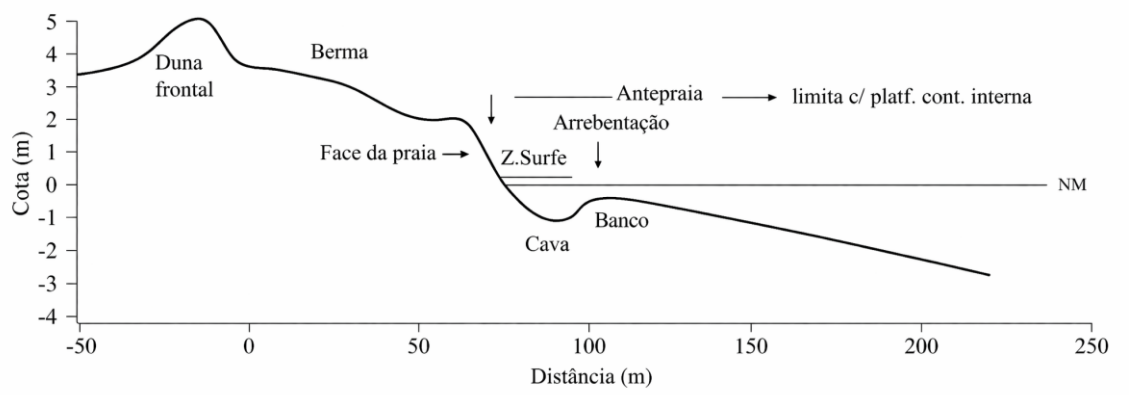


Figura V-2. Terminologia da praia e antepraia tomando como exemplo uma praia de estágio intermediário com nítido desenvolvimento de banco e cava submarina. Fonte: Calliari *et al.* 2003.

No Cassino, a migração da LF para a face de praia tem sido associada a condições de maior energia de onda. Estudos clássicos indicam relação entre ressuspensão, transporte em direção à costa e ondas de tempestade com

períodos mais longos [Villwock & Martins 1972; Martins *et al.* 1978; Calliari *et al*. 2000]. Essa interpretação foi retomada por Machado [2013], que tratou a remobilização para a praia como resultado de janelas hidrodinâmicas mais energéticas. Quando ondas atuam em águas intermediárias ou rasas sobre fundos lamosos, podem induzir dissipação de energia, atenuação da altura de onda, deformação da camada, liquefação parcial e redistribuição do material [Cuchiara 2008; Winterwerp *et al.* 2007; Machado 2013; Jiang & Zhao 1989].

Além da energia de onda, deposição e erosão de lama na plataforma interna parecem operar como processos dirigidos por eventos. A deposição pode ser favorecida por padrões de circulação, enquanto a erosão e o deslocamento são intensificados durante tempestades, quando correntes associadas a ventos fortes promovem ressuspensão e transporte [Vinzon *et al*. 2009; Machado 2013].

Testemunhos coletados em 2004–2005 reforçam a heterogeneidade estratigráfica desse ambiente, com alternância entre lama e laminações arenosas, além de variações verticais no grau de consolidação [Calliari *et al.* 2007; Calliari *et al.* 2020; Calliari *et al*. 2009]. Em regiões mais rasas, foi observada LF superficial intercalada com areia; em maiores profundidades, predominam lamas mais compactadas, também intercaladas com camadas arenosas.

Tal padrão é interpretado como um reflexo de períodos de fornecimento rápido de lama e do avanço subsequente do lençol de areia relíquia transgressiva sobre depósitos recentes de LF, resultando em uma estrutura vertical heterogênea e em mistura de silte e areia como tamanho médio efetivo do grão. O enriquecimento em laminações arenosas é interpretado como

evidência de severo retrabalhamento por ação de onda e pode reduzir a disponibilidade do pacote lamoso para nova ressuspensão em eventos energéticos subsequentes [Calliari *et al.* 2009].

A caracterização sedimentológica disponível indica que o material lamoso do Cassino apresenta composição fina e coesiva. Holland *et al.* [2009] documentaram frações argilosas dominadas por esmectita, illita e caulinita, com alto teor de água e densidades próximas de 1140 kg m^{-3} para LF, em contraste com lamas superficiais mais consolidadas, com densidades entre 1300 e 1800 kg m^{-3}.

No plano conceitual, Pereira *et al.* [2011] enquadram o Cassino como uma *mud-transgressed beach*, na qual a lama atua como componente episódico capaz de alterar temporariamente a hidrodinâmica e a morfodinâmica da praia. Os autores propõem um modelo em que a lama é ressuspendida e transportada em direção à costa durante eventos energéticos, ocupa a zona de surfe e, com a redução da energia hidrodinâmica, decanta progressivamente, restabelecendo uma estrutura em camadas. Apesar de sua relevância, esse modelo é baseado principalmente em observações na zona de surfe e na faixa de praia, onde a lama se torna visível. Os estágios anteriores, quando o depósito ainda se encontra submerso na antepraia, permanecem menos documentados.

Machado [2013] constitui a principal referência regional sobre a relação entre eventos de lama na Praia do Cassino e condições meteo-oceanográficas. A autora demonstra que a ocorrência e a remobilização de depósitos lamosos na zona de arrebentação e na face de praia estão associadas a estados de mar específicos, caracterizados por ondas mais energéticas, períodos mais

longos e atuação de sistemas atmosféricos intensos. A análise de 12 casos entre 1998 e 2010 indicou associação predominante com ciclones (75%), sazonalidade bem-marcada (outono, verão e inverno) e ventos moderados e persistentes na geração de ressacas no sul do RS [Machado 2013]. Contudo, essa abordagem também parte do evento costeiro final, quando a lama já se manifesta na praia emersa ou na zona de surfe.

Os principais eventos registrados reforçam o caráter episódico e persistente da LF no Cassino. O evento de 1998 foi associado a ondas de tempestade, deposição extensa, longa permanência da lama na praia e variabilidade interanual ligada ao ENOS [Odebrecht *et al*. 2003; Calliari *et al.* 2009; Möller *et al*. 2010; Machado 2013; Calliari *et al*. 2020]. Entre 2014 e 2016, a deposição de LF resultou em cerca de 7 km de praia coberta por lama, alargamento da porção subaérea, ausência da zona de surfe e formação de pequenas dunas sobre o pós-praia, associadas à atenuação persistente da energia de onda [Oliveira *et al*. 2020]. Colleoni [2016] mapeou esse depósito em manchas orientadas SO–NE, com extensão até 9 m de profundidade, espessura máxima de 2,13 m e dois depocentros, incluindo um banco lamoso linear entre 3 e 6 m.

A partir dessas observações, Oliveira *et al*. [2020] interpretaram a deposição de LF não apenas como uma perturbação episódica, mas como um estado morfodinâmico transitório. Nesse estado, a lama atua como agente de amortecimento hidrodinâmico, reduzindo a propagação das ondas até a zona de surfe e desacoplando parcialmente o forçamento oceânico da resposta praial. Com a retomada da ação das ondas, o depósito é progressivamente retrabalhado, permitindo o restabelecimento da zona de arrebentação e da

morfodinâmica típica de praias arenosas dominadas por ondas [Oliveira *et al*. 2020].

Em síntese, o estado da arte local reúne evidências sobre composição e estado físico do material [Holland *et al*. 2009], mecanismos de acoplamento onda–lama e controle por eventos [Jiang & Zhao 1989; Winterwerp *et al*. 2007; Vinzon *et al*. 2009; Machado 2013], registros estratigráficos de alternância lama–areia e retrabalhamento [Calliari *et al*. 2007; Calliari *et al*. 2009], e modelos conceituais para praias dominadas por ondas [Pereira *et al.* 2011; Oliveira *et al.* 2020]. A lacuna central está nos estágios submersos da antepraia: armazenamento, variabilidade da estrutura vertical, deslocamentos parciais, ressuspensão e fluidização permanecem pouco observados e pouco formalizados conceitualmente.

5.4. Detecção da lama fluida: fundamentos, limitações e integração metodológica

A detecção de depósitos de LF em ambientes submersos baseia-se majoritariamente em métodos geofísicos indiretos, que permitem caracterizar a composição e a morfologia da superfície e da subsuperfície de fundo [Souza 2006]. Esses métodos exploram o princípio de propagação e reflexão das ondas acústicas em regiões onde há contraste de propriedades físicas entre os meios. A impedância acústica é definida pelo produto da velocidade de propagação do som num meio pela densidade. Interfaces com maior contraste de impedância geram reflexões mais intensas, enquanto meios homongêneos tendem produzir retornos pouco expressivos [Souza 2006; Richardson & Briggs 1996; Lurton & Jackson 2004; McAnally *et al.* 2007b; Winterwerp & van Kesteren, 2004; Garskin

& Wadman 2024]. A escolha da frequência representa um balanço entre resolução e penetração: frequências mais altas apresentam maior resolução e menor penetração; frequências mais baixas penetram mais profundamente, mas com menor detalhamento [Souza 2006].

A utilização de ecossondas de dupla frequência tornou-se recorrente na detecção da LF. A frequência mais alta, tipicamente 200 kHz, é associada à identificação de interfaces rasas, como a transição água–lama. A frequência mais baixa, entre 50 e 24 kHz, apresenta maior penetração e pode registrar interfaces mais profundas, incluindo a transição para substratos mais consolidados [Winterwerp & van Kesteren 2004; Souza 2006; McAnally *et al.* 2007b; Quaresma *et al.* 2011; Mehta *et al.* 2014; Garskin & Wadman 2024]. Assim, a diferença entre os refletores registrados por cada frequência é frequentemente usada como estimativa operacional da espessura da camada lamosa.

No entanto, essa interpretação não é direta. A penetração do sinal acústico depende do estado físico do sedimento, incluindo densidade, grau de consolidação, conteúdo em suspensão, viscosidade e estrutura vertical [Wurpts 1998; Madson & Sommerfield 2003; Carneiro *et al*. 2017; Soares 2019]. Em depósitos estratificados, diferentes gradientes internos podem gerar refletores acústicos, dificultando a definição inequívoca do topo e da base da LF [Souza 2006; McAnally *et al*. 2007b; Winterwerp & van Kesteren 2004; Menandro *et al*. 2015]. Portanto, a ecossonda não mede densidade diretamente, mas responde a contrastes de impedância entre meios. A associação entre cotas acústicas e isodensidades é um artifício metodológico, útil em campo, mas dependente do

estado físico e do grau de consolidação da LF, e não de um limiar universal [Soares 2019; Nguyen & Le 2023; Shakeel *et al.* 2019].

Essa limitação impulsionou a integração entre métodos acústicos e métodos diretos, como densímetros baseados em garfo vibratório e amostragem física. Esses instrumentos permitem perfilar a camada de LF em tempo real e estimar parâmetros como densidade, viscosidade aparente e tensão de cisalhamento. Estudos em canais de navegação mostram que a combinação entre ecossondagem multifrequência, medições densimétricas e análises sedimentológicas permite relacionar a resposta acústica às propriedades físicas do depósito e reduzir ambiguidades interpretativas [Samsami *et al*. 2022; Nguyen & Le 2023].

Historicamente, grande parte desse arcabouço foi desenvolvida em ambientes portuários e estuarinos, nos quais a LF afeta navegação, dragagem e definição de profundidade navegável. Nesses contextos, padrões de eco duplo inicialmente interpretados como “fundo falso” passaram a ser associados à presença de LF entre a coluna d’água e o substrato consolidado [Winterwerp & van Kesteren 2004]. Esse entendimento levou à formulação do conceito de fundo náutico, que incorpora propriedades físicas e reológicas da lama, como densidade e resistência ao cisalhamento, em diretrizes internacionais da PIANC [Kirichek *et al*. 2022; Shakeel *et al*. 2021; Shakeel *et al*. 2020; Carneiro *et al*. 2020; Kirichek *et al*. 2019].

No Brasil, estudos multifrequência têm sido aplicados à identificação da LF em levantamentos in situ e experimentos de laboratório, embora a navegação em LF ainda não seja regulamentada. Carneiro *et al*. [2020] integraram

ecossonda de dupla frequência, perfiladores chirp e densímetro em portos brasileiros, além de experimentos controlados em coluna de sedimentação. Trabalhos complementares reforçam a dependência da resposta acústica em relação ao grau de consolidação e à frequência utilizada [Pion 2017; Soares 2019], indicando que diferentes bandas entre 50 e 24 kHz respondem a estados físicos distintos da lama.

Avanços recentes também têm explicitado limitações instrumentais. Jiang *et al.* [2024] demonstram, por modelagem numérica, que densímetros baseados em garfo vibratório podem ter desempenho reduzido em fluidos viscosos e heterogêneos, reforçando a necessidade de validação cruzada. De forma complementar, técnicas não intrusivas, como *Distributed Acoustic Sensing* e *Distributed Temperature Sensing*, têm sido testadas para detectar interfaces e mudanças de resistência, embora ainda dependam de desenvolvimento e validação [Draganov *et al.* 2021; Buisman *et al*. 2024; Buisman *et al*. 2022].

O conjunto de métodos e limitações discutido nesta seção foi desenvolvido principalmente em canais portuários e estuarinos, sob condições hidrodinâmicas distintas da antepraia estudada nesta tese. A transposição desse arcabouço para ambientes costeiros dominados por ondas exige cautela, pois a maior variabilidade hidrodinâmica pode alterar rapidamente o estado físico da LF, sua estrutura vertical e a posição dos refletores acústicos. A lacuna abordada neste trabalho reside em avaliar os limites de validade e as incertezas da interpretação acústica quando aplicada a depósitos costeiros mais dinâmicos, integrando observações acústicas, perfis densimétricos e experimentos controlados.

Capítulo VI: Material e Métodos

Este capítulo apresenta a estratégia metodológica utilizada para investigar a detectabilidade acústica da lama fluida na antepraia da Praia do Cassino, com ênfase na estrutura vertical dos depósitos e em sua relação com condições hidrodinâmicas antecedentes. A abordagem integrou levantamentos de campo, experimentos em coluna de sedimentação e análise de séries meteo-oceanográficas. Os dados de campo combinaram perfilagem acústica de dupla frequência, perfis verticais de densidade in situ e amostragem sedimentológica. Os experimentos laboratoriais foram utilizados para isolar processos de reorganização vertical após perturbação mecânica, enquanto os dados ambientais permitiram contextualizar as estruturas observadas em campo.

O capítulo está organizado em três partes. A Seção 6.1 descreve os levantamentos de campo e os procedimentos de integração entre registros acústicos, densimétricos e sedimentológicos. A Seção 6.2 apresenta os

experimentos em coluna, incluindo montagem, aquisição e análise dos dados. A Seção 6.3 descreve o tratamento das séries meteo-oceanográficas, a definição de métricas antecedentes, a classificação de regimes e o índice de favorabilidade operacional.

6.1. Levantamentos de campo na antepraia do Cassino

Os levantamentos de campo foram realizados na antepraia do Cassino entre 2018 e 2020 e combinaram aquisição acústica contínua, perfis verticais de densidade e, em campanhas específicas, amostragem sedimentológica superficial. Essa abordagem foi complementada pela calibração local do densímetro, pela caracterização reológica do material utilizado na calibração e pelo processamento conjunto dos registros acústicos e densimétricos. Esses procedimentos foram utilizados para avaliar a presença, a espessura, a estrutura vertical e a distribuição espacial dos depósitos lamosos, integrando a resposta indireta dos sensores acústicos às medições diretas da coluna de lama.

6.1.1. Desenho amostral e campanhas

Entre 2018 e 2020 foram realizadas doze campanhas de campo na antepraia adjacente à Praia do Cassino, com o objetivo de detectar e monitorar a presença de LF e caracterizar sua estrutura vertical por métodos indiretos e diretos. O plano amostral (Figura VI-1) foi estruturado em dez transectos aproximadamente perpendiculares à linha de costa, com extensão média de ~8 km e espaçamento de 1 km entre linhas. Os levantamentos cobriram o intervalo batimétrico de 2 a 14 m, priorizando o setor de antepraia onde se observa a ocorrência intermitente de depósitos lamosos.

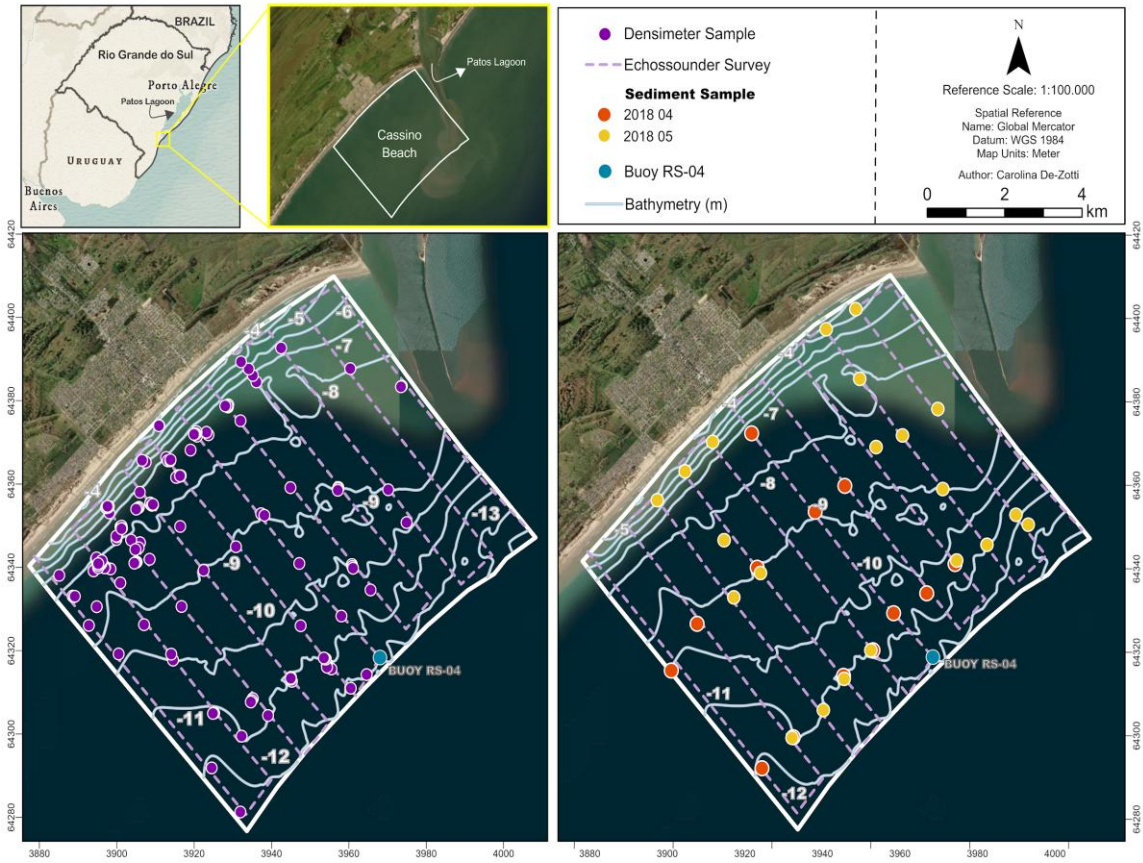


Figura VI-1. Distribuição espacial das campanhas de campo na antepraia do Cassino, mostrando os pontos de amostragem com densímetro (roxo), as linhas de ecossondagem (tracejado lilás), as amostras de sedimento de 2018 e 2018/05 (laranja e amarelo), a localização da boia RS-04 (azul) e a batimetria (m). O painel superior indica a localização regional da área de estudo. Fonte: própria.

Em cada campanha, o levantamento acústico foi realizado de forma contínua ao longo das linhas planejadas. A perfilagem de densidade *in situ* foi executada de modo concomitante, em pontos selecionados ao longo dos transectos, com base no reconhecimento do padrão acústico típico de LF usando o ecobatímetro de dupla frequência (Figura VI-2). Em duas campanhas (abril e maio de 2018), foram também coletadas amostras sedimentológicas superficiais para corroboração do registro acústico com presença e ausência de LF.

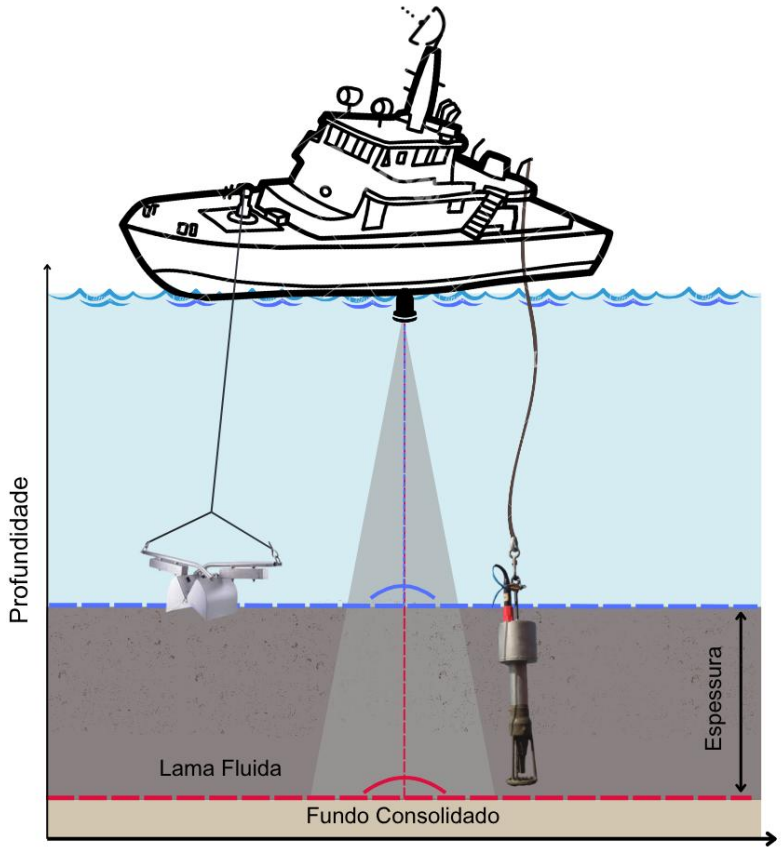


Figura VI-2. Esquema da metodologia de campo, mostrando a aquisição simultânea de dados acústicos por ecobatímetro de dupla frequência, perfis verticais de densidade com densímetro e coleta de sedimento de fundo, permitindo identificar a espessura da camada de lama e sua interface com o fundo consolidado. Fonte: própria.

As campanhas foram planejadas para ocorrer sob condições meteo-oceanográficas calmas e relativamente constantes, de modo a reduzir ruído instrumental e interferências associadas ao movimento da embarcação. Não foi utilizado sensor inercial para correção de movimentos induzidos por ondas. Para minimizar esse efeito, além da seleção de janelas de baixa energia, o levantamento foi conduzido em baixa velocidade (inferior a 6 nós), e filtros digitais passa-baixa foram aplicados no pós-processamento para reduzir outliers e o efeito de onda sobre o registro acústico. Em todas as campanhas, o transdutor foi instalado em suporte lateral, a aproximadamente 1 m do

costado, com o receptor GNSS acoplado no mesmo conjunto estrutural. A posição de lançamento do densímetro foi mantida próxima ao transdutor, buscando maximizar a coincidência espacial entre as observações acústicas e os perfis diretos.

6.1.2. Perfilagem acústica de dupla frequência

A perfilagem acústica foi realizada com ecobatímetros monofeixe de dupla frequência, com base na emissão de pulsos acústicos por um transdutor-receptor. Os pulsos se propagam pela coluna d'água e são parcialmente refletidos ao atingir interfaces com contraste de impedância acústica, definida pelo produto entre densidade e velocidade de propagação do som no meio [Clay & Medwin 1977; Telford *et al*. 1990; Hughes Clarke 2000]. Mudanças abruptas nas propriedades físicas do sedimento, especialmente densidade e rigidez, geram gradientes de impedância e produzem reflexões detectáveis [Quaresma *et al.* 2011]. Neste trabalho, a velocidade de propagação do sinal acústico no sedimento local não foi calculada, sendo adotado o valor padrão de 1500 m/s.

A detecção de depósitos de LF por ecobatímetro de dupla frequência foi interpretada a partir do padrão de "eco duplo" [Odhiambo & Stephen 2004; Winterwerp & van Kesteren 2004]. A alta frequência tende a refletir no primeiro gradiente de impedância, frequentemente associado à transição entre a água e a lutoclina, sendo utilizada como indicadora do topo do depósito. A baixa frequência apresenta maior capacidade de penetração no material de menor densidade e tende a registrar interfaces mais profundas, associadas ao limite inferior da LF, ao substrato mais consolidado ou a gradientes internos mais intensos [Soares 2019; Wurpts 2005; Marroig 2015; Menandro *et al.* 2015;

Quaresma *et al.* 2011; Buchanan 2005]. Assim, a diferença entre as cotas registradas pelas duas frequências foi utilizada como estimativa operacional da espessura do depósito, reconhecendo-se que essa resposta depende do grau de compactação e da estrutura vertical do material atravessado.

Foram utilizados dois sistemas acústicos ao longo das campanhas. Em nove campanhas, empregou-se o ecobatímetro monofeixe de dupla frequência TGE® – Echosounder Datalogger, operando em 200 e 33 kHz, com resolução vertical de 1 cm, associado ao software de aquisição Hydromagic e a uma antena GNSS Atlas Link com precisão horizontal de aproximadamente 30 cm. Em três campanhas, utilizou-se o sistema Lowrance® HDS Gen 2, operando em 200 e 50 kHz, acoplado a GPS com precisão horizontal de aproximadamente 5 m. Os dois equipamentos não foram utilizados simultaneamente em nenhum levantamento.

A interpretação dos refletores acústicos foi validada por comparação com perfis densimétricos *in situ* e, em campanhas específicas, por amostragem sedimentológica. Essa validação foi necessária especialmente em registros com resposta acústica atípica, múltiplos gradientes internos ou lutoclinas muito marcadas, condições que podem gerar ambiguidades na identificação do topo e da base do depósito [Carneiro *et al.* 2018; McAnally *et al.* 2016].

6.1.3. Perfilagem vertical de densidade in situ

Em cada campanha foram coletados perfis verticais de densidade *in situ* simultaneamente ao levantamento batimétrico, utilizando um densímetro de garfo vibratório (Figura VI-3). Esse tipo de equipamento opera com base na sensibilidade da frequência e da amplitude de vibração às propriedades do meio em que o sensor está inserido, permitindo inferir densidade e parâmetros

associados ao comportamento do material [Allwright 2002; Fontein & Byrd 2007; Groposo *et al.* 2014; Carneiro 2018]. O densímetro RheoTune® (STEMA Systems) perfila a coluna d'água e, ao penetrar na camada sedimentar, registra sinais de frequência e amplitude relacionados a materiais fluidos, gerando perfis verticais em tempo real [Groposo *et al.* 2014].

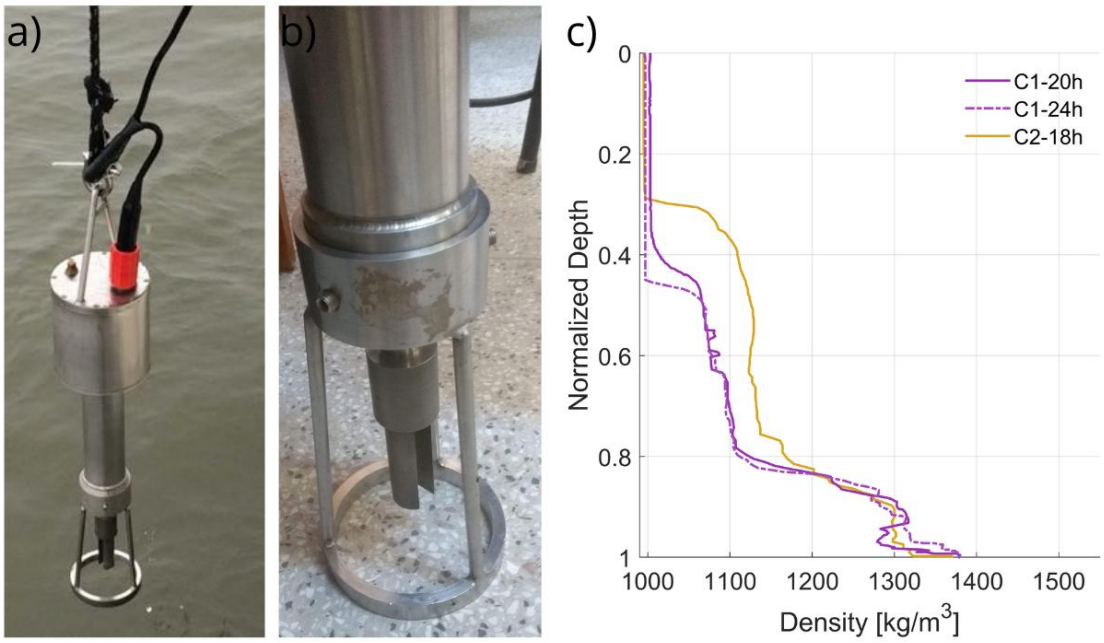


Figura VI-3. a) Apresentação do equipamento de medição direta do perfil de densidade do pacote de LF; b) Ênfase no grafo vibratório; c) Exemplo de perfil vertical de densidade coletado. Fonte: acervo pessoal.

Antes de cada campanha, ainda no píer de atracagem, a profundidade do densímetro foi calibrada no software por meio de duas marcações na corda de lançamento, correspondentes a 1 e 2 m a partir da base do garfo vibratório. O equipamento era descido manualmente até cada marcação e a profundidade era ajustada no sistema, garantindo referência inicial em ambiente calmo. Em operação, o densímetro era lançado nos pontos selecionados ao longo das linhas de levantamento, com prioridade para locais onde o ecobatímetro indicava separação entre alta e baixa frequências. A sonda desce até penetrar

o pacote lamoso e tende a interromper sua progressão ao encontrar uma camada com maior resistência, na qual não consegue penetrar.

Ao longo do período de monitoramento, foram adquiridos 254 perfis brutos de densidade, associados às campanhas em que houve registro concomitante com a ecossonda. Os perfis densimétricos permitem identificar gradientes verticais marcantes de densidade, incluindo a presença de lutoclinas, e constituem a base para avaliar a correspondência entre os refletores das frequências acústicas e as transições físicas inferidas no perfil. Essa integração é central para a interpretação da estrutura vertical da LF e para avaliar a confiabilidade da detecção indireta.

a. Calibração do densímetro e caracterização reológica das amostras de calibração

Os depósitos lamosos apresentam propriedades físicas que variam localmente, e a conversão dos sinais do garfo vibratório em densidade requer calibração para o sedimento e a água do local de estudo. Neste trabalho, a calibração do densímetro foi conduzida conforme descrito em Fonseca *et al.* [2018], a partir de amostras coletadas na área de estudo e de procedimentos laboratoriais voltados à construção de um domínio de calibração que relaciona frequência, amplitude e densidade.

A coleta do material de calibração ocorreu em 30 de janeiro de 2020, em um ponto selecionado por apresentar espessura de LF superior a 1 m. No local foram realizados perfis densimétricos e levantamento acústico concomitante, e em seguida coletaram-se água superficial e sedimento utilizando o amostrador BoxCorer. O sedimento foi armazenado em recipientes plásticos e a água em

galões, sendo todo o material transportado ao laboratório para preparação das amostras de calibração.

Em laboratório, a densidade inicial da amostra foi determinada por método analítico a partir da comparação entre massa úmida e seca, com secagem em estufa (105°C) até massa constante. A densidade do sedimento (ρ_{sed}) foi estimada com base em formulação adaptada de Winterwerp & van Kesteren [2004] [Rocha 2010], adotando-se $\rho_{quartzo}$ = 2650 kg/m³ e calculando-se a densidade da água (ρ_w) a partir de temperatura e salinidade observadas durante o período, utilizando dados da boia RS-04 (SiMCosta).

A calibração foi realizada por diluição controlada do material, a partir da amostra mais densa em direção a densidades menores, estabelecendo-se densidades-alvo sucessivas. Para cada densidade-alvo, o sedimento era homogeneizado manualmente em recipiente de volume e altura suficientes para permitir a inserção e movimentação do sensor sem contato com fundo ou paredes. Em cada condição, foram realizadas leituras repetidas do densímetro (frequência e amplitude), e retiradas amostras em triplicata para cálculo analítico da densidade. Ao todo, o procedimento resultou em um conjunto de medições de frequência–amplitude associado a valores de densidade determinados analiticamente, permitindo ajustar regressões lineares e interpolar um domínio de calibração na forma frequência × amplitude × densidade (Figura VI-4).

Esse domínio foi aplicado para corrigir os perfis brutos coletados em campo. Quando os valores de frequência e amplitude do perfil coincidiam com o domínio interpolado, a densidade estimada era substituída pelo valor calibrado. Como consequência, os perfis resultantes são calibrados dentro do

intervalo coberto pelo domínio construído, enquanto valores fora desse intervalo mantêm a leitura original do equipamento. Testes prévios indicaram maior dificuldade de manter consistência de leitura em densidades mais baixas, exigindo maior número de repetições e seleção criteriosa das séries utilizadas para compor o conjunto final. Essas limitações refletem a natureza manual do procedimento, a sensibilidade do sensor à homogeneização do meio e a dependência do ajuste ao intervalo de densidades efetivamente representado na calibração.

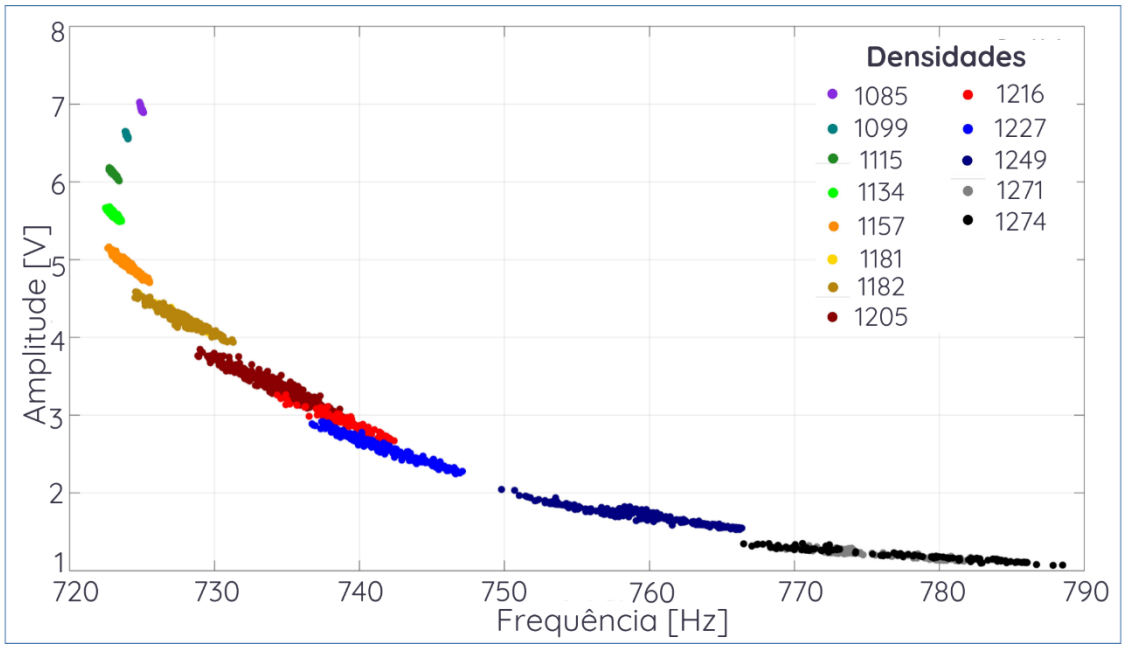


Figura VI-4. Domínio de calibração frequência × amplitude × densidade obtido para as amostras locais. Fonte: própria.

Como complemento à calibração densimétrica, foi realizada a caracterização reológica das mesmas amostras de lama utilizadas na calibração do densímetro. Ressalta-se que não foram estimadas viscosidades para cada perfil *in situ*; os ensaios reológicos foram conduzidos exclusivamente para as amostras preparadas em laboratório, com densidades controladas, de

modo a fornecer parâmetros representativos do comportamento do material no intervalo de densidades coberto pelo domínio de calibração.

Foram realizadas medições de viscosidade dinâmica, tensão de cisalhamento (τ) e taxa de cisalhamento ($\dot{\gamma}$) utilizando um viscosímetro rotacional. A reologia descreve a deformação e o escoamento de materiais submetidos a esforços mecânicos, usualmente representados por curvas de escoamento e curvas de viscosidade [Meshkati *et al.* 2021]. Foram utilizadas treze amostras de lama, com densidades entre 1050 e 1270 kg/m³, assegurando consistência entre os experimentos reológicos e os de densidade. Todos os ensaios foram conduzidos à temperatura constante de 25ºC, compatível com as condições observadas durante os levantamentos de campo.

Os ensaios reológicos foram desenvolvidos em triplicata por um reômetro Rheolab-QC (Anton Paar®), em recipiente concêntrico cilíndrico com geometria de medição do tipo vane (modelo ST22-4V-40, 22 mm de diâmetro), conforme especificações do procedimento técnico fornecido pela STEMA Systems (manual “Measuring Rheologic and Physical Properties Using the RheoTune: Plastic Viscosity”). O protocolo consistiu na aplicação de deformação controlada, variando a taxa de cisalhamento em etapas progressivas: 0–0,2 s^{-1} (incremento 0,01 s^{-1}), 0,2–1,2 s^{-1} (incremento 0,1 s^{-1}), 1,2–2,1 s^{-1} (incremento 0,5 s^{-1}) e 21,2–69,2 s^{-1} (incremento 2 s^{-1}). A resposta de cisalhamento foi registrada continuamente até o alcance de um estado de equilíbrio, permitindo a construção das curvas de escoamento em condições controladas.

A viscosidade plástica de Bingham foi determinada com base na razão entre a tensão e a taxa de cisalhamento no regime de equilíbrio. As curvas de

escoamento e viscosidade de cada uma das treze amostras foram suavizadas por ajuste *spline* (*Smoothing Spline*), assegurando coeficientes de determinação superiores a 0,80 (Tabela VI-1). As amostras apresentaram comportamento pseudoplástico, com redução da viscosidade à medida que a taxa de cisalhamento aumentava, de acordo com observações anteriores de Fonseca *et al.* [2018] e Groposo *et al.* [2014].

Tabela VI-1. Ajuste da curva de escoamento e viscosidade das amostras de viscosidade.

Densidade [kg/m³]	Viscosidade [Pa.s]	R²-ajustado	RMSE	SSE
1085	0,015	0,792	0,087	0,081
1099	0,0146	0,802	0,123	0,121
1115	0,0177	0,855	0,158	0,304
1134	0,0115	0,945	0,219	0,877
1157	0,026	0,992	0,206	0,776
1182	0,106	0,962	0,979	17,649
1205	0,130	0,988	1,149	24,042
1216	0,137	0,994	1,163	24,632
1227	0,215	0,998	1,154	24,255
1249	1,988	0,998	3,443	33,427

6.1.4. Amostragem sedimentológica

Para corroborar e contextualizar os registros acústicos e densimétricos, foram coletadas amostras de sedimentos superficiais na antepraia do Cassino em abril e maio de 2018, utilizando amostrador do tipo BoxCorer. As amostras foram armazenadas e transportadas ao laboratório para análise granulométrica por difração a laser, em analisador de tamanho de partículas MICROTRAC S3000/3500.

Os resultados foram organizados em classes texturais segundo Wentworth [1922] e expressos como porcentagem nas frações areia, silte e argila. Em complemento, as amostras foram classificadas verbalmente segundo Folk & Ward [1963], visando sintetizar a variação espacial da textura superficial nas datas de coleta. A sedimentologia foi utilizada como evidência independente para contextualizar os registros acústicos e densimétricos, especialmente em pontos com presença ou ausência de LF.

Além das amostras coletadas nesta tese, foi organizada uma síntese sedimentológica regional no Apêndice B (438p), reunindo dados pretéritos e atuais da antepraia do Cassino e áreas adjacentes. Esse apêndice apresenta a localização das amostras de abril e maio de 2018, dos dados do Projeto GeoCosta Sul I, dos testemunhos do Experimento Cassino 2005 e dos registros publicados por Reed *et al*. [2009] e Guerra *et al.* [2009]. Também inclui uma tabela com projeto ou estudo de origem, data de amostragem, localização, profundidade, frações granulométricas, conteúdo de água e densidade, quando disponíveis.

6.1.5. Processamento e avaliação da detecção da camada de lama fluida

O processamento da detecção da LF foi conduzido a partir da integração entre os dados acústicos de dupla frequência e os perfis densimétricos *in situ*. Inicialmente, os dados brutos dos ecobatímetros foram submetidos a controle de qualidade, com remoção de registros espúrios e aplicação de filtros digitais passa-baixa. Esse procedimento foi utilizado para reduzir ruídos associados à oscilação da embarcação e à ação residual de ondas. Registros acústicos cuja espessura estimada da camada de LF fosse inferior ao erro padrão dos equipamentos, definido em 0,10 m, foram excluídos da análise.

Os perfis densimétricos foram corrigidos individualmente a partir do domínio de calibração frequência × amplitude × densidade, conforme descrito no subitem anterior. Em seguida, os registros acústicos e densimétricos foram pareados com base na coincidência espacial das medições, utilizando as coordenadas geográficas de cada ponto amostrado.

Para relacionar a resposta acústica à estrutura vertical do depósito, foi calculado o gradiente vertical de densidade de cada perfil densimétrico. Os máximos gradientes identificados nos perfis foram associados graficamente aos refletores registrados pelas frequências acústicas. A profundidade registrada pela alta frequência, de 200 kHz, foi comparada à profundidade do primeiro gradiente de densidade bem marcado, interpretado como a transição entre a água e a lutoclina. A profundidade registrada pela baixa frequência, de 33 ou 50 kHz, foi relacionada ao segundo gradiente significativo de densidade, associado ao limite inferior do depósito de LF ou a transições internas mais intensas.

A correspondência entre os métodos foi avaliada por regressões lineares entre as profundidades estimadas pelo ecobatímetro e aquelas derivadas dos perfis densimétricos. As regressões foram aplicadas separadamente ao topo e à base da camada de LF. Também foram comparadas as espessuras da camada obtidas pelos dois métodos, com o objetivo de verificar a consistência das estimativas entre campanhas e condições observadas.

As diferenças entre os métodos foram quantificadas pelo erro médio quadrático (RMSE) e pelo viés relativo, conforme proposto por Melo *et al*. [2010]. O RMSE (Eq. VI-1) foi utilizado para avaliar a magnitude média da discrepância entre as profundidades estimadas pelo ecobatímetro (E) e pelo densímetro (S), considerando o número amostral (N). O viés relativo (Eq. VI-2) foi utilizado para identificar tendências sistemáticas de superestimação ou subestimação. Essas métricas foram aplicadas às profundidades de início e fim da camada de LF e às espessuras estimadas.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(\bar{E} - \bar{S})^2} \qquad \text{Eq. VI-1}$$

$$Viés = \frac{\bar{E}}{\bar{S}} - 1 \qquad \text{Eq. VI-2}$$

As respostas acústicas foram classificadas de acordo com a estrutura vertical e a extensão espacial do depósito lamoso. Em uma primeira etapa, os registros foram classificados de forma binária, distinguindo situações de presença e ausência de LF. Quando identificado o desenvolvimento de depósitos lamosos, a resposta acústica foi classificada como típica ou atípica. A resposta típica correspondeu ao padrão clássico de eco duplo, com boa

correspondência entre os refletores acústicos e os gradientes de densidade identificados no perfil *in situ*. As respostas atípicas foram agrupadas em cinco categorias, definidas a partir das diferenças entre a posição dos refletores acústicos e a estrutura densimétrica, incluindo casos de gradientes difusos, múltiplos refletores internos ou ausência de correspondência clara entre os métodos.

A avaliação espacial dos depósitos foi realizada a partir dos dados acústicos coletados ao longo dos transectos. Para cada campanha, os dados foram interpolados com a ferramenta *Topo to Raster*, gerando três superfícies *raster*: batimetria obtida em 200 kHz, batimetria obtida em 33 kHz e espessura estimada da LF. O *raster* de espessura foi utilizado para delimitar a geometria dos depósitos, a partir da qual foram estimados a largura (L), o comprimento (C) e a área aproximada (A). A área foi calculada assumindo geometria elíptica, conforme:

$$A = \pi \times L \times C \qquad \text{Eq. VI-3}$$

em que L representa a largura e C o comprimento do depósito. Com base nesses parâmetros, os depósitos foram organizados segundo a espessura da camada e a estação do ano de coleta.

As superfícies batimétricas de 200 e 33 kHz foram utilizadas em uma segunda etapa, voltada à análise do contexto morfológico dos perfis densimétricos atípicos. Para isso, foram extraídos perfis batimétricos nas posições correspondentes aos pontos de coleta desses perfis, por meio da ferramenta *Elevation Graph*. Esses perfis permitiram comparar a diferença vertical entre as respostas acústicas nas duas frequências e avaliar a posição relativa dos perfis densimétricos em relação ao perfil batimétrico.

No Apêndice A (303p), são apresentados mapas de variação temporal da espessura de lama entre levantamentos consecutivos. Esses mapas foram obtidos pela diferença entre *rasters* sucessivos, permitindo identificar áreas com aumento ou diminuição da espessura da lama de um monitoramento para o seguinte.

6.1.6. Processamento dos perfis densimétricos

A estrutura vertical dos perfis foi descrita a partir de classes de densidade aplicadas tanto aos dados de campo quanto aos experimentos em laboratório. A coluna água-lama foi dividida em quatro regimes de densidade: água ($\rho < 1025$ kg·m^{-3}), suspensão diluída ($1025 \leq \rho < 1080$ kg·m^{-3}), lama fluida ($1080 \leq \rho < 1200$ kg·m^{-3}) e lama consolidada ($\rho \geq 1200$ kg·m^{-3}). Para a análise composicional dos depósitos, foram consideradas as três frações sedimentares — suspensão diluída, LF e lama consolidada —, excluindo-se a classe água. Esses limiares seguem faixas de densidade amplamente utilizadas para suspensões finas e lama [Winterwerp & van Kesteren 2004; McAnally *et al.* 2007a; Mehta *et al.* 2014].

Para cada ponto amostral, foi gerado um arquivo de frações contendo a densidade e a espessura correspondentes a cada classe sedimentar. Com base nesses dados, calcularam-se a espessura absoluta de cada fração e sua contribuição relativa em relação à espessura total do depósito. Essa etapa permitiu associar a forma do perfil densimétrico à composição vertical do depósito, distinguindo a participação relativa das frações mais diluídas, fluidas e consolidadas.

Também foi elaborada uma síntese temporal das frações sedimentares. Para cada campanha, foram calculadas a densidade média, a espessura média

e os respectivos desvios-padrão de cada fração. Essa síntese teve caráter descritivo e foi utilizada para visualizar a variação temporal da estrutura vertical da lama entre campanhas.

Os perfis densimétricos foram classificados quanto à progressividade da estrutura vertical. Perfis com aumento contínuo ou predominantemente progressivo da densidade com a profundidade foram classificados como perfis progressivos. Perfis com oscilações internas, inversões locais, múltiplas interfaces ou descontinuidades marcadas foram classificados como perfis não progressivos. Essa classificação foi utilizada para avaliar a relação entre a estrutura vertical da lama, a resposta acústica e as condições meteo-oceanográficas antecedentes.

A Análise de Componentes Principais (PCA) foi aplicada separadamente a dois conjuntos de variáveis. A primeira PCA foi voltada à estrutura vertical do depósito e incluiu as variáveis de densidade e espessura das três frações sedimentares: densidade da suspensão diluída, espessura da suspensão diluída, densidade da LF, espessura da LF, densidade da lama consolidada e espessura da lama consolidada. A segunda PCA foi voltada à geometria e à posição dos depósitos, utilizando as variáveis profundidade, largura e comprimento.

Antes das análises multivariadas, as variáveis foram padronizadas para média zero e variância unitária. Para cada PCA, foram calculados os escores dos pontos em cada componente principal, a porcentagem de variância explicada por componente, a variância acumulada e os *loadings* das variáveis. Os componentes principais foram utilizados para identificar os principais

gradientes de variação dos depósitos, tanto em relação à estrutura vertical quanto em relação à geometria e à posição espacial.

Após a PCA, os pontos foram agrupados por análise de cluster hierárquica, utilizando o método de Ward aplicado às variáveis padronizadas. Foram definidos quatro grupos estruturais e quatro grupos geométricos. Os grupos estruturais foram interpretados a partir dos escores da PCA e dos valores médios das variáveis de densidade e espessura das frações sedimentares.

Os perfis não progressivos foram projetados no espaço multivariado para avaliar sua posição em relação aos gradientes estruturais e geométricos identificados. Essa etapa permitiu verificar se esses perfis se concentravam em determinados setores da PCA ou em grupos específicos de estrutura e geometria.

A frequência de perfis não progressivos foi calculada em níveis sucessivos de organização. Inicialmente, foi estimada a proporção desses perfis em cada grupo estrutural. Em seguida, os escores de PC2 da PCA estrutural foram divididos em quatro faixas definidas por quartis, permitindo avaliar como a ocorrência de perfis não progressivos varia ao longo desse gradiente. Na etapa seguinte, o grupo estrutural e a faixa de PC2 foram considerados simultaneamente, de modo a identificar combinações mais associadas à ocorrência de perfis não progressivos.

Por fim, os resultados da análise estrutural foram integrados à análise geométrica dos depósitos. Essa integração permitiu construir matrizes de coocorrência entre tipos estruturais e tipos geométricos e calcular a frequência de perfis não progressivos para cada combinação. Assim, a ocorrência desses

perfis foi avaliada tanto em relação à estrutura vertical da lama quanto em relação à profundidade e às dimensões dos depósitos.

6.2. Experimentos em laboratório: Uso de coluna de sedimentação

Os experimentos laboratoriais foram conduzidos para complementar as observações de campo e isolar, sob condições controladas, os processos de reorganização vertical da LF após perturbação mecânica. Em campo, esses processos ocorrem de forma acoplada às condições hidrodinâmicas e são difíceis de observar diretamente. Em laboratório, foi possível acompanhar a transição entre estados inicialmente homogeneizados e configurações estratificadas mais estáveis.

Os experimentos buscaram avaliar a formação, a evolução e a persistência de lutoclinas ao longo do tempo. A análise dessas transições permitiu investigar como os gradientes de densidade se desenvolvem, se reorganizam de forma não monotônica e, em alguns casos, apresentam inversões locais ou múltiplas interfaces durante o processo de decantação. Os experimentos também foram estruturados para testar a resposta acústica de sistemas de ecossondagem de dupla frequência sob condições transientes de estratificação. A combinação entre medições densimétricas de alta resolução e aquisições acústicas simultâneas permitiu avaliar em que medida a detecção de interfaces acústicas depende do estado instantâneo de organização interna da coluna sedimentar.

Esta seção descreve a montagem experimental, os sedimentos utilizados, os ciclos de agitação e decantação, a aquisição integrada de dados

densimétricos, acústicos e gravimétricos e os procedimentos adotados para analisar a formação de lutoclinas, a consolidação, a estabilidade da estratificação e a correspondência entre interfaces de densidade e refletores acústicos.

6.2.1. Montagem dos experimentos

Dois experimentos laboratoriais independentes foram conduzidos com o objetivo de reproduzir a reorganização inicial da LF após episódios de agitação. Estudos prévios indicam que a propagação acústica e a estabilidade dos refletores dependem fortemente da estrutura interna de densidade e do estado de estratificação do depósito [McAnally *et al.* 2007b; Wurpts 2005; Carneiro *et al.* 2020; Samsami *et al.* 2022]. No entanto, as primeiras horas desse processo permanecem pouco compreendidas. Colunas de sedimentação oferecem, nesse contexto, a resolução temporal e vertical necessária para capturar esses estágios iniciais.

Os experimentos foram realizados em colunas verticais de sedimentação projetadas para ciclos controlados de agitação e decantação, com aquisição repetida de dados densimétricos, acústicos e gravimétricos. A Figura VI-5 sintetiza o arranjo experimental, a sequência de aquisição dos dados e a evolução das lutoclinas ao longo do experimento. Os ensaios ocorreram no Laboratório de Engenharia Costeira (LEC–FURG), utilizando uma coluna de 3 metros de altura, e no Laboratório de Dinâmica de Sedimentos Coesivos (LDSC–UFRJ), com uma coluna de 4,3 metros de altura.

Para explorar contrastes no comportamento de decantação, foram utilizados dois sedimentos naturais distintos, testados separadamente. O sedimento praial (Experimento I) apresenta maior fração arenosa e baixa

coesão, típico de praias dominadas por ondas, enquanto o sedimento de canal portuário (Experimento II) é mais rico em finos e apresenta comportamento mais coesivo. Embora conduzidos em configurações distintas, ambos os experimentos tiveram como objetivo avaliar como textura e composição controlam a estratificação inicial e a resposta acústica do depósito.

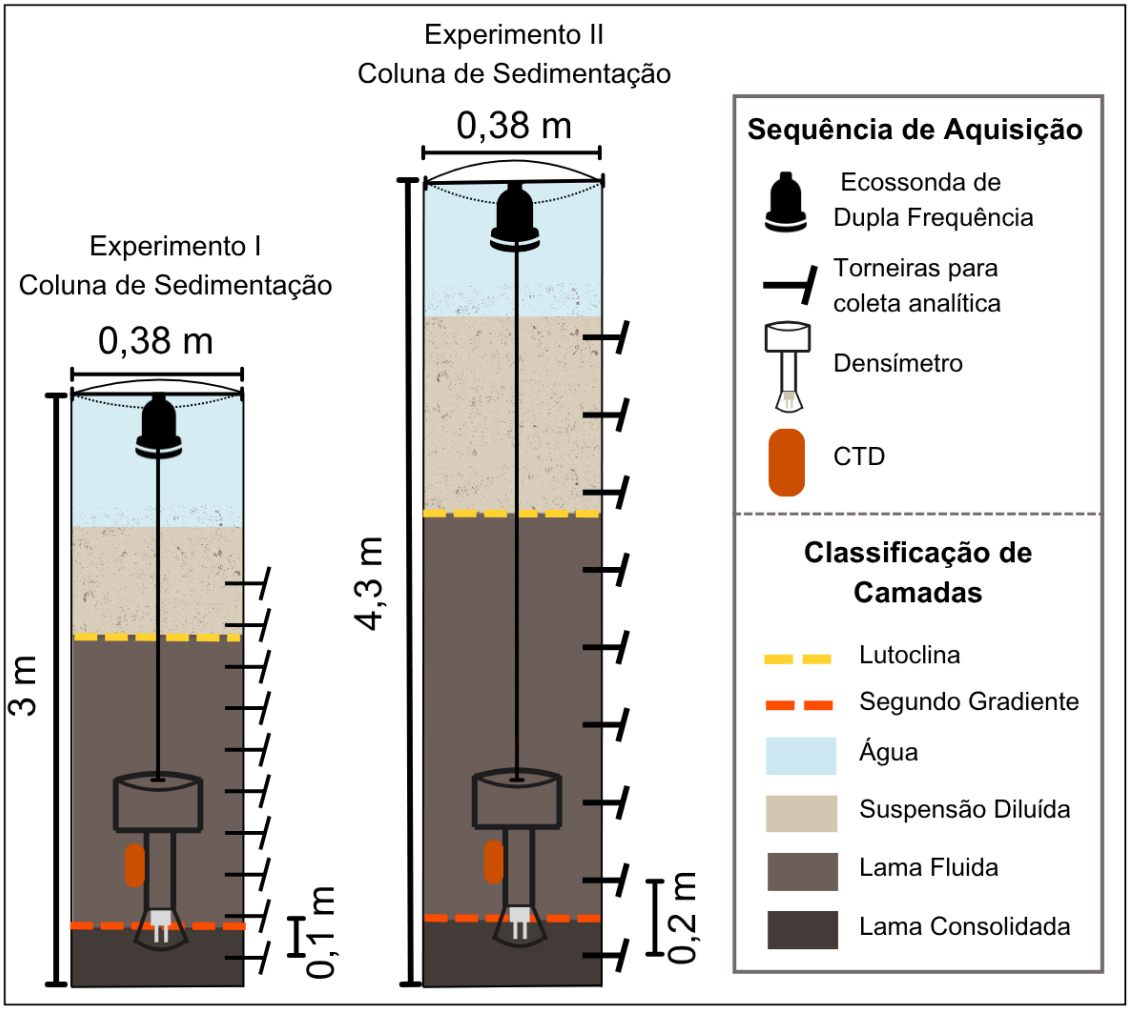


Figura VI-5. Esquema metodológico das duas colunas de sedimentação e ordem de coleta de dados. Fonte: própria.

As amostras sedimentares foram coletadas com draga Box Corer (Experimento I, 2020) e draga Van Veen (Experimento II, 2021), transportadas em recipientes selados, homogeneizadas previamente ao uso e analisadas em

triplicata quanto à distribuição granulométrica por difração a laser (MICROTRAC S3000/3500 e Malvern Mastersizer Hydro 2000, respectivamente). A classificação granulométrica seguiu Wentworth [1922], e as amostras foram mantidas sob condições laboratoriais controladas até a realização dos ensaios.

No Experimento I, a coluna de 3 m foi preenchida com uma mistura sedimentar composta predominantemente por silte grosso, com fração subordinada de areia fina, compatível com os depósitos lamosos observados na antepraia do Cassino. O sedimento, previamente homogeneizado, ocupou aproximadamente um terço da altura da coluna, que foi completada com água doce, de modo a minimizar efeitos de floculação associados à salinidade e isolar os processos físicos de sedimentação e reorganização vertical.

As colunas foram configuradas para permitir perfilagens de alta resolução ao longo do tempo. No Experimento I, os pontos de amostragem estavam espaçados a cada 10 cm, enquanto no Experimento II o espaçamento foi de 20 cm. Em ambos os casos, a camada de lama homogeneizada foi sobreposta por uma coluna de água doce.

O protocolo experimental iniciou-se com uma etapa de agitação, realizada manualmente no Experimento I e por meio de bomba hidráulica no Experimento II, simulando perturbações na coluna d’água. Após a interrupção da agitação, iniciou-se o período de decantação, durante o qual a coluna evoluiu sem forçamento externo, permitindo observar a formação de lutoclinas, o desenvolvimento da estratificação e os estágios iniciais de consolidação.

Ao longo do período de decantação, foram realizadas perfilagens densimétricas e acústicas sequenciais, enquanto a amostragem gravimétrica

forneceu validação independente dos valores de densidade. Todos os procedimentos foram conduzidos à temperatura controlada de 20 °C.

6.2.2. Aquisição dos dados

A aquisição de dados nos experimentos laboratoriais foi estruturada para capturar a evolução temporal da reorganização vertical da LF após episódios de agitação, abrangendo desde os estágios iniciais de mistura até fases mais avançadas de consolidação. As medições foram realizadas em cinco intervalos temporais predefinidos — 0 h, 1–2 h, 3–15 h, 15–30 h e > 60 h — representativos de diferentes estados do depósito ao longo do processo de decantação (Tabela VI-2).

Tabela VI-2. Distribuição dos perfis densimétricos adquiridos durante cada ciclo de agitação e na fase transitória pós-agitação nos Experimentos I e II. Os valores indicam o número de perfis densimétricos coletados em cada etapa.

Experimento	Ciclo	0h	1-2h	3-15h	15-30h	>60h
Experimento I	C1	-	-	-	1	-
	C2	-	1	-	1	-
	C3	-	1	-	2	-
	C4	1	1	2	1	-
	C5	1	-	2	1	1
	C6	1	1	1	-	1
	Total	**3**	**4**	**5**	**6**	**2**
Experimento II	C1	-	-	-	2	-
	C2	1	1	-	1	-
	C3	1	2	3	-	1
	C4	1	2	-	-	-
	C5	1	1	3	-	-
	Total	**4**	**6**	**6**	**3**	**1**

Cada perfil foi identificado por um código que combina o ciclo de agitação e o tempo decorrido desde a agitação. O primeiro elemento representa o número do ciclo, e o segundo, a fase pós-agitação em horas. Por exemplo, C1-0h indica um perfil coletado imediatamente após o primeiro ciclo de agitação, enquanto C3-5h indica um perfil coletado 5 horas após o terceiro ciclo. Essa convenção permite agrupar perfis de diferentes ciclos em estágios transitórios pós-agitação equivalentes.

Em cada perfil amostrado, adotou-se uma sequência padronizada de aquisição — perfilagem acústica, amostragem gravimétrica e perfilagem densimétrica/CTD — de modo a minimizar perturbações no sistema e assegurar a comparabilidade entre medições sucessivas. Essa estratégia permitiu acompanhar a evolução das interfaces internas do depósito e sua correspondência com as respostas acústicas e densimétricas ao longo de múltiplos ciclos de agitação.

A estrutura vertical de densidade foi caracterizada por meio de um densímetro de garfo vibratório (STEMA Systems), equipado com lastro de 15 kg para garantir penetração estável na suspensão. A calibração do densímetro seguiu o procedimento descrito por Fonseca *et al.* [2018] e foi realizada separadamente para cada sedimento utilizado nos experimentos. As faixas de densidade cobertas foram de 1085 a 1289 kg/m³ no Experimento I e de 1092 a 1379 kg/m³ no Experimento II, com os valores de densidade real verificados por método gravimétrico. As curvas de calibração foram construídas a partir da nuvem de pontos frequência–amplitude, permitindo a conversão dos sinais brutos do densímetro em perfis verticais de densidade.

Durante a perfilagem densimétrica, sensores CTD foram utilizados para registrar, de forma sincronizada, profundidade, temperatura e velocidade do som. No Experimento I foi empregado um CastAway-CTD (5 Hz), enquanto no Experimento II utilizaram-se um CastAway-CTD e um RBR Concerto (até 32 Hz). Os CTDs foram montados de forma coaxial ao densímetro, assegurando registro vertical preciso. Os dados de CTD e as amostragens gravimétricas atuaram como controles independentes para verificação da precisão e estabilidade das medições densimétricas, com coeficientes de determinação r^2 superiores a 0,75 para todos os perfis.

A resposta acústica da coluna foi monitorada por meio de ecossondas de dupla frequência, com o objetivo de identificar contrastes de impedância associados à formação e evolução das interfaces internas do depósito. Os sinais de alta frequência (200 kHz) permitiram detectar a interface água–lama (lutoclina), enquanto os sinais de baixa frequência (33–50 kHz) apresentaram maior capacidade de penetração, refletindo em camadas mais densas e progressivamente consolidadas [Quaresma *et al.* 2011; Odhiambo & Stephen 2004].

Os equipamentos foram posicionados sequencialmente no topo e no eixo central da coluna, com aquisições de aproximadamente cinco minutos por instrumento. Foram utilizados: o sistema TGE (200/33 kHz) e o Lowrance HDS-12 GEN2 (200/50 kHz) no Experimento I e, no Experimento II, o TGE (200/33 kHz) e o Kongsberg EA400SP (200/50 kHz). O sistema Kongsberg operou com faixa dinâmica de 160 dB, taxa de ping de até 20 s^{-1} e resolução vertical de 1 cm (precisão de ±1 cm em 200 kHz e ±5 cm em 50 kHz). O sistema TGE possui potência de transmissão de 100 W, taxa de atualização de 10 Hz e precisão de

±1 cm + 0,1% da profundidade. O transdutor Lowrance HDI Skimmer possui aberturas de feixe de 29° (50 kHz) e 12° (200 kHz). Todos os equipamentos eram calibrados de fábrica.

Os primeiros pulsos acústicos de cada aquisição foram descartados para evitar efeitos transitórios associados à estabilização do sistema. A estabilidade dos refletores foi verificada manualmente. A espessura da LF foi estimada a partir da diferença de profundidade entre os refletores das frequências alta e baixa.

6.2.3. Análise dos dados

A análise dos dados foi conduzida seguindo a sequência física do processo de decantação da LF: (i) caracterização dos perfis verticais de densidade, (ii) dinâmica de consolidação, (iii) estabilidade da estratificação e (iv) correspondência entre resposta acústica e estrutura de densidade. Os perfis foram organizados por ciclos de agitação e cenários de decantação, o que permitiu comparações temporalmente consistentes entre diferentes ciclos experimentais.

Os perfis verticais de densidade foram filtrados para remover valores inválidos e registros duplicados de profundidade, sendo então suavizados com um filtro de Savitzky–Golay para reduzir ruídos instrumentais de alta frequência, preservando a estrutura vertical do perfil. Os gradientes verticais de densidade ($\partial\rho/\partial z$) foram calculados a partir dos perfis suavizados, utilizando diferenças finitas de primeira ordem entre profundidades adjacentes.

A coluna foi classificada em quatro regimes de densidade: água ($\rho < 1025$ kg·m^{-3}), suspensão diluída ($1025 \leq \rho < 1080$ kg·m^{-3}), LF ($1080 \leq \rho < 1200$ kg·m^{-3}) e lama consolidada ($\rho \geq 1200$ kg·m^{-3}). Esses limiares foram adotados

a partir de faixas de densidade amplamente utilizadas para suspensões finas e LF [Winterwerp & van Kesteren 2004; McAnally *et al.* 2007a; Mehta *et al.* 2014].

A lutoclina foi definida como o primeiro máximo no gradiente vertical de densidade em cada perfil, representando a transição entre a coluna d'água sobrejacente e a camada rica em sedimentos. Um gradiente secundário mais profundo foi identificado quando um máximo adicional ocorria abaixo da lutoclina, dentro da camada de alta concentração. Esse gradiente geralmente marca a transição entre a LF e sedimentos progressivamente mais densos e em consolidação. Essas interfaces foram utilizadas como profundidades de referência derivadas da densidade para comparação com os dados acústicos.

A consolidação do depósito foi quantificada por meio do rastreamento de níveis de iso-densidade (1030, 1050, 1080, 1100, 1150, 1200, 1250, 1300, 1350 e 1400 $kg \cdot m^{-3}$) ao longo dos diferentes cenários de decantação (0 h → 1–2 h → 3–15 h → 15–30 h → > 60 h). Para cada perfil, um algoritmo de vizinho mais próximo identificou o valor de densidade medido mais próximo de cada nível alvo. O deslocamento vertical desses níveis ao longo do tempo foi utilizado para estimar taxas de consolidação ($mm \cdot s^{-1}$), sendo movimentos descendentes interpretados como compactação progressiva e deslocamentos ascendentes associados a ressuspensão localizada. Valores ausentes foram excluídos do cálculo das médias.

A estabilidade da estratificação foi avaliada por meio da frequência de Brunt–Väisälä (N^2; Eq. VI-4), que expressa a resistência de um perfil de densidade a deslocamentos verticais e a intensidade das forças restauradoras atuantes na coluna água–sedimento [Seo *et al*. 2018; Li *et al.* 2024]. O

parâmetro N² foi calculado localmente ao longo de cada perfil, a partir das densidades medidas e dos gradientes verticais ponto a ponto, segundo a expressão:

$$N^2 = \frac{g}{\rho}\frac{d\rho}{dz} \qquad \text{Eq. VI-4}$$

onde *g* é a aceleração da gravidade, *ρ* é a densidade local em cada profundidade de medição e *dρ/dz* é o gradiente vertical de densidade.

N² foi calculado apenas para densidades inferiores a 1150 kg·m⁻³, de modo a restringir a análise à porção da coluna que se comporta mecanicamente como um fluido. Esse limiar é consistente com estudos anteriores que distinguem LF móvel de lama mais estacionária ou reologicamente estruturada em torno de 1150 kg·m⁻³ [Nederlof & van Bochove 1981; De Meyer & Malherbe 1987; Kerckaert 1988; Alexander *et al.* 1997; McAnally *et al.* 2007a]. Densidades iguais ou superiores a esse limite foram excluídas da análise de estabilidade.

A correspondência entre a resposta acústica e a estrutura de densidade foi então avaliada por meio de regressões entre as profundidades dos refletores de alta e baixa frequência e as profundidades das lutoclinas identificadas nos perfis densimétricos. A acurácia da detecção foi quantificada a partir dos coeficientes de determinação (r²) e do erro médio quadrático (RMSE, Eq. VI-1), calculados separadamente para cada refletor e para a espessura da camada de LF. Essa abordagem permitiu avaliar o desempenho de cada frequência acústica sob diferentes estágios de estratificação e consolidação do depósito.

6.3. Contexto ambiental: dados meteo-oceanográficos

A análise meteo-oceanográfica foi utilizada para contextualizar as condições antecedentes às campanhas de campo e sua relação com a formação, preservação ou retrabalhamento dos depósitos de LF. A abordagem foi organizada em quatro níveis: caracterização antecedente das campanhas, contexto climatológico e sazonal, classificação de estados meteo-oceanográficos e síntese operacional por meio de um índice de favorabilidade.

As campanhas de campo foram realizadas entre 2018 e 2020, com uso combinado de medições acústicas, perfis densimétricos e dados ambientais. A apresenta as datas das saídas, os instrumentos utilizados em cada campanha e a boia do SiMCosta em operação no período correspondente. Para as campanhas de 2018, foi utilizada a boia RS-05, única em operação no período. Para as campanhas de 2019 e 2020, foram utilizados os dados da boia RS-04.

Tabela VI-3 apresenta as datas das saídas, os instrumentos utilizados em cada campanha e a boia do SiMCosta em operação no período correspondente. Para as campanhas de 2018, foi utilizada a boia RS-05, única em operação no período. Para as campanhas de 2019 e 2020, foram utilizados os dados da boia RS-04.

Tabela VI-3. Síntese de quais datas ocorreram as saídas de campo e quais instrumentos foram utilizados em cada uma.

Data	Densímetro	Ecossonda TGE (200 e 33 kHz)	Ecossonda Lowrance (200 e 50 kHz)	Sedimentologia	Boia atuante
04/2018	Sim	Não	Sim	Sim	RS-05

05/2018	Sim	Não	Sim	Sim	RS-05
03/2019	Sim	Sim	Não	Não	RS-04
06/2019	Sim	Sim	Não	Não	RS-04
07/2019	Sim	Não	Sim	Não	RS-04
08/2019	Sim	Sim	Não	Não	RS-04
09/2019	Sim	Sim	Não	Não	RS-04
11/2019	Sim	Sim	Não	Não	RS-04
12/2019	Sim	Sim	Não	Não	RS-04
01/2020	Sim	Sim	Não	Sim	RS-04
02/2020	Sim	Sim	Não	Não	RS-04

As séries instrumentais das boias foram utilizadas para caracterizar as condições ambientais antecedentes a cada campanha. Foram analisadas variáveis de vento, pressão atmosférica, ondas, temperatura, salinidade e, quando disponíveis, turbidez e perfis de corrente. Para cada campanha, foi definida uma janela temporal antecedente de 15 dias. Os dados foram indexados em dias relativos à data da coleta. A unidade de análise foi a campanha, enquanto os perfis individuais foram utilizados para classificar a estrutura vertical da lama.

A caracterização detalhada de cada campanha é apresentada no Apêndice A, intitulado “Caracterização dos depósitos de lama e das condições meteo-oceanográficas antecedentes”. Esse apêndice reúne os mapas de distribuição da LF, a síntese das condições observadas em cada campanha e as principais condições meteo-oceanográficas registradas nos quinze dias anteriores à coleta.

Para a análise sazonal de longo prazo e para a composição do índice de favorabilidade operacional empregado na metodologia do terceiro artigo, foi utilizada a série histórica de vento da estação automática do INMET em Rio Grande, código WMO A802, com registros entre 2001 e 2025.

As séries foram submetidas a controle de qualidade e agregadas em escala diária. As direções de vento e onda foram tratadas como variáveis circulares. Para cada dia, foram calculados a direção média por média circular. As direções foram decompostas em componentes seno e cosseno para permitir aplicação de métodos estatísticos baseados em distância euclidiana.

Todos os dados de vento foram ajustados para a altura de referência de 10 m. Para isso, foi utilizado o perfil vertical de vento baseado na lei de potência, com expoente de 0,14, normalmente empregado em ambientes costeiros abertos e terrenos planos. A altura de 10 m foi adotada por corresponder ao nível meteorológico padrão de referência recomendado pela Organização Meteorológica Mundial, conforme descrito por Manwell *et al.* [2010], Hussain [2002] e Jung & Schindler [2021].

Nos dados de corrente, as magnitudes foram convertidas de mm s^{-1} para m s^{-1}, e valores sentinela foram removidos. Quando necessário, as direções foram corrigidas da referência magnética para a referência geográfica. Em seguida, as componentes da corrente foram rotacionadas para eixos orientados em relação à linha de costa, considerando um azimute costeiro de 46°. Dessa forma, foram obtidas componentes longitudinal e transversal à costa.

6.3.1. Definição de métricas do vento

As direções de vento foram agrupadas em setores angulares de 45°, definidos a partir da direção média diária: N (337.5°–22.5°), NE (22.5°–67.5°), E (67.5°–112.5°), SE (112.5°–157.5°), S (157.5°–202.5°), SW (202.5°–247.5°), W (247.5°–292.5°) e NW (292.5°–337.5°). Essa discretização permitiu representar a variabilidade direcional de forma comparável entre campanhas.

A persistência do vento foi quantificada a partir do comprimento de sequências consecutivas de dias pertencentes ao mesmo setor, com ênfase em episódios de NE. As transições direcionais foram definidas como mudanças no setor angular dominante entre dias consecutivos. Uma transição foi contabilizada sempre que a direção média diária passou de um setor para outro. A matriz de transição entre estados consecutivos foi construída para estimar a probabilidade condicional de transição entre setores e identificar padrões recorrentes de evolução direcional.

Foram identificados eventos de saída do vento de NE, definidos como o primeiro dia após uma sequência de NE em que a direção mudou para outro setor. Para cada evento, foram registrados o comprimento da sequência antecedente, a direção de saída e a intensidade do vento. As direções de saída foram agrupadas em dois conjuntos: transições para os setores E–SE–S e transições para SW–W–NW. A velocidade do vento foi classificada em três classes, com base em quartis da própria distribuição: baixa (≤ Q50), moderada (Q50–Q75) e alta (> Q75).

As anomalias direcionais mensais foram calculadas pela diferença entre a probabilidade observada de cada transição e a probabilidade climatológica mensal. Também foi calculada a diferença entre a intensidade média do vento associada a cada transição no mês observado e a intensidade média climatológica da mesma transição. Assim, foram avaliados separadamente dois tipos de desvio: mudanças na frequência das transições direcionais e mudanças na intensidade do vento associada a essas transições.

Para sintetizar o comportamento mensal, foi calculada a média absoluta das diferenças de probabilidade direcional e a média absoluta das diferenças

de intensidade do vento. Esses indicadores foram usados como critérios diagnósticos para classificar os meses em quatro grupos relativos: meses próximos da climatologia, meses com anomalia predominantemente energética, meses com anomalia predominantemente direcional e meses com anomalia combinada em direção e intensidade. As medianas dos dois indicadores foram usadas como limiares relativos de separação entre meses com menor e maior desvio em relação à climatologia instrumental da boia.

De forma complementar, algumas variáveis ambientais foram comparadas à climatologia mensal por meio de anomalias padronizadas. Para cada mês analisado, a média mensal observada foi subtraída da média climatológica do mesmo mês e dividida pelo desvio-padrão climatológico. Valores com módulo inferior ou igual a 1 foram interpretados como dentro da variabilidade climatológica esperada; valores entre 1 e 2 foram tratados como variação moderada; e valores superiores a 2 foram considerados fora da normalidade climatológica instrumental.

6.3.2. Análise do clima de ondas

A análise do clima de ondas foi realizada para os meses em que houve saída de campo. Os regimes de onda foram definidos separadamente para as boias RS-04 e RS-05, utilizando valores médios diários de altura significativa de onda, período de pico e direção média de onda. A direção foi representada por suas componentes seno e cosseno, preservando sua natureza circular durante a análise multivariada.

As variáveis utilizadas na clusterização foram altura significativa média diária, período de pico médio diário, seno da direção média e cosseno da direção média. Antes da clusterização, as variáveis foram padronizadas para

média zero e variância unitária. Em seguida, foi aplicado o algoritmo K-means separadamente para cada boia, com cinco agrupamentos em cada caso. O número de grupos foi mantido fixo para permitir uma organização física interpretável dos estados de mar em termos de energia, período e direção.

Após a clusterização, os centroides foram convertidos novamente para valores físicos de altura, período e direção. Cada grupo foi nomeado de acordo com sua assinatura dominante. A composição mensal dos regimes foi calculada como a porcentagem de dias de cada mês atribuída a cada grupo, permitindo avaliar a sazonalidade e a variabilidade interanual dos estados de mar.

6.3.3. Classificação dos regimes meteo-oceanográficos

Os estados atmosférico-ondulatórios foram classificados por meio de um modelo de mistura gaussiana (GMM), com matriz de covariância completa [Di Bernardino *et al*. 2022; Wu & Lin 2023; Ricciotti *et al*. 2024; Ye & Zhou 2025]. O modelo foi ajustado a variáveis diárias padronizadas, incluindo intensidade do vento, altura significativa de onda, período de pico, salinidade, turbidez, componentes direcionais de vento e onda, representadas por seno e cosseno, e parâmetro de concentração direcional. As variáveis foram padronizadas para média zero e variância unitária, evitando que diferenças de escala dominassem o ajuste do modelo.

Foram realizadas múltiplas inicializações independentes, sendo selecionada a solução com maior verossimilhança. O número de classes foi definido como K = 6, com base nos critérios de informação de Akaike e Bayesiano [Jouan *et al*. 2023; Ricciotti *et al*. 2024] e na separação física entre regimes. Para K = 5 e K = 7, foi observada sobreposição entre classes. A

estabilidade da classificação foi avaliada por reamostragem, utilizando o índice de Rand ajustado [McNicholas & Murphy 2010]. Cada dia foi associado a um regime dominante, resultando em uma série temporal categórica de estados meteo-oceanográficos.

6.3.4. Índice de favorabilidade operacional

Foi desenvolvido um índice sintético de favorabilidade para identificar períodos com maior probabilidade de observação de perfis progressivos. O índice foi construído a partir de métricas derivadas da série histórica de vento e da ocorrência mensal dos regimes meteo-oceanográficos identificados neste estudo. A proposta do índice é representar o balanço entre condições antecedentes favoráveis à ocorrência de perfis progressivos e condições associadas à interferência de estados transientes, nos quais são mais prováveis perfis não progressivos.

Foram considerados dois termos principais: suporte à ocorrência de perfis progressivos e interferência associada à ocorrência de perfis não progressivos. O termo de suporte foi representado pela frequência de episódios isolados de vento de NE com duração de 1 dia (NE1) e pela frequência combinada de ventos dos setores norte, noroeste e oeste (N + NW + W). O termo de interferência foi representado pela frequência de episódios persistentes de vento de NE com duração igual ou superior a 2 dias (NE2), pela ocorrência mensal do regime de NE persistente (PNE) e pela frequência de ventos de leste (E).

Todas as variáveis foram normalizadas pelo respectivo valor máximo mensal, de modo que os valores variassem entre 0 e 1. Em seguida, cada variável recebeu um peso proporcional à sua frequência média mensal na série

histórica. Dessa forma, o índice incorporou a importância relativa de cada componente de forçamento com base em sua ocorrência sazonal observada.

O índice final de favorabilidade foi calculado como:

$$F = 100\ X\ \frac{\left(PD_{support} - NPD_{interference}\right) + 1}{2} \quad \text{Eq. 1}$$

em que:

$$PD_{support} = \frac{w_{NE1}NE_1 + w_{N+NW+W}(N + NW + W)}{w_{NE1} + w_{N+NW+W}} \quad \text{Eq. 2}$$

e

$$NPD_{interference} = \frac{w_{NE2}NE_2 + w_{PNE}PNE + w_E E}{w_{NE2} + w_{PNE} + w_E} \quad \text{Eq. 3}$$

onde NE_1 representa a frequência de episódios isolados de vento de NE com duração de 1 dia; NE_2 representa a frequência de episódios de NE com duração igual ou superior a 2 dias; PNE representa a ocorrência mensal do regime de NE persistente e; E representa a frequência de ventos de leste; e N + NW + W representa a frequência combinada de ventos dos setores norte, noroeste e oeste. Os termos *w* correspondem aos pesos atribuídos a cada variável, calculados a partir da frequência média mensal de ocorrência na série histórica.

Valores mais altos de F indicam meses com maior suporte relativo à ocorrência de perfis progressivos. Valores mais baixos indicam maior interferência relativa de condições associadas a perfis não progressivos. O índice foi calculado em escala mensal e deve ser interpretado como uma ferramenta diagnóstica e exploratória. Ele não tem caráter preditivo formal.

Capítulo VII: Artigo 1

Para a obtenção do título de Doutor pelo Programa de Pós-Graduação em Oceanologia, é requerido que o discente realize a submissão de pelo menos dois artigos científicos como primeiro autor em periódico com corpo indexado. Desse modo, os resultados da pesquisa desenvolvida durante o período de doutorado e a discussão dos resultados serão apresentados em forma de artigos.

O primeiro manuscrito, de autoria de Carolina de Oliveira Lempek De-Zotti, Elaine Siqueira Goulart, Susana Beatriz Vinzon, Débora Martins Machado, Salette Amaral de Figueiredo e Lauro Júlio Calliari (*in memoriam*), é intitulado "*Vertical density structure and spatiotemporal distribution of shoreface fluid mud deposits on a wave-dominated coast: detection and analysis*" e foi submetido para publicação no periódico Estuarine, Coastal and Shelf Science.

7.1. Vertical density structure and spatiotemporal distribution of shoreface fluid mud deposits on a wave-dominated coast: detection and analysis

Highlights

- Dual-frequency acoustics and densimeter detect fluid mud on a wave-dominated coast.
- New classification of acoustic responses captures typical and atypical patterns.
- Atypical patterns linked to non-gradational vertical density structures.
- Echo-densimetric mismatches prevail in small, ephemeral fluid mud deposits (<3 km²).
- Cassino's shoreface serves as a natural lab for FM dynamics in high-energy settings.

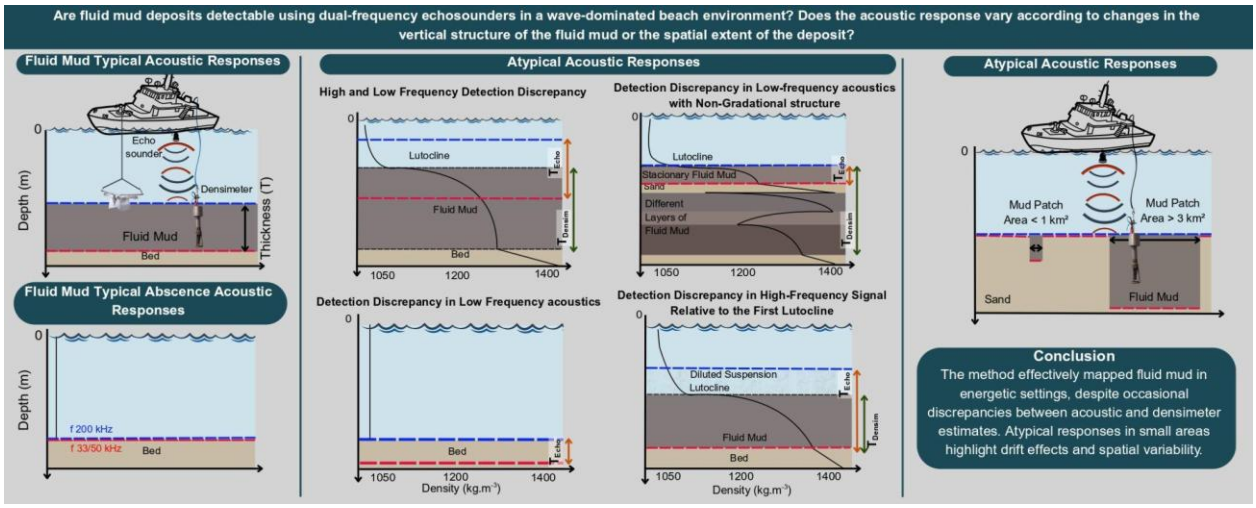
Abstract

Fluid mud deposits, although commonly associated with sheltered estuarine environments, can also form transiently on open, wave-dominated coasts under specific sedimentary and hydrodynamic conditions. Although dual-frequency acoustic methods with vertical density profiling are well established in estuaries, their performance on wave-exposed coasts remains poorly understood and requires validation. This study evaluates the detection, distribution, and internal structure of fluid mud along the energetic shoreface of Cassino Beach, southern Brazil, by integrating dual-frequency echo sounding, vertical density profiling, and sedimentological analysis across 12 field campaigns. The results revealed typical

and atypical acoustic responses. A new classification framework identified five atypical patterns, including a distinctive type characterized by abrupt density discontinuities and internal heterogeneity. These signals were primarily associated with small, short-lived deposits near bathymetric slope breaks. Two preferential accumulation zones were consistently observed at mid- and outer shoreface depths, underscoring the role of morphology in deposit formation. Fluid mud layers were dynamic and patchy, with stratigraphy modulated by wave action and the seabed configuration. Density gradients often exceeded ~200 kg/m³/m, and grain size analyses revealed up to 40% sand and less than 17% clay, reflecting sedimentary heterogeneity. This study confirms the applicability of dual-frequency acoustic methods for detecting fluid mud in high-energy environments. The findings refine detection protocols, emphasize the need for site-specific calibration, and support reinterpretation frameworks tailored to energetic coastal settings. Cassino's shoreface emerges as a natural laboratory for investigating fluid mud behavior under morphodynamic forcing, with implications for sediment monitoring and management in dynamic coastal zones.

Keywords: fluid mud; dual-frequency echo sounding; vertical density profiles; lutocline detection; wave-dominated shoreface; acoustic signal classification; sedimentary heterogeneity

Graphical Abstract



7.1.1. Introduction

Muddy coasts typically occur in sheltered environments such as estuaries, embayments, and deltas, where low-energy conditions favor fine sediment accumulation. However, under specific sediment supply and hydrodynamic regimes, fluid mud (FM) may also develop on open, wave-dominated sandy coasts [Anthony *et al.* 2021]. FM is a high-concentration suspension of silt and clay, with bulk densities between 1030 and 1300 kg/m³. It represents a transitional phase between suspension and consolidation [Winterwerp & Van Kesteren 2004; Mehta *et al*. 2014], and it is highly mobile under short-term oceanographic forcing [Shakeel *et al*. 2020].

FM exhibits pronounced spatial and temporal variability from microscale aggregation [Gratiot & Anthony 2016; Guerrero *et al*. 2023] to mesoscale transport [Anthony *et al.* 2010]—which hinders detection. On exposed coasts, deposits are typically submerged and ephemeral, and they occur at 10-20 m depth under transient wave forcing [Van Rijn 2016]. In such settings, high turbidity limits optical sensing, favoring acoustic methods supported by in situ validation.

Well-documented mudbank systems under more predictable hydrodynamic regimes—such as those on the West African coast [Anthony 2006] and the Amazon-Guianas shelf [Jolivet *et al.* 2019] and monsoon-driven Kerala mudbanks [Suneela & Sureshkumar 2021; Santhosh Kumar *et al*. 2022]—have shaped the current understanding of mudbank dynamics. However, these systems differ substantially from high-energy coasts, where deposits are transient, morphodynamically unstable, and less studied.

In estuaries and ports, dual-frequency echo sounding combined with vertical density profiling is widely applied to detect FM [Winterwerp & van Kesteren 2004; McAnally *et al.* 2007; Carneiro *et al.* 2020]. Yet, even in such relatively stable settings, unconsolidated FM remains challenging to detect. Sharp density gradients near the lutocline can generate false-bottom returns or mismatches with in situ profiles [McAnally *et al.* 2016]. These limitations are further amplified in wave-dominated environments, where FM is subject to rapid reworking.

Although acoustic detection is well established in low-energy systems, it remains unvalidated in energetic coastal settings. Tuttle [2000], for instance, investigated a wave-dominated shoreface and confirmed the feasibility of acoustic detection but noted significant interpretation challenges, particularly with low-frequency returns from unconsolidated layers. Such findings underscore that methods developed for stable sedimentary conditions may not transfer directly to dynamic environments.

Techniques optimized for low-energy, stable environments must be reassessed, as their performance on high-energy, morphodynamically active shorefaces remains poorly understood. Few studies have examined how such

environments affect acoustic impedance or echo-density correlation, limiting effective FM monitoring on high-energy coasts.

This study tests whether acoustic responses established for low-energy environments are directly applicable to high-energy shorefaces without reinterpretation. Using Cassino Beach (southern Brazil) as a natural laboratory, we examine the vertical density structure and spatiotemporal distribution of FM through integrated dual-frequency echo sounding and in situ density profiling. The specific objectives are to (i) assess the performance and limitations of dual-frequency acoustics in wave-dominated systems; (ii) classify typical and atypical acoustic responses based on structural variability; and (iii) propose a physically informed classification framework to enhance the interpretation and monitoring of FM deposits in dynamic coastal zones.

Study Area

Cassino Beach is located on Brazil's southern coast, near the mouth of the Patos Lagoon estuarine system (Figure VII-1). The adjacent continental shelf corresponds to the Patos Facies [Calliari & Fachin 1993], a fine-grained sedimentary unit formed by lagoon outflow [Calliari *et al.* 2007]. The region is wave-dominated, microtidal, and shaped by meteorologically driven sea-level variations. The beach is dissipative to intermediate, composed of very fine quartz sand with multiple shore-parallel bars [Goulart & Calliari 2013; Calliari *et al.* 2020].

Sediment dispersal is predominantly southward, driven by persistent northeasterly winds that generate a fine sediment plume with southeastward vorticity [Calliari *et al.* 2000]. The interaction between the freshwater estuarine

outflow and saline ocean water promotes flocculation and FM deposition on the shoreface [Calliari & Fachin 1993; Winterwerp & van Kesteren 2004], resulting in submerged, mobile, and short-lived deposits.

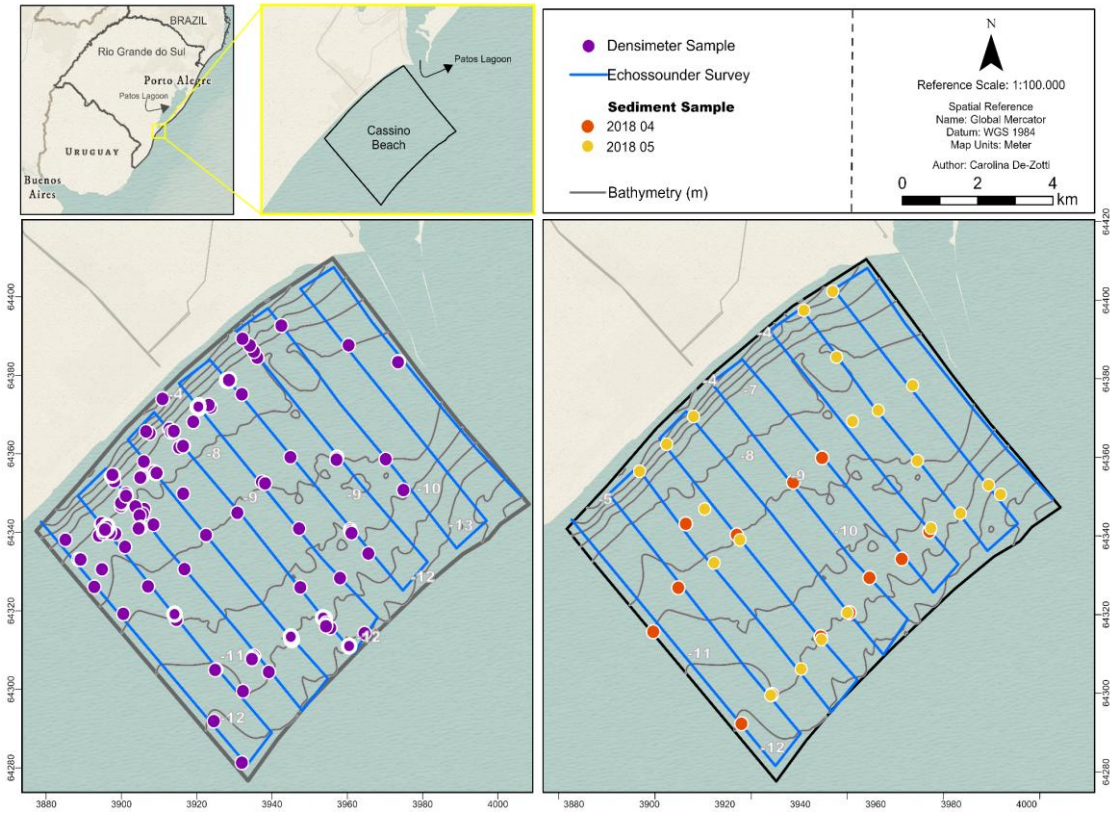


Figure VII-1. Map of the study area showing the locations of vertical density profiles (purple circles) and sediment sampling stations (orange circles for April 2018 and yellow circles for May 2018).

High-resolution geophysical surveys conducted by Holland *et al.* [2009] mapped these deposits between 2004 and 2006, revealing high spatial variability and a depocenter ~5 km offshore at ~ 10 m depth (6-15 m isobaths). Core samples from Calliari *et al.* [2000] showed sharp transitions between mud layers (1240 to 1430 kg/m³) and thin laminated sand beds (~0.10 m).

This study conducted an unprecedented monitoring campaign on the Cassino shoreface, comprising 12 field campaigns from April 2018 to February

2020, to detect the presence of FM and examine the vertical density structure and echo-density correlation under high-energy conditions.

7.1.2. Methodology

To detect and quantify FM deposits, we combined indirect dual-frequency single-beam echo sounding with sedimentological analysis and in situ density measurements [Winterwerp & van Kesteren, 2004; McAnally *et al.* 2007; Carneiro *et al.* 2020]. The following sections describe the operational principles, sampling design, and data processing.

Sedimentological Analysis

Surface sediment samples were collected using a Box Corer during two campaigns (April-May 2018; **Figure VII-1**, orange and yellow dots). The grain size was analyzed using laser diffraction (MICROTAC S3000/3500) and classified according to the Wentworth scale [1922] based on the percentages of sand, silt, and clay.

Dual-Frequency Acoustic Profiling

Single-beam echo sounders detect acoustic impedance contrasts related to sediment properties, such as the density and sound speed [Quaresma *et al.* 2011]. Dual-frequency systems distinguish the water-lutocline interface (high-frequency (HF), ~200 kHz) from deeper, more consolidated layers (low-frequency (LF), 33-50 kHz) (Odhiambo & Stephen, 2004). The FM thickness was calculated from the vertical offset between reflectors. Two systems were used: TGE (200/33 kHz) and Lowrance (200/50 kHz). Thickness maps were generated using Topo to Raster interpolation.

In Situ Density Profiling

Density profiles were acquired using a RheoTune vibratory fork densimeter during each campaign, alongside acoustic data. The device measures the frequency and amplitude response upon sediment penetration, allowing real-time density estimation [Allwright 2002; Fontein & Byrd, 2007; Groposo *et al.* 2014; Carneiro 2018]. Mud deposits exhibit site-specific properties, and calibration was required for accurate density interpretation. A local mud sample was diluted into 13 different density levels and calibrated by comparing wet and dry weights (after 24 hours at 100°C), following Fonseca *et al.* [2018]. The water density (1020 kg/m³ at 25.2°C, 31.42 PSU) was derived from buoy RS-04 data, while the quartz particle density was assumed to be 2650 kg/m³. Each densimeter response was plotted (frequency x amplitude), and linear regression was used to interpolate the calibration domain (frequency × amplitude × density) from 254 raw profiles.

Data Acquisition

Twelve campaigns were conducted between April 2018 and February 2020 across ten 8 km shore-perpendicular transects (2-14 m depth; 1 km spacing; Figure VII-1). Acoustic and density data were collected simultaneously; sediment samples were only taken in April and May 2018. Nine campaigns employed a TGE® dual-frequency single-beam echo sounder (200 and 33 kHz), with a vertical resolution of 1 cm and an Atlas Link GNSS GPS providing a positional accuracy of 30 cm, while the remaining three campaigns used a Lowrance® HDS Gen 2 system (200 and 50 kHz), paired with a Lowrance GPS (5 m accuracy). The TGE recorded 124 profiles (2–12 m depth),

and the Lowrance recorded 130 profiles (6–12 m), each paired with in situ density measurements for acoustic validation.

Data Processing and Evaluation of Fluid Mud Detection

Acoustic data were processed using digital low-pass filters to remove outliers and wave-induced noise, validated against densimeter profiles, excluding signals <0.10 m and artifacts. Each acoustic frequency was matched to its respective density profile, correlating reflectors with major density gradients. Linear regressions were applied between the depths of the upper and lower reflectors detected acoustically (200 kHz and 33/50 kHz) and the corresponding density gradients. The root mean square error (RMSE) and relative bias were calculated for each reflector and for the FM layer thickness.

Acoustic responses were classified by vertical structure and spatial extent. Deposits were mapped in GIS (length, width, area) and grouped by thickness and season. Signals were first categorized based on the presence or absence of FM, and then as typical or atypical. Atypical responses were subdivided into five types based on mismatches between acoustic reflectors and echo-density correlation.

7.1.3. Results

This section presents results on the grain size distribution and FM detection from acoustic data, sediment samples, and density profiles. Acoustic responses were classified as typical or atypical, reflecting structural and spatial variability.

Sedimentological Composition and FM Presence

Surface sediment samples from April and May 2018 revealed a silt-dominated composition, averaging ~40% sand, 38% silt, and 17% clay, with a mean particle diameter of 51 µm and a silt-to-clay ratio >2. Of the 37 profiles, 25 exhibited FM layers of variable thickness, while 12 showed sandy bottoms without FM. Figure VII-2 presents sedimentological and vertical density data for samples with (top row) and without (bottom row) FM. The schematic in Figure VII-2a, adapted from Mehta *et al.* [2014] and Winterwerp & Van Kesteren [2004], illustrates a typical FM vertical structure, exemplified by the April 2018 profile (Figure VII-2c).

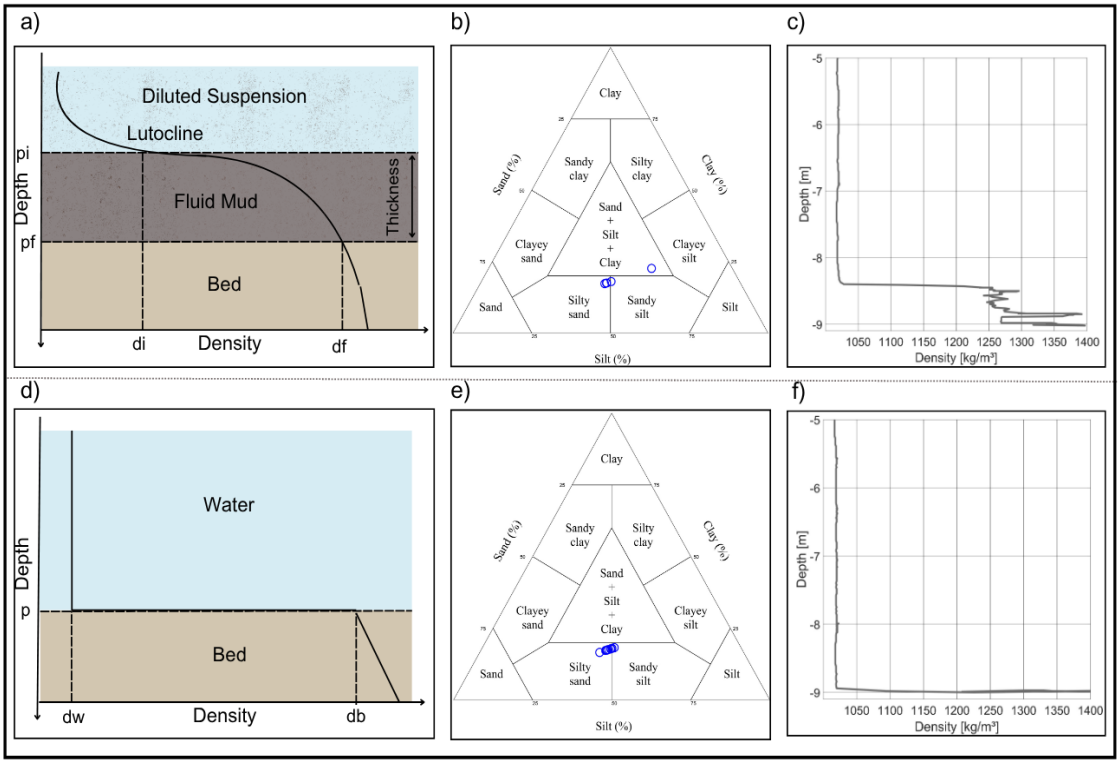


Figure VII-2. Grain size distribution of April and May 2018 samples, classified by presence (top row) or absence (bottom row) of the FM layer. (a, d) Schematic diagrams (adapted from Mehta et al., 2014); (b, e) Shepard diagram classifications; (c, f) representative vertical density profiles.

FM-bearing profiles were generally classified as silty sand or sandy silt, with compositions similar to the FM-absent samples, also classified as silty sand. However, the latter (Figure VII-2f) lacked both a well-developed lutocline and a sharp density gradient, as schematically shown in Figure VII-2d, indicating the absence of a structured FM layer.

Instrument Performance and Detection Agreement

FM was detected using dual-frequency echo sounders (TGE and Lowrance) and validated with in situ density profiles. Linear regressions were applied to assess the echo-density correlation for the following: (i) the first lutocline depth, defined by a sharp density gradient and the HF signal (200 kHz); (ii) the second lutocline depth and the LF signal (33 kHz for TGE, 50 kHz for Lowrance); and (iii) the FM thickness, calculated as the depth difference between the two interfaces.

Figure VII-3 shows strong correlations between acoustic reflectors and density-derived lutoclines (R^2 up to 0.99; RMSE < 0.13 m). The LF performance differed: the Lowrance achieved a lower RMSE (0.08 m) than the TGE (0.12 m), with negligible bias (<0.02 m), indicating consistent detection. The thickness estimates were more variable: the TGE outperformed the Lowrance (R^2 = 0.83 vs. 0.72), reflecting differences in signal penetration, instrument sensitivity (Figure VII-3c-f), and sampling coverage (88 TGE vs. 9 Lowrance profiles).

Environmental factors, e.g., turbulence, suspended sediment, and rapid seabed reworking, also introduced reflection ambiguities [McAnally *et al.* 2007]. Under dynamic conditions, signal scattering, background noise, and diffuse or unstable interfaces reduce reflector clarity, especially at LF.

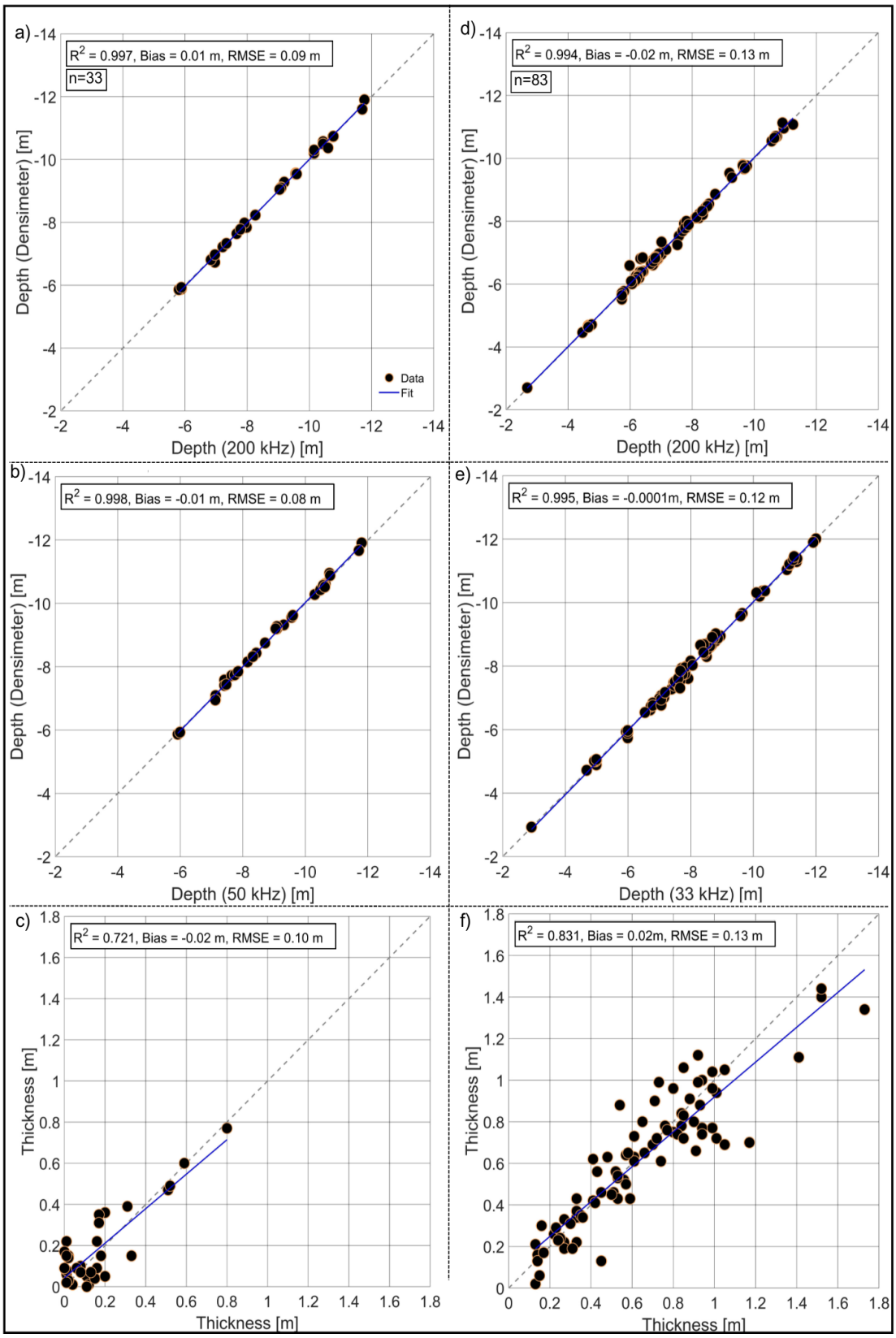


Figure VII-3. Scatter plots and linear correlations between densitometer and echo sounder detections. Left: Lowrance; Right: TGE. (a, d) High-frequency (200 kHz) vs. first lutocline; (b, e) low-frequency (50/33 kHz) vs. second lutocline; (c, f) FM thickness comparison.

Figure VII-4 highlights how the density gradient intensity affects detection. HF reflectors closely matched the first *in situ* lutocline. The LF signals were more dispersed under weaker stratification, especially in the Lowrance data.

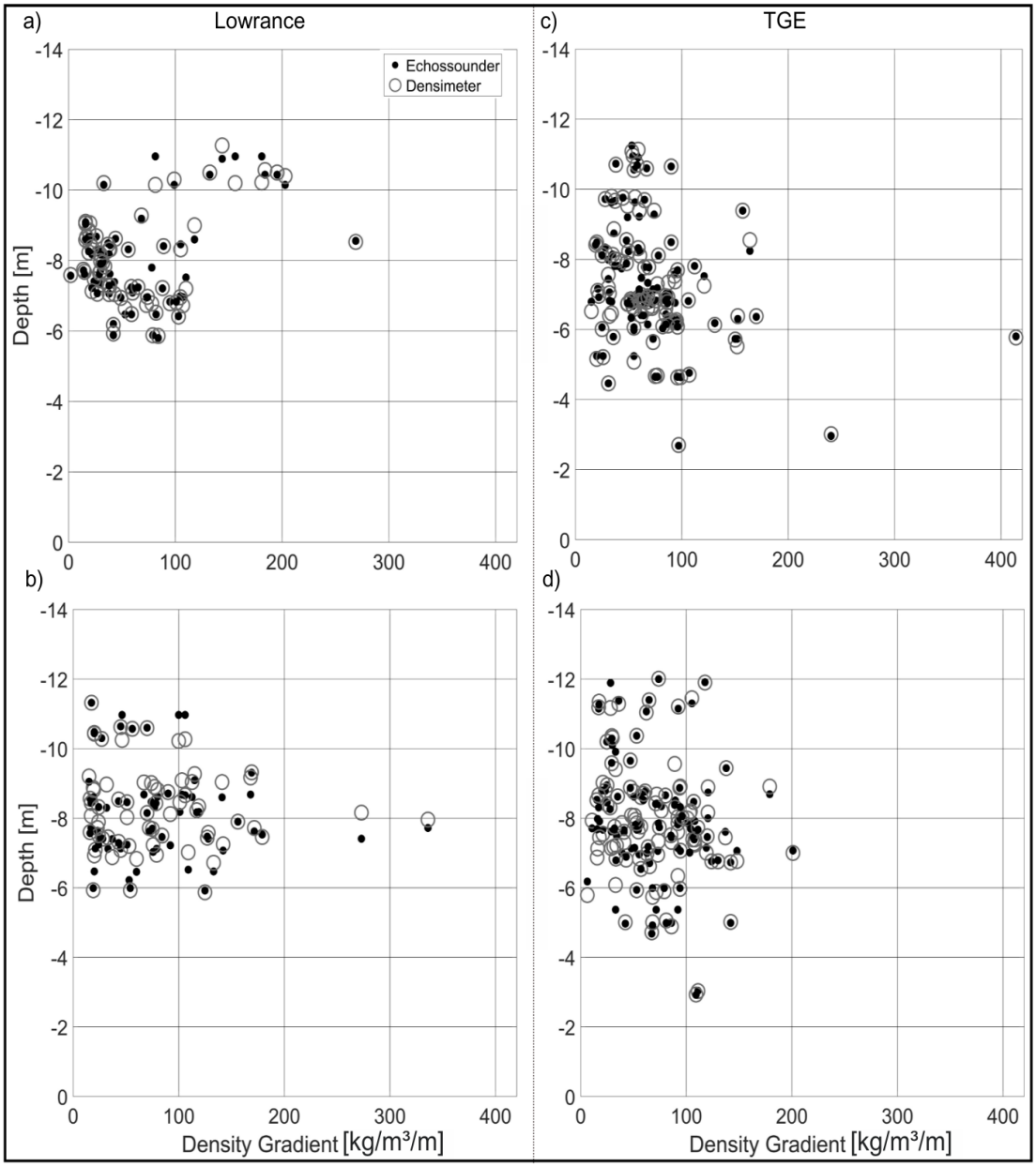


Figure VII-4. Echo-density correlation between acoustic reflector depths (dual-frequency echo sounders: Lowrance and TGE) and in situ lutocline positions. (a, c) HF (200 kHz) detection of the first lutocline; (b, d) LF detection of the second lutocline (50 kHz for Lowrance; 33 kHz for TGE). The 1:1 line indicates perfect agreement.

TGE profiles exhibited narrower gradients, rarely exceeding 200 $kg \cdot m^{-3} \cdot m^{-1}$. These findings confirm that detection depends not only on the presence of FM but also on the steepness of vertical density gradients. Sharper transitions create stronger impedance contrasts, producing clearer reflectors. Weak or diffuse gradients—common in recently reworked deposits—lead to ambiguous LF returns.

The standard deviation of the reflector-depth differences was 0.18 m (HF) for both devices. For LF, the standard deviations were 0.34 m (TGE) and 0.25 m (Lowrance). The coefficients of variation for the gradient intensity were higher for LF (TGE: 56.2%, Lowrance: 77.6%) compared to HF (66.7% and 68.7%), indicating greater sensitivity to weak stratification.

The instrument performance also varied due to hardware limitations. The Lowrance unit, designed for shallow-water recreational use, lacks configurability in key acoustic parameters, making it more sensitive to motion and less effective under moderate gradients. Its variability may reflect both instrumental constraints and possible seasonal FM absence. Disentangling these factors requires repeated surveys across hydrodynamic regimes.

These results confirm that FM can be acoustically detected in high-energy environments but also highlight the need for careful interpretation and site-specific validation. The detection effectiveness is intrinsically tied to the vertical structure. Interpretation frameworks must consider how gradient sharpness interacts with the frequency response, especially in wave-dominated settings, where stratification is transient and reflectors are unstable.

Classification of Acoustic Responses Based on the Vertical Structure of the Deposit and Its Variation According to the Spatial Distribution

Acoustic responses from dual-frequency echo sounders were classified based on their correlation with vertical density profiles and the spatial distribution. The responses were classified as typical or atypical according to the signal morphology and physical context (Table VII-1). This classification assesses the effectiveness of traditional acoustic detection in capturing the vertical structure and spatial distribution of FM on wave-dominated shorefaces, with an emphasis on atypical patterns deviating from the standard echo-density correlation under dynamic meteo-oceanographic and sedimentary conditions.

Table VII-1. Classification of acoustic response types based on the correspondence between echo sounder reflectors (HF and LF) and FM layer boundaries identified in vertical density profiles.

Acoustic Response Type	Key Characteristic	Suggested Failure Mode
Typical with FM	HF and LF reflectors align with FM density gradients	-
Typical without FM	HF and LF reflectors align with non-cohesive sediment density	-
Atypical: HFA-L	HF reflector (200 kHz) positioned above the first lutocline	Presence of dilution, suspension, high turbidity, or interface noise
Atypical: HFB-L	HF reflector (200 kHz) positioned below the first lutocline	Weak acoustic impedance contrasts

Atypical: HF-LF-DIV	HF and LF reflectors both misaligned with FM boundaries	Equipment or vessel drift in a small-area deposit, or combined and structural system failure
Atypical: NGD-L	LF reflector above second lutocline in a non-gradational profile	Sediment heterogeneity in a complex internal FM structure
Atypical: LF-DIV	LF reflector does not match the second lutocline	Sediment heterogeneity or weak acoustic impedance contrasts

Typical Acoustic Responses

Typical profiles displayed strong agreement between the HF and LF reflectors and the two lutoclines, clearly indicating the presence or absence of FM. These patterns are consistent with previous studies [Winterwerp & van Kesteren 2004; McAnally *et al.* 2007; Mehta *et al.* 2014]. These occurred in 60.2% (TGE) and 9.5% (Lowrance) of cases with FM, and in 44.9% (Lowrance) and 4.4% (TGE) without FM.

Figure 5 shows representative density profiles. The measurements aligned well in sandy-bottom areas, typical of the site. FM deposits varied from <1 km² to between 6 and 12 km², with most typical responses linked to larger, stable deposits.

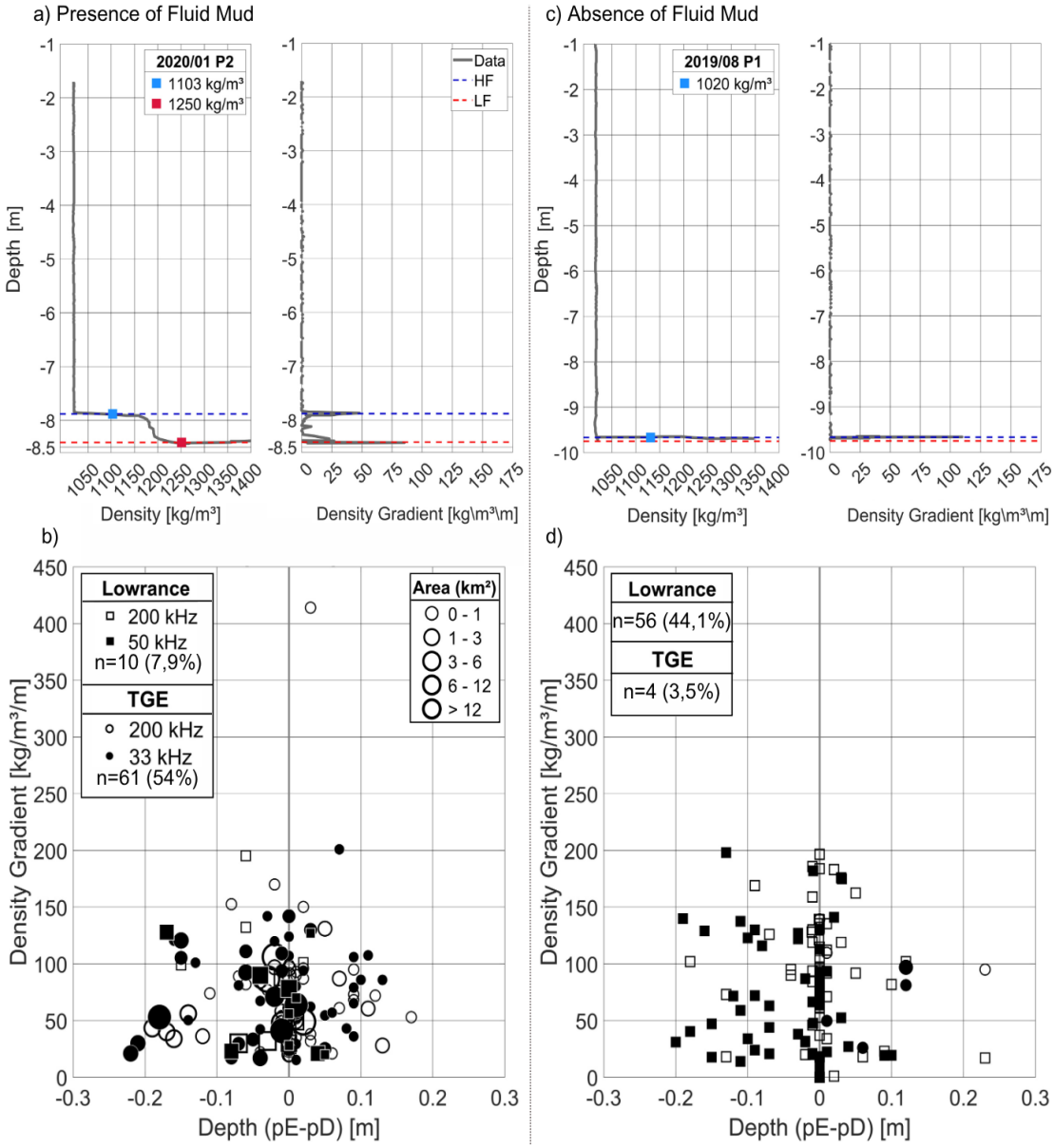


Figure VII-5. Typical acoustic responses exhibit the presence (a) and absence (c) of fluid mud. (b, d) Depth differences between echo sounders and the densitometer versus the density gradient, with the marker size representing the mud deposit area (smaller markers = smaller areas).

Atypical Acoustic Responses

Atypical profiles accounted for 42.5% (TGE) and 48% (Lowrance) of cases and were grouped into five types (Table VII-1). The most frequent was HF-LF-DIV, where both the HF and LF reflectors were misaligned with the lutocline depths (35.4% TGE; 37.7% Lowrance). This often occurred in small

(<1 km²), recently deposited, or weakly stratified FM layers, likely due to instrument drift or echo-density misalignment. The gradient variability reached 350 kg/m³/m, with mismatches up to ±1.2 m (Figure VII-6f).

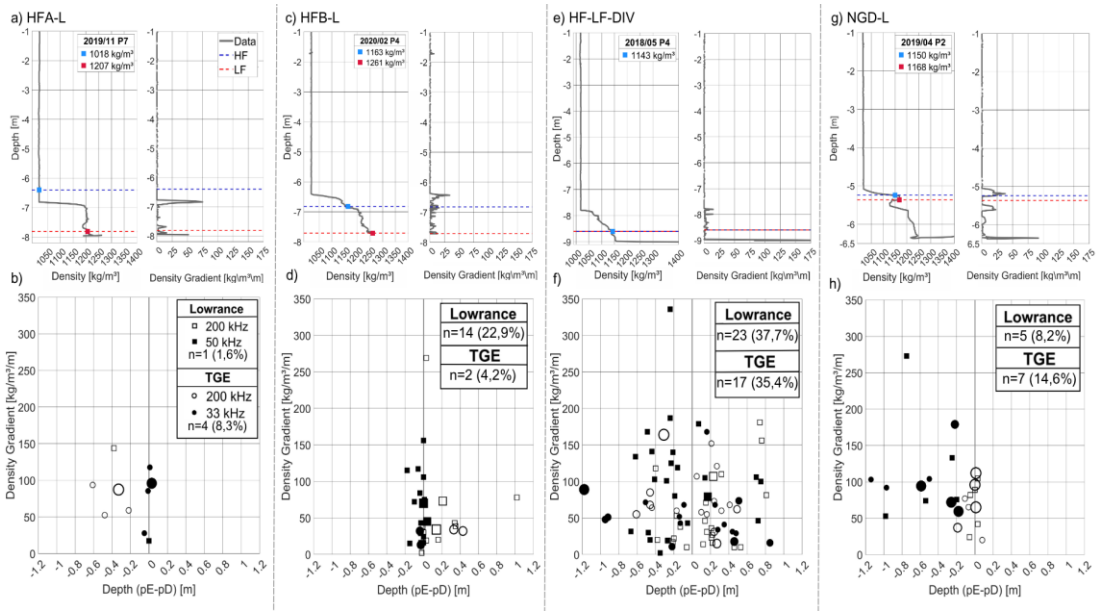


Figure VII-6. (a, c, e) Atypical acoustic responses with HF and/or LF mismatches relative to lutocline position; (g) LF error in a non-gradational profile; (b, d, f, h) depth differences vs. density gradient intensity. The marker size reflects the FM deposit area.

Discrepancies in HF detection (HFA-L and DFB-L) occurred when the 200 kHz signal reflected above or below the first lutocline. HFA-L (8.3% TGE, 1.6% Lowrance) typically overestimated the FM thickness in small deposits with density gradients of 50-150 kg/m³/m. In contrast, HFB-L (4.2% TGE, 22.9% Lowrance) underestimated the FM thickness in deposits up to 3 km², under weak gradients <50 kg/m³/m for the TGE, and for density gradients from 0-270 kg/m³/m¹ suggesting low-density mud or sediment heterogeneity. These mismatches likely result from suspended particulates, a weak impedance contrast, or sediment heterogeneity, which hinder the accurate HF detection of the upper FM boundary. These findings challenge the assumption that the

return of HF signals consistently marks the first lutocline under high near-bed turbidity.

The NGD-L responses, characterized by non-gradational profiles, show the LF reflector positioned within a negative density gradient and above the second lutocline (Figure VII-6g), resulting in FM thickness underestimation. Two intra-profile patterns were identified: (a) a smooth, continuous density increase with depth, and (b) discontinuous, non-monotonic profiles marked by abrupt density reductions followed by gradual increases—sometimes repeating up to three times within a single profile. These were observed in 14.6% (TGE) and 8.2% (Lowrance) of samples. Deposits were generally larger in TGE samples (3-12 km²) than in Lowrance samples (<1 km²). These findings reinforce that sharp vertical stratification is key for reliable LF detection.

The LF-DIV types were divided into three subtypes: a) LF reflector below the threshold in the absence of FM (Figure VII-7a); b) LF reflector below the second lutocline despite a confirmed FM presence (Figure VII-7c); and c) LF reflector above the second lutocline in gradually stratified profiles (Figure 7e). LF-DIV discrepancies led to FM thickness overestimation in two subtypes (Figure VII-7a-c). The first occurred in 11.5% of Lowrance (7) and 6.2% of TGE samples (3), with mismatches up to 0.5 m (Figure VII-7b). The second appeared in 1.7% (1) of Lowrance and 22.9% (11) of TGE cases. A third subtype, with the LF reflector above the second lutocline, appeared in 16.4% (10) of Lowrance and 8.3% (3) of TGE profiles.

The LF-DIV responses reinforce the limitations of acoustic detection in dynamic shorefaces, especially in small deposits (<1 km²), where instrument drift and seabed variability disrupt the echo-density correlation. Although the

FM layers remain broadly detectable, atypical signals suggest reduced performance under weak impedance contrasts or sediment heterogeneity. While LF-DIV exposes inconsistencies even under stratified conditions, NGD-L represents a more complex failure driven by negative density gradients.

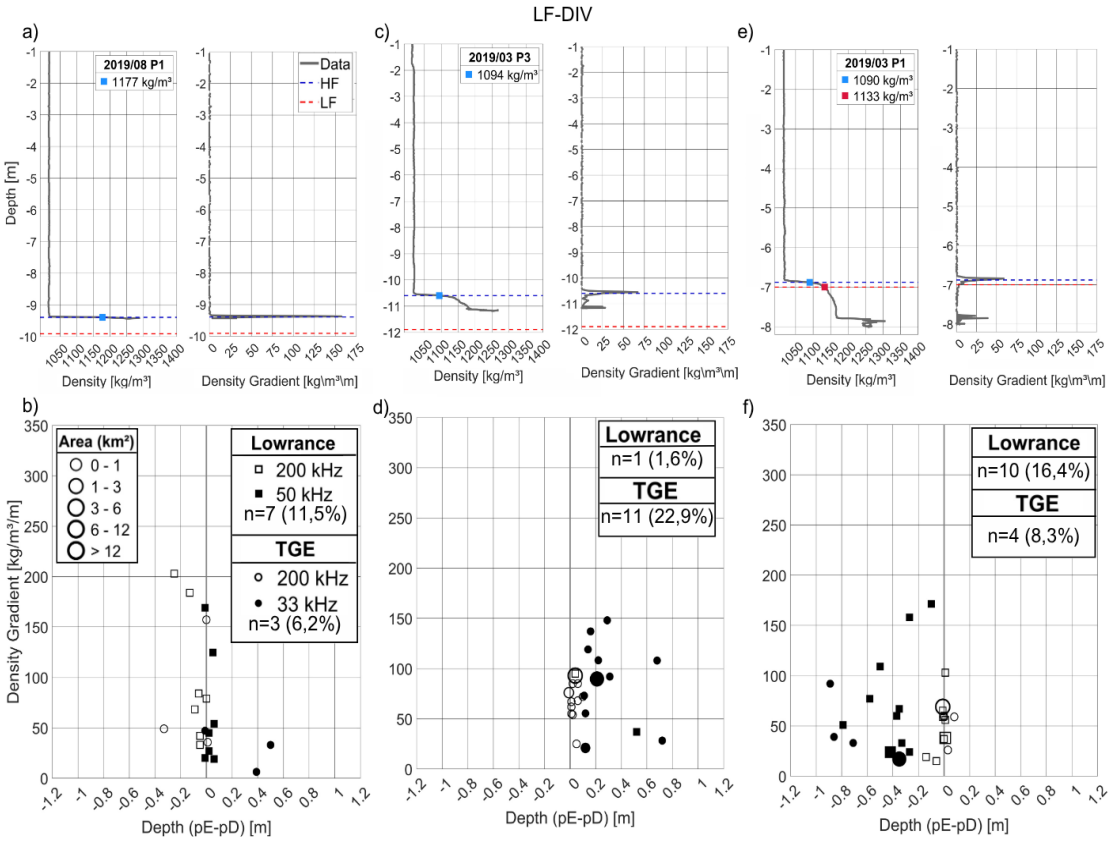


Figure VII-7. LF detection discrepancies (LF-DIV) include LF reflections deeper than the profile base without (a) or with (c) FM, and shallower than the second lutocline in gradual profiles (e). (b, d, f) Depth differences between echo sounders and densimeter versus the density gradient. The marker size represents the deposit area.

Together, these patterns reveal four detection limitations: (1) HF signal disruption by near-bed turbidity and suspended particles (HFA-L); (2) LF reflector misalignment due to profiling drift, especially in smaller or transient deposits (LF-DIV, HF-LF-DIV); (3) dual-frequency failure in spatially variable deposits with poor internal stratification (HF-LF-DIV; NGD-L); and (4) weak

impedance contrasts at lutoclines, causing ambiguous or displaced returns (HFB-L).

The detection reliability reflects both methodological limits and dynamic environmental factors, closely linked to the deposit structure. In high-energy settings, acoustic methods require site-specific validation and continual reinterpretation.

Spatial-Temporal Distribution of FM Thickness

Twelve field campaigns (April 2018 to February 2020) revealed marked temporal and spatial variability in the FM thickness. Seasonal isopachs (Figure VII-8) indicate two recurrent depocenters: (a) the central-southern sector (4–8 m depth), where elongated, coast-parallel deposits formed interconnected mudbanks; and (b) the central sector (10–12 m depth), where coast-perpendicular bodies developed. These are dynamic patterns of sediment accumulation under varying hydrodynamic conditions.

To assess detection bias, the FM thicknesses calculated from echo-density correlation was compared seasonally (Figure VII-8). Atypical acoustic responses were not randomly distributed but were instead linked to the deposit structure, size, and environmental variability. Integrating response types with the FM extent enabled a seasonally resolved evaluation of detection reliability, emphasizing the influence of internal stratification and morphology on the acoustic performance.

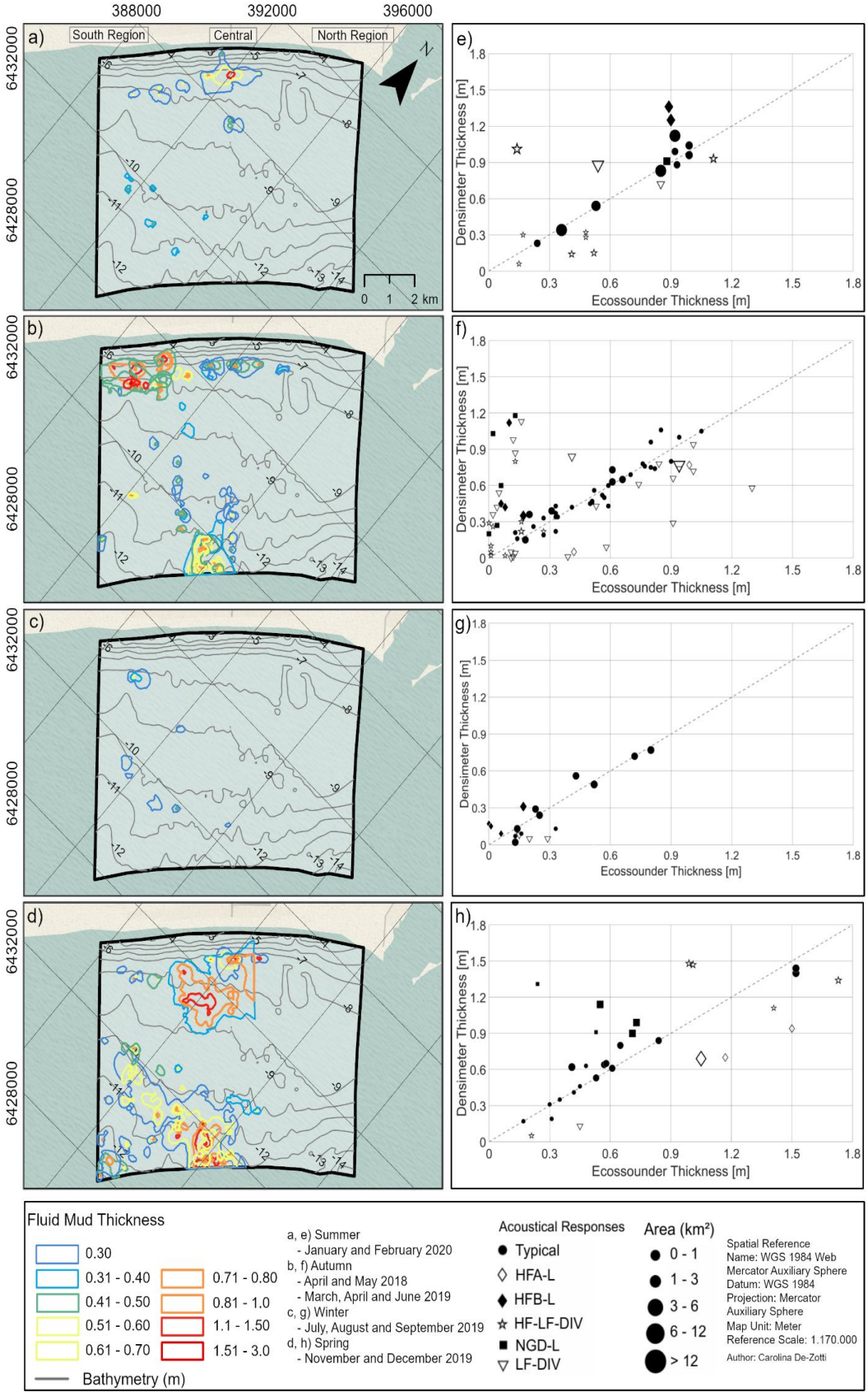


Figure VII-8. Seasonal FM thickness distribution (a–d) and echo-density correlation (e–h) for summer, autumn, winter, and spring. The marker size reflects the deposit

area; colors indicate the response type. The 1:1 line represents perfect agreement between the acoustic and densimetric thicknesses.

During summer 2020 (Jan.–Feb.; Figure VII-8a), two main depocenters were observed: an elongated, coast-perpendicular deposit (10–12 m depth, 0.3-1.0 m thick) in the central sector, and a broader, coast-parallel accumulation composed of scattered patches (4–8 m depth, up to 1.5 m thick) in the central-southern sector. Atypical responses (Figure 8b, HF-LF-DIV, NGD-L, LF-DIV) were frequent, especially in small deposits (<1 km²), where echo-density discrepancies reached 0.2 m (RMSE = 0.13 m), likely due to densimeter drift. One larger deposit (7.4 km²) also exhibited a substantial mismatch (0.87 m), indicating that anomalies are not limited to small or marginal features. The NGD-L and LF-DIV responses consistently underestimated the FM thickness by 0.3-0.6 m.

Autumn surveys (Figure 8b; Apr.-May 2018; Mar., Apr., and Jun. 2019) revealed pronounced FM variability. Early campaigns recorded sparse deposits (~0.5 m thick), scattered from 7–10 m depth. By March-April 2019, accumulation had intensified, with coast-parallel accumulations (up to 1.5 m thick) forming in the south (4-8 m depth), with concurrent development in the central sector (11–12 m depth). June 2019 registered the thickest deposit (1.6 m at 8 m depth), with one elongated southern depocenter and two central patches (~1 m thick). Most deposits (90.4%) were small (<1 km²), with all atypical response types present. Echo sounders underestimated the thickness in 50% of atypical cases (up to 1.2 m) and overestimated it in 11% of atypical cases (0.3-0.6 m), suggesting that autumnal environmental variability and sediment heterogeneity amplify detection errors.

In winter (Figure VII-8c; Jul., Aug., and Sep. 2019), deposits were sparse and incipient, with a maximum of 0.7 m recorded at 8 m depth in August. Across both winters (Figure VII-8f), 41% of the records showed no mud, 34.4% had typical responses, and 25% were atypical. LF-DIV dominated the TGE data, while the Lowrance profiles showed 57% LF-DIV (deposits <1 km²) and 43% HFB-L (up to 6 km²). Instrument differences aligned with the RMSE (0.13 m). Despite generally thinner deposits, the atypical responses spanned various sizes, refuting the idea that they only occur in marginal and small features.

In spring 2019 (Figure VII-8d; Nov.-Dec. 2019), the deposits were more developed. In November, two major depocenters formed: one in the south-central sector (10–12 m depth, 1.7 m thick), extending southward, and another in the central sector (7–8 m depth, up to 1.5 m). In December, a broad deposit (6–9 m) appeared. The acoustic responses (Figure VII-8h) were evenly distributed (53.3% typical, 46.7% atypical), with HFA-L and LF-DIV also recorded in larger deposits (6–12 km²), indicating that size alone does not govern detection reliability.

A consistent spatial asymmetry emerged: thicker, more continuous deposits predominated in the southern sector, especially during summer and spring, while the central sector showed more intermittent accumulation, suggesting distinct sediment dynamics. This pattern likely reflects the influence of the Patos Lagoon plume, whose depositional tendency affects the southern sector [Calliari *et al*. 2000; Holland *et al*. 2009]. The region represents a transitional zone between the main depocenter south of the study site [Vinzon *et al.* 2009] and a more stable area with limited FM accumulation.

Recurrent thick deposits (~1.5 m) in April and November 2019 and January 2020—despite seasonal differences indicate preferential zones of reconcentration or retention, governed by persistent hydrodynamic drivers that warrant further investigation. Between 2018 and 2020, autumn and winter showed the thinnest FM layers, while spring and summer recorded the thickest deposits (up to 1.5 m) and widest areal coverage (up to 39.8 km²). Both echo sounders detected FM across a wide range of sizes (from <1 km² to >12 km²) and internal structures.

The atypical responses extend beyond small, ephemeral deposits, challenging initial assumptions. They also occurred in larger deposits, showing that inconsistencies arise from the internal sediment structure, weak stratification or suspended layers, seasonal hydrodynamic variability, and instrumental limitations. The interaction between the deposit size, response type, and seasonal dynamics underscores the complexity of FM detection in high-energy coastal settings. These findings emphasize the need for site-specific calibration and the critical reinterpretation of acoustic data, particularly in ephemeral or morphologically unstable environments.

7.1.4. Discussion

Limits of Dual-Frequency Acoustic Detection in Dynamic Coastal Settings: Insights from Sediment Structure and Hydrodynamic Variability

Reevaluating dual-frequency acoustic detection in wave-dominated environments is critical, as methodologies developed for sheltered ports may not fully apply under dynamic coastal conditions. On the Cassino shoreface, echo sounders accurately detected interfaces under stable conditions, especially the first lutocline, which strongly correlated with density profiles (r^2 =

0.99). These results are comparable to those reported in more quiescent settings, such as the Port of Itajaí [Benevides *et al.* 2011: $r^2 = 0.994$] and several Brazilian estuaries [Carneiro *et al*. 2020: $r^2 = 0.97$].

Despite reliable lutocline detection, FM thickness estimates showed significant discrepancies. For the TGE and Lowrance, r^2 dropped to 0.83 and 0.72, respectively, revealing a key methodological limitation: accurate interface detection does not ensure reliable thickness estimation in dynamic settings. Contrary to Almeida [2008], who reported systematic overestimations, our findings indicate that underestimations are equally or more frequent, depending on the response types. Thickness discrepancies reached 1.2 m, with overestimations common in the HFA-L, LF-DIV, and HF-LF-DIV types, and underestimations common in HFB-L and NGD-L.

Similar discrepancies were reported by Nguyen & Le [2023] in the port of Duyen Hai (Vietnam), where echo sounder estimates (0.02–0.19 m) fell well below densimeter values (0.23 and 1.2 m). However, unlike those low-energy environments, our results suggest that achieving strong agreement on high-energy shorefaces requires sharp vertical stratification and low environmental variability.

Although detailed response typologies are addressed next, their occurrence is strongly linked to the internal sediment structure and stratification. We now examine how variations in the density and gradient intensity affect acoustic detection in dynamic environments.

Sediment Density and Gradient Comparisons: A Key to Understanding Acoustic Response

Understanding how sediment density and vertical gradients shape the acoustic response is critical for applying dual-frequency methods on wave-dominated coasts. While echo sounders reliably detect lutocline interfaces under stratified conditions, FM thickness estimates are less accurate when stratification is weak or transient.

At Cassino, FM deposits vary in extent, temporal persistence, and internal structure. Unlike cohesive mud beds in sheltered port channels—disturbed mainly by navigation or dredging—this shoreface experiences constant hydrodynamic forcing, promoting remobilization and vertical instability, which complicate detection and challenge standard interpretations.

This section analyzes density values and gradient intensities at the first and second lutoclines, comparing them with published data to contextualize acoustic behavior. Although acoustic reflections result from acoustic impedance contrasts and not directly from absolute density values, the vertical density structure remains a practical and widely used proxy, especially in field applications [Mehta *et al*. 2014; Fonseca *et al*. 2018]. This relationship has been well established in cohesive sediment systems, where vertical density gradients govern the formation and detectability of acoustic reflectors [Winterwerp and van Kesteren 2004]. In Cassino, the FM densities ranged from 1100 to 1350 $kg.m^{-3}$ (TGE) and 1100 to 1300 $kg.m^{-3}$ (Lowrance), consistent with values from other Brazilian estuaries [Benevides *et al.* 2011; Fonseca *et al.* 2018] and international studies [Shakeel *et al.* 2020; Nguyen & Le 2023], indicating that Cassino's FM deposits fall within the expected density range for FM layers.

According to Mehta *et al.* [2014], cohesive sediment evolution can be grouped into approximate density thresholds: <1080 $kg.m^{-3}$ corresponds to mobile suspensions; 1080–1350 $kg.m^{-3}$ defines FM; and >1350–1400 $kg.m^{-3}$ indicates advanced consolidation near bed conditions. However, this framework assumes homogeneity in sediment properties and progressive settling. In our data, the thresholds aligned with typical acoustic responses, characterized by well-defined lutocline reflectors and consistent thickness estimates.

Vertical density gradients are key to forming detectable interfaces. In Cassino, the first lutocline showed gradients up to 280 $kg.m^{-3}.m^{-1}$ (Lowrance, avg. 100) and 400 $kg.m^{-3}.m^{-1}$ (TGE, avg. < 200), while the second reached 350 $kg.m^{-3}.m^{-1}$ (Lowrance) and 200 $kg.m^{-3}.m^{-1}$ (TGE). These values are lower than those reported in laboratory experiments [Carneiro *et al.* 2020: ~500 $kg.m^{-3}.m^{-1}$], likely due to turbulent mixing and episodic resuspension, which prevent sharp stratification and contribute to ambiguous acoustic responses.

Importantly, similar bulk densities can yield different acoustic signatures depending on the internal structure. As highlighted by Mehta *et al*. [2014], porosity, packing, and floc morphology significantly affect the acoustic impedance, independent of density. Shakeel *et al.* [2019] emphasize that bulk density alone cannot predict acoustic or rheological behavior, particularly in natural sediments, where heterogeneous mineralogy and depositional history play a critical role in determining rheological properties. Tonge *et al.* [2023] also note that the particle composition and microstructure modulate acoustic backscatter, independent of density.

Thus, steep gradients produce sharp impedance contrasts and stable reflectors. In contrast, weak or diffuse gradients cause ambiguous signals and unreliable thickness estimates. This explains the prevalence of atypical responses, such as HFB-L, HF-LF-DIV, and NGD-L, in poorly stratified or non-gradational profiles. In rare cases, irregular gradients with abrupt drops and recoveries may further disrupt echo interpretation. These findings provide a basis for interpreting acoustic anomalies, further examined in the next section through response types and their links to sediment structure and environmental forcing.

From Stratification to Anomalies: Atypical Acoustic Responses and Their Structural Drivers

The classification of acoustic responses in this study demonstrates that deviations from expected echo-sediment patterns are not observational noise, but structurally meaningful. While typical responses result from clear impedance contrasts and density thresholds, atypical patterns reveal complex interactions among sediment stratification, acoustic behavior, and methodological constraints. These responses emerge from weak or irregular vertical gradients, frequent remobilization, and transitional rheological states—conditions inherent to dynamic environments like the Cassino shoreface. Far from artifacts, they serve as diagnostic indicators of stratigraphic discontinuity and sedimentary instability, offering critical insights into FM behavior under energetic forcing.

The HFA-L pattern is often associated with near-bed turbidity. In such cases, HF signals can reflect off dense suspensions above the true lutocline,

as noted by McAnally *et al*. [2016], who highlight the risk of misinterpreting HF returns in transitional zones. The Lowrance data often revealed steep gradients, suggesting well-defined FM layers, while the TGE data showed weaker density gradients, possibly reflecting diluted suspensions or suspended sediments near the FM interface. These differences underscore the importance of instrument sensitivity and local turbulence in interpreting ambiguous reflectors.

In contrast, the HFB-L pattern emerges under weak stratification, where gradual density gradients fail to generate sharp impedance contrasts. McAnally *et al.* [2007] reported similar “weak interfaces” in the Severn Estuary, where turbulence suppressed lutocline formation, reducing acoustic definition despite high sediment concentration. Such diffuse transitions are consistent with Cassino’s energetic conditions and contribute to reflector instability or misidentification.

Supporting this interpretation, Nguyen & Le [2023] reported analogous discrepancies in Duyen Hai Port (Vietnam), where HFB-L, HF-LF-DIV, and LF-DIV patterns emerged under fluctuating stratification. These findings suggest that atypical responses are not site-specific, but broadly indicative of dynamic processes.

These patterns reflect localized variations in sediment consolidation, the floc structure, and discontinuities in depositional layering, and they should not be dismissed as instrument errors. Instead, they represent the physical signatures of evolving FM conditions. Recognizing their diagnostic value is critical to improving acoustic interpretation and avoiding misclassification in morphodynamically active zones.

Among atypical types, NGD-L stands out for its consistent association with non-gradational density profiles and multi-interface reflections. This pattern implies a complex depositional regime, potentially driven by variable sediment supplies, heterogeneity, and localized hydrodynamic gradients. The following section further explores NGD-L as a proxy for detecting sedimentary discontinuities in high-energy shoreface mud systems.

Sedimentary Discontinuities and Sand Lenses: Interpreting the NGD-L Response

The NGD-L (non-gradational density discontinuity with low-frequency detection loss) response is one of the most structurally meaningful acoustic signatures observed. Defined by a divergence between echo sounder and densimeter data, it reveals abrupt density drops followed by sharp recoveries—repeating up to three times within a single profile. These discontinuities, undetected by echo sounders, disrupt low-frequency signal penetration and indicate internal stratification.

Two sedimentary processes likely explain the NGDD-LF profiles. The first involves alternating depositional events under variable hydrodynamic regimes: FM accumulates during low-energy phases, while reworked very fine sand from older transgressive units intrudes during subsequent energetic phases, forming sand lenses. These interbeds, previously described by Calliari *et al.* [2007] and Holland *et al*. [2009], increase acoustic impedance and reflect low-frequency signals, leading to the underestimation of the FM thickness.

The second mechanism involves differential settling during a single high-energy depositional event. The rapid decantation of coarse silt and fine sand,

combined with hindered settling, promotes the vertical segregation of grain populations, forming stratified structures [Winterwerp & van Kesteren 2004; Traykovski *et al*. 2007; Mehta *et al*. 2014]. Upward porewater flux and high sediment concentrations inhibit cohesive consolidation [Kineke *et al.* 1996; Fugate & Friedrichs 2002], producing density inversions and sharp internal gradients conditions associated with NGD-LF profiles.

These structures typically form where cohesive and non-cohesive sediment coexist, particularly in environments rich in fine to very fine sands, which readily incorporate into flocculated aggregates. At Cassino, Holocene relict coastal ridges and transgressive barriers supply abundant fine sand [Tomazelli & Villwock, 2000; Dillenburg *et al.* 2024]. Winterwerp & van Kesteren [2004] note that cohesive behavior depends not only on the clay content but also on the grain mineralogy and salinity; under saline conditions, fine sand and coarse silt can flocculate and behave cohesively. This sedimentological context supports both hypothesized NGD-LF mechanisms.

Cassino's heterogeneity is further supported by sediment data: while past studies reported >40% clay [Guerra *et al*. 2009], our samples contained 38% sand, 40% silt, and only 18% clay, indicating sand-rich layering. Comparable South American ports (e.g., Tubarão and Montevideo) also report FM with moderate sand contents (10–15% clay, 20% sand) [Carneiro *et al.* 2020]. These results suggest that moderate sand content is compatible with the formation of rheologically defined FM deposits. However, the high sand fraction in Cassino—more than 35% in some samples—places it at the upper limit of what is typically expected for FMs.

Although the grain size distributions were comparable, the acoustic responses diverged due to differences in internal stratification and site-specific conditions. Among the atypical patterns, NGD-LF is particularly distinctive for its repetitive, non-gradational layering. In contrast, responses like HFB-L may reflect underestimated high-density layers, while LF-DIV typically indicates low-frequency signal loss under weak stratification. Stratigraphic evidence from sediment cores presented by Calliari *et al.* [2007] and Holland *et al.* [2009] supports this interpretation, revealing interbedded mud and sand layers consistent with our density profile signatures. These discontinuities validate NGD-LF as a genuine physical feature rather than an instrumental artifact.

Wind-driven reworking further enhances stratification. Bidirectional wind regimes and storm-driven events alternate sediment transport directions, promoting lamination and sediment interleaving [Calliari *et al.* 2007]. According to Van Rijn & Barth [2019], sand lenses facilitate dewatering by enhancing porewater drainage, promoting rapid consolidation. Similar dynamics were reported by McAnally *et al*. [2007], who observed fine sand intermittently trapped within the FM matrix in energetic environments.

This complex depositional architecture has direct implications for both the sediment behavior and acoustic response. Stratified interfaces scatter, attenuate, or deflect low-frequency signals, producing incomplete or misaligned returns. Kineke *et al.* [1996] observed similar reflectors in dynamic FMs, emphasizing that localized trapping, settling dynamics, and reworking play a more decisive role in FM structuring than the sediment supply alone. This helps explain the emergence of the NGD-LF acoustic response in Cassino.

NGD-LF is distinguished by its internal complexity, marked by recurrent, abrupt density shifts within single vertical profiles. These features likely reflect post-depositional reorganization driven by episodic high-energy sedimentation and short-lived depositional pulses. Although they are acoustically ambiguous, such patterns reveal dynamic stratification and the evolving architecture of FM under unstable hydrodynamic forcing.

In addition to their distinctive vertical configuration, NGD-LF patterns also demonstrate consistent spatial and temporal recurrence, providing further evidence of their diagnostic value in characterizing unstable FM deposits. These profiles were primarily observed during the energetic autumn of 2018, frequently associated with small, patchy deposits (<3 km²) concentrated around key morphological features, especially the 7.5 m isobath. Their repeated occurrence—both within and across campaigns—suggests that NGD-L signatures result from rapid reworking and stratigraphic discontinuities modulated by the bathymetric configuration and hydrodynamic intensity.

Despite this understanding, uncertainties remain regarding the recurrence and persistence of NGD-LF structures along the Cassino shoreface. It is unclear whether they form primarily during singular high-magnitude events or through the accumulation of smaller, episodic pulses. In either case, the NGD-LF acoustic pattern should not be dismissed as noise but rather recognized as a legitimate indicator of sedimentary instability and internal heterogeneity. For hydrographic applications, this has important implications: the presence of NGD-LF responses may lead to the underestimation of the FM thickness, the misinterpretation of interface positions, and undetected sand-rich, unconsolidated zones. As such, the integration of acoustic data with

vertical density profiles becomes essential for accurately interpreting the FM architecture in dynamic shoreface environments such as Cassino.

Transience and Spatial Variability of Fluid Mud Deposits

Twelve monitoring campaigns carried out between April 2018 and February 2020 represented an unprecedented medium-term effort in this region, revealing pronounced spatial and temporal variability in the FM distribution on the Cassino shoreface. In several campaigns, FM was either absent or restricted to isolated patches (<3 km²), indicating its sporadic and ephemeral nature. In its absence, sandy bottoms prevailed, supporting the interpretation that FM in high-energy settings is transient, reconfiguring rapidly in response to the sediment supply and hydrodynamic forcing.

Two preferential FM deposition zones were identified: the south-central sector (4–8 m depth) and a deeper central band (10–12 m depth). These depositional patterns align with previous observations by Holland *et al.* [2009], who reported deposits up to 1 m thick and with densities from 1140-1300 kg/m³ at similar depths. Larger FM deposits (>3–12 km²) were elongated, oriented either shore-perpendicular or shore-parallel, and internally irregular, as confirmed by density profiles showing thick depocenters (>1 m) interconnected by thinner, often discontinuous layers (~0.5 m).

Bathymetry plays a key role in FM accumulation. A slope break at ~7.5 m depth separates the steep nearshore (~0.475º) from the gentle outer shoreface (~0.03º to 14 m). The dissipative beach morphology promotes sediment retention in troughs and depressions formed between shore-parallel bars. This mechanism is consistent with sediment trapping in morphologically

sheltered zones under low-energy flow conditions, as discussed by Winterwerp [2001] for estuarine systems, and it has been similarly observed along dissipative coasts such as Cassino [Calliari & Fachin 1993].

FM deposits in April and May 2018 appear to be recently formed and short-lived, likely shaped by autumnal storm-driven turbulence and sediment remobilization. Under this regime, intermittent flocculation occurs, but persistent turbulence prevents long-term consolidation. These dynamics underscore hydrodynamic forcing in shaping FM deposition and reinforce the notion that Cassino's deposits are temporally unstable, subject to erosion, reformation, and relocation. Similar behavior was documented by Wells [1978] in Surinam, where rapid formation and erosion cycles produced ephemeral, patchy deposits in a high-energy setting.

A comparison with earlier studies [Calliari *et al.* 2000; Guerra *et al.* 2009; Holland *et al*. 2009; Vinzon *et al.* 2009] supports two hypotheses: (a) the observed deposits represent the full local FM mobilization, or (b) they are the northern edge of a larger, southward-extending deposit. The latter is consistent with Vinzon *et al.* [2009], who found a zone of residual current separation in the area, northward accelerating contrasted with southern decelerating, placing Cassino at the edge of a broader depocenter.

The predominance of small-scale, atypical responses—particularly the HF-LF-DIV and LF-DIV types—further supports the ephemeral nature of FM deposits in this environment. These responses are generally linked to deposits smaller than 1 km², reinforcing the view that detection in such dynamic systems is inherently limited. Carneiro *et al.* [2020] similarly noted that in such settings, the LF signal cannot always be interpreted as marking the FM-consolidated

mud interface. Their findings identified multiple sources of acoustic ambiguity: limited densimeter penetration, the presence of reworked sediment layers, and heterogeneous sediment compositions.

Additionally, instrument drift between the vessel and the densimeter (~0.13 m) contributes to the systematic underestimation or overestimation of the FM thickness. This misalignment is strongly correlated with patterns such as LF-DIV and HF-LF-DIV, where discrepancies reflect both environmental complexity and methodological constraints. As McAnally *et al.* [2016] emphasize, conventional acoustic techniques frequently misidentify gradual or transitional interfaces as hard reflectors, resulting in erroneous estimations of the navigable depth. These results are not mere anomalies but highlight the operational limits of acoustic and in situ methods under highly variable hydrodynamic conditions.

Nonetheless, such limitations must be explicitly accounted for. Dual-frequency echo sounders are sensitive to acoustic impedance contrasts but may falsely interpret gradual density transitions as discrete boundaries. Densimeters, in turn, may fail to detect cohesive suspensions if their density falls below the device's calibration threshold. This study applied quality control protocols to filter suspect results, strengthening the interpretation that atypical responses arise from real sedimentary structures, not instrumental error. To enhance accuracy, future work should integrate echo sounder and densimeter data with complementary techniques, such as sediment cores or acoustic Doppler current profiling, to better constrain deposit characteristics and eliminate the effects of instrument drift.

In summary, while dual-frequency acoustic methods remain valuable for detecting FM interfaces and estimating the lutocline depth, this study demonstrates that high spatial and temporal variability in the sediment structure introduces systematic uncertainties. Recognizing atypical responses as valid diagnostic categories—and not rejecting them as noise—improves the interpretive power of acoustic surveys. Cassino, with its dynamic morphology, bidirectional wind regime, and complex sediment supply, serves as a natural laboratory for observing the formation, transformation, and acoustic expression of transient mud deposits.

These findings underscore the broader relevance of classifying atypical acoustic patterns in dynamic coastal systems. While it is developed from the Cassino shoreface, this typology—particularly the NGD-LF and HF-LF-DIV responses—offers a transferable framework for interpreting echo sounder data in other high-energy, sediment-rich environments.

The observed spatial and temporal patterns confirm that FM variability is not just a constraint for detection, but a defining characteristic of its acoustic expression. This reinforces the need for adaptive interpretation frameworks in high-energy coastal systems.

By recognizing these responses as sedimentary signatures rather than measurement errors, future surveys can improve the resolution of FM detection, adjust acoustic calibration thresholds, and better distinguish between mobile suspensions and stratified cohesive layers. As energetic shorefaces become increasingly targeted for navigation, monitoring, and sediment management, integrating acoustic interpretation with in situ validation emerges as a critical step toward more reliable seabed characterization.

7.1.5. Conclusion

This study provides a robust framework for detecting and interpreting FM deposits on wave-dominated coasts by combining dual-frequency echo sounding with vertical density profiling. Twelve surveys on the Cassino shoreface revealed both typical and atypical acoustic responses, reflecting strong spatial-temporal variability and internal structural complexity.

A central contribution is the classification of five atypical acoustic patterns—particularly NGD-LF—which reflect real sedimentary structures, not artifacts. These patterns, linked to abrupt density transitions and post-depositional reworking, serve as indicators of stratigraphic discontinuities, dynamic deposition, consolidation gradients, and internal heterogeneity.

The frequent mismatch between acoustic and in situ data highlights the influence of vertical heterogeneity and reinforces the need for integrated analysis. The Cassino shoreface, with its active hydrodynamics and sediment variability, exemplifies the challenges of FM detection in high-energy systems.

This typology offers a transferable tool for recognizing FM structural signatures in other energetic coastal areas. Future work should refine acoustic responses and rheological validation to improve detection under variable conditions.

By acknowledging atypical responses as sedimentary signals rather than errors, this study advances acoustic methods for mapping transient FM. These findings are directly relevant to coastal management, hydrography, and sediment dynamics in morphodynamically active regions.

Capítulo VIII: Artigo 2

O segundo manuscrito, de autoria de Carolina de Oliveira Lempek De-Zotti, Elaine Siqueira Goulart, Marcos Nicolas Gallo, Susana Beatriz Vinzon, Diego Luiz Fonseca, Salette de Amaral Figueiredo, Thiago Fagundes Leão, Gustavo Vaz Melo, Débora Martins Machado, Lauro Júlio Calliari (*in memoriam*) e José Antônio Scoti Fontoura, é intitulado "*Internal density reorganization influences lutocline formation and acoustic response during post-disturbance settling in sand–mud suspensions*" e foi submetido para publicação no periódico Marine Geology.

8.1. Internal density reorganization influences lutocline formation and acoustic response during post-disturbance settling in sand–mud suspensions

Highlights

Rapid lutocline formation does not imply structural stability

Lutoclines evolve as internal density gradients reorganize during settling

Acoustic response depends on gradient structure and vertical coherence

Stable reflectors emerge only after prologed settling

Early surveys may misrepresent fluid mud thickness during settling

Abstract

Fluid mud systems exhibit rapid post-disturbance reorganization, during which vertical density gradients evolve into transient or persistent stratified structures that control the development of internal sedimentary interfaces. This study investigates how the internal reorganization of density stratification during post-agitation settling governs the formation, evolution, and detectability of lutoclines in sand–mud mixtures with contrasting textures, based on combined densimetric and acoustic measurements. In both experiments, strong density gradients develop rapidly (within 1–2 h), but their subsequent evolution diverges. One mixture remains more heterogeneous, with transient and vertically variable gradients, whereas the other develops a thicker and more vertically coherent fluid mud layer. Stratification initiates near the base and propagates upward, indicating ongoing internal reorganization during settling. The acoustic response reflects not only gradient magnitude but also its temporal consistency. This relationship depends on the degree of internal organization of the suspension: improved acoustic stability is observed only where the density structure becomes more vertically coherent, whereas in more heterogeneous conditions, internal reorganization persists without producing consistent acoustic responses. Stable reflector positions emerge only after extended settling (~18 h), when the density structure becomes more

consistently organized, whereas earlier gradients produce transient and vertically inconsistent acoustic returns. These findings demonstrate that lutoclines in fluid mud are emergent features of internal sedimentary organization, and that their detectability depends on the temporal evolution of density structure. Under transient settling conditions, particularly before the density structure becomes vertically organized, acoustic detection may misrepresent both the position and thickness of fluid mud layers.

Keywords: fluid mud; lutocline; internal structure; density stratification; sediment dynamics.

8.1.1. Introduction

Fluid mud (FM) is a high-density suspension of water and fine sediments, commonly found in estuarine and coastal environments, characterized by a rheological transition between fluid-like and solid-like behavior [Winterwerp & van Kesteren 2004; McAnally *et al*. 2007]. FM exhibits bulk densities between 1030 and 1300 $kg \cdot m^{-3}$ and suspended sediment concentrations of 200-500 $g \cdot L^{-1}$ [Mehta *et al.* 2014; Shakeel *et al*. 2021; Papenmeier *et al.* 2013].

Although FM is often associated with clay-rich sediments, field and laboratory studies show that it may also develop in sand-mud mixtures with relatively low clay contents. FM layers have been reported in sediments containing as little as 0.3–3.5% clay, and cohesive fractions of approximately 5–10% may already modify bulk rheology and promote matrix-supported behavior [Papenmeier *et al*. 2013; Zawisza *et al*. 2023; Zadehali *et al.* 2025]. These observations indicate that concentration-dependent interactions and rheological

behavior provide a more consistent basis for identifying FM than granulometric thresholds alone [Shakeel *et al.* 2019; Shakeel *et al*. 2021].

Vertical density stratification within FM develops through settling, flocculation, and consolidation processes, leading to the formation of sharp density gradients that define internal interfaces within the sediment column [Mehta 1991; Winterwerp & van Kesteren 2004]. As settling progresses after disturbance, these gradients frequently organize into lutoclines—sharp suspended-sediment transitions separating relatively dilute suspension from denser mud layers [Ross & Mehta 1989]. These interfaces may develop within hours as the suspension restratifies and sediment concentration increases toward the base of the column. Their formation and vertical position are not fixed but evolve during settling as the sediment column reorganizes, and the conditions under which these gradients persist as coherent internal interfaces remain insufficiently constrained.

Because density gradients define internal impedance contrasts, lutoclines are commonly detected as acoustic reflectors in high-concentration suspensions using dual-frequency echosounders [McAnally *et al.* 2007b; Carneiro *et al*. 2020; Samsami *et al*. 2022]. However, the reliability of these detections depends on the intensity, vertical structure, and temporal persistence of density gradients during early consolidation following disturbance. While sharp and persistent gradients tend to produce stable reflector positions, evolving or diffuse stratification may generate vertically inconsistent acoustic returns [Samsami *et al.* 2022; Kirichek *et al*. 2020]. Although lutoclines may form rapidly after disturbance, it remains unclear over what time scale these gradients evolve into persistent internal interfaces. This raises the question of under what conditions

density gradients formed during post-disturbance settling evolve into persistent and vertically coherent lutoclines in sand–mud suspensions. This uncertainty directly affects nautical-depth assessment and motivates controlled laboratory investigations of short-term restratification.

To address this, we investigate the evolution of density stratification during post-agitation settling in sand–mud suspensions with contrasting textures, using combined densimetric and acoustic measurements. The analysis focuses on how internal density reorganization influences the formation, persistence, and vertical coherence of lutoclines, and on the extent to which these structures correspond to consistent internal interfaces within the sediment column. We hypothesize that transient stratification regimes characterized by ongoing internal reorganization produce unstable internal interfaces, which are expressed acoustically as inconsistent reflectors.

8.1.2. Methodology

The methodology combined controlled agitation–settling experiments, densimetric profiling, and dual-frequency acoustic measurements to characterize post-disturbance stratification and compare density-derived interfaces with acoustic reflectors.

Study Sites and Sediment Characterization

Two natural sand–mud mixtures were selected to represent contrasting settling columns under a common laboratory protocol. Although the sediments differed in texture, both correspond to natural sand-mud mixtures with sufficient fine fraction to form high-density suspensions and stratified water–mud columns

during settling. The materials were used here as a mud-bearing natural mixture and were tested separately without mixing.

Experiment I: Cassino Beach sediment

Sediment used in Experiment I was collected at Cassino Beach (−32.192330, −52.149476; Brazil), a wave-dominated open-coast setting located south of the Patos Lagoon inlet. Previous studies describe muddy deposits in the adjacent inner shelf and classify the regional material as silty sandy clay, with approximately 75% fine particles (silt + clay) and a subordinate fine- to very-fine sand fraction [Holland *et al*. 2009]. These characteristics indicate that, although the sediment is a sand–mud mixture, its fine fraction is dominant and consistent with naturally occurring muddy deposits.

Previous geotechnical and rheological studies from the same setting also report FM layers with densities around 1140 $kg \cdot m^{-3}$ and non-Newtonian behavior, including shear-thinning and thixotropic response [Holland *et al.* 2009; Reed *et al*. 2009]. In the present study, this sediment was considered a fine-dominated sand-mud mixture for the experiments.

Experiment II: Açu Port channel sediment

Sediment used in Experiment II was collected from the navigation channel of Açu Port (−21.838034, −40.984713; Brazil), an offshore-port environment influenced by dredging activity and coastal sediment redistribution. Regional studies indicate that, although sandy fractions occur locally, fine sediments predominate within the channel deposits [Vilaça 2015; Carneiro *et al.* 2022]. The sampled material is therefore also interpreted as a natural sand–mud mixture with a substantial mud fraction.

Its rheological behavior was evaluated by rotational rheometry (Rheolab-QC®, Anton Paar) using vane geometry (ST22-4V-40), following Fonseca *et al*. [2018]. Bingham-model fits showed an exponential increase in yield stress with density, and τ_y values on the order of 10^1–10^2 Pa within the 1200–1250 $kg \cdot m^{-3}$ range, consistent with moderately cohesive FM behavior. In this study, the sediment was treated as a mud-bearing sediment in the laboratory analysis.

Sediment Sampling and Preparation

Sediment samples were collected by Box Corer for Experiment I and by a Van Veen grab for Experiment II, then transported to the laboratory in sealed containers and manually homogenized before use. Grain-size distributions were measured in triplicate by laser diffraction on dry-weight samples (Experiment I: MICROTRAC S3000/3500; Experiment II: MALVERN Mastersizer Hydro 2000), following the classification of Wentworth [1922]. Samples were stored under controlled laboratory conditions until the experiments.

Experimental Setup and Agitation Protocol

The experiments reproduced agitation–settling cycles in vertical laboratory columns designed to monitor the evolution of density stratification under controlled conditions. Experiment I used a 3.0 m column with sampling taps spaced at 0.10 m intervals, whereas Experiment II used a 4.3 m column with taps spaced at 0.20 m intervals. In both cases, a homogenized mud layer occupied approximately one-third of the column height and was overlain by freshwater to reduce initial resuspension. The columns were mounted vertically

on a rigid laboratory frame to minimize mechanical vibration during measurements.

Agitation was used to simulate mechanically disturbed conditions, such as dredging discharge or storm-induced resuspension. The objective was not to reproduce the spectral characteristics of natural forcing, but to establish a controlled post-disturbance initial state from which settling and restratification could be observed. Experiment I used manual stirring, whereas Experiment II used a hydraulic pump. In both cases, agitation lasted approximately 3 min and produced a vertically homogenized suspension at the onset of settling. The two procedures, therefore, represent simplified post-disturbance settling scenarios rather than full reproductions of the source environments.

During the initial runs, the suspension density was insufficient to produce a clearly differentiated vertical structure with an overlying water layer, an intermediate FM layer, and a basal consolidated mud layer. Even after the first agitation cycle followed by more than 60 h of settling, no distinct consolidated mud layer had formed. To increase basal density contrast, additional mud from the same sediment batch was introduced at a higher initial density than the original suspension. Three 10 L buckets of higher-density mud were added to each column. The densities of the original and the added material are reported in Table 1. Profiles acquired both before and after this adjustment were included in the analysis. Because the column remained vertically heterogeneous after adjustment, density evolution was characterized from vertical densimetric profiles rather than from a single bulk density value.

The overall experimental configuration and acquisition sequence are shown schematically in Figure VIII-1. Table VIII-1 summarizes the sediment

characteristics, column configuration, density conditions, and measurement parameters for both experiments.

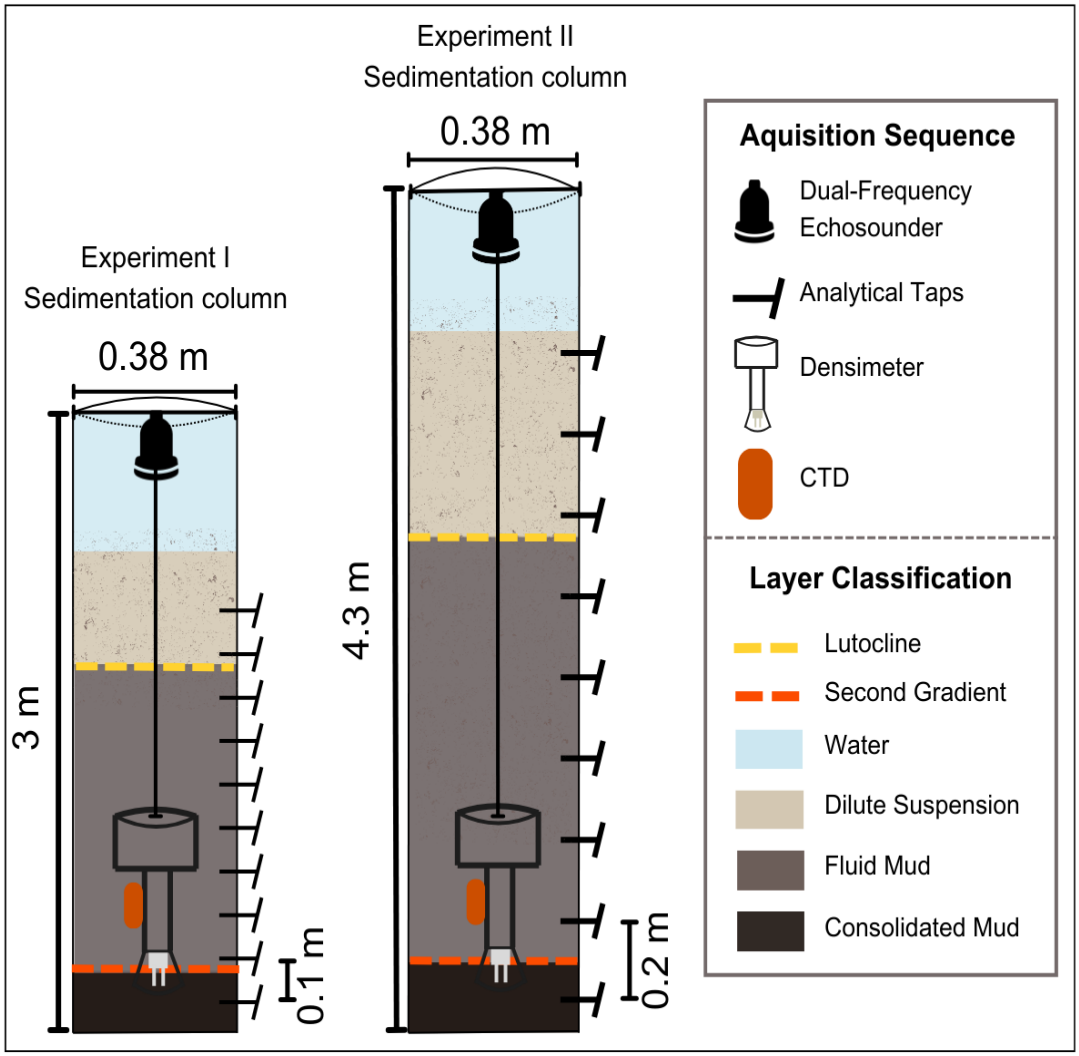


Figure VIII-1. Schematic representation of the settling columns used in Experiments I and II and the acquisition sequence applied at each post-agitation stage. The diagram shows the order of measurements (dual-frequency echosounder, analytical taps, densimeter, CTD) and the conceptual classification of the suspension column into water, dilute suspension, FM, and consolidated mud. Lutocline and secondary density-gradient positions are indicated schematically.

Table VIII-1. Experimental configuration, sediment properties, and density conditions for Experiments I and II.

Parameter	Experiment I	Experiment II
Sediment characteristics		
Sediment source	Wave-exposed sandy beach	Offshore port channel
Sand fraction (%)	23.76	16.2
Clay fraction (%)	1.23	6.76

Column configuration		
Column height (m)	3.0	4.3
Tap spacing (m)	0.1	0.2
Initial mud layer thickness (m)	0.92	1.35
Initial water thickness above mud (m)	1.83	2.70
Agitation protocol		
Agitation method	Manual stirrer	Hydraulic pump
Agitation time (min)	3	3
Number of agitation cycles	6	5
Density conditions		
Density of original mud ($kg \cdot m^{-3}$)	1227	1244
Density of added mud ($kg \cdot m^{-3}$)	1337	1319
Data acquisition		
Acoustic frequencies used (kHz)	200/33/50	200/33/50
Densimetric profiles before density adjustment	9	16
Densimetric profiles after density adjustment	9	5
Total densimetric profiles	18	21
Total experiment duration (days)	8	5

*Initial mud and water thickness refer to the column configuration before density adjustment.

Measurements were conducted at five transient post-agitation stages: 0 h, 1–2 h, 3–15 h, 15–30 h, and >60 h. These intervals capture the transition from immediate post-agitation homogenization to later phases of settling and consolidation. At each stage, measurements followed a fixed sequence — acoustic profiling → gravimetric sampling → densimetric and CTD profiling — to minimize disturbance and maintain comparability among profiles. Table VIII-2 summarizes the number of densimetric profiles acquired at each stage in both experiments.

Table VIII-2. Distribution of densimetric profiles acquired during each agitation cycle and transient post-agitation stage in Experiments I and II. Values indicate the number of densimetric profiles collected at each stage.

Experiment	Cycle	0h	1-2h	3-15h	15-30h	>60h
Experiment I	C1	-	-	-	1	-
	C2	-	1	-	1	-

	C3	-	1	-	2	-
	C4	1	1	2	1	-
	C5	1	-	2	1	1
	C6	1	1	1	-	1
	Total	**3**	**4**	**5**	**6**	**2**
Experiment II	C1	-	-	-	2	-
	C2	1	1	-	1	-
	C3	1	2	3	-	1
	C4	1	2	-	-	-
	C5	1	1	3	-	-
	Total	**4**	**6**	**6**	**3**	**1**

Each profile was identified by a code combining agitation cycle and elapsed time since agitation. The first element represents the cycle number, and the second the post-agitation stage in hours. For example, C1-0h denotes a profile collected immediately after the first agitation cycle, whereas C3-5h denotes a profile collected 5 h after the third cycle. This convention allows profiles from different cycles to be grouped into equivalent transient post-agitation stages.

Measurement Techniques and Instrumentation

Dual-frequency echosounders were used to detect acoustic reflectors associated with density and impedance contrasts within the water–mud column. Acoustic reflectors arise from contrasts in acoustic impedance ($Z = \rho c$), where Z is the product of density and sound speed. In stratified suspensions, such contrasts may occur both at the water–mud interface and at internal density gradients. Because acoustic attenuation increases with sediment concentration and is frequency dependent, higher frequencies provide finer near-surface

resolution, whereas lower frequencies penetrate deeper into the mud layer [Richardson & Briggs 1996; Lurton & Jackson 2004; McAnally *et al.* 2007b; Winterwerp & van Kesteren 2004; Wadman *et al.* 2024].

Acoustic measurements were acquired sequentially at the top-center position of the column using three systems: TGE (200/33 kHz), Lowrance HDS-12 GEN2 (200/50 kHz), and Kongsberg EA400SP (200/50 kHz). Each instrument was operated for 5 min per acquisition. The Kongsberg system had a dynamic range of 160 dB, a ping rate up to 20 s^{-1}, and a vertical resolution of 1 cm (accuracy ±1 cm at 200 kHz; ±5 cm at 50 kHz). The TGE operated at 100 W transmission power with a 10 Hz update rate, and ±1 cm +0.1% depth accuracy. The Lowrance HDI Skimmer transducer had beam widths of 29° (50 kHz) and 12° (200 kHz). All systems were factory-calibrated, and initial pings were discarded to avoid transient disturbance.

After acoustic profiling, water–mud samples were collected from the taps and processed by the wet–dry method (ASTM D421-85/2007). Samples were oven-dried at 105 °C to constant mass, and bulk density was calculated assuming water and particle densities of 1000 and 2650 $kg \cdot m^{-3}$, respectively. These measurements provided an independent reference for density verification.

Vertical density structure was obtained with a tuning-fork densimeter (STEMA) equipped with a 15 kg ballast weight. The instrument estimates density from vibration frequency and amplitude [Carneiro *et al*. 2020; Fontein & Byrd 2007; Groposo *et al.* 2014]. Its nominal specifications include a density accuracy better than 1%, resolution of 1 $g \cdot L^{-1}$, acquisition rate of 20 Hz, and a depth accuracy better than 0.15%. Calibration followed Fonseca *et al.* [2018]

and was performed separately for each sediment using gravimetrically verified samples spanning 1085–1289 kg·m^{-3} in Experiment I and 1092–1379 kg·m^{-3} in Experiment II. Calibration curves derived from frequency–amplitude clouds and used to convert raw densimeter output to density.

CTD measurements were acquired simultaneously with the densimeter to provide synchronized depth, temperature, and sound-speed records. Experiment I used a CastAway-CTD (5 Hz), whereas Experiment II used a CastAway-CTD together with an RBR Concerto (up to 32 Hz). The CTDs were mounted coaxially with the densimeter to ensure precise vertical registration. CTD and gravimetric data were used as independent checks on densimeter consistency. The corresponding linear validations are provided in the Supplementary Material, with r^2 values greater than 0.75 for all profiles.

Measurements were performed at controlled laboratory temperature (20 ± 1 °C), and all depths are referenced to the water surface.

Data Analysis

Data analysis focused on three components: identification of density-defined interfaces, quantification of post-agitation stratification and consolidation, and comparison of density-derived interfaces with acoustic reflector depths.

Density Gradients, Interface Detection, and Layer Classification

Vertical density profiles were filtered to remove invalid values and duplicate depth records, then lightly smoothed with a Savitzky–Golay filter to reduce high-frequency instrumental noise while preserving the overall vertical

structure. Vertical density gradients ($\partial\rho/\partial z$) were computed from smoothed profiles using first-order finite differences between adjacent sampling depths.

The column was classified into four density regimes: water ($\rho < 1025$ kg·m^{-3}), dilute suspension ($1025 \leq \rho < 1080$ kg·m^{-3}), FM ($1080 \leq \rho < 1200$ kg·m^{-3}), and consolidated mud ($\rho \geq 1200$ kg·m^{-3}). These thresholds were adopted from commonly used density ranges for fine-grained suspensions and FM [Winterwerp & van Kesteren 2004; McAnally *et al.* 2007; Mehta *et al*. 2014].

The lutocline was defined as the first maximum in the vertical density gradient for each profile. This feature marks the transition between the overlying water column and the sediment-rich layer. A deeper secondary density gradient was identified when an additional gradient maximum occurred below the lutocline within the high-concentration layer. It generally marks the transition from FM to progressively denser, consolidating sediment. These interfaces were used as density-derived reference depths for acoustic comparison.

Consolidation and Stratification Diagnostics

Consolidation was quantified by tracking the vertical displacement of selected iso-density levels (1030, 1050, 1080, 1100, 1150, 1200, 1250, 1300, 1350, and 1400 kg·m^{-3}) through time. For each target density, the closest measured value in the profile was identified by nearest-neighbor search. Changes in iso-density depth across the post-agitation stages (0h → 1–2h → 3–15h → 15–30h → >60h) were converted to displacement rates (mm s^{-1}). Downward displacement indicates consolidation, whereas upward displacement indicates vertical reorganization or localized resuspension. Missing values were excluded from mean-rate calculations.

Vertical stability was quantified using the Brunt–Väisälä frequency squared,

$$N^2 = -\left(\frac{g}{\rho}\right)\left(\frac{d\rho}{dz}\right) \quad \text{Eq. VIII-1}$$

2.

where g is gravitational acceleration, ρ is local density, and z is positive upward. Positive values of N^2 indicate stable stratification, values near zero indicate neutral conditions, and negative values indicate gravitational instability. For comparison between experiments, N^2 heatmaps were plotted on a common vertical grid from −4 to 0 m; the interval between −4 and −3 m in Experiment I appears as missing data because no valid measurements were acquired.

N^2 was calculated only for densities below 1150 $kg \cdot m^{-3}$ to restrict the analysis to the portion of the column that behaved mechanically as a fluid. This threshold is consistent with previous studies that distinguish mobile FM from more stationary or rheologically structured mud at densities around 1150 $kg \cdot m^{-3}$ [Nederlof & van Bochove 1981; De Meyer & Malherbe 1987; Kerckaert 1988; Alexander *et al*. 1997; McAnally *et al.* 2007]. Densities at or above this limit were excluded from the stability analysis.

Structural coherence was quantified using a normalized metric based on the vertical variability of interface depth, as described below. Interfaces were described as more coherent when they remained comparatively continuous and vertically consistent through time, and as less coherent when they appeared diffuse, fragmented, or strongly variable in position. This interpretation was supported by the visual consistency of iso-density trajectories and N^2 patterns, and was used as a qualitative aid to compare evolving stratification structures rather than as an independent quantitative metric.

Acoustic-Density Correspondence

Acoustic–density correspondence was evaluated by comparing acoustic reflector depths with density-derived interfaces identified in each profile. The lutocline depth was compared with the 200 kHz reflector, whereas the secondary density gradient was compared with the 33 and 50 kHz reflectors. FM thickness was also compared between methods by relating the density-defined thickness to the vertical separation between high- and low-frequency acoustic reflectors.

Linear regressions were used to quantify the correspondence between density-derived interfaces and acoustic reflector depths. Model performance was evaluated using the coefficient of determination (r^2) and root mean square error (RMSE). Density-gradient magnitude at each interface was also examined to assess whether depth mismatches increased under weak or diffuse gradients. Representative cases of agreement and disagreement were further evaluated qualitatively in relation to the temporal evolution of stratification.

Offset-based metrics and structural organization analysis

To further evaluate the relationship between acoustic detection and density structure, offset-based metrics were computed by comparing acoustic reflector depths with density-derived interface depths for each profile. Offsets (Δz) were defined as the vertical difference between acoustic and densimetric interface depths for each sensor–interface pair. Absolute offsets ($|\Delta z|$) were used to quantify detection accuracy, while the standard deviation of Δz ($SD(\Delta z)$) was used as a measure of detection variability within each post-agitation stage.

Offset statistics (mean and standard deviation) were computed for each time group (0 h, 1–2 h, 3–15 h, 15–30 h, >60 h) and for each acoustic frequency

and interface pair. These metrics were used to characterize acoustic detectability in terms of both accuracy (mean |Δz|) and stability (SD(Δz)).

Structural coherence was quantified as a normalized measure of interface stability based on the vertical variability of interface depth. Coherence (C_z) was defined as

$$C_z = 1 - (\sigma_z|H) \quad \text{Eq. VIII-2}$$

where σ_z is the standard deviation of the interface depth within a given time group and H is the total water–mud column thickness. This metric ranges from 0 (highly variable interface) to 1 (fully coherent interface) and represents the degree of internal density organization.

Temporal persistence of interface position was evaluated as part of this structural organization, by examining the continuity of interface depth across successive profiles within each time group. This descriptor was used qualitatively to support the interpretation of coherence, rather than as an independent metric in the statistical analysis.

To examine the relationship between structural organization and acoustic detectability, coherence (C_z) was compared with detection variability (SD(Δz)) across experiments and time groups. These relationships were evaluated using correlation analysis (Pearson and Spearman) and linear models, including interaction terms to test whether the coherence–detectability relationship differed between experiments.

All statistical metrics were computed separately for each experiment to preserve differences in sediment composition and column configuration.

Scope of comparison between experiments

The two experiments followed the same conceptual protocol but used different column configurations. Both experiments followed the same acquisition sequence and agitation–settling protocol, ensuring that density and acoustic measurements were obtained under comparable observational conditions. Because the sediment sources and column geometries differ, the experiments represent contrasting sedimentary regimes under a common observational framework. They should therefore not be interpreted as a strictly controlled one-factor test of sediment texture. This approach enables comparison of how different natural sand–mud mixtures reorganize during post-disturbance settling while maintaining consistent measurement procedures.

8.1.3. Results

This section describes the post-agitation evolution of density stratification and consolidation in the two sediment columns and then compares density-derived interfaces with acoustic reflector positions.

Temporal Evolution of Stratification and Consolidation in the Two Experiments

Both sediments are fine-dominated, but their composition differs between experiments (Table VIII-3). Experiment I contains a higher sand fraction (23.76%) and lower clay content (1.23%), whereas Experiment II contains less sand (16.2%) and more clay (6.76%). In terms of total mud content (silt + clay), both sediments remain predominantly muddy, with 75.84% in Experiment I and 83.81% in Experiment II.

Table VIII-3. Sedimentological composition of the samples.

Sample	Gravel (%)	Sand (%)	Silt (%)	Clay (%)	Mud (silt + clay) (%)
Experiment I (Beach)	0.39	23.76	74.61	1.23	75.84
Experiment II (Port-Channel)	0	16.2	77.05	6.76	83.81

In both experiments, density profiles evolve from weakly stratified post-agitation conditions toward more clearly defined stratification and consolidation, although the two columns show different vertical patterns through time (Figure VIII-2). Immediately after agitation (0 h; Figure VIII-2a,f), the columns display smooth vertical density gradients rather than well-defined layers. In Experiment I, a denser basal region (>1300 $kg \cdot m^{-3}$) remains beneath a FM layer (<1100 $kg \cdot m^{-3}$). Experiment II shows similar gradients, with less variation among the profiles shown in Figure VIII-2f.

Within the first 1–2 h (Figure VIII-2b,g), density inflections begin to develop, marking the onset of stratification. In Experiment I, these appear as localized gradient zones in the lower half of the column. In Experiment II, most of the column (≈60%) remains occupied by a low-density FM layer (≈1100 $kg \cdot m^{-3}$), whereas the upper portion retains higher suspended-sediment densities than in Experiment I, where densities approach those of water.

By 4–5 h (Figure VIII-2c,h), internal layering becomes clearer in both experiments. Experiment I displays several diffuse zones across much of the column, with localized densification peaks near the base (>0.9 normalized

depth). In Experiment II, the profiles are more uniform, although the basal density range still varies among profiles.

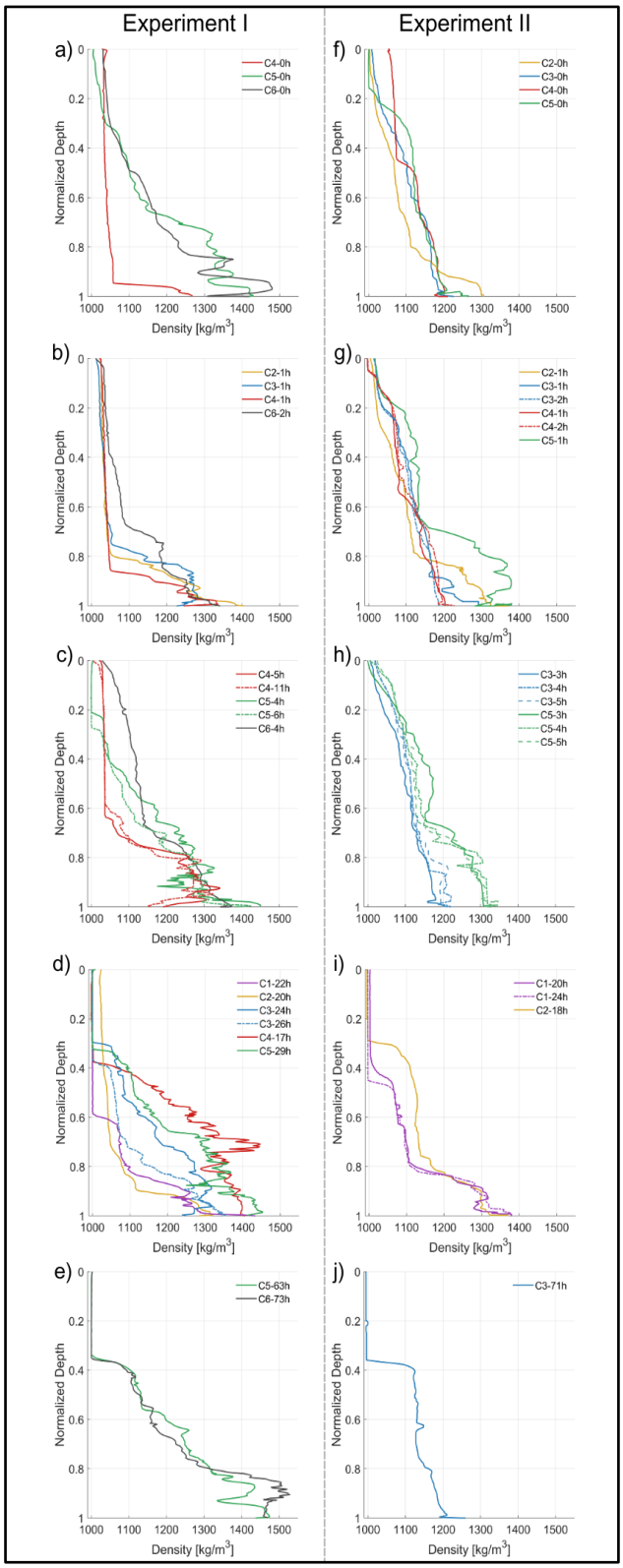


Figure VIII-2. Vertical density profiles grouped by agitation–settling cycles. Panels (a–e) show Experiment I, and panels (f–j) show Experiment II. Profile labels indicate the

cycle identifier (C1–C6) followed by the elapsed time after agitation (hours). Different line colors distinguish individual profiles within each cycle.

Between 18 and 29 h (Figure VIII-2d, i), stratification strengthens. Experiment I shows separated internal transitions and occasional density inversions, whereas Experiment II shows closely overlapping profiles with a clearer separation between the upper suspension and the underlying mud layer.

By 63–73 h (Figure VIII-2e,j), both columns reach advanced consolidation. Experiment I develops very dense basal layers (>1300 $kg \cdot m^{-3}$) while retaining a FM layer above. In Experiment II, basal densities remain lower (≈1200–1300 $kg \cdot m^{-3}$), and the column maintains a thicker mud layer.

Two profiles in Figure VIII-2 require additional context. Profile C5–1h in Experiment II was acquired after the density adjustment described in Section 2 and shows a localized increase to ~1250 $kg \cdot m^{-3}$. At the late stage, only one pre-adjustment profile was available in Experiment II (C3–71 h), and this profile does not show a basal layer exceeding 1200 $kg \cdot m^{-3}$ after 71 h of settling.

Figure VIII-3 summarizes the temporal evolution of the density-class fractions. At the initial stage, Experiment I was dominated by a dilute suspension (~52 ± 39%), whereas Experiment II begins with a thicker FM layer (~53 ± 17%). During the 1–2 h stage, Experiment I shows a temporary increase in the dilute suspension (~68 ± 17%), while the FM (~11 ± 10%) and consolidated mud (~13 ± 3%) decrease. As settling progresses, the dilute suspension fraction generally declines in both experiments, while the water fraction increases during the 15–30 h stage to ~37 ± 13% in Experiment I and ~44 ± 3% in Experiment II.

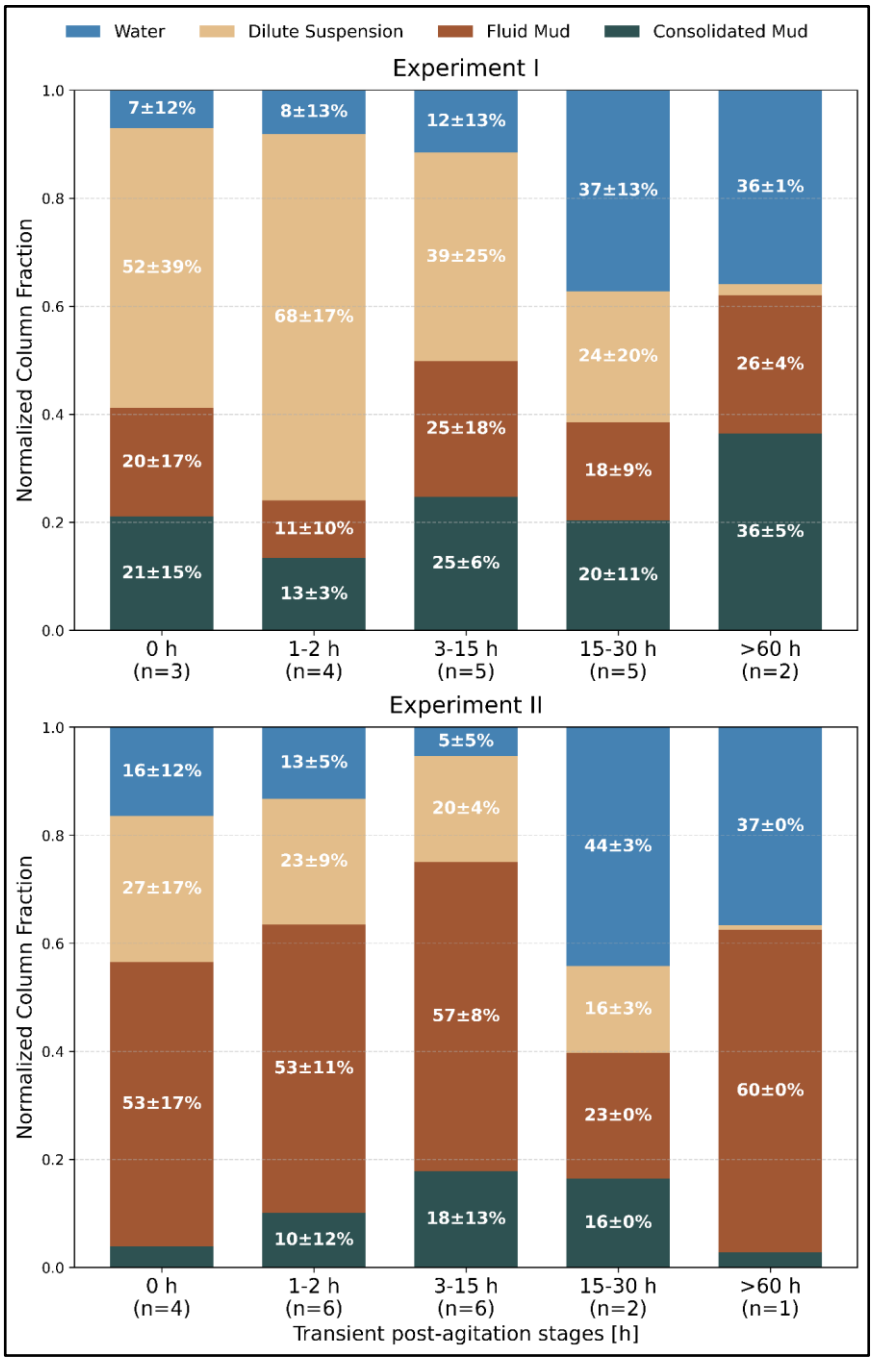


Figure VIII-3. Normalized fractions of water (blue), dilute suspension (beige), FM (brown), and consolidated mud (green) across post-agitation time classes in Experiment I (top) and Experiment II (bottom). Bars represent mean values, and error bars indicate ±1 standard deviation. Sample sizes (n) are shown below each time class.

The fraction data also show different temporal patterns in the two columns. Experiment I shows greater variation among time classes, with alternating dominance of dilute suspension and FM during the intermediate

stages and a gradual increase in consolidated mud toward the end of the experiment, reaching ~36 ± 5% after >60 h. In Experiment II, FM remains the dominant fraction through most of the record (~60 ± 0% at the final stage), and only a limited portion of the column exceeds the consolidation threshold (ρ > 1200 kg·m^{-3}). Accordingly, the upper column in the early stages remains classified as a dilute suspension in Experiment I, whereas the corresponding densities in Experiment II fall within the FM range. Overall, the two experiments show different patterns of post-agitation reorganization in the density profiles and density-class fractions.

Dynamics of Stratification and Consolidation in Fluid Mud

Iso-density displacement rates and the Brunt–Väisälä frequency squared (N^2) are used to describe post-agitation changes in the water–mud columns. Negative iso-density velocities indicate downward migration associated with settling, positive values represent upward displacement associated with resuspension or internal redistribution, and near-zero values indicate limited vertical motion.

Iso-density displacement rates (Figure VIII-4) show rapid redistribution of density layers immediately after agitation. Upward and downward motions occur simultaneously during the early stages, indicating bidirectional displacement associated with active settling and internal redistribution. As settling proceeds, vertical velocities decrease, and extended regions of near-zero motion develop, while stable stratification progressively emerges within the column.

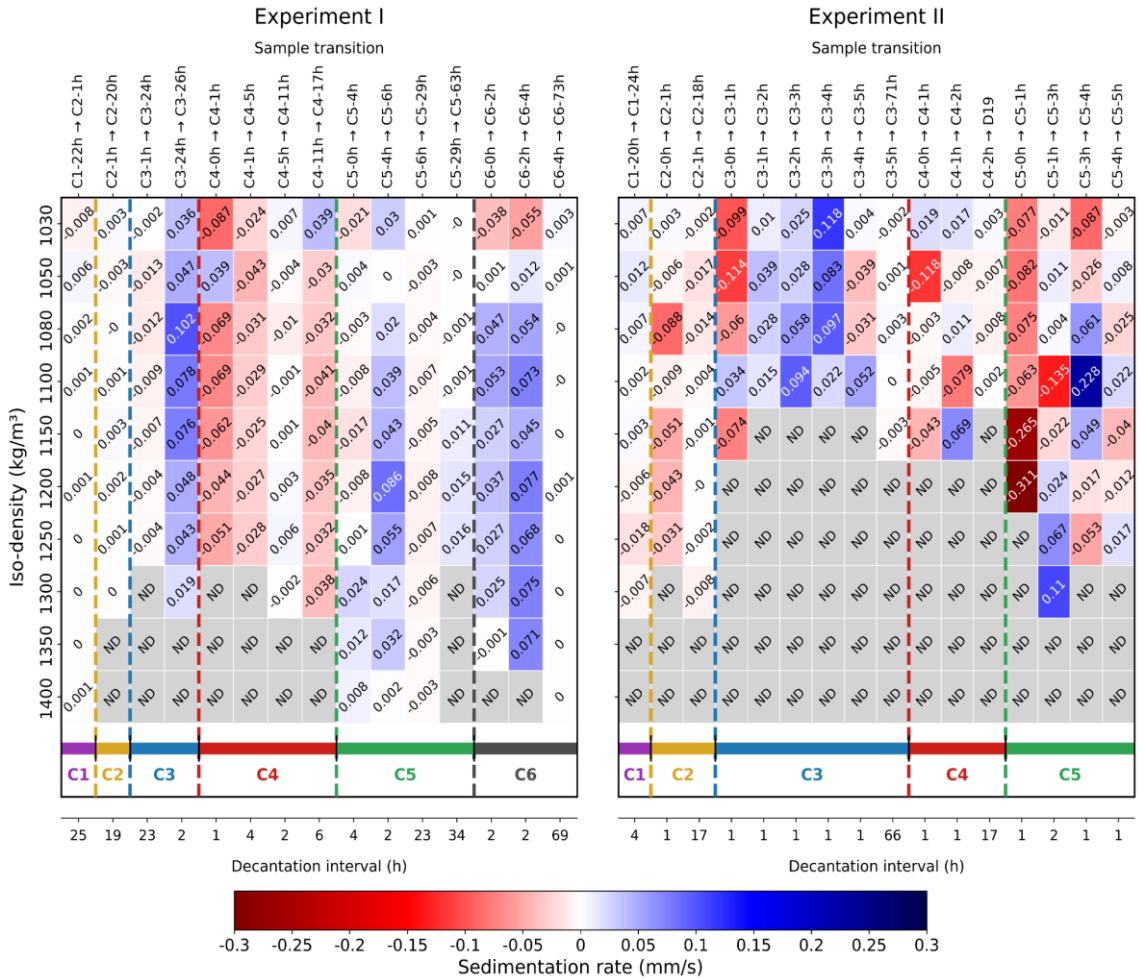


Figure VIII-4. Iso-density vertical velocities during agitation–settling cycles for Experiment I (left) and Experiment II (right). Blue = downward movement; red = upward displacement; white = near-zero motion. Colored bars and dashed lines indicate cycle boundaries.

The vertical stability of the column, derived from N^2 (Figure VIII-5), changes consistently with these velocity patterns. Immediately after agitation, unstable conditions ($N^2 < 0$) occupy most of the column, comprising roughly 60% of the profiles in both experiments. As settling progresses, unstable classes decrease, and stable layers become more extensive.

In both experiments, stable stratification ($N^2 > 0$) first appears near the base and then extends upward through time, even while density variations persist near the bed. In Experiment I, unstable layers reappear intermittently across several cycles, and stable regions appear more fragmented in the figure.

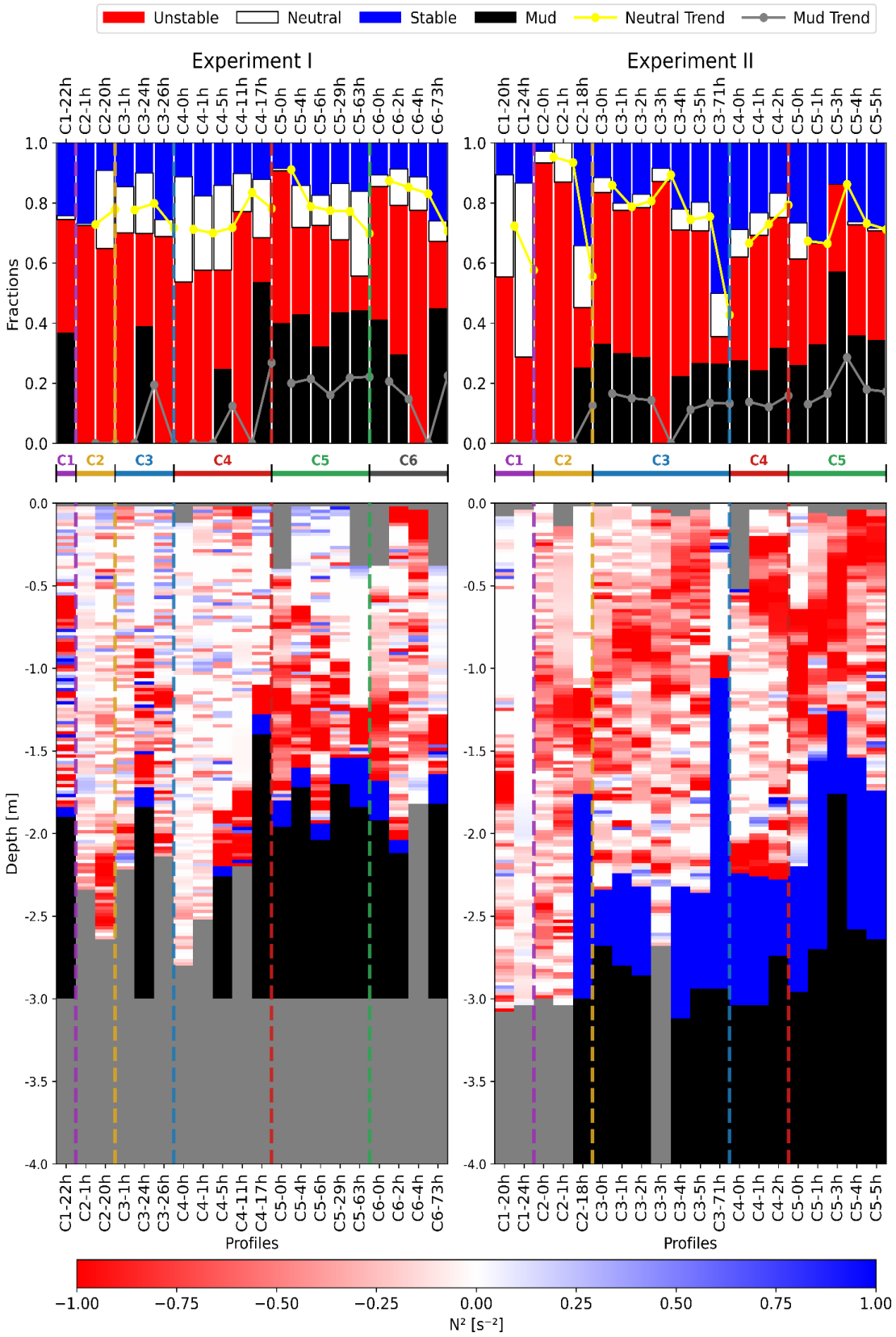


Figure VIII-5. Stability classes derived from N² for Experiments I (left) and II (right). Red = unstable; white = neutral; blue = stable; black = mud (ρ > 1150 kg·m⁻³). Upper panels show the temporal evolution of neutral (yellow) and mud (gray) fractions. In the lower panels, black shading marks consolidated mud, and gray shading indicates

densities above the analysis threshold. Colored bars and dashed lines mark cycle boundaries.

In Experiment II, stable regions appear earlier and occupy a larger part of the column in the figure, while unstable layers are mostly restricted to shallow depths after the third cycle. Overall, Figure VIII-4 and Figure VIII-5 show a shift from the initial post-agitation state toward more stratified water–mud columns, with weaker vertical motion and broader stable regions as settling advances.

Linking Density Evolution and Acoustic Detectability During Fluid-Mud Consolidation

This section describes how evolving density profiles relate to acoustic detectability during the agitation–settling cycles. Detection offsets are analyzed as a function of density gradient intensity, and representative profiles are used to compare reflector positions with density-derived interfaces across frequencies.

Detection offsets as a function of density-gradient intensity

Detection offsets vary with density-gradient intensity (Figure VIII-6). Across instruments, the sign of the offsets varies systematically with frequency: detections at 200 kHz are predominantly positive, indicating reflectors located deeper than the lutocline, whereas the 33 and 50 kHz channels more frequently show negative offsets associated with the detection of deeper density transitions.

In several cases, 200 kHz detections show relatively small offsets even under weak gradients (0–500 $kg \cdot m^{-3} \cdot m^{-1}$). This pattern is most evident in Experiment II (Figure VIII-6c), where the TGE 200 kHz channel produces

clustered offsets near zero within this class (n=16); a similar pattern appears in Experiment I (Figure VIII-6a), although with fewer samples. The highest gradient class (> 2000 kg/m³) contains few observations and is, therefore, considered cautiously.

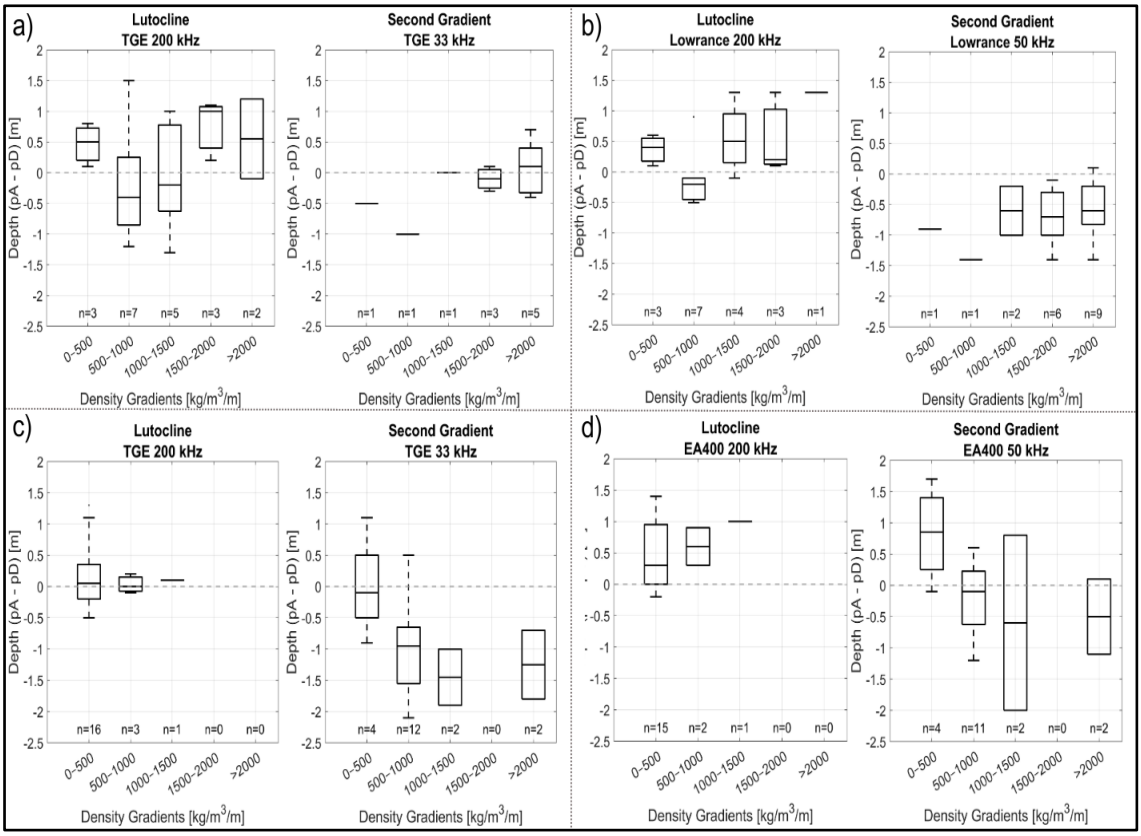


Figure VIII-6. Differences in interface depth (ΔA–PD) between acoustic (A) and densimetric (D) lutocline detections as a function of density-gradient classes. Panels (a–b) correspond to Experiment I and (c–d) to Experiment II. Left panels show results for the TGE echosounder and right panels for the Lowrance system. The gradient classes are expressed in kg·m^{-3} m^{-1}, and sample sizes (n) are indicated below each bin.

In Experiment I (Figure VIII-6a,b), both acoustic systems show predominantly positive offsets at 200 kHz across the lower gradient classes, whereas lower-frequency offsets are more variable and more often negative. In Experiment II (Figure VIII-6c,d), the 200 kHz channels again show the smallest offsets within the lowest gradient class, particularly for the TGE system, where

offsets clustered near zero (n = 16). By contrast, the lower-frequency channels show larger negative offsets and greater dispersion. Detections associated with the second density gradient occur mainly in the weak-to-moderate gradient classes, while the highest gradient bins remain sparsely populated.

Across gradient classes, detection offsets do not decrease systematically with gradient magnitude: moderate gradients often show smaller offsets, whereas stronger gradients show greater variability.

Reflector alignment in representative density profiles

Representative density profiles illustrate how acoustic reflector alignment varies under different internal density structures (Figure VIII-7). Immediately after agitation (C4-0h and C2-0h), the two columns already show distinct internal structures. In Experiment I (Figure VIII-7, left panel), the density profile shows a sharp transition between the upper suspension and the underlying denser layer, with density gradients reaching approximately 3000 $kg \cdot m^{-3}$ m^{-1}. The 200 kHz TGE reflector occurs near this strong gradient, although it did not coincide exactly with the lutocline. The 50 kHz return appears slightly above this transition, while the 33 kHz signal extends deeper into the column.

In Experiment II (Figure VIII-7, right panel), the column shows a more complex structure with multiple density inflections. The lutocline occurs near the initial transition at ~1100 $kg \cdot m^{-3}$, where gradients are relatively weak (~200 $kg \cdot m^{-3}$ m^{-1}), and both 200 kHz channels reflect within this interval. A deeper transition occurs near the boundary between fluid and consolidated mud, where gradients are substantially stronger (~900 $kg \cdot m^{-3}$ m^{-1}), yet neither the 33 nor the 50 kHz signals detect this interface.

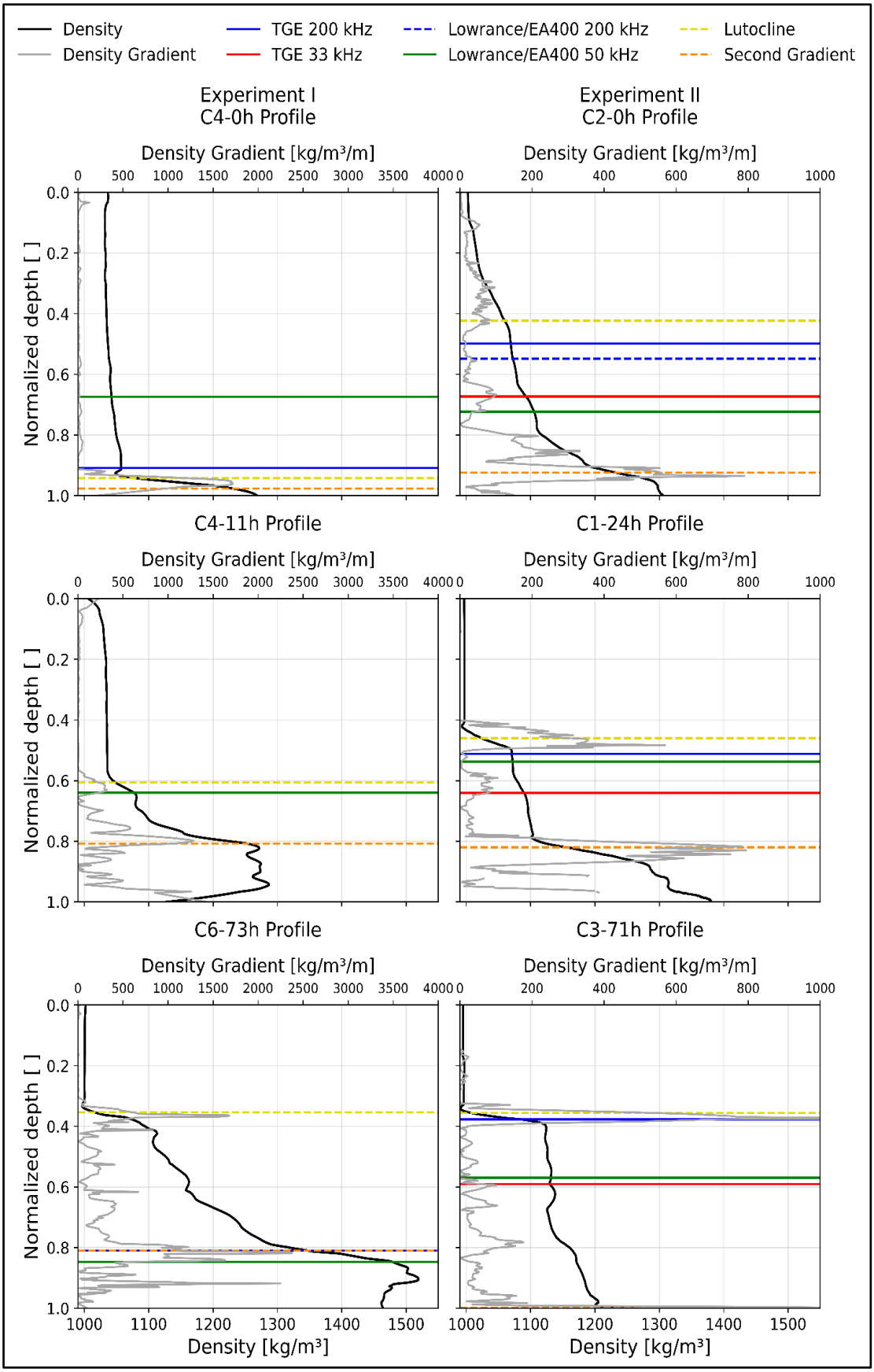


Figure VIII-7. Representative density profiles illustrating the relationship between vertical density structure and acoustic reflector alignment. Black curves show density profiles and gray curves show density gradients. Horizontal colored lines indicate

acoustic reflectors: TGE 200 kHz (blue, solid), TGE 33 kHz (red), Lowrance/EA400 200 kHz (blue, dashed), and Lowrance/EA400 50 kHz (green). The positions derived from densimetric profiles are shown as dashed lines: lutocline (yellow) and second density gradient (orange). Profiles correspond to three stages of the agitation–settling cycle: initial agitation (C4-0h/C2-0h), intermediate settling (C4-11h/C1-24h), and late settling (C6-73h/C3-71h).

After several hours of settling (C4–11h and C1–24h), stratification becomes clearer in both experiments. In Experiment I, a compacting basal layer develops beneath a strongly stratified transition zone. The 200 kHz reflector occurs close to the lutocline, whereas neither the 33 nor the 50 kHz signals detect the deeper transition, despite the presence of a strong lower gradient (~2300 $kg \cdot m^{-3}$ m^{-1}).

In Experiment II (C1-24h), the 200 kHz reflectors closely follow the lutocline, whereas lower-frequency returns occurred deeper in the column. The 50 kHz signal extends through most of the sediment column, while the 33 kHz signal reflects within a weaker gradient (~200 $kg \cdot m^{-3}$ m^{-1}) located above the second density transition (~800 $kg \cdot m^{-3}$ m^{-1}). The acoustic reflection occurs near, but did not coincide with, the deeper density interface.

At the late stage of settling (C6–73h and C3–71h), both columns show two distinct density transitions. In Experiment I, the upper lutocline was associated with steep and spatially variable gradients (>2000 $kg \cdot m^{-3}$ m^{-1}), but the 200 kHz reflector did not coincide with this interface and instead occurred deeper within the dense basal layer. Lower-frequency signals also respond to deeper density contrasts within the mud layer.

In Experiment II, the column shows a clear separation between the upper suspensions and the underlying mud layer. The 200 kHz reflector corresponds to the lutocline, where gradients approach ~800 $kg \cdot m^{-3}$ m^{-1}. In contrast, the

lower-frequency signals identify the first significant gradient below the lutocline, occurring deeper in the column.

The representative profiles shown in Figure VIII-7 illustrate the variability in acoustic–density alignment summarized in Table VIII-4. Across instruments and interfaces, correspondence remains weak ($r^2 \leq 0.21$; RMSE = 0.27–0.58 m). In Experiment I, all variables show low coefficients under the more heterogeneous stratification observed in the profiles. Experiment II show modest improvement for the lutocline at 200 kHz ($r^2 = 0.21$; RMSE = 0.28 m), but deeper interfaces and FM thickness still displayed poor agreement.

Table VIII-4. Coefficients of determination (r^2) and root mean square error (RMSE) comparing echosounder-derived and densimetric measurements for lutocline and second density gradient and total FM thickness at 200 and 33/50 kHz.

Densimeter variable	Echosounder variable	Experiment I		Experiment II	
		r^2	RMSE (m)	r^2	RMSE (m)
Lutocline	TGE 200 kHz	0.06	0.58	0.21	0.28
Lutocline	Lowrance/EA400 200 kHz	0.13	0.43	0.05	0.34
Second Gradient	TGE 33 kHz	0.004	0.33	0.04	0.51
Second Gradient	Lowrance/EA400 50 kHz	0.21	0.45	0.002	0.72
Total Thickness	TGE (Thickness)	0.002	0.50	0.005	0.59
Total Thickness	Lowrance/EA400 (Thickness)	0.09	0.27	0.02	0.96

Overall, the representative profiles show that reflector alignment varies across frequencies and among different internal density structures. The following section examines how these patterns observed in individual profiles appear across the full set of the agitation–settling cycles.

Column-wide evolution of stratification and reflector distribution

Figure VIII-8 summarizes the temporal evolution of density structure together with the corresponding positions of acoustic reflectors across the full sequence of profiles. In Experiment I (Figure VIII-8a), early profiles are dominated by dilute suspension in the upper column overlying FM and consolidated mud at depth. During the first hours after agitation (C4-0h to C4-5h), the column shows a temporary multilayer structure composed of water, dilute suspension, FM, and consolidated mud. During this stage, 200 kHz reflectors occasionally coincide with the lutocline, whereas lower-frequency signals occur deeper into the column.

From approximately 11 to 30 h (cycles C4–C5), the column becomes more clearly stratified. The lutocline and second density gradient vary in depth between successive profiles, consolidated mud expands progressively near the base, and several profiles show alternating internal layers, including sequences of dilute suspension and FM, or of FM and consolidated-mud layers (e.g., C4-1h, C4-5h, C5-0h, and C5-4h).

In Experiment II (Figure VIII-8b), density contrasts are present immediately after agitation, and both the lutocline and second density gradient form within the first 1–2 h. FM occupies a large portion of the column from the early stages onward, density-interface depths vary less between profiles than in Experiment I, and similar vertical density patterns recur through subsequent cycles. Alternating internal layers are also observed in some profiles, including sequences of dilute suspension and FM (e.g., C1-20h) and of FM and consolidated mud (e.g., C3-5h).

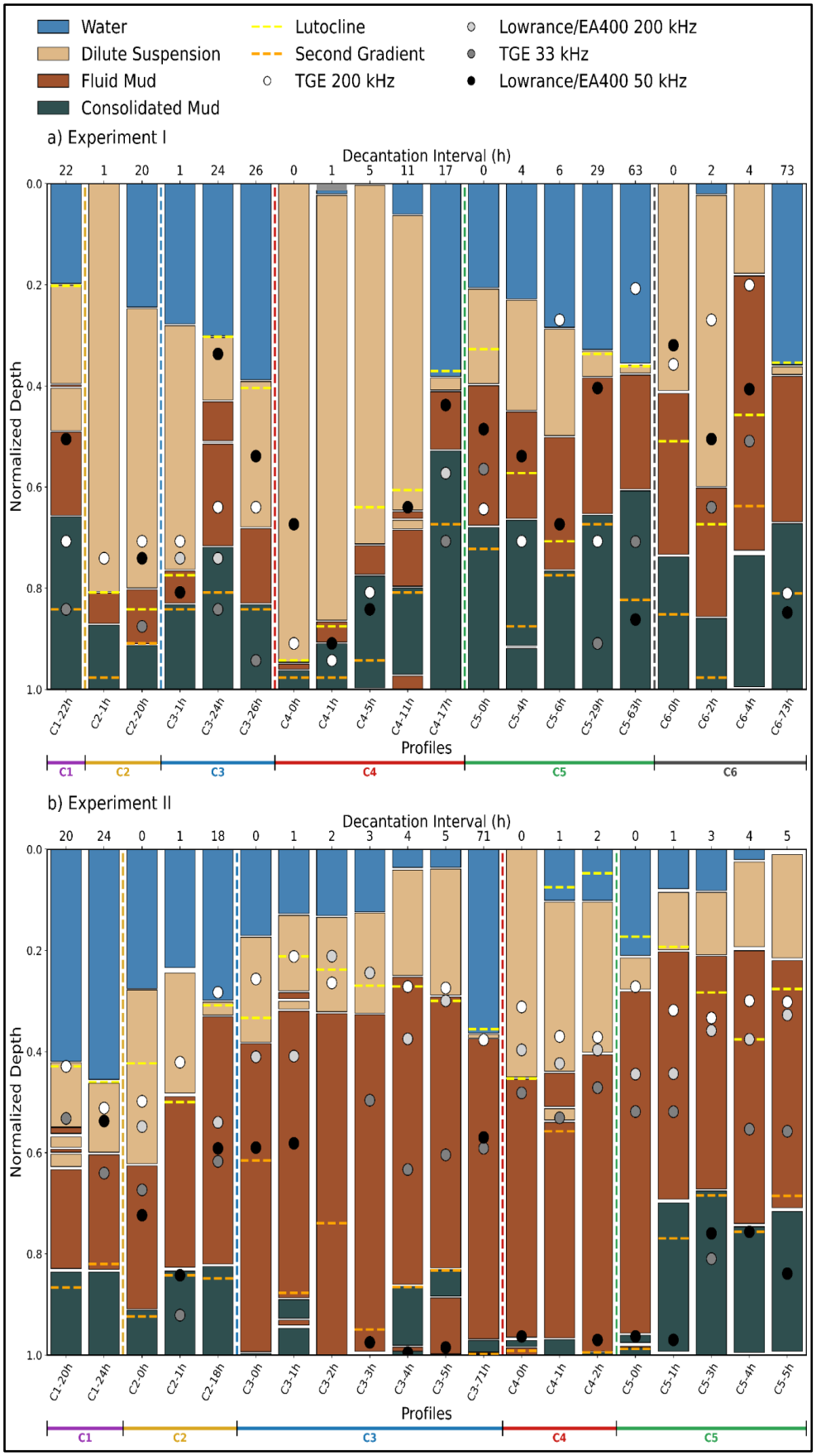


Figure VIII-8. Density-class profiles across agitation–settling cycles for Experiments I (a) and II (b). Density classes are water (<1025 kg·m⁻³, blue), dilute suspension (1025–1080 kg·m⁻³, beige), FM (1080–1200 kg·m⁻³, brown), and consolidated mud (>1200

kg·m^{-3}, green). Lutoclines derived from density gradients are shown as dashed lines: first (yellow) and second (orange). Acoustic reflectors appear as symbols: TGE 200 kHz (white), Lowrance/EA400 200 kHz (light grey), TGE 33 kHz (lead grey), and Lowrance/EA400 50 kHz (black). Depth is normalized to 0–1. Profiles are arranged chronologically from 0 h onward; colored bars and their corresponding dashed lines mark the boundaries of each agitation–settling cycle.

Acoustic reflector positions also vary between experiments. In Experiment I, 200 kHz reflectors coincide with the lutocline only intermittently, whereas lower-frequency signals occur deeper in the column, with the 33 kHz channel often reaching the basal mud layer. In Experiment II, reflector positions are more similar among the profiles shown, and the 200 kHz reflectors more commonly occur near the lutocline. In both experiments, the 33 and 50 kHz signals are more often associated with deeper density contrasts within the FM layer.

At the column scale, the lutocline forms rapidly after agitation, generally within the first 1–2 h in both experiments. After that stage, the two columns show different temporal patterns in density structure and reflector position across the successive profiles.

Statistical relationship between density structure and acoustic detectability

While gradient magnitude provides a local measure of interface sharpness, it does not capture the temporal organization of density structure observed across successive profiles. To assess whether this temporal organization influences acoustic detectability, we analyze the statistical relationship between structural coherence and detection metrics.

The relationship between interface coherence and detection variability differs markedly between experiments (Table VIII-5). In Experiment II, coherence is strongly and negatively correlated with detection variability (Spearman $\rho = -0.76$, $p < 0.001$), indicating that more coherent density structures produce more stable acoustic detection. In contrast, no significant relationship is observed in Experiment I ($\rho = -0.25$, $p = 0.33$).

Table VIII-5. Statistical relationship between structural coherence and acoustic detectability metrics. Correlation and regression results between Cz and detection variability (SD) and error (|Δz|) for each experiment, including interaction models testing difference between systems

Experiment	Relationship tested	Spearman ρ	p-value	Slope	R^2	Interpretation
Experiment I	Cz vs SD(Δz)	-0.253	0.327	-0.82	0.07	Weak, non-significant relationship
Experiment I	Cz vs mean |Δz|	-0.065	0.803	0.07	0.0005	No relationship
Experiment II	Cz vs SD(Δz)	**-0.763**	**0.0006**	**-3.84**	**0.49**	Strong negative relationship
Experiment II	Cz vs mean |Δz|	-0.178	0.510	-1.23	0.04	Weak, non-significant relationship
Combined model	Cz × experiment → SD(Δz)	—	**0.036**	—	0.29	Significant interaction between experiments
Combined model	Cz × experiment → mean |Δz|	—	0.469	—	0.03	No interaction

This contrast is confirmed by the combined linear model (Table VIII-5), where the interaction term between coherence and experiment is significant for detection variability ($p = 0.036$), demonstrating that the effect of structural organization on detectability is system-dependent.

In both experiments, coherence does not significantly explain the mean acoustic offset (Figure VIII-9a), indicating that increased structural organization does not necessarily improve detection accuracy.

The combined analysis reveals a fundamental contrast between the two experiments. In Experiment II, increasing structural coherence of the density interface is consistently associated with reduced detection variability (Figure VIII-9b), as evidenced by the clear clustering toward the “accurate and stable” regime in the phase space and the significant negative relationship between Cz and SD(Δz) ($p < 0.01$). This indicates that, in this system, the reorganization of the density structure directly translates into improved acoustic detectability.

In contrast, Experiment I shows no systematic relationship between coherence and detection performance (Figure VIII-9b). Data points remain dispersed across regimes, and statistical results confirm the absence of a significant association between C_z and either variability or error. Notably, cases of stable but biased detection persist, indicating that structural organization alone is insufficient to ensure accurate interface detection.

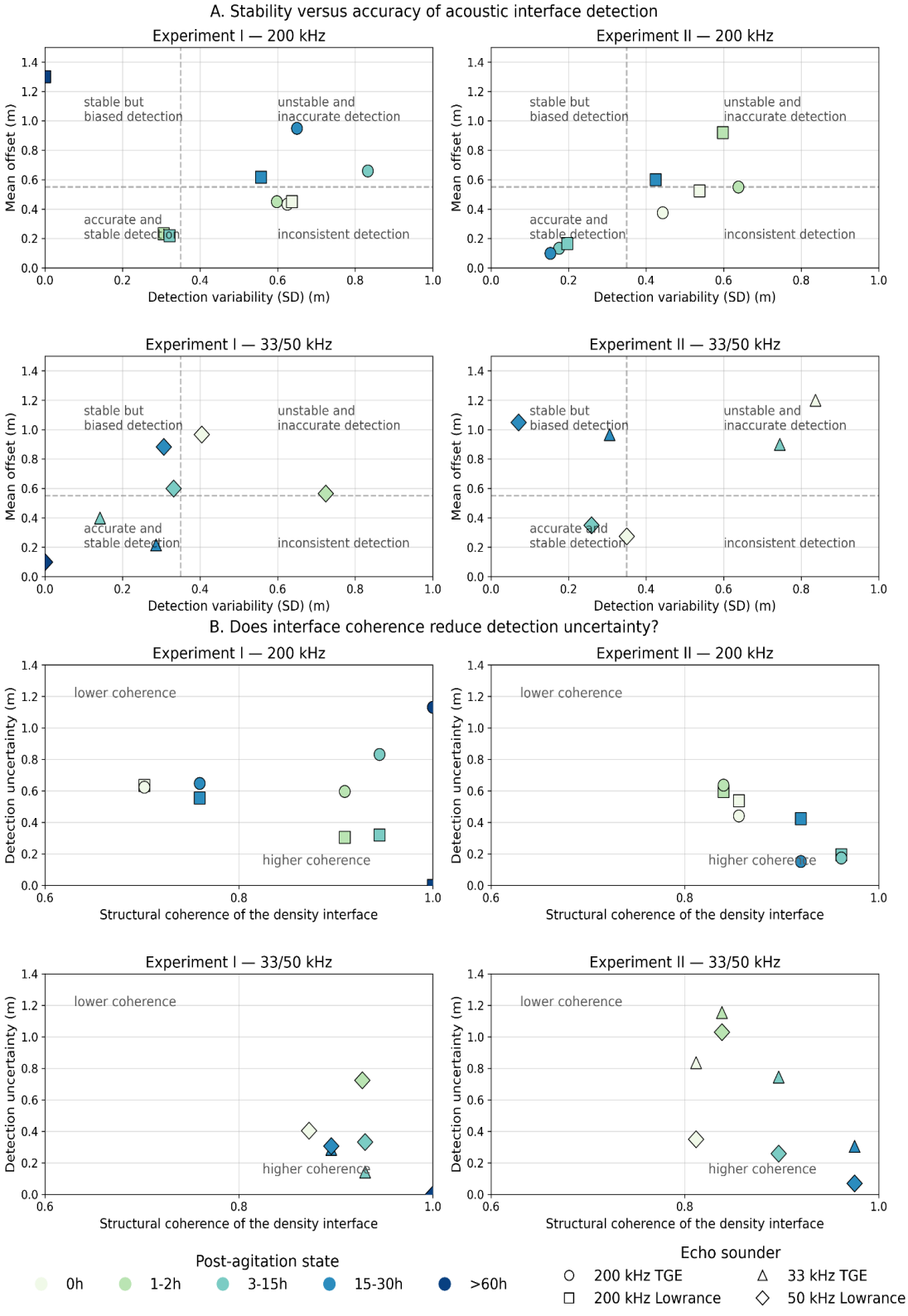


Figure VIII-9. Relationship between density-interface structure and acoustic detectability during post-agitation settling. (A) Detection performance in phase space defined by variability (SD) and mean offset (|Δz|), illustrating regimes of accurate, biased, inconsistent, and poor detection. (B) Detection uncertainty as a function of structural coherence of the density interface (Cz). Higher coherence is generally associated with lower variability and improved detectability, particularly in Experiment

II. Colors indicate post-agitation stages, and symbols represent acoustic frequency and instrument.

The interaction model further supports this distinction (Table VIII-5), demonstrating that the effect of structural coherence on detection variability differs significantly between experiments. This result provides quantitative evidence of a decoupling between density structure and acoustic response in Experiment I, whereas a clear structural–acoustic coupling emerges in Experiment II.

These findings demonstrate that the detectability of fluid mud interfaces is not controlled solely by instantaneous density gradients, but by the degree to which the density structure is temporally organized and coherent.

8.1.4. Discussion

Structure and Evolution of the FM Layer

In both columns, the intermediate density interval typical of FM (~1080–1200 kg·m^{-3}) develops rapidly and maintains a relatively persistent thickness throughout the experiments. However, the internal structure of this layer continues to evolve through time. Several profiles show partial density inversions, internal fluctuations, and non-gradational intervals, indicating ongoing redistribution within the mud column after the main density structure has formed.

The early evolution is therefore consistent with flocculated settling followed by progressive internal reorganization, rather than with simple uniform deposition [Winterwerp & van Kesteren 2004]. This interpretation agrees with

previous descriptions of FM as a vertically structured suspension containing multiple evolving density transitions rather than a single stable interface [McAnally *et al.* 2007a]. It is also consistent with observations that lutoclines may remain dynamically adjustable over time scales of hours [Ross & Mehta 1989; Becker *et al.* 2013].

The subsequent evolution indicates a clear vertical differentiation within the column. The water–suspension interface stabilizes relatively early, whereas the FM layer continues to reorganize internally and the basal layer evolves mainly through slow consolidation. Near the base, the deepest iso-density surfaces become nearly stationary after approximately 60 h, while most later changes remain concentrated in the overlying FM layer. This pattern is consistent with the expected reduction in mobility as density increases.

Denser layers appear less responsive to internal motion, whereas more dilute intervals remain comparatively mobile. In the present experiments, persistent density gradients frequently occur within the 1150–1200 $kg \cdot m^{-3}$ range, where previous studies report rapid increases in yield stress as particle networks become load-bearing [Winterwerp & van Kesteren 2004; Maa *et al*. 1998; McAnally *et al.* 2007a]. The observed stratification is therefore consistent with a transition from more mobile FM to more mechanically structured sediment layers of the type reported in port and estuarine environments [Kirichek *et al.* 2020]. Similar vertical differentiation has been described in stratified fine-grained suspensions, in which the denser part of the mud layer behaves as a more slowly evolving medium while upper layers remain more mobile [Ross & Mehta 1989; Winterwerp & van Kesteren 2004; McAnally *et al*. 2007a].

The transient instabilities observed between approximately 2 and 29 h are also consistent with internal reorganization processes reported in stratified suspensions. Density-driven instabilities and interfacial motions can reorganize vertical concentration profiles and produce repeated phases of restratification [Ross & Mehta 1989; Rial *et al.* 2019; Fadel *et al*. 2021]. In the present experiments, these adjustments occur after a single mechanical disturbance rather than under sustained hydrodynamic forcing, which supports the interpretation that dense interfaces can form rapidly after agitation but still continue to evolve internally during settling.

The observations suggest three broad stages of post-agitation evolution. The first corresponds to the rapid formation of density gradients and the lutocline within about 1–2 h after agitation. The second corresponds to continued internal reorganization during settling, when gradients persist but shift vertically through time. The third corresponds to slower basal consolidation after roughly 60 h, when the deepest layers become less mobile, and the main adjustments remain concentrated in the overlying FM layer. Similar temporal scales for the formation and evolution of FM layers have been reported in the literature, although the exact timing depends on sediment concentration and forcing conditions [Becker *et al.* 2013; Hale & Ogston 2015; Ge *et al*. 2020; Li *et al.* 2020]. Overall, the water-mud column organizes rapidly after agitation, but its internal structure continues to adjust over much longer settling times.

Textural Controls on Stratification

The two columns differed not only in the timing of stratification but also in its subsequent vertical organization. The sediments also differ in composition:

Experiment I contains a higher sand fraction and lower clay content, whereas Experiment II is comparatively richer in clay (Table VIII-2). Because the experiments also differ in column configuration and mixing conditions, these contrasts are discussed here as textural associations rather than isolated compositional effects.

In Experiment I, the suspension develops a heterogeneous vertical structure characterized by multiple transient density gradients, localized high-density zones, and a slowly consolidating basal layer. Density interfaces migrate vertically between successive profiles, indicating continued internal redistribution. In contrast, the suspension in Experiment II reorganizes more coherently after agitation. The density structure evolves toward a thicker and more persistent FM layer, and internal interfaces show less vertical variability across successive profiles. Thus, the two experiments show contrasting modes of vertical organization: a heterogeneous structure with multiple evolving gradients in Experiment I, and a more coherent stratified structure in Experiment II.

These contrasting behaviors may partly reflect differences in sediment composition. In mixed sand–mud suspensions, sand can modify floc structure, settling behavior, and consolidation pathways, whereas higher clay contents tend to favor stronger interactions in fine-grained suspensions and more persistent stratification [Winterwerp & van Kesteren, 2004; Manning & Dyer 2007; McAnally *et al*. 2007a; Grasso *et al.* 2014]. The contrasting behaviors documented in the two experiments are consistent with previously reported textural effects on flocculation and consolidation in fine-grained suspensions.

Acoustic Response and Detectability of Lutoclines in Evolving Fluid Mud Layers

In the present experiments, the FM layer contains multiple internal density gradients rather than a single discrete transition. Acoustic reflectors respond to internal impedance contrasts within the water–mud column, so the detected interface does not need to coincide with a single water–mud boundary. This interpretation is consistent with the density profiles, which commonly show more than one internal gradient within the FM interval, and with previous studies indicating that acoustic interfaces in FM may correspond to internal density transitions rather than to one fixed boundary [McAnally *et al*. 2007b; Ross & Mehta 1989; Carneiro *et al*. 2020; Samsami *et al.* 2022].

This internal structure is reflected in the detection results. Lutocline correspondence remains limited in most profiles, and the second gradient is often weaker than the upper gradient identified in the density record. The 200 kHz signal aligns with the lutocline only in some cases, mainly when the column is already more organized during settling. The 33–50 kHz signals more often occur deeper in the column, but they do not consistently detect the second gradient. Across instruments and interfaces, the overall correspondence remains weak ($r^2 \leq 0.21$; RMSE = 0.27–0.58 m).

Gradient magnitude alone does not explain detectability. Strong gradients can still coincide with large offsets, whereas moderate gradients can produce closer alignment. This pattern is consistent with multiple gradients occurring within the same profile, such that the acoustic return may form at another impedance contrast above or below the targeted transition. Detectability, therefore, depends not only on gradient magnitude, but also on

how density gradients are vertically organized and maintained within the column.

To evaluate whether this internal organization—here quantified as structural coherence—translates into improved acoustic detectability, we quantified the relationship between structural coherence and detection metrics across both experiments. In Experiment II, detection variability (SD(Δz)) decreases systematically with increasing coherence, with both linear and rank-based correlations indicating a strong negative association. In contrast, no significant relationship is observed in Experiment I, where detection variability remains largely independent of structural coherence. A linear interaction model confirms that the coherence–detectability relationship differs significantly between experiments, with a significant interaction term for SD(Δz) ($p = 0.036$).

These results indicate that structural stabilization reduces detection variability only in the more coherent system, whereas in the more heterogeneous system, internal reorganization persists without improving acoustic consistency. Consistent with this behavior, regime classification shows that Experiment I occupies all detectability states with comparable frequency, whereas Experiment II exhibits a more constrained distribution, with a higher proportion of cases approaching the stable–accurate regime. Together, these results support a system-dependent coupling between internal density structure and acoustic detectability, rather than a universal relationship.

Beyond structural organization, additional physical properties of the suspension also influence the acoustic response. Acoustic impedance depends on density and compressibility, and compressibility is affected by floc-network structure, pore-water distribution, and particle packing. Laboratory and

theoretical studies show that sound speed, attenuation, and scattering in muddy sediments vary with the microstructure and mechanical state of fine-grained suspensions [Draganov *et al*. 2021; Ma *et al.* 2022]. At the particle scale, floc structure can also modify acoustic backscatter because larger and more porous aggregates change the interaction between sound waves and the suspension [MacDonald *et al.* 2013; Thorne *et al.* 2014; Rouhnia *et al*. 2014]. These processes provide a plausible explanation for why reflector positions do not consistently coincide with the strongest densimetric gradients in the present experiments [Kirichek *et al*. 2020].

The early post-agitation stage shows this clearly. During this period, density gradients are weak or still evolving, and acoustic returns are often ambiguous. The 200 kHz signals frequently fail to align with the emerging lutocline, whereas the 33–50 kHz signals often penetrate deeper into the mud column. Similar behavior has been reported under conditions of evolving stratification and internal attenuation, where acoustic returns remain unstable during the reorganization of the suspension [McAnally *et al.* 2007b]. Under these conditions, attenuation increases with both sediment concentration and acoustic frequency, and different frequencies may sample different parts of the column [Brouwers *et al.* 2022; Carneiro *et al.* 2020; Samsami *et al.* 2022; Nguyen & Le 2023].

Previous studies report more stable reflector behavior in more persistent FM layers [McAnally *et al.* 2007b; Kirichek *et al*. 2020; Carneiro *et al*. 2020; Samsami *et al.* 2022]. The weaker correspondence observed here is consistent with the earlier transitional stage captured in these experiments. Measurements are obtained during the post-disturbance phase, when the column is still

reorganizing after agitation. Under these conditions, density gradients shift vertically, transient interfaces can coexist, and reflector positions remain less stable through time. The results, therefore, point to settling stage and column stability as primary controls on acoustic detectability.

Operational Implications and Experimental Scope

The difference between the present results and studies reporting stronger acoustic–density correspondence likely reflects both the settling stage sampled here and the experimental configuration. In the present experiments, measurements focus on the early post-disturbance phase, when the water–mud column is still adjusting internally. This timing increases the likelihood of vertically shifting gradients and unstable reflector positions.

The experimental arrangement may also add uncertainty. Acoustic propagation in a confined column can be affected by boundary reflections, reverberation within the enclosure, and multiple scattering in the dense suspension. Limited propagation distance and strong attenuation may further influence the apparent position of reflectors. These effects do not invalidate the observed patterns, but they may contribute to the weak correspondence between acoustic and densimetric interfaces.

This variability is not uniform across conditions. As shown by the statistical analysis, the relationship between density structure and acoustic detectability depends on the degree of internal organization of the suspension, with more coherent systems showing more stable acoustic responses, whereas more heterogeneous systems remain decoupled from acoustic stability.

Even with these limitations, the experiments reproduce a physically relevant stage of mud-layer development: the early settling period that follows

dredging, storm-induced resuspension, or disposal events. Under such conditions, acoustic surveys may detect transient internal contrasts rather than the position or thickness of a stable FM layer. This has direct implications for navigational-depth assessments, because surveys conducted too soon after disturbance may misrepresent the vertical extent of FM.

8.1.5. Conclusion

Lutoclines exhibit pronounced temporal variability while the sediment column remains in a transient, non-stabilized state. As the suspension progressively reorganizes, internal impedance contrasts evolve and, consequently, so does their acoustic expression. The detection of both the lutocline and the secondary density gradient within the cohesive sediment depends on the degree of organization and vertical coherence of the suspension structure.

Consistent with this behavior, in both experiments, density gradients associated with the lutocline form rapidly after agitation, but the water–mud column continues to reorganize internally for tens of hours. Stable stratification emerges first near the base and then extends upward during settling, while acoustic reflector positions remain vertically inconsistent during the earlier stages of internal reorganization.

The two sediments follow distinct trajectories of post-agitation reorganization. Experiment I develops a more heterogeneous vertical structure, with transient gradients and migrating interfaces, whereas Experiment II maintains a thicker and more persistent FM layer with less variable internal structure. These differences are reflected in the acoustic response: Higher-

frequency detections align with the lutocline only in some profiles, whereas the lower-frequency signals more often penetrate deeper into the FM layer and do not consistently detect the second gradient.

This contrast is qualitatively supported by statistical analysis, which shows that structural coherence is associated with reduced detection variability only in Experiment II, whereas no such relationship is observed in Experiment I. This result demonstrates a system-dependent coupling between density structure and its acoustic expression, with coherent systems exhibiting more consistent acoustic response and heterogeneous systems remaining effectively decoupled from acoustic stability.

Under transient settling conditions, internal density contrasts may form that do not correspond to stable sedimentary interfaces, and their acoustic expression depends on the degree of structural organization of the suspension. Surveys conducted too soon after disturbance may misrepresent FM depth and thickness. Future work should test controlled variations in sediment texture, hydrodynamic forcing, and acoustic frequency to better constrain the conditions under which acoustic methods can reliably distinguish FM from more consolidated layers.

Capítulo IX: Artigo 3

O terceiro manuscrito, de autoria de Carolina de Oliveira Lempek De-Zotti, Elaine Siqueira Goulart, Débora Martins Machado, Salette de Amaral Figueiredo e Lauro Júlio Calliari (*in memoriam*), é intitulado "*Vertical Stratification of Fluid Mud and Antecedent Wind–Wave Forcing: The Role of Temporal Sequencing on a Wave-Dominated Inner Shelf*" e foi submetido para publicação no periódico Continental Shelf Research.

9.1. Vertical Stratification of Fluid Mud and Antecedent Wind–Wave Forcing: The Role of Temporal Sequencing on a Wave-Dominated Inner Shelf

Highlights

Antecedent wind-forcing influences the vertical structure of fluid mud deposits.

Persistent NE forcing followed by transitions promotes internal stratification.

Observed mud structure depends on forcing transitions and sampling timing.

Internal density structure contributes to ambiguity in acoustic detection.

Short synoptic adjustment windows favor transient layering in fluid mud.

Abstract

Fluid mud deposits in wave-dominated coastal environments are highly dynamic under variable wind and wave forcing, making continuous monitoring difficult. As a result, most observations consist of discrete measurements that capture only instantaneous states of the mud column, limiting understanding of how antecedent forcing influences vertical structure. Here, we examine the relationship between wind-forcing sequences and vertical density structure using combined acoustic and densimetric observations from a wave-dominated inner shelf. Two distinct profile types are identified: progressive density profiles, characterized by a continuous increase in density with depth, and non-progressive density profiles, characterized by internal layering and multiple density interfaces. Profile occurrence is consistently associated with the temporal sequencing of northeasterly (NE) wind forcing. Non-progressive profiles are observed when sampling follows persistent NE winds (2–3 days) and subsequent transitions toward southern sectors, whereas progressive profiles occur under shorter or less persistent NE conditions. This pattern indicates that vertical structure depends on the timing between forcing transitions and sampling. We interpret non-progressive profiles as transient states of the mud column during recent phases of synoptic adjustment. Under

these conditions, internal density gradients generate multiple acoustic reflectors, contributing to uncertainty in acoustic estimates of mud thickness. These results support a process-based framework in which the temporal variability of atmospheric forcing influences vertical stratification in fluid mud systems.

Keywords: fluid mud; vertical stratification; antecedent forcing; synoptic adjustment; inner shelf; density profiles; acoustic detectability; wave-dominated coast

9.1.1. Introduction

Wave-dominated coastal environments that exhibit episodic fluid mud coverage remain poorly understood, particularly because the mechanisms controlling mud accumulation and reworking vary substantially among systems according to local sediment supply, hydrodynamic conditions, and geomorphological setting. Fluid mud is a high-concentration suspension of fine particles that remains mobile and exhibits strong temporal and spatial variability. In nearshore and inner-shelf environments, these deposits can migrate under wave and current forcing, altering energy dissipation, sediment transport, and local hydrodynamics [McAnally *et al.* 2007; Winterwerp & van Kesteren 2004]. In this context, the vertical density structure of the mud column provides an observable descriptor of the system, reflecting the interaction between sediment dynamics and hydrodynamic forcing.

Monitoring these deposits relies on integrating direct measurements, such as density profiles, and indirect acoustic methods obtained using dual-frequency echosounders [Carneiro *et al.* 2020; Wurpts & Thron 2005; Wadman *et al.* 2024; Nguyen & Le 2023]. These methods are widely used for spatial

mapping of fluid mud. However, the acoustic response depends on the vertical structure of the mud column and may be ambiguous due to variability in density profiles, particularly under energetic conditions where episodic deposition and irregular forcing favor the development of internally complex structures [Winterwerp & van Kesteren 2004]. As a result, multiple vertical interfaces can lead to ambiguity in acoustic returns and uncertainty in thickness estimates [McAnally *et al.* 2007; Shakeel *et al.* 2019].

Beyond this observational limitation, the vertical structure of fluid mud deposits remains poorly constrained under variable forcing conditions. Most studies focus on sediment sources, transport processes, and the relationship between mud occurrence and meteo-oceanographic conditions at the time of sampling [Porz *et al*. 2021; Guerra *et al*. 2009; Wang *et al*. 2024; Ge *et al.* 2020; Niu *et al*. 2023]. However, in exposed beaches where mud occurrence is intermittent, observations are necessarily discrete in time and provide only partial information about system evolution.

As a result, current understanding is largely based on snapshot observations that represent the instantaneous state of the system, limiting access to the temporal evolution of the forcing responsible for deposit formation and reorganization. This constraint restricts the interpretation of processes governing vertical structure, particularly in environments characterized by highly variable forcing.

In wave-dominated coastal systems, wind and wave forcing vary over timescales of days to weeks due to the passage of atmospheric systems and seasonal shifts in wind patterns [Peng *et al.* 2025]. As a result, fluid mud structure is influenced not only by instantaneous conditions but also by

antecedent forcing sequences, suggesting that discrete observations may not fully capture the processes governing mud-column structure [Lehn *et al*. 2025]. Although the importance of antecedent forcing is widely recognized, its temporal variability — particularly directional persistence and transition timing — remains poorly understood.

This limitation is also reflected in observational practice, where profiles exhibiting internal complexity or multiple density interfaces are often interpreted as artifacts of measurement or acoustic limitations [Wadman *et al.* 2024; Nguyen & Le 2023]. As a result, these profiles are frequently excluded from analysis, and the same areas are re-surveyed under different conditions. This practice reflects the difficulty of interpreting complex vertical structures.

However, these profiles may be associated with the recent influence of antecedent forcing on the mud column. This raises the possibility that the temporal variability of atmospheric forcing may influence vertical structure. Together, these observations suggest a mechanism in which the temporal variability of forcing influences the vertical stratification of fluid mud. This mechanism is not restricted to site-specific conditions and is expected to apply to other shallow, wave-dominated muddy environments characterized by strong directional wind variability. This gap motivates the following question: under which temporal conditions does atmospheric forcing variability induce transient states in the mud column that lead to non-progressive density profiles?

To address this question, this study investigates whether the occurrence of different fluid mud density-profile types is associated with the temporal variability of antecedent atmospheric forcing. Particular attention is given to the persistence and sequencing of wind forcing, directional transitions, and the

timing between forcing and field observations. In addition, the hydrodynamic response of the water column during these intervals is examined to provide a process-based interpretation of the observed vertical structures.

This study tests the hypothesis that antecedent atmospheric forcing exerts a primary influence on the vertical structure of fluid mud deposits by modifying hydrodynamic conditions and, consequently, influencing sediment redistribution and vertical structure within the mud column. Within this framework, variations in vertical density structure may be associated with changes in antecedent atmospheric forcing conditions and the time elapsed since these changes, potentially reflecting transient states of the mud column. By linking forcing sequences to vertical structure, this study establishes a process-based framework for interpreting both sediment dynamics and associated observational uncertainty.

Study Area

Cassino Beach (Figure IX-1) is located in the municipality of Rio Grande (Brazil), adjacent to the Patos Lagoon inlet, along a straight and exposed coastline extending approximately 220 km. The study area corresponds to the inner continental shelf, spanning water depths of approximately 2 to 14 m, where subaqueous fluid mud deposits have been described [Calliari *et al.* 2000; Calliari *et al*. 2007; Vinzon *et al.* 2009; Holland *et al*. 2009].

The regional atmospheric forcing is primarily controlled by the interaction between two major systems: the South Atlantic Anticyclone (SAA) and migratory polar anticyclones. The SAA, a semi-permanent high-pressure system centered over the South Atlantic, is the main source of the Atlantic

Tropical Air Mass, characterized by warm and humid conditions and associated with the predominance of northeasterly winds along the coast during most of the year [Reboita & Kruche 2018; Reboita *et al.* 2019; Baratto *et al*. 2025]. In contrast, polar anticyclones transport the Atlantic Polar Air Mass, which is colder and drier and is commonly associated with cold-front passages and southerly, southwesterly, and southeasterly winds. The interaction between these systems produces frequent atmospheric transitions over the coastal zone, particularly during autumn and winter, when frontal activity becomes more frequent [Reboita & Kruche 2018; Baratto *et al.* 2025].

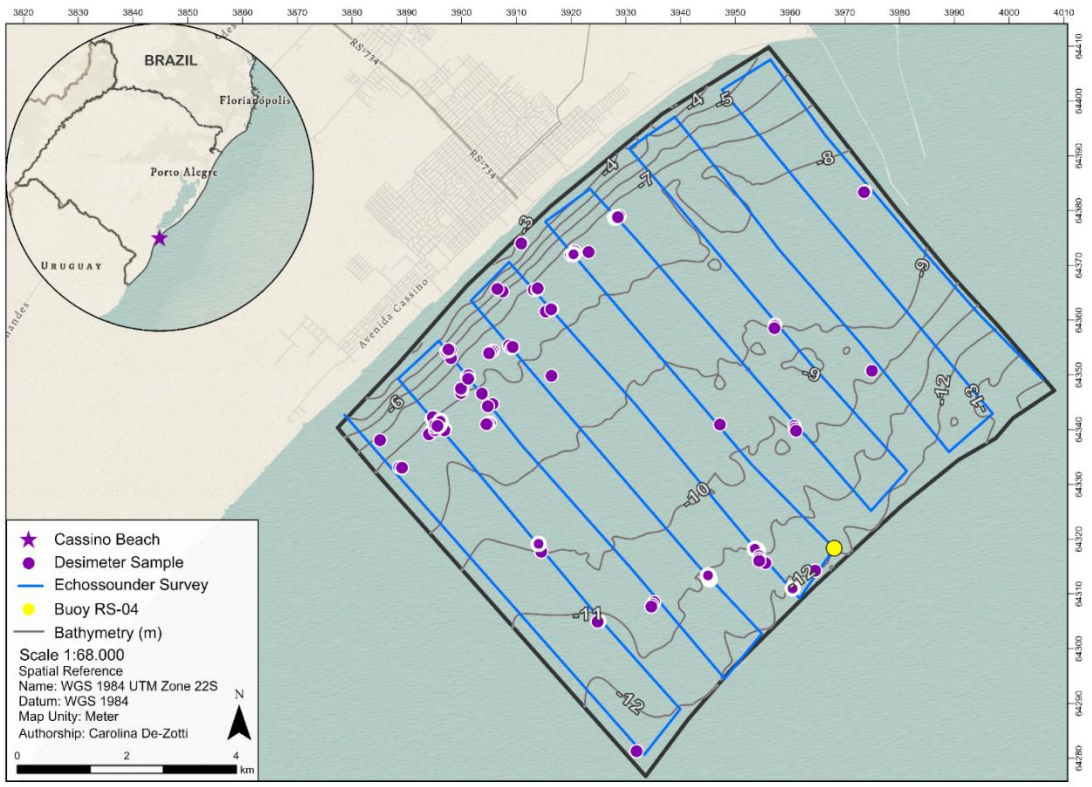


Figure IX-1. Study area map showing the shoreface region off Cassino Beach (southern Brazil). Purple circles indicate densimeter sampling locations, blue lines represent echosounder survey tracks, the yellow point marks the RS-04 buoy, and gray contours denote bathymetry (m). The inset locates the study area along the southern Brazilian coast.

The region is part of a wave-dominated coastal system characterized by strong hydrodynamic variability. The wave climate exhibits marked seasonality, with predominance of northeast waves during spring and summer, and south-sector waves during autumn and winter [Pianca *et al.* 2010]. High-energy events are associated with the passage of cold fronts and extratropical cyclones, which typically occur at intervals of 6 to 10 days and can generate waves exceeding 7 m in significant height [Stech & Lorenzzetti 1992; Pianca *et al.* 2010]. Winds predominantly blow from the northeast, whereas southwest winds become more frequent during autumn and winter [Saraiva *et al.* 2003; Krusche *et al*. 2002].

The region is characterized by a microtidal regime, with mean tidal amplitudes of approximately 0.5 m [Möller *et al*. 2001]. Sea-level variability is primarily driven by meteorological forcing and can reach up to 2 m during extreme events [Saraiva *et al.* 2003]. Under these conditions, hydrodynamic forcing is governed by the interaction between wind, waves, and meteorological tides and exhibits an episodic, non-stationary character.

From a morphodynamic perspective, the beach is predominantly dissipative to intermediate, with a wide surf zone and shore-parallel sandbars [Calliari *et al*. 2000; Calliari *et al*. 2007; Pereira *et al*. 2011]. Sediments consist mainly of fine to very fine quartz sand [Calliari *et al*. 2000]. The inner continental shelf has a low gradient and exhibits alongshore morphological variability. The seabed is smoother south of the inlet and more irregular to the north, where sandy ridges are present [Calliari & Fachin 1993].

Sediment supply to the inner shelf is primarily controlled by wind-driven exchange between Patos Lagoon and the adjacent shelf. Under persistent N–

NE winds, enhanced outflow promotes the export of fine sediments, which are subsequently trapped in a recirculation zone south of the inlet, where mud deposits preferentially accumulate [Vinzon *et al*. 2009]. The influence of the Patos Lagoon plume is highly transient, with marked changes in salinity structure occurring over timescales of a few days, indicating rapid reorganization of water masses and associated sediment transport [Guerra *et al.* 2009]. Field observations on the Cassino inner shelf show that suspended sediment concentrations in the near-bed region can vary by orders of magnitude over short spatial scales, reflecting highly dynamic and heterogeneous conditions [Guerra *et al.* 2009].

Mud deposition on the Cassino inner shelf is not continuous but event-driven, resulting from alternating phases of sediment export and hydrodynamic reworking [Vinzon *et al*. 2009]. Observations show alternating periods of fluid mud presence and absence, driven by hydrodynamic variability and episodic deposition and remobilization processes [Calliari *et al*. 2000]. Their occurrence depends on the combination of sediment supply and favorable hydrodynamic conditions, and their spatial distribution is commonly described as patchy, forming discrete mud lenses across the shoreface.

9.1.2. Methodology

This section outlines the methodological framework used to investigate the relationship between atmospheric–oceanographic forcing and the vertical structure of fluid mud deposits. The approach comprises four components. First, data acquisition procedures are described, including densimetric and acoustic measurements, as well as the sources of environmental data. Second,

the processing of density profiles and meteorological and oceanographic time series is detailed, together with the extraction of metrics describing wind persistence, directional transitions, and regime occurrence. Third, the classification criteria for density profiles and meteo-oceanographic regimes are defined. Finally, mud and environmental data are integrated at the campaign scale and a synthetic favorability index is introduced to diagnose antecedent conditions associated with different density-profile structures.

Data acquisition

Between 2019 and 2020, ten field campaigns were conducted in the nearshore zone of Cassino Beach to detect fluid mud deposits and characterize their vertical structure using both indirect and direct methods.

The sampling design consisted of ten transects (Figure IX-1) oriented approximately perpendicular to the shoreline, each with an average length of ~8 km and spacing of 1 km, covering water depths from 2 to 14 m.

The acoustic survey was conducted continuously along the transects using dual-frequency single-beam echosounders (200/33 kHz and 200/50 kHz). The high-frequency (200 kHz) signal was used to identify the top of the deposit, while the low-frequency signal was used to estimate its base because of its greater penetration into less consolidated sediments. Mud-layer thickness was calculated as the difference between the depths detected by the two frequencies.

Vertical density profiles (Figure IX-1) were collected *in situ* concurrently with the acoustic survey using a vibrating fork densimeter (RheoTune, STEMA Systems). The instrument estimates density from vibration frequency and

amplitude, with a resolution of 1 $g \cdot L^{-1}$ and a sampling rate of 20 Hz. Across all campaigns, 254 densimetric profiles were obtained.

The densimeter was calibrated using mud samples prepared at different concentrations, with density determined through wet and dry weighing. Relationships between frequency, amplitude, and density were then fitted and used to convert raw measurements into density [Fonseca *et al*. 2018].

During the campaigns, profiles with non-progressive vertical structure, characterized by internal discontinuities, were identified. These profiles were also associated with greater uncertainty in the acoustic identification of the fluid mud layer, as internal density interfaces produced multiple reflectors and made it more difficult to define the effective mud thickness. These observations motivated the research question and directed the analysis toward understanding the variability of the vertical mud-column structure and its implications for acoustic detection.

Processing of density profiles

The vertical density profiles were first filtered to remove invalid values, followed by application of a Savitzky–Golay filter to reduce high-frequency instrumental noise while preserving the vertical structure [Li *et al.* 2022; Balan & Kumar 2018].

Vertical density gradients ($\partial\rho/\partial z$) were computed using first-order finite differences between adjacent depths. The lutocline corresponded to the first maximum in the vertical density gradient. When present, a second gradient maximum below the lutocline marked an internal transition associated with the progressive consolidation of the material.

The water–mud column was classified into four density regimes: water ($\rho < 1025$ kg·m^{-3}), dilute suspension ($1025 \leq \rho < 1080$ kg·m^{-3}), fluid mud ($1080 \leq \rho < 1200$ kg·m^{-3}), and consolidated mud ($\rho \geq 1200$ kg·m^{-3}). These intervals are consistent with ranges widely reported in the literature for fine suspensions and fluid mud [McAnally *et al.* 2007; Mehta 1991]. For each profile, the thicknesses of the dilute suspension, fluid mud, and consolidated mud fractions were summed. Subsequently, the relative fractions of each component and the total deposit thickness were computed for each campaign.

Profiles were classified based on their vertical density structure, as described by the shape of the density gradient profile. Two distinct structural patterns were identified. Profiles characterized by a continuous increase in density with depth, without internal discontinuities, exhibit a single dominant density gradient maximum associated with the lutocline. These were classified as progressive density (PD) profiles, reflecting a vertically coherent structure with a gradual transition from dilute suspension to denser mud layers. In contrast, profiles exhibiting internal variability in density structure show multiple local maxima in the density gradient and, in some cases, negative gradients ($\partial\rho/\partial z < 0$), indicating local density inversions. These were classified as non-progressive density (NPD) profiles, representing vertically heterogeneous structures with internal layering and multiple density interfaces. Classification was performed at the individual profile level based on these criteria and subsequently aggregated by campaign.

Relationship between vertical density structure and acoustic response

The interfaces identified in the density profiles served as the reference for comparison with acoustic reflectors. The high-frequency reflector (~200 kHz) was associated with the lutocline, whereas the low-frequency reflector (33–50 kHz) was associated with the base of the fluid mud layer. Agreement between methods was assessed by comparing the depths of these interfaces.

Acoustic responses were classified as typical (PD) when reflectors matched density interfaces, and as atypical (NPD) when they did not. Detection becomes more challenging in non-progressive profiles, where internal discontinuities and negative density gradients modify the impedance contrast along the water column. Under these conditions, the low-frequency signal may reflect above the true base of the deposit or within the fluid mud layer itself, leading to underestimation of thickness. In addition, internal interfaces can also act as partial reflectors, fragmenting the acoustic response.

This limitation reflects the physical organization of the deposit. Progressive profiles tend to produce continuous, well-defined reflectors, whereas non-progressive profiles generate more diffuse responses. Integrating densimetric profiles with acoustic data is therefore necessary to correctly interpret the vertical structure and evaluate the reliability of thickness estimates.

Meteorological and oceanographic data

Environmental data came from two sources. For the period concurrent with the field campaigns (2019–2021), we used data from the RS-04 buoy of the SiMCosta system (https://www.simcosta.furg.br/home), including significant wave height (Hs), peak period (Tp), wave direction, and wind speed (W) and direction. For the long-term seasonal analysis, the historical wind series from

the automatic INMET station in Rio Grande (WMO code A802; https://mapas.inmet.gov.br/) spanning 2001 to 2025 was used. Quality control was applied to all time series, and aggregated the data to a daily scale.

Wind and wave directions were treated as circular variables. For each day, the mean direction was computed using circular averaging, and the directional concentration parameter ($\bar{R}$) was calculated. Directions were decomposed into sine and cosine components to enable the application of statistical methods based on Euclidean distance. Wind speed was standardized to the reference height of 10 m using the power-law wind profile, adopting an exponent of 0.14, commonly applied to open coastal environments and flat terrain conditions. The 10 m level was used as the standard meteorological reference height recommended by the World Meteorological Organization, following the approach described by Manwell *et al.* [2010], Hussain [2002], and Jung and Schindler [2021].

Definition of wind metrics

Wind directions were grouped into 45° angular sectors, defined from the daily mean direction: N (337.5°–22.5°), NE (22.5°–67.5°), E (67.5°–112.5°), SE (112.5°–157.5°), S (157.5°–202.5°), SW (202.5°–247.5°), W (247.5°–292.5°), and NW (292.5°–337.5°). This discretization provides a consistent and comparable representation of directional variability across campaigns.

Wind persistence was quantified based on the length of consecutive-day sequences within the same sector, with emphasis on NE episodes. This metric allows discrimination between short events and persistent atmospheric forcing.

Directional transitions were defined as changes in the dominant angular sector between consecutive days. A transition was recorded whenever the daily mean direction shifted from one sector to another (e.g., from NE to E or N), representing a reorganization of the wind field. A transition matrix was then constructed to estimate the conditional probability of transitions between states and identify recurrent patterns of regime evolution.

Northeasterly wind exit events were identified as the first day following an NE sequence when the direction shifts to another sector. For each event, we recorded the length of the preceding sequence, the exit direction, and wind intensity. Exit directions were grouped into two sets: transitions toward the E–SE–S sectors and those toward SW–W–NW. This classification allows distinguishing between directional rotations with different senses, associated with distinct atmospheric forcing patterns.

Wind speed was classified into three categories based on distribution quantiles: low (≤ Q50), moderate (Q50–Q75), and high (> Q75).

Definition of antecedent windows to the campaigns

For each field campaign, a 15-day antecedent time window was defined. Data were indexed in days relative to the campaign date. All environmental metrics used in the analyses were extracted exclusively from these antecedent windows. The campaign served as the unit of analysis, while individual profiles supported the classification of vertical density structure.

Classification of meteo-oceanographic regimes

Atmospheric–wave states were classified using a Gaussian Mixture Model (GMM) with a full covariance matrix [Di Bernardino *et al*. 2022; Wu & Lin 2023; Ricciotti *et al*. 2024; Ye & Zhou 2025]. The model was fitted to standardized daily variables, including wind speed, Hs, Tp, salinity, turbidity, and directional components (sine and cosine of wind and wave), as well as the directional concentration parameter. Variables were previously standardized (zero mean and unit variance) to prevent variables with different scales from dominating the model fit.

Multiple independent initializations were run, and the solution with the highest likelihood was selected. The number of classes was set to K = 6 based on information criteria (Akaike Information Criterion and Bayesian Information Criterion) [Jouan *et al*. 2023; Ricciotti *et al*. 2024] and physical separation between regimes. Solutions with K = 5 and K = 7 showed class overlap. Classification stability was evaluated through resampling using the adjusted Rand index [McNicholas & Murphy 2010]. Each day was assigned to a dominant regime, resulting in a categorical time series of meteo-oceanographic states.

Integration of mud and environmental data

The data were integrated at the campaign level and each campaign received a dominant profile type designation (PD or NPD). Environmental metrics within the antecedent window were then computed, including NE persistence, transitions, exit direction, wind intensity, and regime frequency. PD and NPD campaigns were compared using conditional distributions and relative frequencies, with all counts expressed as percentages.

Operational favorability index

A synthetic favorability index was developed to identify periods with a higher likelihood of observing PD profiles, based on metrics derived from the historical wind dataset and the monthly occurrence of meteo-oceanographic regimes. The index was designed to represent the balance between conditions favoring PD observations and conditions associated with interference from transient NPD states.

Two components were considered: (i) PD support, represented by the frequency of isolated 1-day NE events (NE_1) and the occurrence of winds from the northern, western, and northwestern sectors (N+W+NW), and (ii) NPD interference, represented by the frequency of persistent NE episodes lasting ≥ 2 days (NE_2), the monthly occurrence of the Persistent NE regime (PNE), and the frequency of easterly winds (E), which are associated with transitional conditions preceding vertical reorganization.

All variables were normalized by their respective monthly maximum values and weighted according to their mean monthly frequency. The final favorability index was calculated as:

$$F = 100 \times \frac{\left(PD_{support} - NPD_{interference}\right) + 1}{2} \quad \text{Eq. IX-1}$$

where:

$$PD_{support} = \frac{w_{NE1}NE_1 + w_{N+NW+W}NNWW}{w_{NE1} + w_{NNWW}} \quad \text{Eq. IX-2}$$

and

$$NPD_{interference} = \frac{w_{NE2}NE_2 + w_{PNE}PNE + w_E E}{w_{NE2} + w_{PNE} + w_E} \quad \text{Eq. IX-3}$$

where NE_1 is the frequency of isolated 1-day NE events, NE_2 is the frequency of NE episodes lasting ≥ 2 days, PNE is the monthly occurrence of the Persistent NE regime, E is the frequency of easterly winds, and N+NW+W represents the combined frequency of northern, northwesterly and westerly wind sectors. Higher values of F indicate periods with greater favorability for PD profiles, whereas lower values indicate stronger interference from forcing conditions associated with NPD profiles.

Weights were assigned to each variable according to their mean monthly frequency in the historical dataset. This approach allows the favorability index to reflect the relative importance of each forcing component based on its observed seasonal occurrence.

Variables associated with conditions favoring PD observations—namely isolated 1-day NE events (NE_1) and winds from the northern, western, and northwestern sectors (N+NW+W)—compose the PD support term of the index. These conditions are interpreted as more favorable for vertically adjusted mud-column structures and reduced acoustic ambiguity.

In contrast, variables associated with persistent forcing and subsequent adjustment phases — specifically NE episodes lasting ≥ 2 days (NE_2), the occurrence of the Persistent NE regime (PNE), and easterly winds (E) — compose the NPD interference term. The Persistent NE regime was derived from the daily atmospheric–wave regime classification based on the 2019–2021 dataset, together with the other recurrent meteo-oceanographic regimes identified in this study. These conditions are associated with periods of recent hydrodynamic adjustment and a higher likelihood of observing non-progressive density profiles with internal stratification.

By deriving weights from the mean monthly occurrence of each variable, the index avoids arbitrary parameter assignment and provides a seasonally grounded representation of the balance between forcing conditions favorable for PD surveys and those associated with transient NPD states.

9.1.3. Results

This section presents an integrated analysis of fluid mud density profiles and their relationship with antecedent atmospheric and hydrodynamic forcing. It first described profile types based on their structural and compositional properties. It then examines the temporal organization of wind forcing, focusing on northeasterly (NE) persistence, directional transitions, and their expression in atmospheric–wave regimes. These conditions are subsequently linked to the hydrodynamic response of the water column and to the vertical structure of the fluid mud. Finally, a seasonal synthesis of antecedent conditions is provided, together with its implications for field campaign planning.

Sediment Profile Characterization

Two distinct density-profile types are identified: progressive (PD) and non-progressive (NPD). These are illustrated by conceptual schematics (Figure IX-2a,c) and corresponding in situ profiles with their vertical density gradients (Figure IX-2b,d).

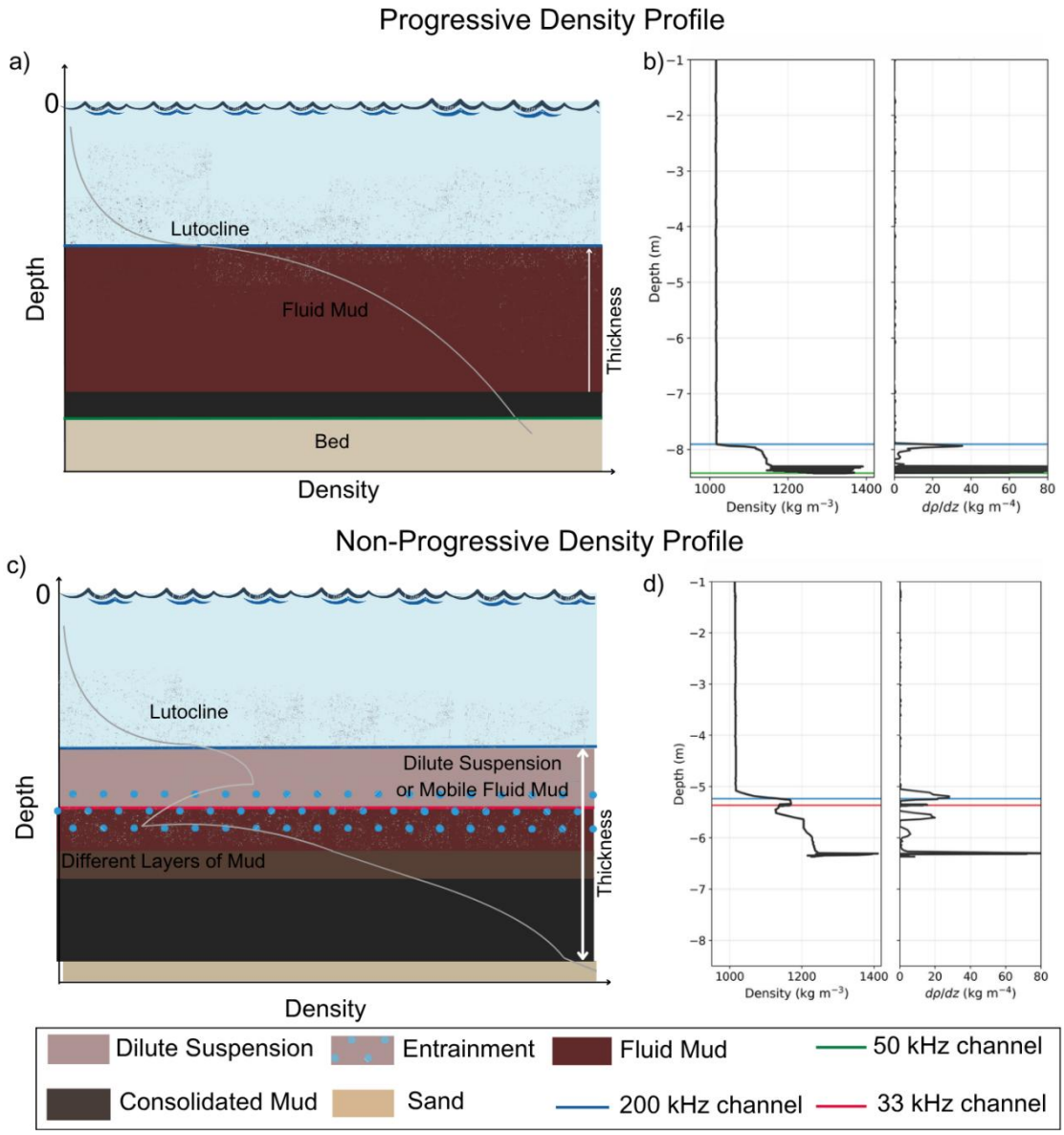


Figure IX-2.Conceptual and observed vertical structure of fluid mud columns under progressive (Panels a–b) and non-progressive density profiles (Panels c–d).

In progressive density profiles (Figure IX-2a–b), the transition from dilute suspension (1030-1080 kg.m^{-3}) to fluid mud (1080-1200 kg.m^{-3}) is continuous and characterized by a single, sharp density gradient that defines the lutocline. Density increases progressively with depth, and no internal discontinuities are observed within the fluid mud layer.

In non-progressive density profiles (Figure IX-2c–d), the vertical structure is segmented. Although the lutocline defines the upper transition, the fluid mud layer contains internal subdivisions and multiple interfaces. The density-gradient profile displays multiple peaks along the column.

The mud-column composition at the time of sampling is presented for each profile type (Figure IX-3a). NPD profiles show higher fractions of consolidated mud (CM) than in PD profiles. The relative contributions of dilute suspension (DS), fluid mud (FM), and consolidated mud (CM) for each campaign are shown in Figure IX-3b. Total mud thickness (Figure IX-3c) differs between groups, with NPD profiles exceeding 0.85 m.

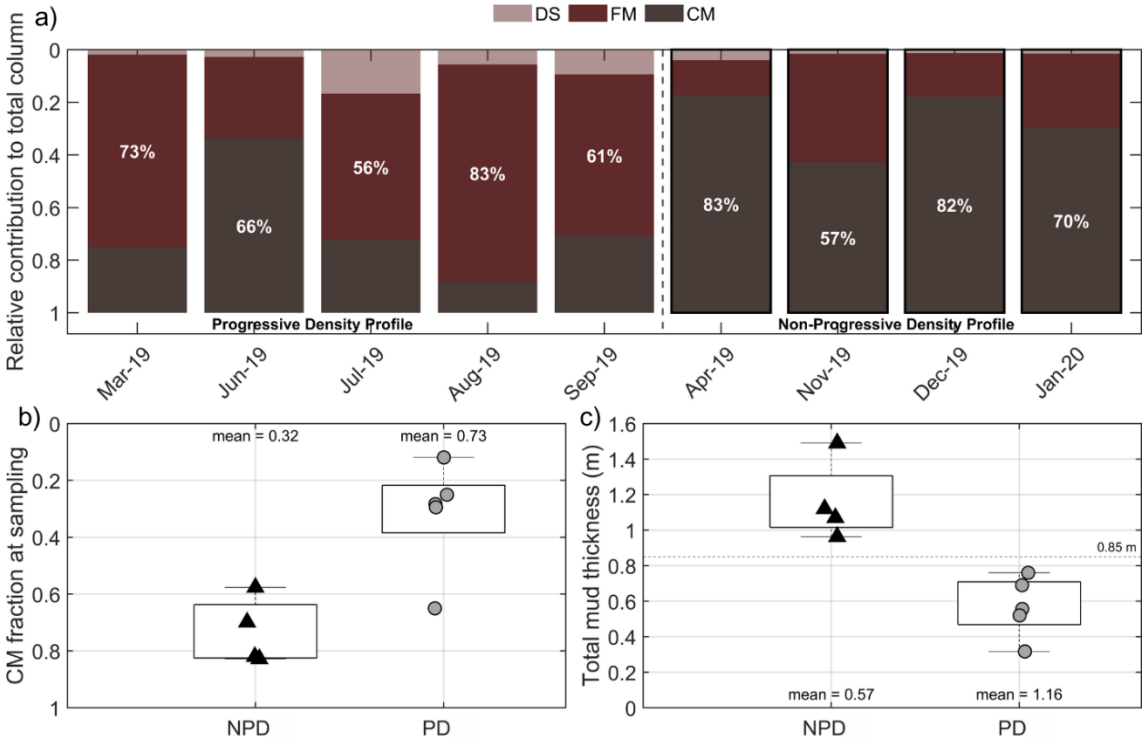


Figure IX-3. Panel (e) presents the relative contributions of dilute suspension (DS), fluid mud (FM), and consolidated mud (CM) for each campaign. Panels (f–g) compare CM fraction and total mud thickness at sampling between progressive and non-progressive density profiles; the dashed line indicates 0.85 m.

Overall, PD profiles are characterized by a continuous increase in density with depth, whereas NPD profiles exhibit internal layering and multiple density interfaces.

Persistence and directional transitions in antecedent wind forcing

Wind-direction sequences over a 15-day antecedent period reveal consistent differences between NPD and PD profiles (Figure IX-4). NPD profiles are typically preceded by NE winds persisting for 2–3 consecutive days, whereas PD profiles are associated with shorter NE episodes and more frequent directional changes.

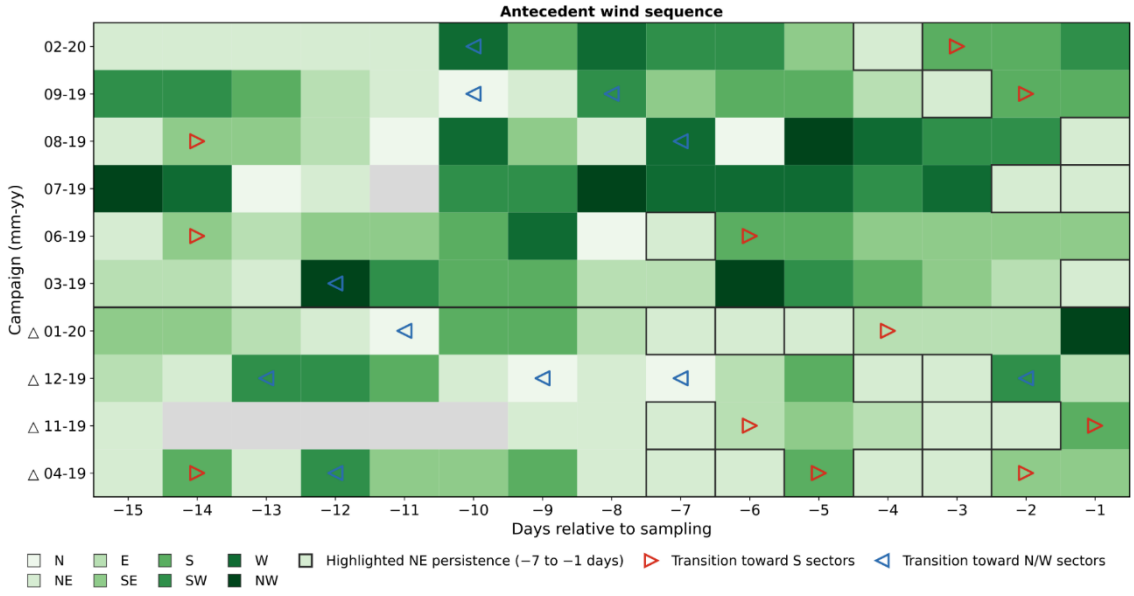


Figure IX-4. Daily wind direction over the 15-day antecedent period (W = 15) for each campaign. Rows correspond to individual campaigns. Colors indicate directional classes, and arrows indicate the first directional transition away from NE, classified by exit sector: transitions toward southern sectors (E–SE–S–SW) and toward northern/western sectors (N–NW–W). Time is given as days relative to sampling.

For each campaign, the first transition away from NE was identified and classified according to the sector toward which the wind shifted, distinguishing transitions toward southern sectors (E–SE–S–SW) from those toward northern

and western sectors (N–NW–W). These transitions are interpreted as periods of wind-field adjustment, reflecting changes in the dominant atmospheric forcing rather than simple directional alternation.

The duration and character of these transitions also differ between profile types (Figure IX-5a–b). In NPD profiles, NE episodes more frequently persist for two or more days and are commonly followed by transitions toward southern sectors (E, SE, S, and SW). In contrast, PD profiles are predominantly associated with single-day NE events, and subsequent transitions are distributed more variably across directional sectors.

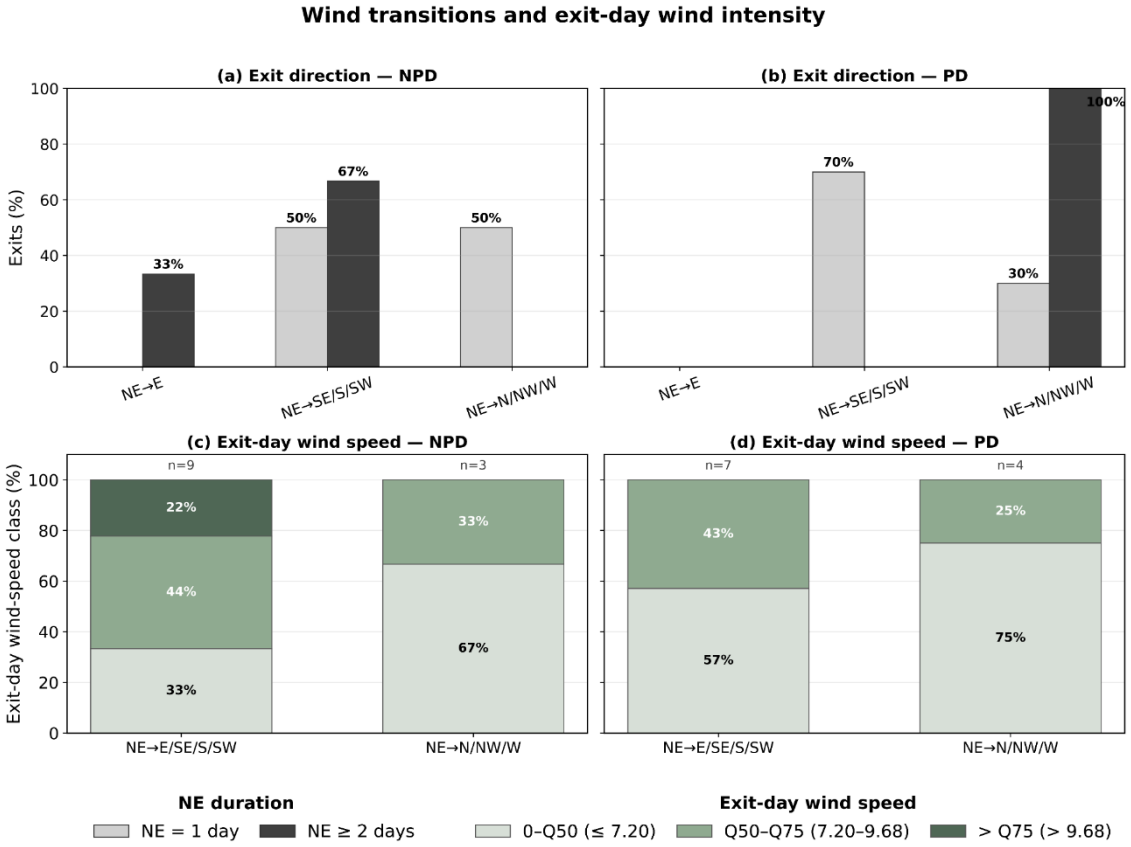


Figure IX-5. Panels (a-b) show the percentage of transitions from NE to each directional sector (E, SE, S, SW, N, W, NW), separated by NE duration (1 day and ≥2 days), for NPD and PD conditions. Panels (d–e) show the distribution of wind-speed classes at the transition day, grouped by exit sector (E, SE/S/SW and N/NW/W).

Wind-speed conditions during NE persistence and the subsequent transition also show clear differences (Figure IX-5c–d). In NPD profiles, NE conditions span all wind-speed classes, and transitions toward southern sectors occur under both weak and strong winds. By contrast, transitions toward northern and western sectors are mainly restricted to moderate and strong wind conditions. In PD profiles, both NE persistence and directional transitions occur predominantly under low to moderate wind speeds, indicating a less energetic and more variable forcing pattern.

The relationship between NE persistence and directional variability is summarized in Figure IX-6. NPD profiles cluster within a narrow range of NE persistence (2–3 consecutive days) combined with elevated directional variability (~8–12 transitions), whereas PD profiles span a broader range, including both short-persistence/high-variability and long-persistence/low-variability conditions.

This distribution suggests that NPD profiles are associated with a specific adjustment phase following sustained NE forcing, characterized by enhanced directional variability and subsequent wind-field reorganization. PD profiles, in contrast, occur under either more stable forcing conditions or shorter and less persistent NE events.

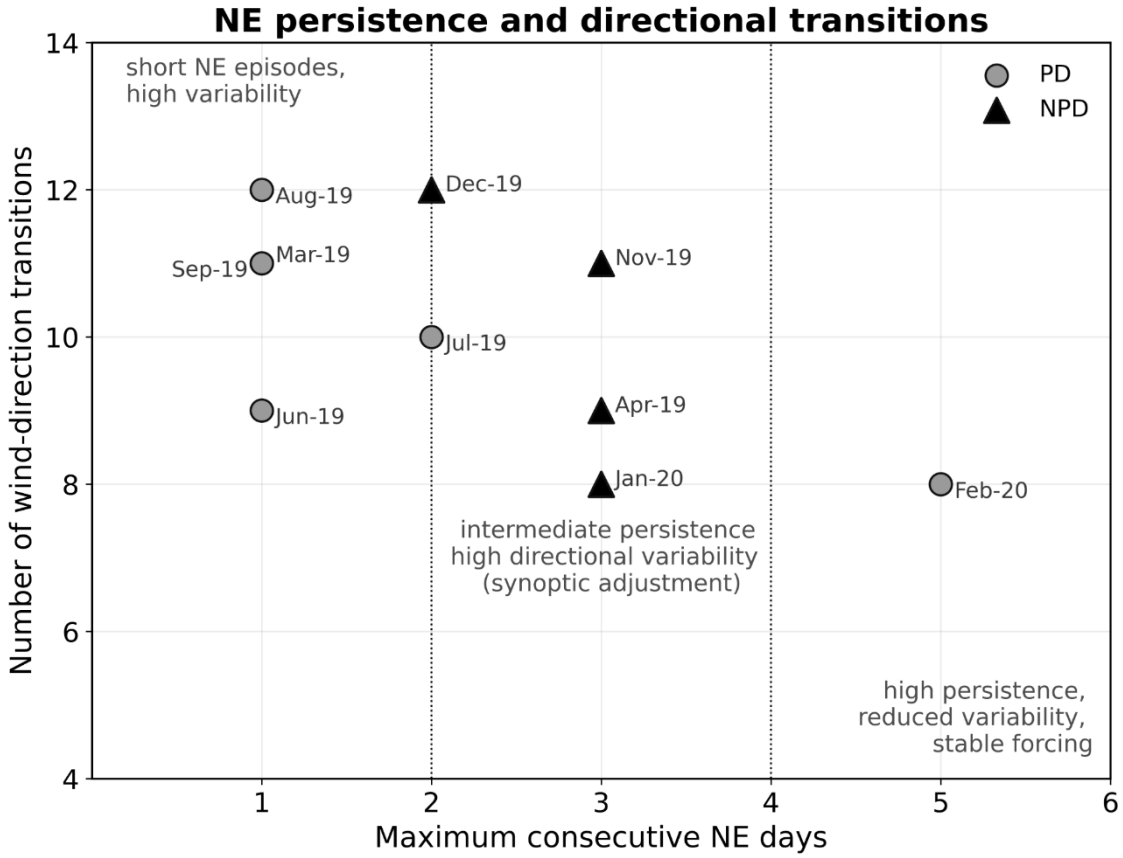


Figure IX-6. Relationship between NE wind persistence (maximum consecutive days) and the number of wind-direction transitions within the 15-day antecedent window. Each point represents one campaign (triangles: NPD; circles: PD). Vertical dashed lines at 2 and 4 days delimit conceptual regimes of low persistence–high variability, intermediate conditions, and high persistence–reduced variability.

Atmospheric–wave sequences associated with Persistent NE forcing

Daily atmospheric-wave conditions were classified using a GMM and principal component analysis (PCA) was used to visualize the state space (Figure IX-7). Daily states form a continuous distribution, with regimes occupying preferential but partially overlapping regions.



Figure IX-7. Daily atmospheric–wave states in PCA space (PC1–PC2). Colors indicate GMM regimes (K = 6); ellipses show regime covariance, and markers indicate centroids. The right panels show principal component loadings.

Six recurrent regimes were identified (Table IX-1), spanning conditions from low-energy fair-weather to storm-driven conditions. These include Westerly fair-weather, Easterly fair-weather, Residual swell, Southeasterly storm, Persistent northeasterly, and Southerly storm. Among them, the Persistent NE regime is characterized by sustained northeasterly winds associated with moderate wave energy and represents the most frequent regime in the dataset (24%). Because this regime occurs in both PD and NPD campaigns, its presence alone does not explain profile type; its timing relative to sampling and its persistence become the critical factors.

Table IX-1. Atmospheric–wave regimes and their main characteristics. Values are medians with interquartile ranges. Wind direction indicates the dominant sector and

persistence. Dominant forcing summarizes the defining physical condition of each regime.

Regime	N (%)	Wind speed (m s^{-1})	Wave height Hs (m)	Peak period Tp (s)	Wind direction	Dominant forcing
Westerly fair-weather	6	7.4 [5.8–8.7]	0.94 [0.8–1.0]	8.66 [7.3–9.6]	W	Low-energy conditions
Easterly fair-weather	12.1	6.6 [5.2–7.9]	1.11 [1–1.4]	8.38 [7.5–9.5]	E (variable)	Directionally variable winds
Residual swell	21	5.0 [3.9–6.2]	0.92 [0.7–1.2]	9.66 [8.6–11.0]	Variable	Long-period swell
Southeasterly storm	22.2	5.1 [4.1–6.8]	1.09 [0.9–1.3]	9.73 [8.5–11.4]	SE	Storm conditions (SE forcing)
Persistent northeasterly	24	7.7 [6.0–9.3]	1.13 [0.9–1.3]	8.33 [7.2–10]	NE (persistent)	Sustained NE forcing
Southerly storm	14.7	8.3 [7.1–10.0]	1.43 [1.2–1.7]	9.44 [8.1–10.9]	S sector	Highest wave energy

Differences between PD and NPD profiles become clearer when the temporal position of the Persistent NE regime is considered (Figure IX-8). In NPD campaigns, Persistent NE typically occurs close to the sampling date and is followed by a short interval dominated by other regimes. In PD campaigns, it tends to occur earlier in the antecedent window or may be absent altogether. This contrast indicates that the relative timing between Persistent NE forcing and sampling is more important than the simple occurrence of the regime itself.

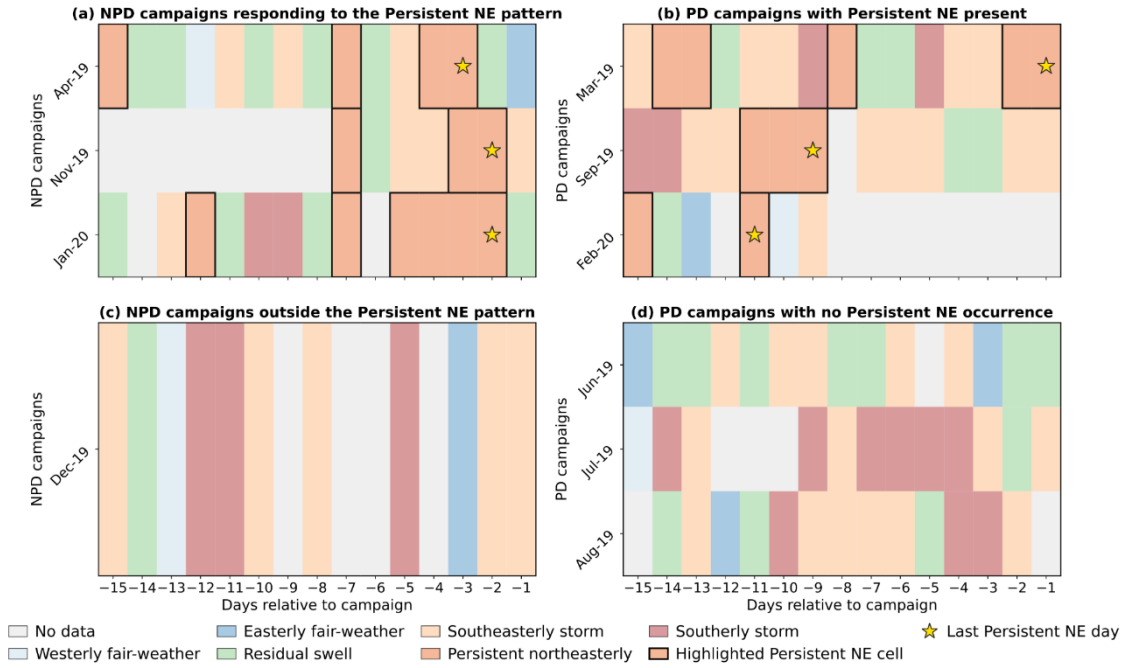


Figure IX-8. Atmospheric–wave regime sequence over the 15-day window preceding each campaign (t−15 to t−1). Rows represent campaigns and columns represent days. Rectangles indicate Persistent NE regime events; stars mark their last day.

The regime immediately following Persistent NE also differs between groups (Figure IX-9a). In NPD campaigns, transitions occur predominantly toward the Residual Swell and Southeasterly Storm regimes, whereas PD campaigns show a broader distribution of subsequent regimes, with no clear dominant pathway. The time interval between the end of the last Persistent NE event and sampling further reinforces this distinction (Figure IX-9b). NPD campaigns are associated with shorter intervals, typically 2–3 days, while PD campaigns show substantially longer gaps, commonly 9–11 days.

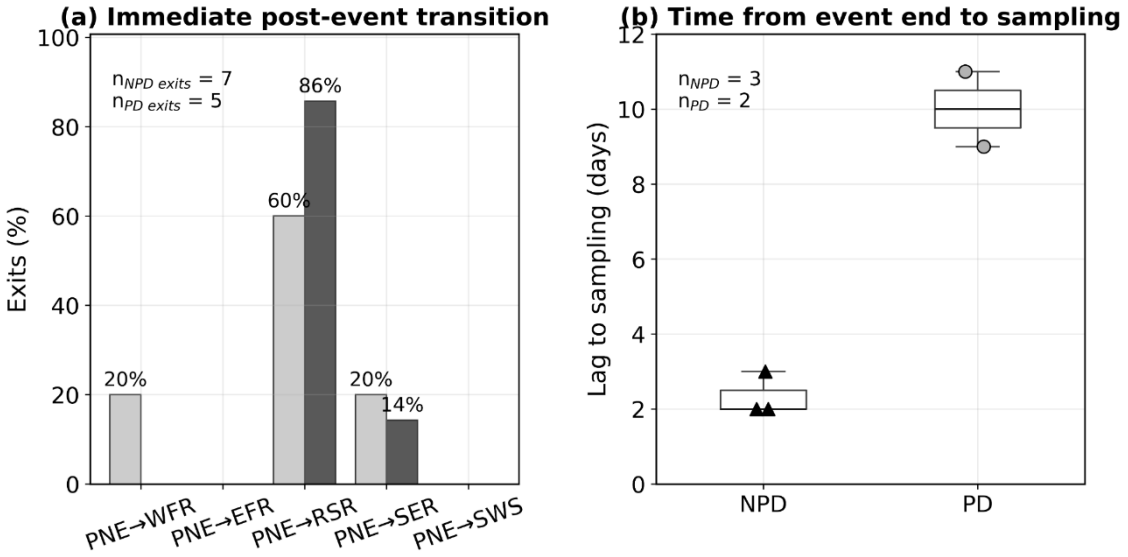


Figure IX-9. (a) Regime following the end of the Persistent NE regime. (b) Time interval between the last Persistent NE regime event and sampling. Bars show transition frequency; boxplots show interval distributions for NPD and PD campaigns.

This temporal separation is also reflected in persistence metrics (Figure IX-10). NPD profiles cluster at higher values of both the fraction of days under NE winds and the fraction of days classified within the Persistent NE regime (Figure IX-10a), indicating stronger coupling between local wind persistence and the broader atmospheric–wave state. PD profiles span a wider range, including cases with weaker coupling and more variable forcing histories.

20.

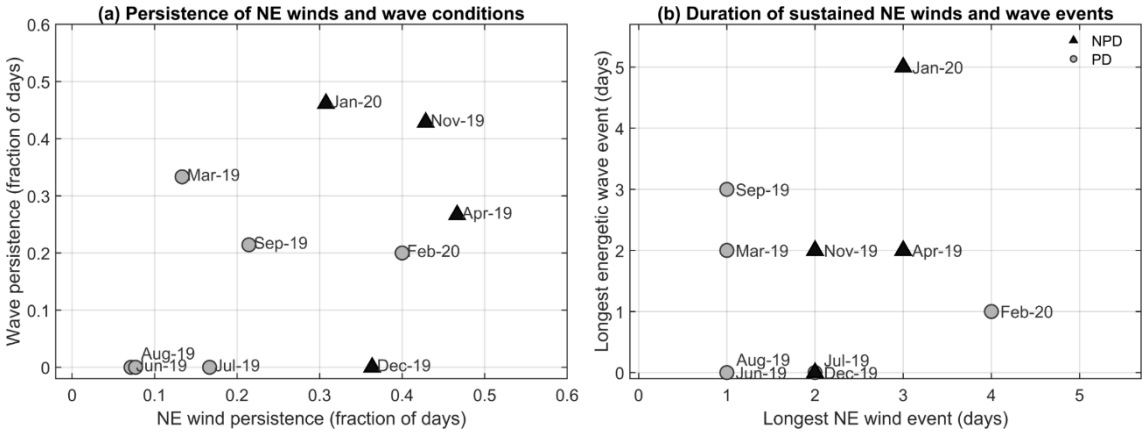


Figure IX-10. Relationship between NE wind persistence and Persistent NE regime wave conditions across campaigns. (a) Fraction of days under NE winds versus fraction

of days under Persistent NE regime conditions. (b) Maximum duration of NE wind events versus maximum duration of NE wind events versus maximum duration of energetic wave events. Triangles indicate NPD cases and circles indicate PD cases.

Group separation becomes more evident when the maximum consecutive duration is considered (Figure IX-10b). NPD campaigns show longer uninterrupted periods of both NE winds and Persistent NE regime conditions, whereas PD campaigns are associated with shorter or less consistent events. This pattern indicates that NPD profiles are linked not only to the occurrence of Persistent NE conditions, but also to their continuity and proximity to sampling.

These results show that NPD profiles are associated with a specific antecedent sequence: sustained NE forcing expressed as a Persistent NE regime, followed by a short transition interval before sampling. PD profiles, in contrast, occur when Persistent NE conditions are either weaker, less persistent, or temporally disconnected from the observation window. This distinction highlights the importance of temporal sequencing, rather than instantaneous forcing conditions alone, in controlling the observed vertical structure of the mud column.

Hydrodynamic adjustment and vertical mud-column structure

Representative cases linking antecedent wind conditions, current structure, and vertical mud-column organization under PD and NPD conditions are compared in Figure IX-11. In PD profiles (Figure IX-11a), antecedent wind forcing is characterized by higher short-term directional variability and the absence of a recent persistent NE event. Current profiles show limited vertical differentiation, particularly in the cross-shore component, indicating weak

vertical shear and a comparatively stable circulation structure. Density increases progressively with depth, forming a continuous profile without clear internal layering or intermediate interfaces.

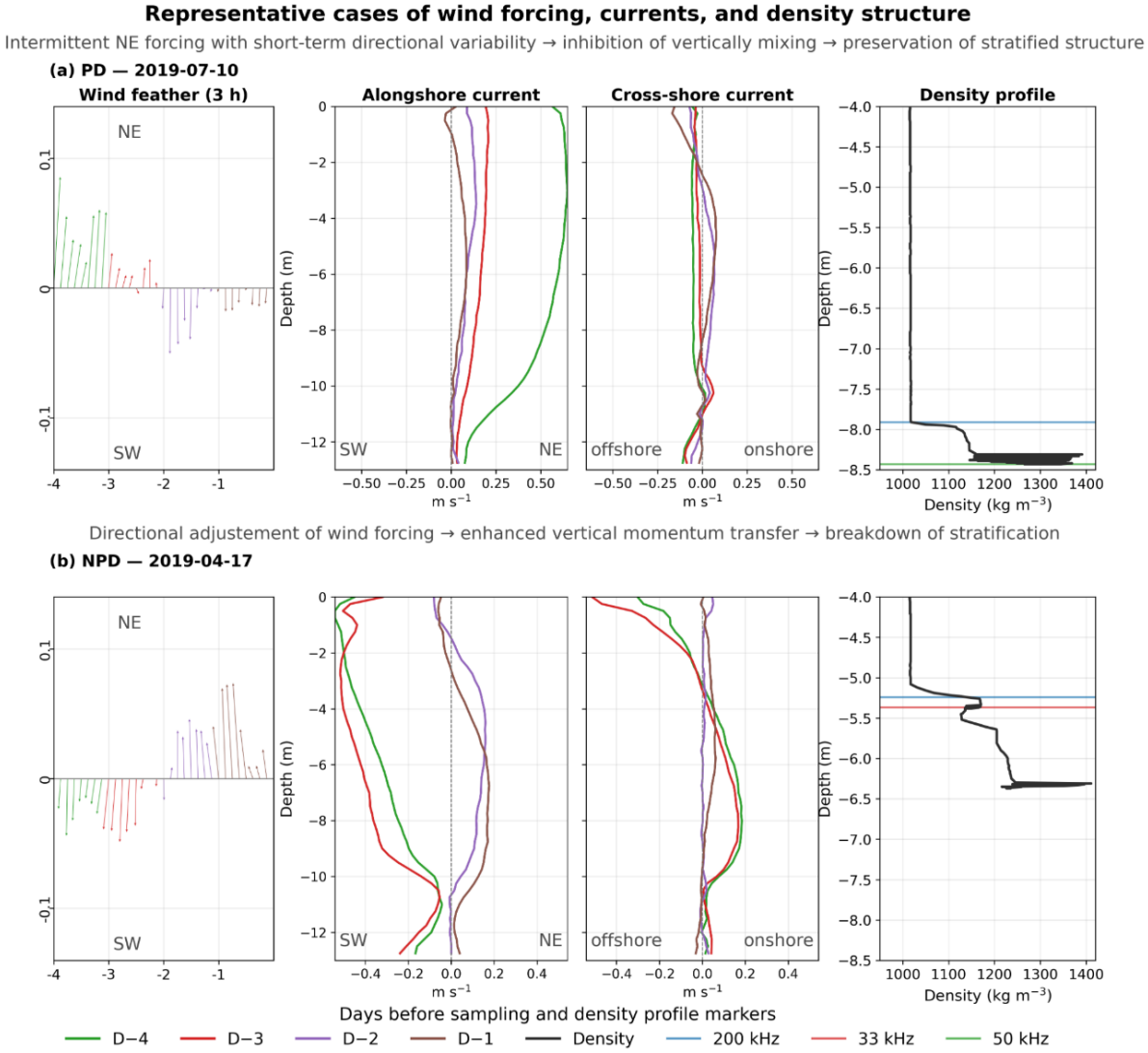


Figure IX-11. Representative cases linking wind forcing, daily mean currents, and vertical density structure. Each row corresponds to a sampling event: (a) PD (10 July 2019), (b) NPD (17 April 2019). Wind vectors (3-hourly) are shown for the four days preceding sampling (D−4 to D−1). Colored profiles represent the daily mean alongshore and cross-shore currents. Density profiles (gray) are shown with acoustic reflector depths from echo sounder frequencies (200, 33, and 50 kHz).

In NPD profiles (Figure IX-11b), sustained NE winds are followed by a directional transition toward southern sectors, consistent with a period of wind-field adjustment. Current profiles show stronger vertical differentiation between

surface and near-bed layers, particularly in the cross-shore component, indicating enhanced vertical shear and reorganization of the flow structure.

Following this transition, density profiles exhibit internal stratification, including intermediate layers with lower density and locally negative gradients. Rather than a single, well-defined interface, acoustic reflectors are distributed throughout the water-mud column, indicating multiple density discontinuities and a more segmented internal structure.

This contrast suggests that PD profiles represent comparatively stable conditions, whereas NPD profiles capture a transient adjustment phase in which recent changes in atmospheric forcing are still being expressed in the hydrodynamic structure and within the mud column itself.

Seasonal Forcing Patterns and Field Survey Favorability

The seasonal distribution of the main atmospheric drivers associated with fluid mud structure and their implications for field operations are summarized in Figure IX-12. The historical monthly frequency of short (1 day) and persistent (≥ 2 days) NE episodes, together with the relative occurrence of easterly (E) and northern/western sectors (N+NW+W) is shown in Figure IX-12a. The relative monthly occurrence of the main atmospheric-wave regimes identified in this study, including Persistent NE, SE Storm, Residual Swell, and S Storm regimes, are presented in Figure IX-12b. These patterns are integrated into an operational synthesis in Figure IX-12c, which combines the occurrence of thick mud layers (>0.85 m), the relative favorability for PD surveys, and the months in which NPD campaigns were observed.

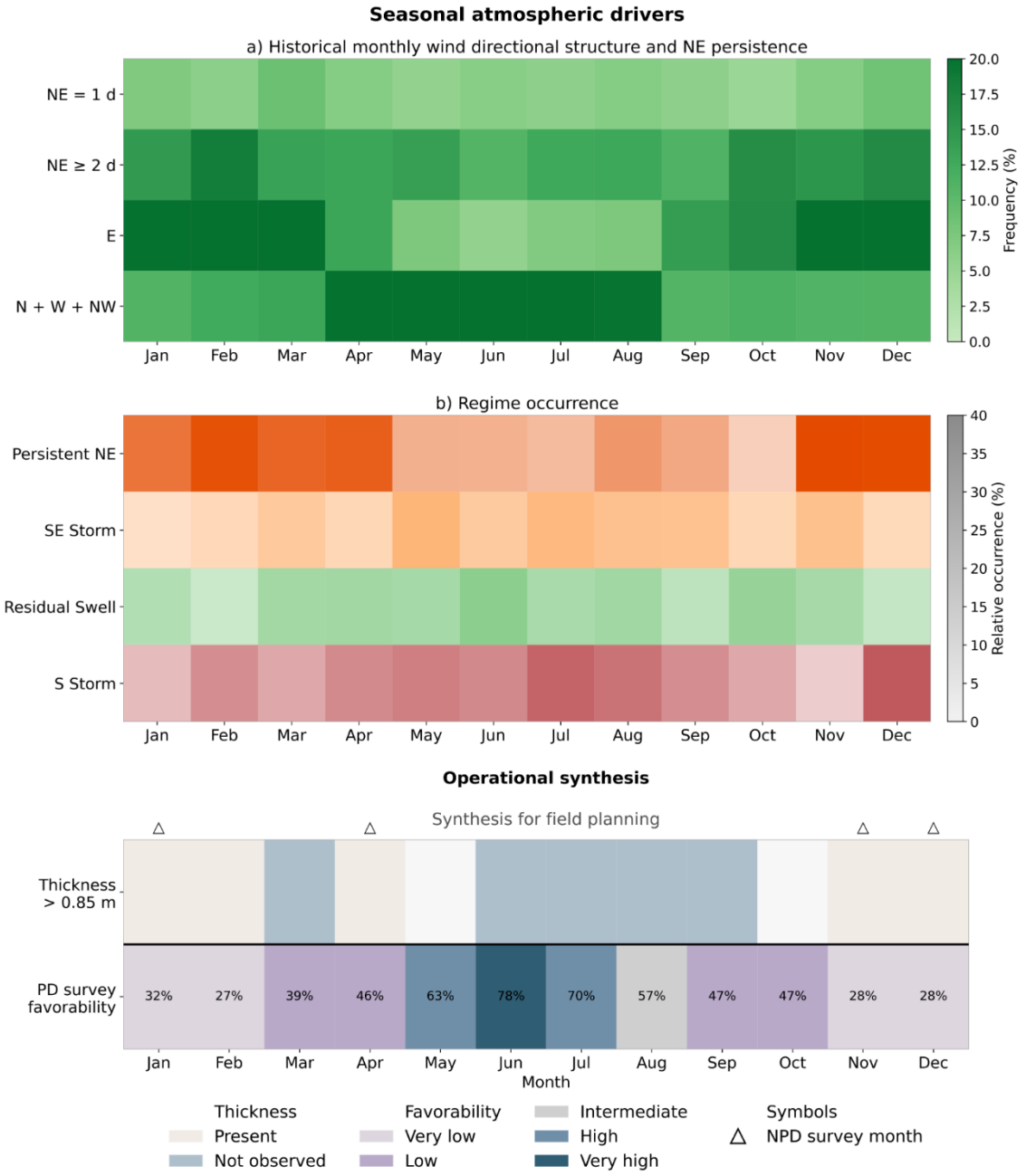


Figure IX-12. Seasonal atmospheric drivers and operational implications. Panel (a) summarizes the historical monthly structure of NE persistence and the relative frequency of major directional sectors. Panel (b) shows the seasonal occurrence of the main atmospheric–wave regimes. Panel (c) provides an operational synthesis, combining the occurrence of thick mud layers (>0.85 m), the relative favorability for PD surveys, and the months associated with NPD observations. Triangles indicate months in which NPD surveys were conducted.

PD survey favorability peaks during winter, particularly in June and July, when the highest index values are observed (Figure IX-12d). Intermediate conditions occur mainly from April to September, whereas the lowest

favorability is concentrated in summer and late spring. This seasonal pattern reflects the combined influence of atmospheric forcing, regime persistence, and the likelihood of observing vertically stabilized mud-column conditions.

Persistent NE forcing occurs throughout the year, but operational favorability is not controlled by its occurrence alone. Instead, it depends on the temporal sequencing between NE persistence, subsequent synoptic adjustment, and the timing of sampling relative to these transitions. NPD campaigns do not necessarily coincide with periods of highest seasonal favorability and are instead observed during short intervals following persistent NE forcing.

The favorability index should therefore be interpreted as a diagnostic framework rather than a predictive tool. Conditions during the week preceding data acquisition remain the primary control, regardless of season, and can override broader monthly tendencies. NPD profiles are more frequently observed following persistent NE forcing and subsequent directional transitions, including cases occurring during months of otherwise high PD favorability.

NPD profiles are only observed when mud thickness exceeds 0.85 m in the analyzed dataset, indicating that thick fluid-mud deposits are a necessary but not sufficient condition for their occurrence. Their development requires both sufficient sediment availability and a specific antecedent forcing sequence associated with Persistent NE followed by synoptic adjustment. Within the analyzed cases, NPD profiles are restricted to a short transient adjustment window, distinguishing them from more persistent background conditions.

9.1.4. Discussion

Temporal organization of forcing and vertical mud structure

Field observations at Cassino Beach show that distinct vertical density structures can occur under similar instantaneous meteocean conditions. PD and NPD profiles differ in both vertical structure and column composition (Figure IX-2-Figure **IX-3**). NPD profiles are characterized by internal layering and multiple density interfaces, whereas PD profiles show a more continuous increase in density with depth. These contrasts indicate that mud-column structure cannot be explained solely by the conditions observed at the time of sampling.

Instead, profile type is consistently associated with the temporal sequencing of antecedent wind forcing (Figure IX-4). NPD profiles are preceded by persistent NE winds lasting two to three days, followed by a directional transition toward the southern sectors and a short interval between the end of this forcing and sampling (Figure IX-5). In contrast, PD profiles occur under shorter or less persistent NE events, often followed by more variable directional changes and longer time gaps before observation. This indicates that the relative timing between the end of persistent NE forcing and sampling is more important than instantaneous wind or wave conditions alone (Figure IX-6).

At the regional scale, the persistence of NE winds followed by transitions toward southern sectors reflects the alternation between the South Atlantic Anticyclone (SAA) and the advance of migratory polar anticyclones, the two dominant atmospheric controls over southern Brazil [Britto *et al.* 2006]. Persistent NE winds are typically associated with SAA dominance and the

Atlantic Tropical Air Mass, promoting relatively stable coastal conditions and sustained northeasterly forcing. As polar systems approach, frontal passages and pressure-field adjustment introduce southerly and southwesterly winds, increasing directional variability and establishing a period of synoptic adjustment [Krusche *et al*. 2002; Reboita *et al*. 2019]. These conditions are consistent with periods during which more complex vertical structures are observed.

Hydrodynamic response and vertical reorganization

Inner-shelf currents along the southern Brazilian coast respond rapidly and coherently to local wind forcing, with short phase lags (typically 2–6 h), indicating strong coupling between atmospheric forcing and coastal circulation [Costa 2009; Cruz & Schettini 2025]. Wind-driven circulation exhibits recurrent reversals associated with directional transitions (Figure IX-11), generating alternating flow patterns and enhanced variability in near-bed conditions [Costa, 2009; Cruz & Schettini 2025]. These circulation changes provide the hydrodynamic context for sediment redistribution across the inner shelf [Peng *et al.* 2025].

At synoptic timescales (>40 h), circulation is primarily controlled by wind forcing [Costa 2009], while larger-scale variability is influenced by remote forcing through Ekman-driven sea-level adjustments, which regulate water exchange with the Patos Lagoon and sediment export to the inner shelf [Vinzon *et al.* 2009]. Together, these processes define the background conditions under which local adjustment of the mud column occurs.

These hydrodynamic responses provide the physical basis for the observed vertical structures. As circulation alters, velocity differences between layers increase, enhancing vertical shear. While alongshore currents are predominantly barotropic, cross-shore flows exhibit a strong baroclinic structure, with opposing directions between surface and near-bed layers [Costa 2009]. This current differentiation redistributes momentum across the water column and promotes vertically structured flow fields [Wang *et al.* 2024; Peng *et al*. 2025]. The formation and displacement of internal density interfaces are also consistent with modeled lutocline dynamics, in which interface position and structure respond to changes in forcing and sediment concentration [Hsu *et al.* 2007].

The water–mud interface plays a central role in this process. Shear-driven instabilities at this boundary promote vertical exchange, while sediment-induced stratification acts to suppress turbulence. The resulting structure reflects a balance between turbulence production and stratification, which can lead to vertically heterogeneous configurations under rapidly changing forcing conditions [Hsu *et al.* 2007; Hooshmand *et al.* 2015; Tu *et al.* 2022].

Within this framework, NPD profiles can be interpreted as transient adjustment states in which vertical restructuring is still ongoing. Internal layering and density discontinuities indicate incomplete adjustment of the mud column to recent forcing changes. In contrast, PD profiles represent more vertically coherent conditions following further progression of this adjustment process. This interpretation is consistent with the interaction between turbulence and sediment-induced stratification, which can produce vertically heterogeneous

structures under rapidly changing forcing conditions [Hsu *et al*. 2007; Hooshmand *et al*. 2015].

Mixing and entrainment likely occur preferentially near the water–mud interface, promoting partial reworking of upper layers while deeper layers remain more consolidated [Becker *et al*. 2013; McAnally *et al.* 2007]. In some cases, intermediate low-density layers may also reflect recent deposition over previously consolidated material, contributing to vertically complex structures.

Fluid mud systems are inherently time-dependent and respond over adjustment timescales that are difficult to resolve using discrete observations. Their vertical structure reflects a dynamic balance among deposition, reworking, consolidation, and remobilization operating over short and variable timescales. Near-bed suspended sediment concentrations show strong spatial and temporal variability, including abrupt changes over short distances and timescales [Guerra *et al.* 2009], supporting the interpretation of these systems as highly dynamic.

Once deposited, mud layers remain mobile and can be remobilized by wave-induced stresses, including liquefaction and horizontal redistribution driven by gradients in wave energy [Vinzon *et al.* 2009]. Under energetic conditions, suspended sediment profiles generally follow Rouse-type behavior, consistent with local resuspension processes and turbulent diffusion controlled primarily by bottom shear stress generated mainly by currents [Cruz & Schettini, 2025]. Deviations from this pattern, including elevated concentrations near the surface, are associated with additional sediment sources such as horizontal advection [Cruz & Schettini 2025].

Fluid mud systems are inherently time-dependent, with vertical structure reflecting the balance between deposition, reworking, consolidation, and remobilization over short timescales. Observations from other muddy coastal systems show similar variability, where changes in hydrodynamic forcing lead to rapid vertical reorganization and sediment redistribution [Lehn *et al*. 2025; Peng *et al.* 2025].

Conceptual model of forcing-driven mud-column adjustment

The observed patterns can be synthesized as a sequence of adjustment stages linking atmospheric forcing, hydrodynamic response, and vertical mud-column structure (Figure IX-13). Under sustained antecedent forcing, hydrodynamic conditions remain relatively stable, favoring vertical coherence of the mud column and a gradual increase in density with depth (Figure IX-13.1-2).

Following changes in atmospheric forcing, a phase of hydrodynamic adjustment is initiated, characterized by circulation reorganization and enhanced vertical shear. This transition modifies the balance between turbulence and stratification, promoting vertical heterogeneity within the mud column (Figure IX-13.3).

During this adjustment phase (Figure IX-13.4-5), the vertical structure exhibits internal stratification, with the development of multiple density interfaces and, in some cases, localized density inversions. These features reflect incomplete vertical adjustment and enhanced vertical heterogeneity (Figure IX-13.6).

As adjustment progresses, vertical gradients reorganize toward a more continuous structure, leading to a more coherent density profile and reduced internal layering. This transition defines a limited adjustment window during which vertically complex structures are more likely to be observed.

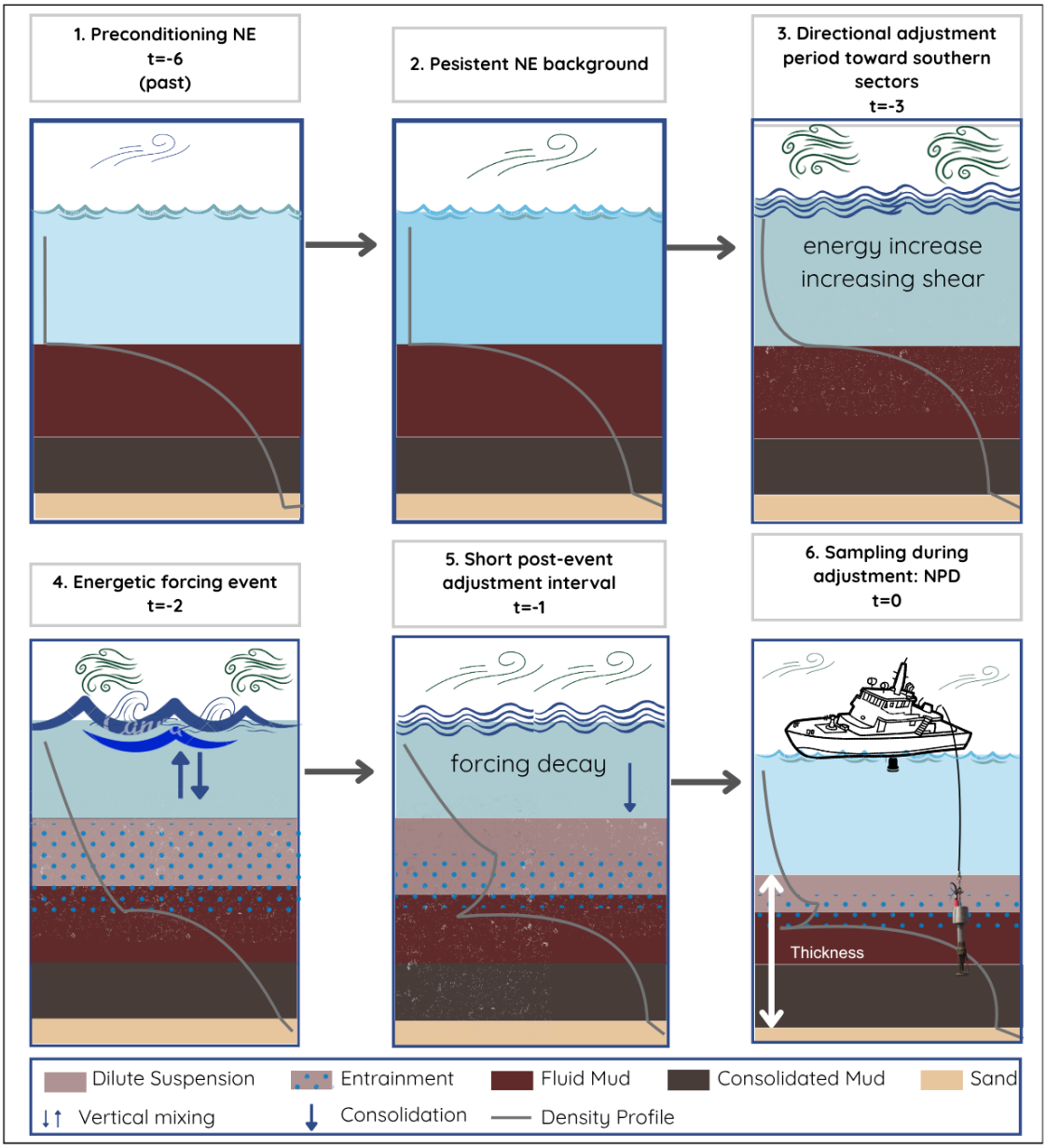


Figure IX-13. Conceptual model of antecedent wind-driven mud-column adjustment leading to a non-progressive density profile (NPD). The sequence begins with persistent NE forcing, followed by a directional transition toward southern sectors associated with synoptic adjustment and increased vertical shear. This transition promotes internal stratification, multiple density interfaces, and partial reworking of the upper mud layer. Sampling during this transient adjustment phase captures a thickened fluid-mud layer with segmented vertical structure and multiple acoustic reflectors.

Within this framework, non-progressive density profiles correspond to observations captured during the transient adjustment stage, whereas progressive profiles reflect conditions in which vertical reorganization has progressed toward a more stable configuration.

During this adjustment phase, the internally stratified structure of the mud column gives rise to multiple acoustic reflectors distributed throughout the water–mud column, rather than concentrated at a single interface. This results in reduced acoustic definition and increased ambiguity in layer detection.

This conceptual model therefore emphasizes that vertical mud-column structure—and its acoustic expression—is governed not only by forcing conditions themselves, but by the temporal sequencing of forcing and the time elapsed since major changes in atmospheric forcing.

Seasonal context of survey favorability

Seasonal variability provides an important large-scale context for interpreting the favorability index and the occurrence of PD and NPD profiles (Figure IX-12). Coastal flow is predominantly southward during spring and summer, when northeasterly winds prevail, and northward during autumn and winter, when southerly winds become more frequent due to frontal activity [Costa 2009]. Although persistent NE forcing occurs throughout the year, the highest favorability for PD surveys is concentrated during winter, particularly in June and July (Figure IX-12), when the regional bidirectional wind regime shifts toward a greater dominance of southerly winds associated with frontal activity and polar-system influence. Intermediate conditions prevail mainly from April to

September (Figure IX-12), when the regional wind regime shifts between persistent northeasterly forcing and a greater influence of southerly winds, creating transitional periods with a more balanced bidirectional pattern. In contrast, summer and late spring show lower favorability, when NE winds dominate more consistently and the persistence of northeasterly forcing becomes more frequent.

The seasonal signal becomes evident in coastal circulation, which rapidly adjusts to wind forcing and largely follows the dominant wind regime. Along the Cassino inner shelf, northeasterly winds are associated with predominantly southward circulation, whereas southerly and southwesterly winds favor northward flow and stronger circulation reversals [Costa 2009; Cruz & Schettini 2025]. Because the coastline is oriented NE–SW, the net water transport also reflects Ekman dynamics: persistent NE winds tend to promote offshore transport, favoring water export from the coast, while SW winds favor onshore transport and coastal water piling up. These alternating conditions control the retention or export of low-density mud and suspended material in the water column, directly influencing the availability of fluid mud and the likelihood of observing thick unconsolidated deposits.

In this context, the favorability index also reflects the consequences of these wind patterns for sediment retention and vertical mud-column adjustment. Operational favorability is therefore not controlled by the occurrence of NE winds alone, but by the interaction between NE persistence, subsequent synoptic adjustment, and the timing of sampling relative to these transitions. NPD campaigns do not necessarily coincide with the months of highest seasonal favorability; instead, they are associated with short-lived adjustment

windows following persistent NE forcing, when recent transitions toward southern sectors enhance vertical shear and internal stratification.

For this reason, the favorability index should be interpreted as a diagnostic tool rather than a predictive model. Conditions during the days immediately preceding sampling remain the primary control and can override broader monthly tendencies. Even during periods of high seasonal favorability, antecedent forcing sequences consistent with NPD cases can produce transient non-progressive profiles.

The occurrence of NPD profiles also depends on the presence of sufficiently thick unconsolidated mud layers. In the analyzed dataset, NPD profiles are only observed when mud thickness exceeds 0.85 m, indicating that sediment availability is a necessary but not sufficient condition. Their occurrence in this dataset is associated with both adequate mud supply and antecedent forcing sequences involving persistent NE conditions followed by synoptic adjustment. Fluid mud availability depends on the balance between export from the Patos Lagoon, additional sediment sources, local retention on the inner shelf, and subsequent hydrodynamic reworking, reinforcing sediment supply as a fundamental control on when and where vertical reorganization can occur.

Implications for acoustic detection and field surveys

These results clarify the origin of variability in acoustic observations. Internally stratified mud columns generate multiple reflectors and ambiguous reflectors distributed throughout the water–mud column. Under transient conditions, these internal density gradients produce ambiguous acoustic

returns and reduce the ability of acoustic methods to resolve the full thickness of the mud layer [Browers *et al* 2022; Wadman *et al.* 2024; Nguyen & Lee 2023].

These conditions have direct implications for field surveys. Observations conducted during transient adjustment phases are more likely to capture vertically complex structures associated with increased acoustic uncertainty. Although the proposed framework is not predictive, it provides a physically consistent basis for identifying observation windows in which such conditions are more likely to occur.

The favorability index should therefore not be used solely to select periods favorable for PD conditions, but also to anticipate periods in which NPD profiles and associated acoustic ambiguity are more likely. During these intervals, field strategies should explicitly account for increased uncertainty by incorporating complementary measurements, such as density profiling and bottom sampling (e.g., grabs or corers), alongside dual-frequency echo sounder surveys. Rather than being treated only as operational constraints, these conditions should also be regarded as opportunities to observe transient adjustment states and improve the understanding of processes controlling vertical mud-column reorganization.

Scope, limitations, and applicability to other systems

The interpretation proposed here is based on a limited number of field campaigns and discrete observations of the water–mud column. Even so, the dataset represents one of the most comprehensive observational efforts for this

region, combining wind, wave, current, density, and acoustic measurements collected consistently throughout the year.

The mechanism described in this study is inferred from consistent associations between antecedent forcing sequences and observed vertical structures. It should, therefore, be understood as a physically coherent and internally consistent hypothesis, supported by the available observations but not demonstrated in a fully causal sense. The proposed mechanism remains incomplete and requires further validation, although it provides a plausible explanation for the observed patterns.

Within these constraints, the mechanism is defined in terms of observable forcing conditions and basic physical processes, making it testable in other wave-dominated muddy environments. In particular, shallow systems with mobile fluid mud layers and recurrent transitions between persistent NE conditions and southerly frontal systems provide a suitable setting for similar phases of synoptic adjustment and transient vertical restructuring. This interpretation is not intended to be universal, but as a process-based framework applicable to environments with comparable hydrodynamic and sedimentary characteristics.

The proposed hypothesis also provides a practical basis for improving field-campaign design by identifying forcing sequences more likely to produce specific vertical structures. This represents a first step toward a more efficient and physically informed sampling strategy in regions where field surveys are logistically complex and costly. Future observations will determine whether the patterns identified here represent a broader dynamical behavior of fluid-mud systems or remain specific to the conditions observed at Cassino Beach.

9.1.5. Conclusion

This study shows that the vertical structure of fluid mud deposits depends primarily on the temporal organization of atmospheric forcing. Two distinct density-profile types were identified: progressive profiles, characterized by a continuous increase in density with depth, and non-progressive profiles, defined by internal layering and multiple density interfaces.

These profile types are systematically associated with the persistence of northeasterly winds, subsequent directional transitions, and the timing of these transitions relative to sampling. Non-progressive profiles occur when sampling follows short but persistent NE events (2–3 days) and subsequent period of wind-field adjustment, whereas progressive profiles are associated with shorter or more variable NE conditions and longer intervals after forcing transitions.

Within this framework, non-progressive profiles are interpreted as transient adjustment states of the mud column following recent synoptic forcing changes. In contrast, progressive profiles correspond to more stable vertical configurations after adjustment has progressed further. This distinction indicates that fluid mud systems evolve over short timescales and that observed density profiles represent instantaneous expressions of a time-dependent adjustment process.

Acoustic uncertainty in fluid mud detection is closely linked to the internal structure of the mud column. Layered density configurations generate multiple reflectors and ambiguous returns, providing a physical explanation for discrepancies between acoustic and densimetric measurements.

These findings have direct implications for field operations. By identifying the forcing sequences associated with each profile type, surveys can be

planned to reduce the likelihood of sampling transient NPD conditions, which are linked to increased uncertainty and operational costs. In this context, the favorability index functions as a diagnostic tool for interpreting antecedent forcing conditions and support decision-making, rather than as a predictive model. It should be used not only to identify periods favorable for PD surveys, but also to anticipate periods when NPD profiles are more likely and additional sampling effort may be required. Although seasonal variability influences the broader background conditions, the forcing configuration during the days immediately preceding sampling remains the dominant control on the observed vertical structure.

Overall, these results highlight synoptic adjustment and the temporal sequencing of atmospheric forcing as a primary control on mud-column structure, with direct implications for both process interpretation and field survey design.

Capítulo X: Síntese dos Resultados e Discussão

Este capítulo integra os resultados dos três artigos desenvolvidos e etapas complementares de caracterização dos dados de campo. Inicialmente, sintetiza os resultados dos dois primeiros artigos, articulando evidências de campo e laboratório para discutir como a estrutura vertical da LF condiciona sua resposta acústica em ambientes dominados por ondas. Em seguida, amplia essa interpretação para a antepraia do Cassino, integrando a classificação estrutural e geométrica dos depósitos, as condições meteo-oceanográficas antecedentes e a resposta vertical da LF. Essa abordagem permite avaliar como a sequência temporal do vento, os regimes de onda e o intervalo entre eventos atmosféricos e amostragem influenciam a formação de perfis progressivos e não progressivos de densidade. Por fim, os resultados são organizados em um modelo

conceitual de acumulação, reorganização, remobilização e possível transporte da LF entre a antepraia e a zona de praia.

Ao longo do trabalho, houve refinamento terminológico na classificação dos perfis densimétricos. Os perfis inicialmente descritos como atípicos, incluindo NGD-L e NPD, correspondem conceitualmente aos perfis não progressivos, nos quais a densidade não aumenta progressivamente com a profundidade. De modo equivalente, os perfis típicos com presença de LF correspondem aos perfis progressivos de densidade, definidos como PD. A mudança de nomenclatura, portanto, não altera o conceito físico subjacente.

10.1. Quando a acústica falha: estratificação transitória, heterogeneidade vertical e detectabilidade da lama fluida

A LF é classicamente descrita como um sistema verticalmente estratificado, com lutoclinas e gradientes progressivos de densidade separando a suspensão diluída do material mais concentrado próximo ao fundo. Essa concepção, consolidada sobretudo em ambientes estuarinos e portuários, sustenta a interpretação acústica baseada na correspondência entre refletores e interfaces densimétricas. No entanto, os resultados obtidos na antepraia do Cassino indicam que, em ambientes dominados por ondas, a LF apresenta organização vertical frequentemente transitória, marcada por heterogeneidade interna, perfis não monotônicos e múltiplas lutoclinas. Nessas condições, a interpretação baseada apenas na ecossondagem torna-se limitada.

Nos levantamentos de campo, essa instabilidade foi organizada por meio de uma classificação operacional da resposta acústica em padrões típicos e

atípicos. Os padrões típicos correspondem a depósitos com estrutura vertical aproximadamente monotônica, gradientes de densidade bem definidos e lutoclinas identificáveis. Nesses casos, os refletores de alta e baixa frequência apresentam correspondência consistente com as transições densimétricas, permitindo estimativas fisicamente coerentes da espessura da LF.

Em contraste, os padrões atípicos ocorrem quando essa organização vertical é interrompida. Perfis de densidade não monotônicos, múltiplas lutoclinas e descontinuidades internas produzem respostas acústicas ambíguas, com refletores instáveis, sobrepostos ou ausentes. Nesses casos, os contrastes de impedância acústica ocorrem em múltiplas profundidades ou tornam-se difusos ao longo da coluna sedimentar, reduzindo a correspondência entre refletores acústicos e interfaces densimétricas.

Os experimentos em coluna de sedimentação permitiram explicar fisicamente esses padrões observados em campo. Após episódios de agitação, a reorganização vertical da LF dependeu fortemente da composição sedimentar. A lama com maior conteúdo de areia apresentou estrutura mais heterogênea, com múltiplas lutoclinas, perfis não monotônicos e zonas de alta densidade intercaladas por camadas menos densas. Em alguns estágios, foram observadas inversões verticais de densidade, indicando reorganização incompleta do depósito. Em contraste, a lama mais coesiva reorganizou-se de forma mais coerente, com estratificação mais estável e gradientes de densidade mais contínuos ao longo do tempo.

Essas diferenças estruturais tiveram efeito direto sobre a resposta acústica. Estruturas heterogêneas, com gradientes fracos, abruptos ou distribuídos em múltiplas interfaces, favoreceram reverberação interna,

espalhamento múltiplo e instabilidade na posição dos refletores acústicos. Mesmo na presença de gradientes intensos, a ausência de monotonicidade comprometeu a formação de um refletor acústico único e estável. Assim, as inconsistências entre refletores acústicos e interfaces densimétricas não decorrem apenas de limitações instrumentais, mas refletem a organização interna e o estado transitório da LF durante sua reorganização pós-agitação.

A convergência entre campo e laboratório permite definir um critério físico-operacional de detectabilidade acústica. A correspondência ecobatímetro–densímetro é maximizada quando os depósitos apresentam gradientes verticais intermediários, suficientemente organizados para gerar contrastes de impedância acústica bem definidos, mas sem os efeitos associados à heterogeneidade extrema.

Gradientes fracos produzem contrastes insuficientes para ecos bem definidos, enquanto gradientes excessivamente abruptos favorecem múltiplas reflexões, espalhamento e reverberação. Nesse contexto, gradientes da ordem de 500 a 2000 $kg \cdot m^{-3} \cdot m^{-1}$ definem o intervalo no qual a coerência eco–densimétrica é maximizada. Esse intervalo não representa um limiar universal de formação de LF, mas um domínio prático de maior confiabilidade da detecção acústica.

Os resultados integrados indicam que a instabilidade da resposta acústica está associada à natureza efêmera dos depósitos de LF e à não estacionariedade do forçamento hidrodinâmico. Em sistemas de curta duração, deposição, remobilização e reorganização vertical podem coexistir em escalas temporais reduzidas, impedindo a consolidação progressiva do depósito. Nesses casos, respostas acústicas instáveis devem ser interpretadas como

indicadores de transitoriedade sedimentar, e não apenas como ruído ou erro metodológico.

As implicações são diretas para ambientes dominados por ondas. Métodos desenvolvidos em portos e estuários, onde a estratificação tende a ser mais estável, não devem ser transferidos de forma acrítica para sistemas energéticos. Na antepraia do Cassino, a detectabilidade acústica varia com a maturidade estrutural do depósito. Por isso, a integração entre ecossondagem e densimetria é requisito metodológico central, deslocando o foco da simples estimativa de espessura para a interpretação estrutural da LF.

10.2. Padrões de variabilidade e estados estruturais da lama

Esta seção sintetiza a variabilidade da LF na plataforma interna do Cassino, com base nas campanhas realizadas entre 2018 e 2020. São analisadas variações de espessura, densidade, estrutura vertical, frações sedimentares e distribuição espacial, buscando identificar os principais modos de organização do depósito ao longo do tempo e do espaço.

10.2.1. Variabilidade temporal da espessura e densidade da lama fluida

As campanhas realizadas entre 2018 e 2020 indicam que a espessura da camada de LF variou mais intensamente do que as densidades médias (Tabela X-1). As espessuras médias variaram de 0,17 m, em abril de 2018 e julho de 2019, a 0,96 m, em abril de 2019, indicando mudanças expressivas no volume acumulado entre os períodos amostrados. A dispersão espacial

também variou entre campanhas. Abril de 2018, março de 2019 e julho de 2019 apresentaram maior amplitude entre espessuras mínima, média e máxima, sugerindo depósitos mais heterogêneos. Em abril de 2019, a menor dispersão relativa indica uma deposição mais uniforme.

Tabela X-1. Estatísticas descritivas da lama fluida por saída de campo (2018–2020). O valor da espessura é em metros e a unidade das densidades é em $kg.m^{-3}$.

Data	Espessura mínimo	Espessura média	Espessura máximo	N	ρ min	ρ méd	ρ máx
04/2018	0,01	0,17 ± 0,2	1	68	1089 ± 49	1194 ± 30	1252 ± 34
05/2018	0,02	0,46 ±0,3	1,18	35	1048 ± 17	1123 ± 37	1219 ± 74
03/2019	0,01	0,55 ± 0,4	1,17	19	1075 ± 35	1180 ± 28	1249 ± 44
04/2019	0,8	0,96 ± 0,2	1,25	6	1037 ± 6	1203 ± 19	1267 ± 23
06/2019	0,15	0,51 ± 0,2	0,87	26	1093 ± 33	1210 ± 18	1270 ± 23
07/2019	0,01	0,17 ± 0,2	0,76	23	1092 ± 69	1195 ± 54	1262 ± 47
08/2019	0,02	0,29 ± 0,3	0,69	6	1094 ± 66	1196 ± 41	1271 ± 17
09/2019	0,13	0,32 ± 0,2	0,59	3	1057 ± 21	1181 ± 68	1283 ± 12
11/2019	0,13	0,83 ± 0,4	1,49	21	1069 ± 25	1210 ± 21	1269 ± 18
12/2019	0,18	0,70 ± 0,3	1,07	9	1089 ± 32	1220 ± 19	1269 ± 6
01/2020	0,44	0,81 ± 0,2	1,12	12	1062 ± 34	1208 ± 20	1274 ± 11
02/2020	0,02	0,47 ± 0,5	1,31	12	1078 ± 67	1210 ± 29	1272 ± 14

As densidades médias permaneceram concentradas em uma faixa relativamente estreita, entre 1180 e 1220 kg m^{-3}. Esse comportamento indica que as mudanças observadas estiveram associadas principalmente à espessura acumulada de LF, e não a variações expressivas no grau médio de consolidação do material. Maio de 2018 foi a principal exceção, com densidade média inferior às demais campanhas, o que pode indicar uma condição deposicional distinta ou um estágio menos consolidado da lama naquele período.

A estrutura vertical do depósito evidencia alternância entre campanhas dominadas por LF e campanhas dominadas por lama consolidada (Figura X-1).

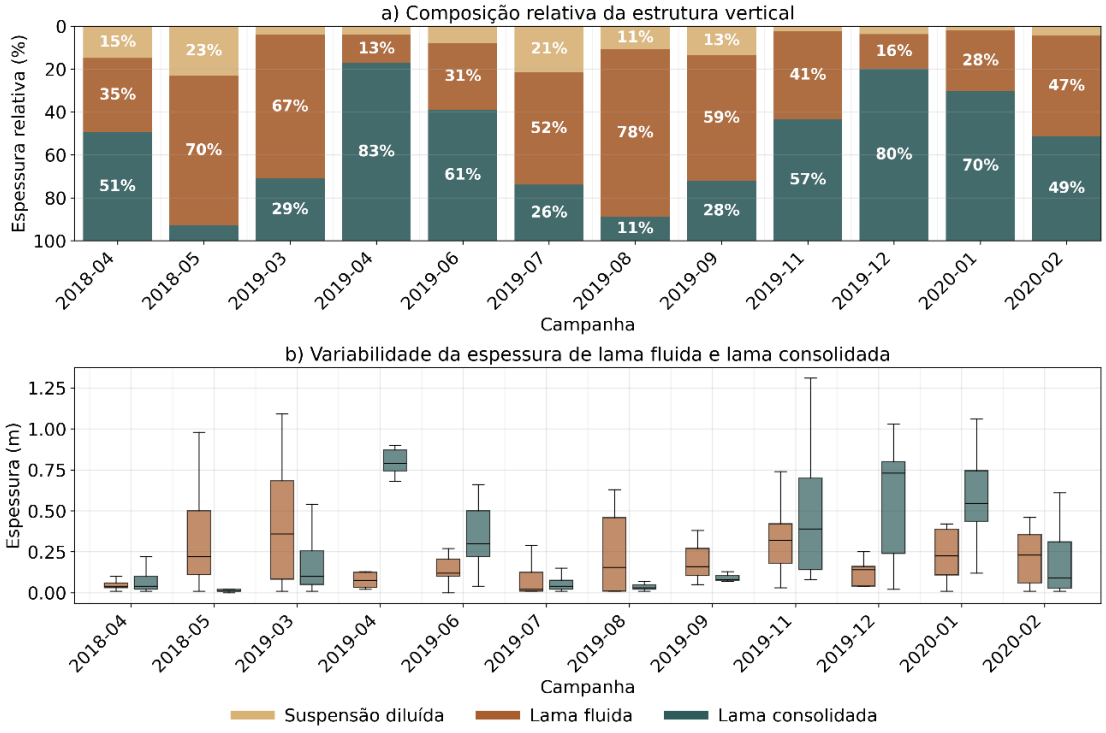


Figura X-1. (a) Distribuição relativa (%) da espessura das frações suspensão diluída, lama fluida e lama consolidada por campanha. (b) Boxplots da espessura (m) das frações lama fluida e lama consolidada por campanha, mostrando mediana, quartis e amplitude dos dados.

A fração de lama consolidada foi dominante em abril de 2019, dezembro de 2019 e janeiro de 2020, alcançando aproximadamente 83%, 80% e 70–80%

da espessura total, respectivamente. Em outros períodos, sua participação foi reduzida, como em agosto de 2019, quando representou cerca de 11%. A LF dominou em março de 2019, agosto de 2019 e setembro de 2019, com aproximadamente 67%, 78% e 59% da espessura total, respectivamente. A suspensão diluída manteve participação relativamente baixa ao longo das campanhas, geralmente inferior a 25%, sugerindo uma transição relativamente abrupta entre a coluna d'água e o depósito.

A variabilidade interna das espessuras reforça essa alternância estrutural (Figura X-1b). A lama consolidada apresentou maior amplitude em campanhas como novembro e dezembro de 2019, com espessuras próximas de 0,8–1,3 m, enquanto em julho e agosto de 2019 sua ocorrência foi mais reduzida. A LF também apresentou distribuições amplas em março e agosto de 2019, mas menor dispersão em julho de 2019. Esses padrões indicam que a variabilidade temporal do depósito não se restringe à espessura total, mas envolve mudanças na contribuição relativa das frações sedimentares ao longo da coluna.

10.2.2. Padrões da estrutura vertical e variabilidade espacial dos depósitos lamosos

A análise multivariada (Figura X-2) evidencia três padrões principais de variabilidade, responsáveis por 69,8% da variância total. O primeiro componente principal (33,0%) expressa principalmente o desenvolvimento vertical do depósito, com maior contribuição da espessura total, da espessura da lama consolidada e da espessura da LF. O segundo componente (20,5%) está associado à presença da suspensão diluída, refletindo sobretudo sua densidade e espessura. O terceiro componente (16,4%) representa um

contraste entre LF e lama consolidada, separando perfis com maior expressão da fração fluida daqueles com maior contribuição da fração consolidada. Assim, a estrutura vertical dos depósitos é organizada por três dimensões principais: espessura total, contribuição das frações menos densas e grau relativo de consolidação do depósito.

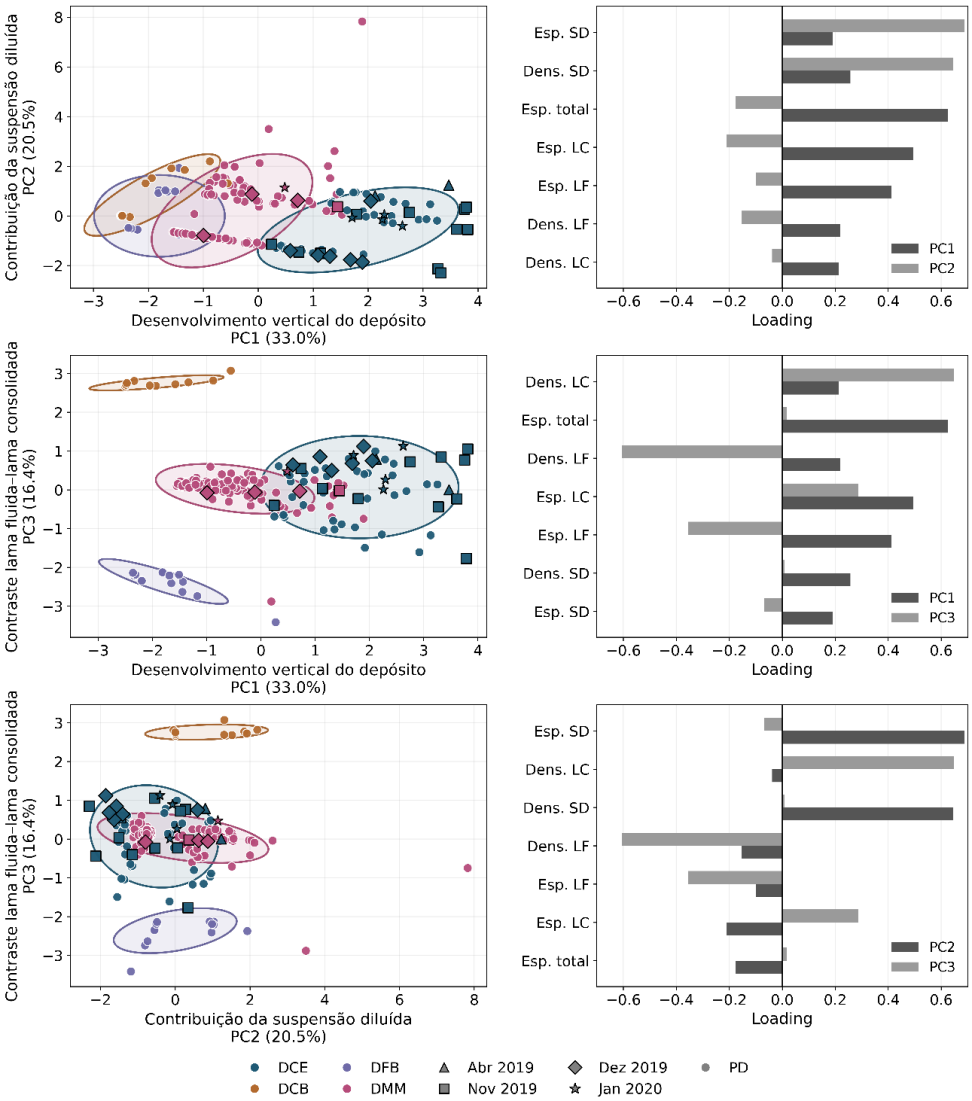


Figura X-2. Projeções das amostras nos planos PC1×PC2, PC1×PC3 e PC2×PC3 da PCA estrutural, com elipses representando a dispersão dos grupos DCE, DCB, DFB e DMM. Os eixos correspondem às componentes principais, com a variância explicada indicada. Os painéis à direita mostram os loadings das variáveis de densidade e espessura das frações suspensão diluída (SD), lama fluida (LF) e lama consolidada (LC), além da espessura total do depósito. Marcadores distintos indicam campanhas destacadas.

A partir dessa estrutura, foram identificados quatro grupos com características distintas em termos de densidade e espessura das frações do depósito. O agrupamento denominado Depósito Consolidado e Espesso (DCE; representado pela cor azul esverdeado na Figura X-2) apresenta maior espessura total, com valor médio de aproximadamente 0,92 m (±0,2 m). Esse grupo apresenta espessura média de lama consolidada de cerca de 0,6 m (±0,3 m) e espessura média de LF de aproximadamente 0,34 m (±0,3 m), além de contribuição reduzida de suspensão diluída. As densidades médias são da ordem de 1165 kg/m³ para a LF e 1230 kg/m³ para a fração consolidada.

O agrupamento Depósito Consolidado de Baixa Espessura (DCB; representado pela cor laranja queimado na Figura X-2) é caracterizado por espessura total média de aproximadamente 0,10 m (±0,13 m). Nesse grupo, não há LF identificável, enquanto a fração consolidada apresenta espessura média de cerca de 0,08 m (±0,12 m) e densidade média próxima de 1247 kg/m³.

O agrupamento Depósito Fluido de Baixa Espessura (DFB; representado pela cor roxa na Figura X-2) corresponde a perfis sem fração consolidada identificável. A espessura total média é baixa, da ordem de 0,10 m (±0,19 m), sendo associada principalmente à presença de LF, com espessura média de aproximadamente 0,11 m (±0,19 m). A densidade média da fração fluida é próxima de 1160 kg/m³.

Por fim, o agrupamento denominado Depósito Médio Misto (DMM; representado pela cor rosa na Figura X-2) representa um estado intermediário, com coexistência de LF e lama consolidada em espessuras moderadas. A espessura total média é de aproximadamente 0,24 m (±0,21 m), com contribuição semelhante da LF, em torno de 0,11 m (±0,12 m), e da lama

consolidada, também próxima de 0,11 m (±0,12 m). As densidades médias são de aproximadamente 1151 kg/m³ para a LF e 1235 kg/m³ para a fração consolidada.

A análise de componentes principais aplicada à variação espacial do depósito mostra que três padrões principais descrevem a variabilidade espacial dos depósitos, respondendo por 62,6%, 31,6% e 5,8% da variância total, respectivamente (Figura X-3). Diferentemente da análise estrutural, esta etapa considera apenas atributos espaciais externos do depósito, representados pela profundidade, largura e comprimento.

A principal variação do sistema está associada à escala horizontal do depósito. O primeiro eixo apresenta contribuições positivas semelhantes da largura e do comprimento, indicando que valores elevados ao longo desse gradiente correspondem a depósitos espacialmente mais amplos, extensos e com maior expressão espacial em planta. Em contraste, valores baixos indicam depósitos compactos, restritos e localizados.

O segundo padrão de variação descreve um controle quase exclusivo da profundidade: como os valores são negativos no conjunto de dados, valores mais elevados de PC2 correspondem a depósitos menos profundos, enquanto valores mais baixos indicam depósitos situados em maiores profundidades. O terceiro padrão está associado à forma geométrica do depósito, distinguindo feições proporcionalmente mais largas daquelas mais alongadas. Esse eixo expressa a diferença da forma (anisotropia), mas sua contribuição para a variabilidade total é reduzida em comparação aos dois primeiros componentes. Assim, a classificação geométrica é controlada principalmente pela escala horizontal do depósito e pela profundidade.

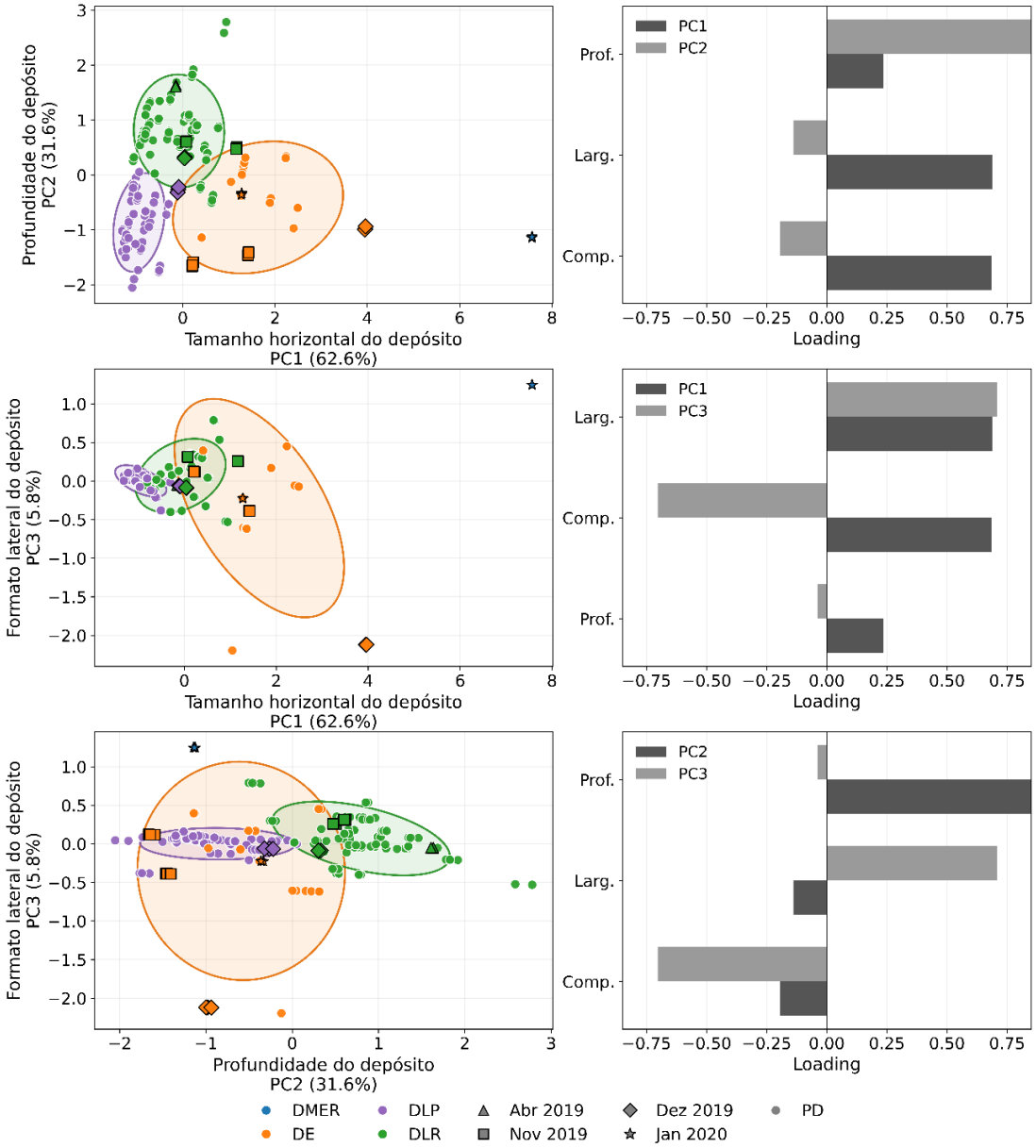


Figura X-3. Projeções das amostras nos planos das componentes principais obtidas a partir das variáveis geométricas do depósito: profundidade, largura e comprimento. As cores representam os grupos geométricos definidos por análise de cluster: Depósito Muito Extenso e Raso (DMER), Depósito Extenso (DE), Depósito Localizado Profundo (DLP) e Depósito Compacto Raso (DCP). As elipses indicam a dispersão de cada grupo. Os painéis à direita mostram os *loadings* das variáveis em cada componente principal. Marcadores distintos indicam campanhas específicas destacadas.

A classificação em quatro grupos evidencia padrões distintos na organização espacial dos depósitos. O grupo Depósito Muito Extenso e Raso (DMER; representado pelos triângulos azuis na Figura X-3) apresenta

profundidade média de aproximadamente -6,7 m largura média de 3.119 m e comprimento médio de 1.626 m. Esse grupo ocupa posição extrema no primeiro eixo da PCA, refletindo sua elevada extensão horizontal. Trata-se de um conjunto pequeno, composto por apenas três casos de perfis classificados como NPD.

O grupo Depósito Extenso (DE; representado pela cor laranja na Figura X-3) apresenta profundidade média de cerca de −8,2 m, largura média de 784 m e comprimento médio de 714 m. Esses depósitos possuem maior expressão espacial em comparação aos grupos compactos.

O grupo Depósito Localizado Profundo (DLP; representado pela cor roxa na Figura X-3) apresenta profundidade média de aproximadamente −9,8 m, largura média de 128 m e comprimento médio de 127 m. Esse grupo reúne depósitos pequenos, compactos e situados em maiores profundidades, caracterizando feições espacialmente restritas. Esses depósitos podem ser interpretados como bolsões localizados ou acumulações confinadas.

Por fim, o grupo Depósito Localizado Raso (DLR; representado pela cor verde na Figura X-3) apresenta profundidade média de cerca de −6,5 m, largura média de 311 m e comprimento médio de 193 m. Corresponde à depósitos rasos e relativamente pequenos, constituindo o grupo mais frequente do conjunto de dados. Esses depósitos representam a configuração espacial dominante.

10.2.3. Relações entre estrutura vertical e a variabilidade espacial do depósito lamoso

A integração entre os agrupamentos estruturais da LF e as classes geométricas dos depósitos monitorados é apresentada na Figura X-4. A matriz

de co-ocorrência (Figura X-4a) mostra a frequência relativa de cada tipo geométrico dentro de cada tipo estrutural. Os percentuais indicam como cada grupo estrutural se distribui em relação à posição batimétrica e à escala horizontal dos depósitos. Na projeção da PCA estrutural (Figura X-4b), as cores identificam os tipos estruturais, enquanto os símbolos indicam as classes geométricas. Assim, cada ponto combina uma informação estrutural, dada pela cor, e uma informação geométrica, dada pelo símbolo.

O agrupamento Depósito Consolidado e Espesso (DCE; azul esverdeado) ocorre predominantemente associado ao Depósito Localizado Raso (DLR; hexágono), que representa 62% das ocorrências desse tipo estrutural (n = 37). Uma fração secundária do tipo DCE está associada ao Depósito Extenso (DE; xis), com 30% das ocorrências (n = 18). As associações com Depósito Localizado Profundo (DLP; triângulo invertido) e Depósito Muito Extenso e Raso (DMER; sinal de adição) são pouco frequentes, com 5% (n = 3) e 3% (n = 2), respectivamente. Esse padrão indica que depósitos com lama mais consolidada e maior espessura estrutural ocorrem principalmente como feições localizadas rasas, embora também possam estar associados a depósitos extensos.

O agrupamento Depósito Consolidado de Baixa Espessura (DCB; laranja) ocorre apenas em depósitos localizados. A maior frequência está associada ao Depósito Localizado Profundo (DLP; triângulo invertido), com 67% das ocorrências (n = 8), seguida pelo Depósito Localizado Raso (DLR; hexágono), com 33% (n = 4). A ausência de ocorrências em Depósito Extenso (DE) e Depósito Muito Extenso e Raso (DMER) indica que esse tipo estrutural está associado a depósitos de menor extensão horizontal.

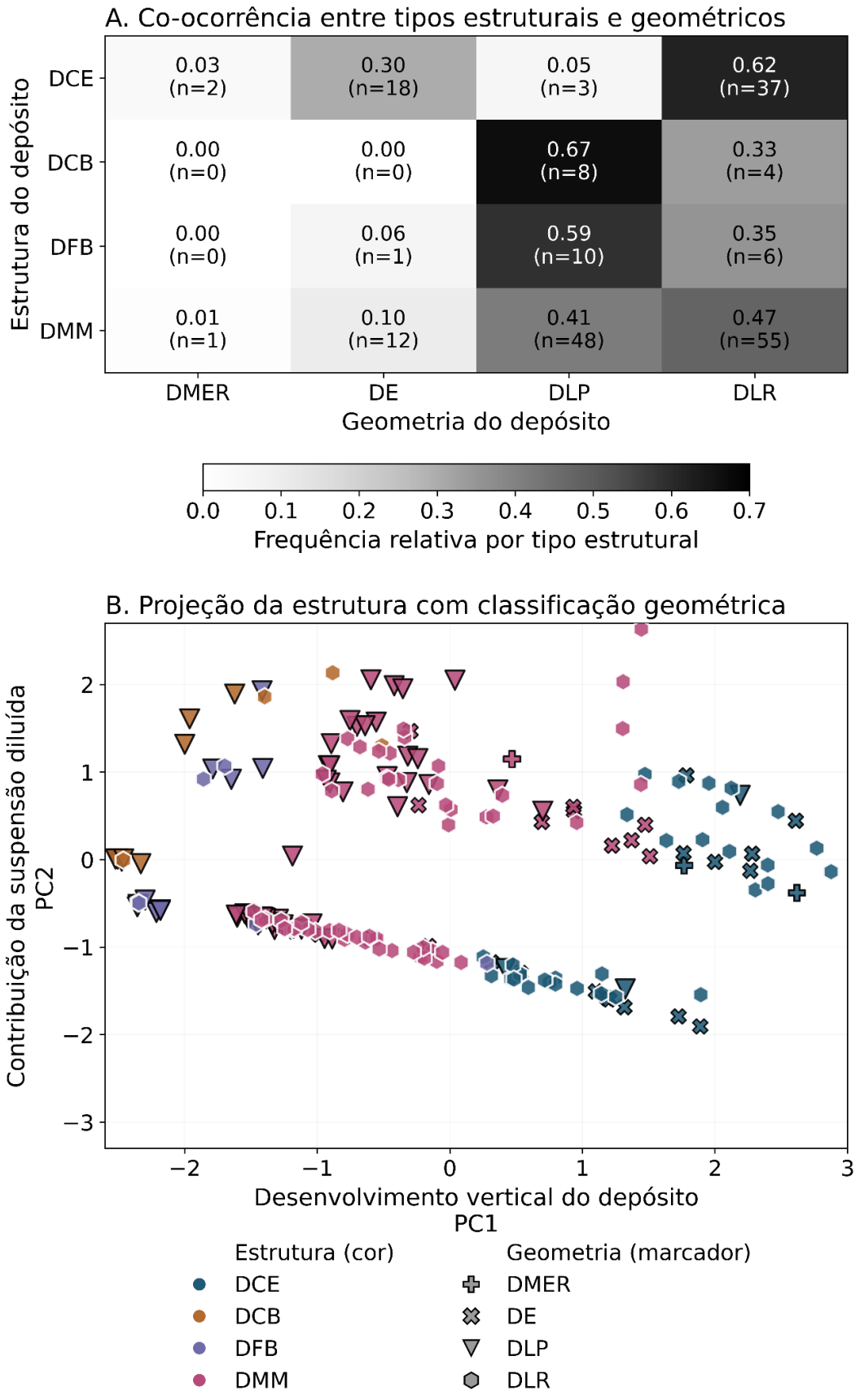


Figura X-4. A. Matriz de co-ocorrência entre tipos estruturais e tipos geométricos. Os valores indicam frequências relativas normalizadas por tipo estrutural, com o número

de ocorrências em cada combinação indicado entre parênteses. B. Projeção das amostras no espaço da PCA estrutural, com as cores representando os tipos estruturais e os marcadores indicando os tipos geométricos. Os tipos estruturais correspondem a Depósito Consolidado e Espesso (DCE), Depósito Consolidado de Baixa Espessura (DCB), Depósito Fluido de Baixa Espessura (DFB) e Depósito Médio Misto (DMM). Os tipos geométricos correspondem a Depósito Muito Extenso e Raso (DMER), Depósito Extenso (DE), Depósito Localizado Profundo (DLP) e Depósito Localizado Raso (DLR).

O agrupamento Fluido de Baixa Espessura (DFB; roxo) também ocorre principalmente em depósitos localizados. A maior frequência está associada ao DLP (triângulo invertido), com 59% das ocorrências (n = 10), seguida pelo DLR (hexágono), com 35% (n = 6). A ocorrência em DE é residual, com 6% (n = 1), e não há ocorrência em DMER. Esse padrão indica que depósitos fluidos de baixa espessura tendem a ocorrer como feições localizadas, principalmente em posições mais profundas.

O agrupamento Depósito Médio Misto (DMM; rosa) apresenta a distribuição mais ampla entre as classes geométricas. Esse tipo ocorre principalmente em DLR, com 47% dos casos (n = 55), e em DLP, com 41% (n = 48). As ocorrências em DE são menos frequentes, com 10% (n = 12), enquanto DMER representa apenas 1% dos casos (n = 1). Apesar dessa distribuição mais ampla, o DMM também se concentra em depósitos localizados, tanto rasos quanto profundos.

Em conjunto, esses resultados indicam que a estrutura vertical do depósito lamoso não se distribui de forma uniforme entre as classes geométricas. Os depósitos de baixa espessura, dominados por lama consolidada ou por LF, estão associados principalmente a depósitos localizados. Os depósitos consolidados e espessos ocorrem sobretudo em depósitos localizados rasos e, secundariamente, em depósitos extensos.

Já os depósitos médios mistos, compostos por proporções semelhantes de LF e lama consolidada e com espessura intermediária, apresentam a distribuição mais abrangente entre as classes geométricas, embora ainda sejam mais frequentes em depósitos localizados. Portanto, a profundidade e a extensão horizontal não definem isoladamente os tipos estruturais, mas ajudam a organizar sua distribuição espacial.

10.3. Condições meteo-oceanográficas antecedentes: variabilidade, regimes e contexto climatológico

Esta seção caracteriza as condições meteo-oceanográficas antecedentes às campanhas de campo, com ênfase na direção do vento e nos regimes de onda. A análise considera persistência, transições direcionais, desvios climatológicos e distribuição dos estados de mar em termos de direção, energia e sazonalidade. Com isso, estabelece-se um quadro integrado das condições ambientais que precederam as observações de LF e sua possível influência na organização do depósito lamoso. A descrição detalhada por campanha está disponível no Apêndice A (303p).

10.3.1. Persistência e transições da direção do vento no contexto climatológico

A análise da persistência diária da direção do vento e das principais transições entre direções (Tabela X-2) permitiu identificar não apenas o quadrante predominante em cada mês, mas também a forma como o regime atmosférico é alterado ao longo do tempo.

Tabela X-2. Síntese da persistência e das transições diárias da direção do vento nos meses analisados, em comparação com a climatologia mensal de cada boia.

Mês	Persistência dominante	Transições reforçadas	Interpretação
Abr/18	SE até 5 dias; NE até 3 dias	N→NE, N→SE, SE→SE	predomínio persistente no quadrante N–NE–E–SE
Mai/18	NE até 4 dias; SW/W até 2 dias	NE→NE, S→SW, W→SW; N→SW pontual	maior alternância, com entrada de setores SW/W
Mar/19	NE/E/SE/S até 2 dias; alta alternância entre setores	E→NE, SE→SE, SW→S; W→NW pontual	alternância multissetorial, sem persistência direcional dominante
Abr/19	NE/SE até 3 dias; E/S até 2 dias	NE→SW, SE→SE, SW→SE, W→S	maior participação de transições para setores sul-sudoeste
Jun/19	N até 3 dias; NE/SE até 2 dias	NE→N, S→NE, SW→N/NE; E→N pontual	predomínio de retornos para N–NE, com baixa persistência setorial
Jul/19	NE até 5 dias; SW até 4 dias; W até 3 dias	NE→NE, SW→SW, N→NE/W; S→NE pontual	coexistência de persistência em NE e SW/W
Ago/19	S até 3 dias; NE/SW até 2 dias; ausência de E	SE→NE, W→SW, S→SW, NE→N	maior participação de S–SW–W
Set/19	E até 3 dias; NE/S/SW até 2 dias	E→NE/E, NE→S, SE→S/NW, SW→S	alternância entre setor leste e setores de sul (S, SE e SW)
Nov/19	NE até 3 dias; E até 1 dia	NE→NE, E→NE/SE, SE→E; S→N pontual	predomínio de NE com transições secundárias para E–SE
Dez/19	NE até 4 dias; E até 3 dias; S/SW até 2 dias	NE→NE, E→E, E→SW, S→NE, SW→NE/SW	predomínio persistente de NE–E, com entradas pontuais de S/SW
Jan/20	NE até 4 dias; E/SE até 3 dias	NE→NE, SE→SE, NE→E/SE, S→NE	predomínio persistente no quadrante NE–E–SE
Fev/20	NE até 5 dias; E/S/SW até 2 dias	NE→NE, E→S, SE→NE, SW→S, W→S pontual	persistência dominante de NE, com transições secundárias para sul

De modo geral, Abr/18, Dez/19 e Jan/20 apresentaram maior persistência no quadrante NE–E–SE, com o vento permanecendo vários dias consecutivos entre NE–E–SE. Esse comportamento corresponde ao padrão climatológico mais frequente da região, associado à atuação do anticiclone do Atlântico Sul (ASAS), caracterizado pelo predomínio de ventos NE, pela participação recorrente de E como direção de transição e SE em resposta à atuação de sistemas anticiclônicos de origem polar. Fev/20 também manteve predominância de NE, embora com maior participação de transições secundárias envolvendo setores de sul.

Em contraste, Mai/18, Mar/19, Ago/19 e Set/19 apresentaram mudanças mais frequentes da direção do vento entre dias consecutivos e maior participação de S, SW e W. Ago/19 e Set/19 representaram os desvios mais expressivos: em Ago/19, a ausência de persistência do setor E e o aumento das conexões com S–SW–W, enquanto em Set/19 houve alternância mais frequente entre o setor leste e os setores de sul. Jul/19 apresentou comportamento intermediário, com persistência de NE, mas também maior participação de SW e W, mostrando forte alternância entre sistemas atmosféricos.

A classificação dos meses com saída de campo foi feita a partir do grau de desvio em relação à climatologia mensal de cada boia, considerando separadamente as anomalias de probabilidade de transição direcional e de intensidade média do vento.

A Figura X-5 sintetiza esse resultado, permitindo visualizar quatro grupos principais: meses próximos da climatologia (Abr/18, Dez/19 e Jan/20), meses com anomalia predominantemente energética (Mai/18, Mar/19, Abr/19 e

Fev/20), meses com anomalia predominantemente direcional (Jun/19, Set/19 e Nov/19) e os casos mais distintos, com desvio simultâneo em direção e intensidade (Jul/19 e Ago/19). Para abril e maio de 2018, a boia em operação era a RS-05 e, portanto, a climatologia de referência foi calculada a partir da média mensal da velocidade e da direção do vento no período de 2016 a 2024. Para os demais meses analisados, utilizou-se a boia RS-04, cuja climatologia mensal de referência corresponde ao período de 2019 a 2025.

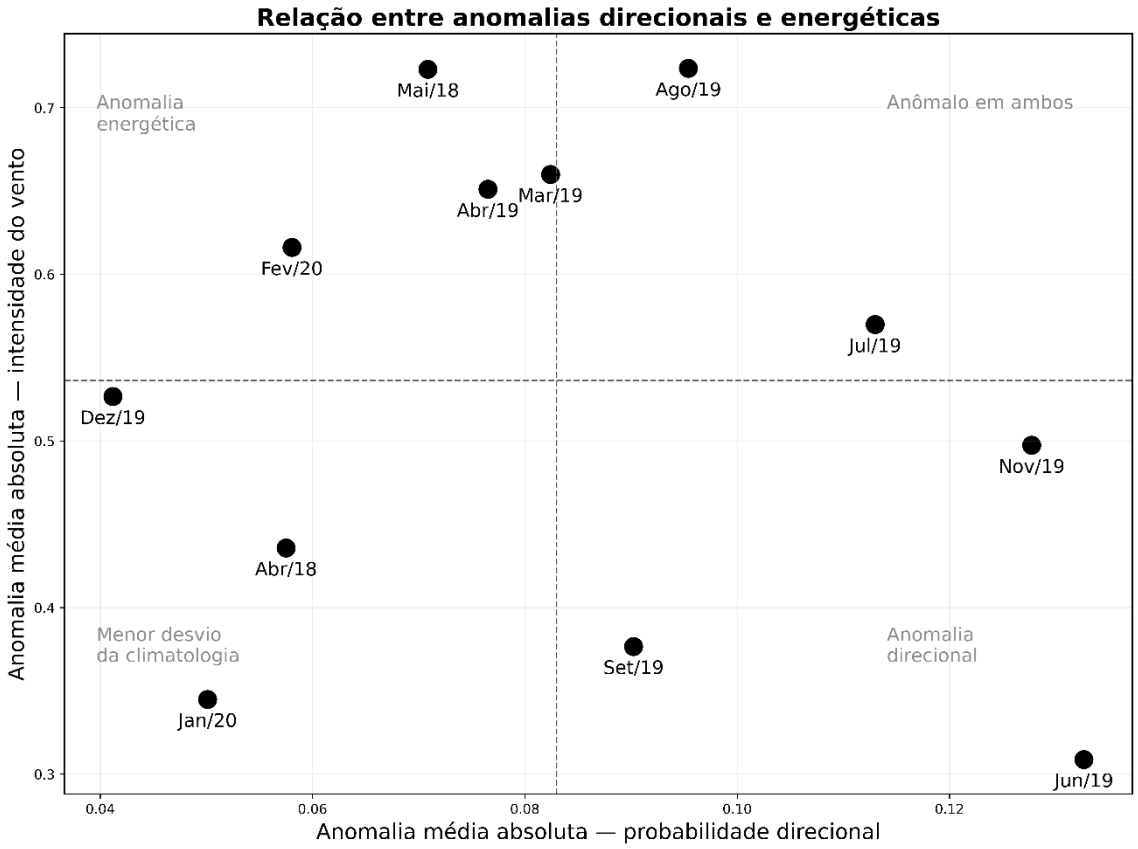


Figura X-5. Síntese das anomalias mensais de probabilidade de transição direcional e intensidade média do vento em relação à climatologia. Cada ponto representa um mês, posicionado pela média absoluta das diferenças entre os valores observados e a climatologia mensal. As linhas tracejadas indicam a mediana dessas anomalias e foram utilizadas como critério de separação relativa entre meses com maior e menor desvio em relação ao comportamento climatológico.

Embora a Figura X-5 permita avaliar o grau de anomalia em relação à climatologia mensal das boias, essa comparação ainda se restringe à série

instrumental. Para verificar se esses padrões também se mantêm em uma escala temporal mais longa, a Tabela X-3 compara o regime observado com as normais climatológicas de Krusche et al. [2002], que representam o padrão as normais climatológicas provisórias de Rio Grande para o período de 1991–2000.

Tabela X-3. Comparação entre o padrão direcional das normais climatológicas de Krusche *et al.* (2002), o padrão médio mensal calculado a partir da série disponível de cada boia (RS-05: 2016–2024; RS-04: 2019–2025) e os meses analisados em saída de campo.

Mês	**Normais Climatológicas** Krusche *et al.* (2002)	**Climatologia da boia**	**Mês observado**
Abr/18	Dominante: NE | Secundário: SW	Dominante: NE | Secundário: E	Dominante: NE | Secundário: SE
Mai/18	Dominante: SW | Secundário: NE	Dominante: NE | Secundário: SW	Dominante: NE | Secundário: SW
Mar/19	Dominante: NE | Secundário: SE	Dominante: NE | Secundário: E	Dominante: NE | Secundário: E
Abr/19	Dominante: NE | Secundário: SW	Dominante: NE | Secundário: E	Dominante: NE | Secundário: E
Jun/19	Dominante: NE | Secundário: SW	Dominante: SW | Secundário: NE	Dominante: N | Secundário: NE
Jul/19	Dominante: NE | Secundário: SW	Dominante: NE | Secundário: SW	Dominante: NE | Secundário: SW
Ago/19	Dominante: SW | Secundário: NE	Dominante: NE | Secundário: SW	Dominante: NE | Secundário: SW
Set/19	Dominante: NE | Secundário: SW	Dominante: E | Secundário: NE	Dominante: S | Secundário: NE
Nov/19	Dominante: SE | Secundário: NE	Dominante: E | Secundário: NE	Dominante: NE | Secundário: E
Dez/19	Dominante: NE | Secundário: SE	Dominante: NE | Secundário: E	Dominante: NE | Secundário: E
Jan/20	Dominante: NE | Secundário: SE	Dominante: NE | Secundário: E	Dominante: NE | Secundário: E
Fev/20	Dominante: NE | Secundário: SE	Dominante: NE | Secundário: E	Dominante: NE | Secundário: E

A maior parte dos meses com saída de campo apresentou boa concordância com a climatologia local, principalmente pela recorrência de NE

como direção dominante e de E ou SE como componentes secundários. Esse comportamento foi mais evidente em Mar/19, Abr/19, Dez/19 e Jan/20. Jul/19 também apresentou alta compatibilidade no padrão dominante (NE > SW), embora com maior participação de SW/W e maior intensidade nas transições associadas ao setor oeste.

Em contraste, Jun/19, Set/19 e Nov/19 apresentaram maior afastamento do padrão esperado. Nov/19 foi o caso mais expressivo, com predominância de vento de NE-E, diferindo do padrão climatológico de SE-NE. Ago/19 apresentou situação particular: o mês observado seguiu a climatologia da boia (NE > SW), mas divergiu das normais regionais de Krusche *et al.* [2002], que indicam predominância de SW, evidenciando diferenças entre a climatologia regional histórica e a série mais recente da boia.

Os casos de anomalia energética ocorreram principalmente em Mai/18, Mar/19, Abr/19 e Fev/20. Nesses meses, a frequência das transições entre direções permaneceu relativamente próxima da climatologia mensal, sem mudanças expressivas no setor dominante, mas com variações significativas na velocidade média do vento associada a essas transições. Assim, a principal diferença não esteve na reorganização direcional do regime atmosférico, mas na intensificação ou enfraquecimento da energia com que essas mudanças ocorreram.

Fev/20 representa bem esse padrão: a direção dominante manteve compatibilidade com a climatologia, mas houve aumento da velocidade média do vento nas transições associadas tanto ao setor leste quanto aos setores de sul e sudoeste, indicando maior energia sem alteração substancial da configuração direcional. Em Abr/19, observou-se enfraquecimento importante

das transições ligadas ao quadrante leste, principalmente em E→NE (-2.7 m s^{-1}) e NE→W (-3.2 m s^{-1}), enquanto transições como SE→E e S→E se intensificaram, mostrando redução da energia associada à persistência de NE e maior participação de rotações vindas do sul.

Mai/18 e Mar/19 representaram os maiores desvios desse grupo. Em Mai/18, houve aumento da intensidade das transições envolvendo W e NW, especialmente associado à maior atuação de vento de sudoeste. Em Mar/19, as transições ligadas aos setores de sul e sudoeste tornaram-se significativamente mais intensas, com destaque para S→SW (+2.4 m s^{-1}) e S→SE (+1.5 m s^{-1}), enquanto o quadrante nordeste perdeu intensidade. Esse comportamento caracteriza a ação de um regime mais energético e com maior influência de ciclones.

Os principais casos de anomalia direcional ocorreram em Jun/19, Set/19 e Nov/19, quando a principal diferença em relação à climatologia esteve na frequência das mudanças entre setores do vento, e não no aumento generalizado da intensidade. Em Jun/19, destacaram-se E→N (+0.7), S→NE (+0.8) e W→N (+0.4), indicando rotação frequente de setores de sul para norte e retorno ao quadrante N–NE, enquanto a intensidade diminuiu nas transições ligadas a E–NE (E→N: -1.3 m s^{-1}; NE→N: -0.8 m s^{-1}).

Em Set/19, houve maior alternância entre o setor leste e os setores de sul, com maior participação de S e SE. Em Nov/19, observou-se a sequência típica de passagem frontal seguida de restabelecimento anticiclônico, com reforço de S→N (+0.8), N→NE (+0.5) e SE→E (+0.5), indicando primeiro a atuação do setor sul e depois o retorno rápido para N–NE–E. Nesse caso, a intensidade também aumentou nas transições ligadas a direção leste,

mostrando que o restabelecimento ocorreu com maior energia que a climatologia mensal.

Os meses mais distintos em relação à climatologia foram Jul/19 e Ago/19, que combinaram anomalias tanto na frequência das transições direcionais quanto na intensidade do vento. Em Jul/19, houve a coexistência entre a persistência do quadrante NE e a maior participação de S/SW/W. Na intensidade, o setor oeste tornou-se mais energético, com reforço de W→SW (+1.5 m s^{-1}) e W→W (+1.8 m s^{-1}).

Em Ago/19, ocorreu o predomínio de NE, com participação secundária de SW, entretanto, observou-se redução da participação do setor E, aumento de SE→NE (+0.6) e maior recorrência de conexões envolvendo SW e W. Na intensidade, houve enfraquecimento de S→SW (-2.5 m s^{-1}), mas reforço de SW→SW (+1.3 m s^{-1}) e W→SW (+1.3 m s^{-1}). Set/19 apresentou comportamento semelhante, mas menos intenso, com maior alternância entre o setor leste e os setores de sul.

10.3.2. Regimes de onda e variabilidade direcional no período amostrado

A organização dos regimes de onda na boia RS-04 (Figura X-6) mostra que os estados identificados se distribuem segundo três domínios principais de direção e forçantes: ondas de E associadas a mar local, ondas de SE relacionadas a *swell* e estados mistos, e ondas de S vinculadas a sistemas frontais. Nesse contexto, observa-se que o setor SE domina a dinâmica do sistema, porém não de forma homogênea, apresentando subdivisões claras em termos de energia e período.

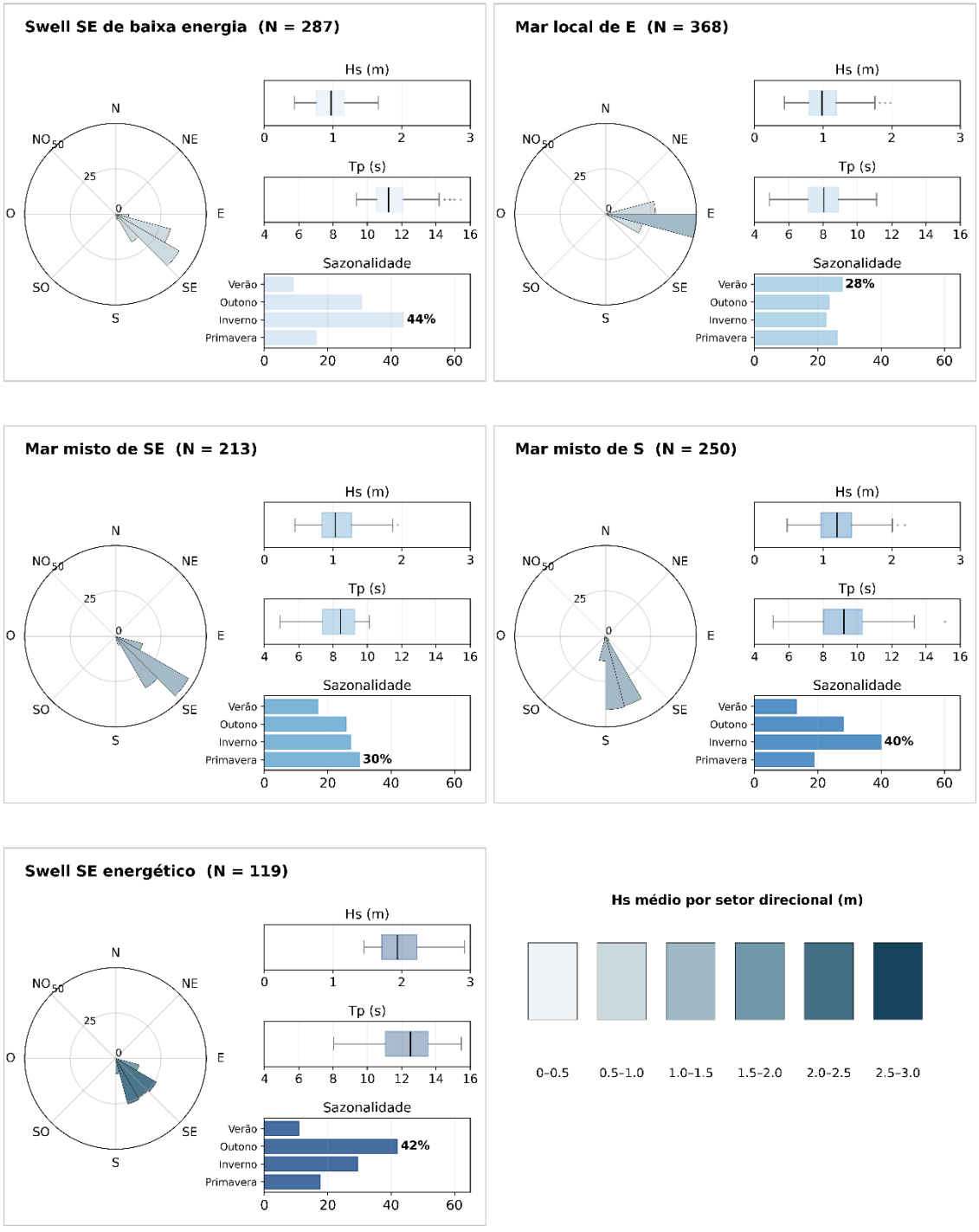


Figura X-6. Regimes de onda na boia RS-04, com distribuição direcional, variabilidade de Hs e Tp, e sazonalidade de ocorrência.

O regime de *Swell* de SE de baixa energia ocorre principalmente no inverno e é caracterizado por ondas com altura significativa (Hs) reduzida, da ordem de 1 m, associadas a períodos (Tp) longos (~11,4 s) e direção bem

organizada em torno de 124°, indicando a predominância de *swell* remoto persistente, com elevado grau de organização direcional e baixa variabilidade temporal.

Em contraste, o regime de *Swell* de SE energético apresenta a mesma assinatura direcional, porém com alturas significativamente maiores (~2 m) e períodos igualmente longos (~12 s), ocorrendo principalmente no outono. Estes são os eventos mais intensos do espectro energético do sistema. Esses dois regimes compartilham, portanto, a mesma origem física, mas se diferenciam claramente pelo nível de energia.

O regime de Mar local de E ocorre bem distribuído ao longo do ano e é caracterizado por ondas com Hs reduzido (~1 m), Tp mais curtos (~8 s) e direção próxima de 96°. Trata-se de um estado associado à geração de ondas pelo vento.

Entre esses extremos, identificam-se os regimes mistos, que representam estados em que ocorrem em conjunto ondas locais e de tempestade. O regime de Mar misto de SE ocorre principalmente na primavera, inverno e outono. É caracterizado por ondas com Hs médio de 1,06 m e apresenta Tp intermediários (~8,2 s) e direção no quadrante SE. Já o regime de Mar misto de S ocorre principalmente no inverno, associado à influência de sistemas frontais. Apresenta Hs médio de 1,21 m, Tp médio de 9,2 s com direção próxima de 169º.

Na boia RS-05 (Figura X-7), a organização dos regimes apresenta diferenças relevantes em relação à RS-04. A RS-05 está localizada em águas mais profundas (~20 m), enquanto a RS-04 situa-se em águas intermediárias (~13 m), o que sugere que processos de transformação em águas rasas —

como refração e dissipação — podem modificar ou atenuar a propagação de ondas provenientes de NE, impedindo a manifestação desse regime na RS-04. Este regime ocorre principalmente no verão e é caracterizado por Hs médio de 1,45 m e Tp médio de 7,7 s.

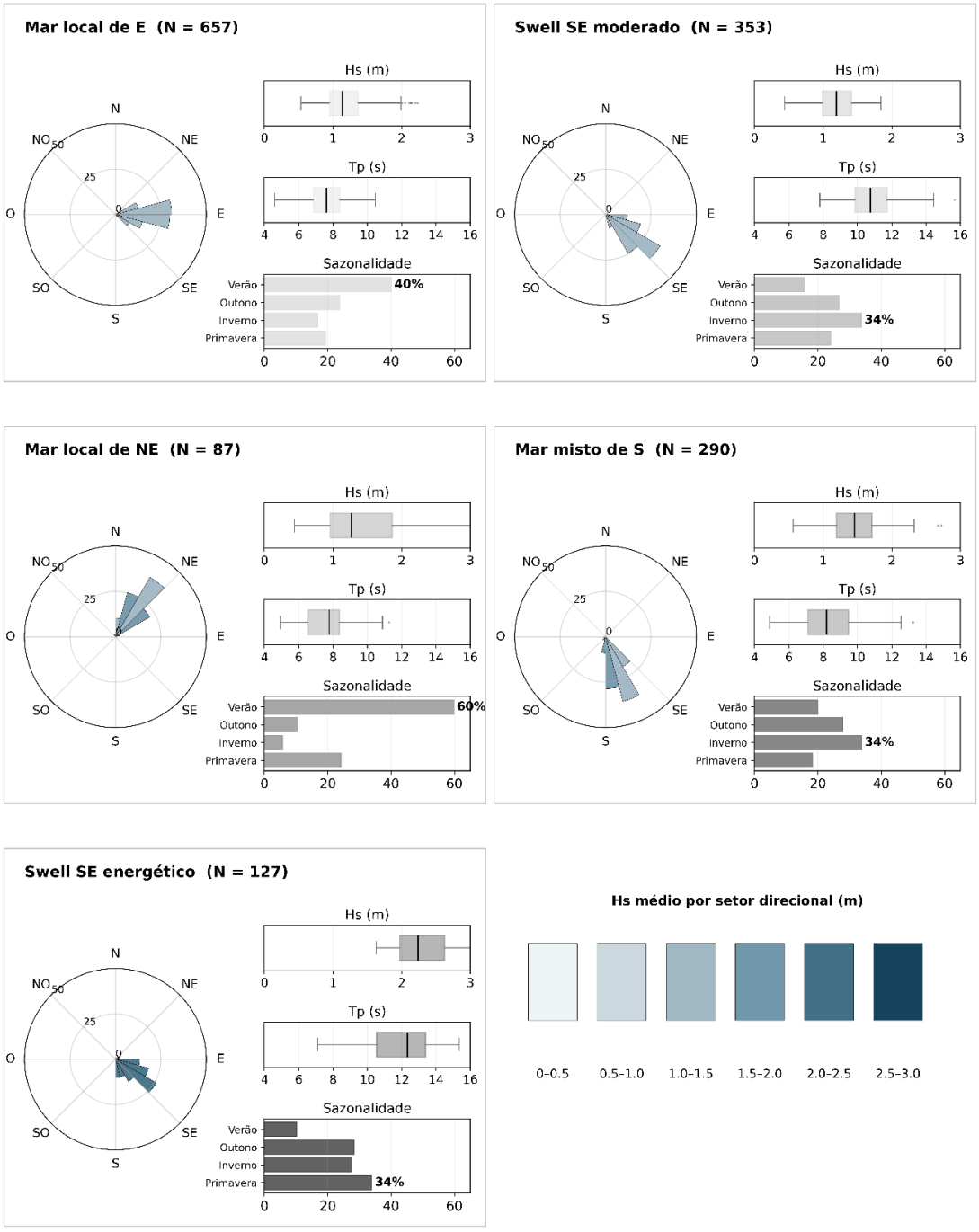


Figura X-7. Regimes de onda na boia RS-05, com distribuição direcional, variabilidade de Hs e Tp, e sazonalidade de ocorrência.

Os regimes de mar local na RS-05 incluem o mar de E, que mantém características semelhantes às observadas na RS-04, porém com maior energia (~1,17 m) e maior frequência de ocorrência no verão.

Os regimes de *swell* também apresentam composição relevante. O *Swell* de SE moderado ocorre principalmente no inverno, com Hs de cerca de 1,2 m e Tp intermediário (~10,8 s). O *Swell* de SE energético apresenta maior Hs (~2,38 m) e Tp longo (~12 s) e ocorre principalmente na primavera.

Por fim, o regime de Mar misto de S na RS-05 apresenta forte similaridade com o observado na RS-04, com direção bem definida no quadrante sul e período intermediário (~8 s), ocorrendo no inverno.

A Tabela X-4 resume a comparação entre os regimes de onda nas boias RS-04 e RS-05, evidenciando variações nos parâmetros de energia, período e direção associados a cada regime.

Tabela X-4. Tabela comparativa entre regimes de onda identificados (RS-04 vs RS-05).

Regime físico	RS-04 (Hs / Tp / Dir)	RS-05 (Hs / Tp / Dir)	Diferença principal
Mar local de E	~1.01 m / ~8.0 s / ~96°	~1.17 m / ~7.6 s / ~94°	RS-05 Hs maior
Mar local de NE	—	~1.45 m / ~7.7 s / ~33°	RS-04 Ausente
Swell SE (baixa/moderado)	~0.97 m / ~11.4 s / ~124°	~1.19 m / ~10.8 s / ~126°	RS-05 Hs maior
Swell SE energético	~2.05 m / ~12.2 s / ~141°	~2.38 m / ~11.8 s / ~126°	RS-05 Hs maior
Mar misto de SE	~1.06 m / ~8.2 s / ~132°	—	RS-05 Ausente
Mar misto de S	~1.21 m / ~9.2 s / ~169°	~1.47 m / ~8.3 s / ~165°	RS-05 Hs maior e Tp menor

A Figura X-8 apresenta a composição mensal dos regimes de onda nas boias RS-04 e RS-05, expressa em termos de porcentagem de ocorrência de cada regime ao longo do tempo, permitindo visualizar a contribuição relativa dos diferentes estados de mar em cada período analisado.

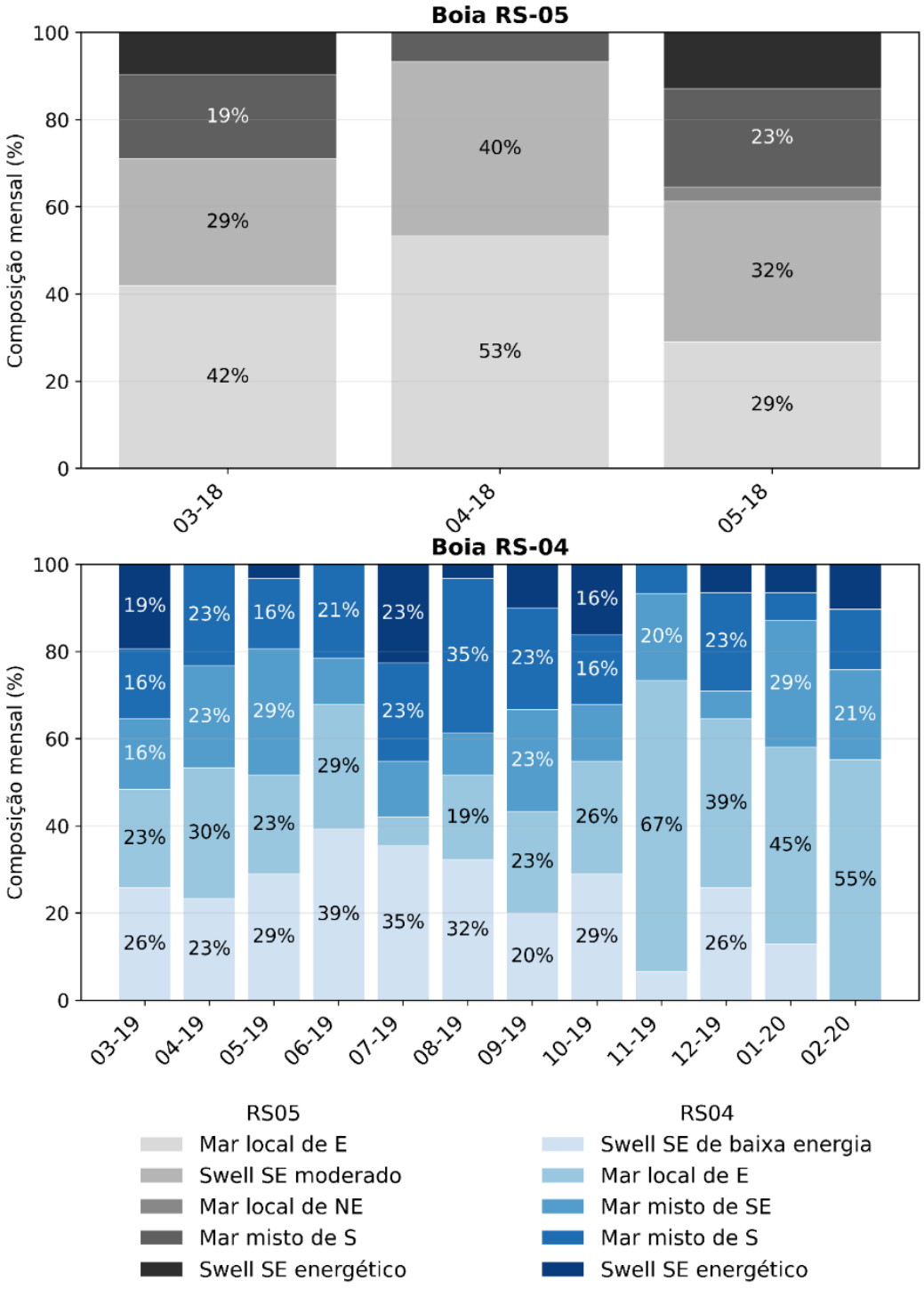


Figura X-8. Composição mensal dos regimes de onda nos meses analisados em saída de campo.

A principal similaridade entre março, abril e maio de 2018 (RS-05) e 2019 (RS-04), é a presença recorrente de três agrupamentos: (i) Mar local de E, (ii) *Swell* de SE e (iii) Mar misto de S. Esses três grupos aparecem ao longo dos meses, indicando que a dinâmica regional é controlada pela interação entre geração local por vento (E), propagação de *swell* (SE) e influência de sistemas frontais (S). Além disso, em maio — que representa uma transição mais avançada para o inverno — há, nos dois casos, aumento relativo da participação de mar misto de S e *Swell* SE com maior energia.

No entanto, as diferenças são mais marcantes na organização interna desses regimes, especialmente quando se compara março de 2018 (RS-05) com março de 2019 (RS-04). Na RS-05, o campo de ondas é claramente dominado pelo Mar local de E, indicando forte controle do vento local, ainda característico do final do verão.

Em contraste, na RS-04 essa dominância não se sustenta: o sistema aparece mais fragmentado, com participação comparável entre *swell* de baixa energia, mar local e regimes mistos. Essa diferença evidencia tanto a variabilidade interanual quanto a influência da transformação do campo de ondas ao longo da plataforma, sugerindo que, enquanto em águas mais profundas (RS-05) a resposta ainda é fortemente controlada pelo forçamento local de leste, na RS-04 já se observa maior contribuição de *swell* proveniente de SE, refletindo a modificação progressiva das condições de onda em direção à zona costeira.

Essa diferença se intensifica em abril. Na RS-05 (2018), o sistema é praticamente binário, dominado por Mar local de E e *Swell* SE moderado, com ausência quase total dos demais regimes. Já na RS-04 (2019), há uma

distribuição muito mais equilibrada entre múltiplos regimes, incluindo *swell* de baixa energia e estados mistos.

Em maio, embora ambos os conjuntos apresentem maior contribuição de regimes associados ao sul, a diferença persiste: na RS-05 (2018), ainda há presença relevante de *swell* moderado e energético, enquanto na RS-04 (2019) o sistema é dominado por S*well* SE de baixa energia e Mar misto de SE, com contribuição muito reduzida do regime energético.

Em junho de 2019, já no início do inverno, a RS-04 passa a ser dominada pelo *Swell* SE de baixa energia (39,3%) e pelo Mar local de E (28,6%), indicando consolidação de um regime mais influenciado por *swell*.

Esse comportamento é consistente, em termos gerais, com o padrão descrito por Pianca *et al.* [2010] para o setor sul da costa brasileira, embora com diferenças importantes de escala e resolução. O estudo de Pianca *et al.* [2010], baseado em reanálise do modelo WAVEWATCH III em águas profundas próximas à quebra da plataforma (profundidades >200 m), indica que, no outono, há predominância de ondas provenientes do quadrante sul (36,7%), com alturas entre 2–3 m e períodos de 10–12 s, além da ocorrência dos maiores eventos energéticos associados a essas direções.

Nos dados observacionais das boias, essa assinatura aparece de forma mais difusa e fragmentada, sendo representada principalmente pelos regimes de Mar misto de S e pelos estados de *swell* de SE, que incorporam a propagação dessas ondas após sua transformação ao longo da plataforma continental. A ausência de um regime puramente dominante de sul na RS-04 e RS-05 reflete, portanto, a modificação direcional e energética do campo de ondas durante a propagação em águas menos profundas.

Durante o inverno (julho a setembro de 2019 na RS-04), observa-se aumento da importância dos regimes associados ao quadrante sul, com destaque para o crescimento do *Swell* SE energético (22,6% em julho) e do Mar misto de S (até 35,5% em agosto), além de uma distribuição mais homogênea entre os regimes em setembro. Esse padrão é coerente com Pianca *et al.* [2010], que aponta dominância de ondas de S (30,2%) no inverno, com Hs entre 2–3 m e períodos de 10–12 s, bem como presença secundária de ondas de NE.

Nos meses de primavera e verão (outubro de 2019 a fevereiro de 2020), a RS-04 apresenta redução da influência dos regimes de sul e aumento progressivo do Mar local de E, que se torna dominante em novembro (66,7%) e permanece elevado ao longo do verão (≈39–55%). Esse comportamento também é demonstrado no estudo de Pianca *et al.* [2010], que indica maior frequência de ondas de NE e E no verão, com Hs entre 1–2 m e Tp mais curtos (6–8 s), típicos de geração local por vento. A presença desses regimes nas boias confirma a intensificação das forçantes locais nessa estação, devido a ação do anticiclone semi-fixo do Atlântico Sul gerando ventos de NE.

De forma geral, a análise evidencia que os padrões sazonais descritos por Pianca *et al.* [2010] — dominância de ondas de sul no inverno, maior variabilidade direcional no verão e presença de ondas de NE e E associadas ao forçamento local Em síntese, embora os períodos analisados compartilhem a mesma estrutura sazonal básica, eles diferem na forma como essa estrutura se manifesta: na RS-05, os regimes aparecem mais separados e bem definidos; na RS-04, há maior mistura entre estados, com redistribuição de energia e direção. Essa diferença não é apenas temporal (2018 vs. 2019), mas principalmente espacial, refletindo a transformação progressiva das ondas

desde águas mais profundas até a zona costeira e a interação entre forçantes locais e remotas ao longo da plataforma continental.

10.4. Variabilidade das condições antecedentes e sua expressão na estrutura vertical da coluna de lama

Os resultados mostram que a estrutura vertical da LF na plataforma interna de Cassino não pode ser explicada apenas pelas condições meteo-oceanográficas observadas no momento da amostragem, mas depende fundamentalmente da organização temporal do forçamento antecedente. Essa relação é evidente na distinção entre dois tipos de perfis densimétricos: os perfis progressivos (PD) e os e perfis não progressivos (NPD).

Os perfis PD são caracterizados por aumento contínuo de densidade com a profundidade. Já os perfis NPD apresentam estratificação interna, oscilações de densidade e múltiplas interfaces ao longo da coluna de lama. Essa diferença não representa apenas uma mudança na forma da curva densimétrica. Ela indica estados distintos da coluna de lama, com diferenças na organização vertical, na composição interna, na espessura do depósito e também na posição batimétrica em que esses depósitos ocorrem.

Em abril de 2019, um perfil densimétrico classificado como Depósito Consolidado Espesso (DCE) apresentou 1,25 m de espessura total e estrutura não progressiva bem definida (Figura X-9). A maior fração correspondeu à lama consolidada, com 0,74 m de espessura e densidade média de 1225 kg m^{-3}, seguida pela LF, com 0,43 m e densidade média de 1150 kg m^{-3}. O depósito estava localizado a aproximadamente 5 m de profundidade e apresentou dimensões estimadas de cerca de 200 m de largura por 155 m de

comprimento. No perfil batimétrico do transecto acústico, orientado do setor costeiro para o *offshore*, observa-se espessura expressiva de LF ao longo do trecho amostrado. Isso indica que o perfil NPD não foi coletado em uma feição pontual isolada, mas em um setor onde a lama integrava um depósito distribuído na antepraia.

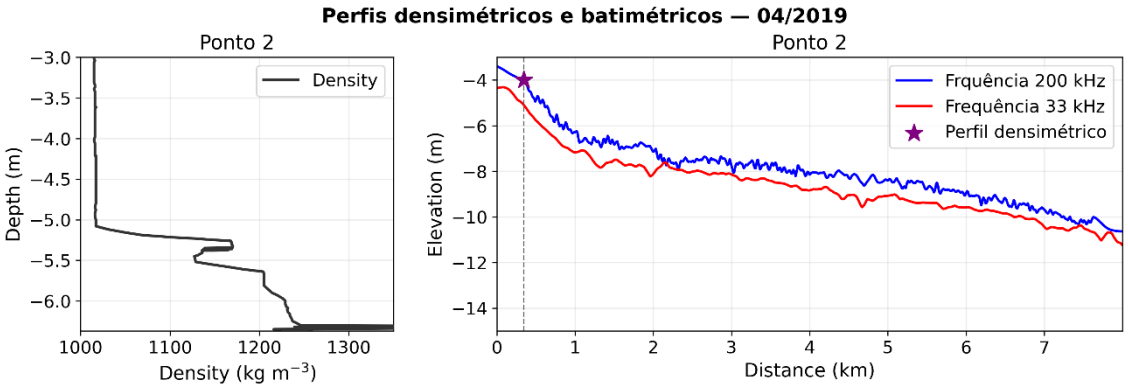


Figura X-9. Perfis densimétricos e registros batimétricos/acústicos referentes à campanha de abril de 2019. À esquerda, perfil vertical de densidade no ponto amostrado; à direita, transecto batimétrico obtido pelas frequências de 200 e 33 kHz, com indicação da posição onde foi coletado o perfil densimétrico.

Em novembro de 2019 também foram observados perfis classificados como NPD em diferentes profundidades (Figura X-10). O ponto 4 apresentou espessura total de 1,4 m. Desse total, 0,74 m corresponderam à LF, com densidade média de 1167 kg m^{-3}, e 0,7 m à lama consolidada, com densidade média de 1210 kg m^{-3}. O depósito apresentou dimensões de 760 m de largura por 727 m de comprimento e estava localizado em 9,7 m de profundidade. Esse caso representa um NPD situado em maior profundidade, associado a um depósito lateralmente extenso e com proporções semelhantes entre LF e lama consolidada.

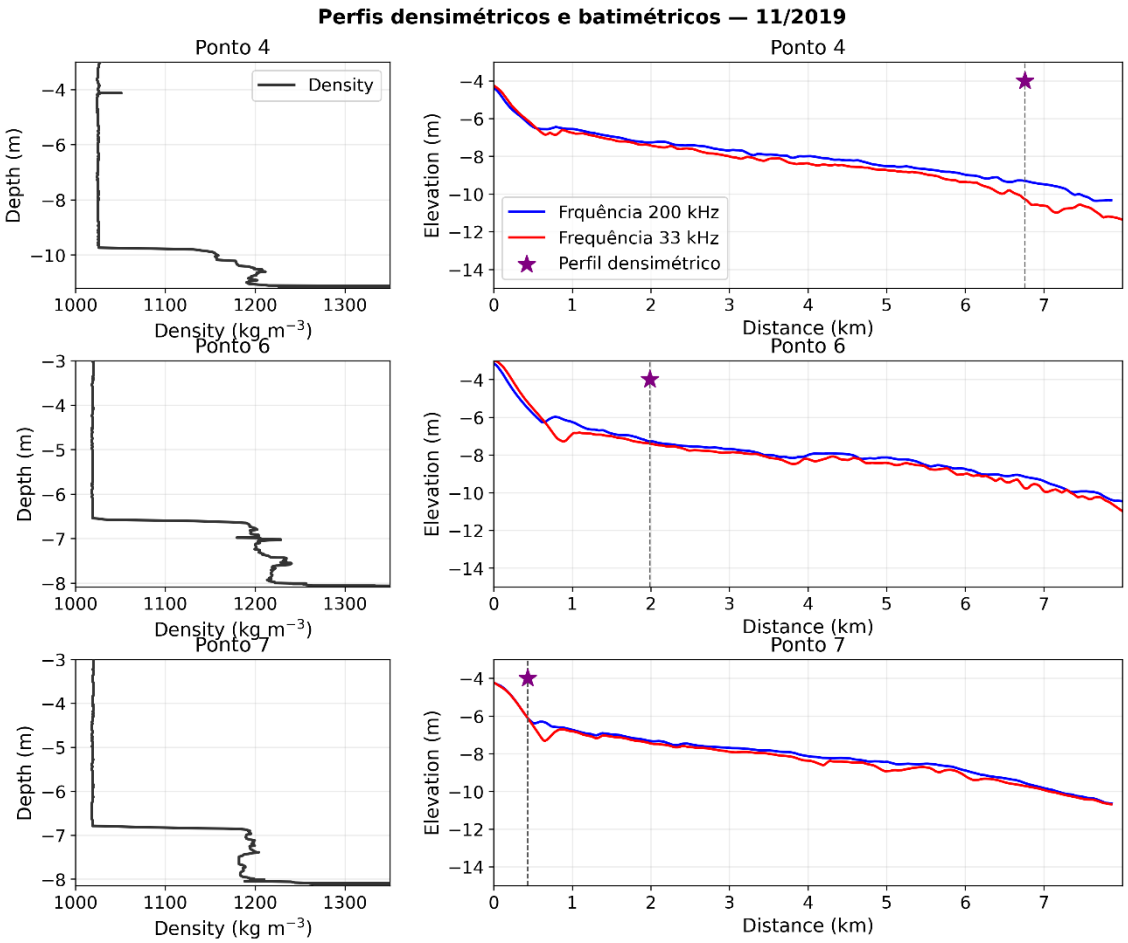


Figura X-10. Perfis densimétricos e registros batimétricos/acústicos referentes à campanha de novembro de 2019. Para cada ponto, são apresentados o perfil vertical de densidade e o transecto batimétrico correspondente, obtido pelas frequências de 200 e 33 kHz, com indicação da posição de coleta do perfil densimétrico.

No ponto 6, a espessura total foi de 1,4 m (Figura X-10). A fração de LF foi pequena, com 0,18 m de espessura e densidade média de 1180 kg m⁻³. A lama consolidada foi dominante, com 1,31 m de espessura e densidade média de 1227 kg m⁻³. O depósito estava localizado em aproximadamente 6,6 m de profundidade e apresentou cerca de 167 m de largura por 427 m de comprimento.

O ponto 7 apresentou um padrão diferente (Figura X-10). A espessura total de 1,3 m, mas a fração dominante foi LF. Essa fração apresentou 1,16 m de espessura e densidade média de 1190 kg m⁻³, enquanto a lama consolidada

apresentou apenas 0,15 m de espessura e densidade média de 1225 kg m^{-3}. O depósito apresentou dimensões de 445 m de largura por 185 m de comprimento e estava localizado em aproximadamente 6,8 m de profundidade. A comparação entre os pontos 6 e 7 (Figura X-10) mostra que perfis NPD podem ocorrer tanto em depósitos dominados por lama consolidada quanto em depósitos nos quais a LF representa a maior parte da espessura.

Essa variação é importante porque mostra que a classificação NPD não depende apenas da quantidade absoluta de LF. O aspecto central é a organização vertical do depósito. Um perfil pode ser não progressivo mesmo quando a lama consolidada domina a espessura total. Da mesma forma, um perfil pode ser NPD quando a fração fluida é dominante. Em ambos os casos, a característica comum é a presença de interfaces internas e oscilações de densidade, que indicam uma coluna de lama verticalmente segmentada.

A associação entre os tipos estruturais e geométricos dos perfis NPD está apresentada na Tabela X-5. Os perfis NPD não se distribuem de forma homogênea entre as combinações estrutura–geometria. Eles se concentram principalmente nas combinações que envolvem o agrupamento Depósito Consolidado e Espesso (DCE), sobretudo quando associado a depósitos extensos ou compactos rasos.

Tabela X-5. Frequência relativa de perfis NPD para cada combinação entre tipo estrutural e tipo geométrico, indicando a proporção de ocorrências NPD em relação ao total de perfis em cada combinação estrutura–geometria.

Tipo Estrutural	Tipo Geométrico	Número total	Número de NPD	Frequência NPD (%)
DCE	DMER	2	2	100
	DE	18	10	56
	DCR	37	11	30
DMM	DMER	1	1	100
	DE	12	1	8
	DLP	48	3	6

As maiores frequências relativas ocorrem nas combinações DCE–DMER e DMM–DMER, ambas com 100% de NPD. No entanto, esses valores devem ser interpretados com cautela, porque correspondem a um baixo número de casos. Assim, essas combinações indicam ocorrências extremas associadas a depósitos muito extensos e rasos, mas não constituem evidência suficiente de um padrão geral.

Entre as combinações com maior representatividade amostral, destaca-se DCE–DE, com 55,6% de perfis NPD (n = 18), seguida por DCE–DCR, com 29,7% (n = 37). Esses resultados indicam que os perfis NPD estão mais fortemente associados a depósitos consolidados e espessos quando estes ocorrem em geometrias extensas ou compactas rasas. Essa associação é coerente com os exemplos de abril e novembro de 2019, nos quais os perfis NPD ocorreram em depósitos com espessura total superior a 1 m e com dimensões laterais que variaram de 220 a 780 m.

As combinações envolvendo DMM apresentam frequências baixas de NPD. Os valores foram restritos a DMM–DE, com 8,3% (n = 12), e DMM–DLP, com 6,3% (n = 48). Isso indica que o DMM, embora amplamente distribuído entre as classes geométricas, não constitui uma condição preferencial para a ocorrência de perfis NPD.

Em conjunto, esses resultados indicam que os perfis NPD estão mais relacionados a depósitos estruturalmente espessos, especialmente em geometrias extensas ou compactas rasas, do que a estados mais fluidos ou a depósitos consolidados de pequena espessura.

Os depósitos mostrados anteriormente, assim como outros coletados em dezembro de 2019 e janeiro de 2020, pertencem ao grupo Depósito

Consolidado Espesso (DCE). Eles foram classificados nas categorias Depósito Extenso (DE) ou Depósito Compacto Raso (DCR). Os perfis coletados em de janeiro de 2020 fazem parte do grupo DMER, que apresentou 39,8 km² de área. Portanto, a ocorrência de NPD não está restrita a uma única configuração geométrica. Ela aparece preferencialmente em depósitos espessos, mas com variações importantes na proporção entre LF e lama consolidada.

Essa característica sugere que a não progressividade do perfil não depende apenas da espessura absoluta da LF. Ela depende da forma como as frações internas se organizam verticalmente dentro do depósito. Nesse ponto, uma variável adicional deve ser considerada: o tempo decorrido após a deposição. Depósito mais fluidos tendem a representar uma deposição mais recente em relação ao momento da coleta. Depósitos mais consolidados, por outro lado, indicam maior tempo de permanência e adensamento.

Com base nisso, os perfis NPD podem estar associados a duas hipóteses de formação. A primeira hipótese envolve a deposição em pulsos. Nesse caso, uma primeira camada de lama é depositada e inicia o processo de consolidação. Em seguida, uma nova camada é depositada acima dela. Se a coleta ocorre pouco tempo depois desse segundo pulso, a camada superior ainda apresenta maior conteúdo de água e distribuição heterogênea de densidade. Essa sobreposição de camadas com tempos distintos de deposição pode gerar um perfil não progressivo.

A segunda hipótese envolve um único evento de deposição, capaz de formar uma espessura expressiva de lama. Após a deposição, o depósito inicia o processo de consolidação. No entanto, a ação hidrodinâmica local pode fluidizar as camadas superficiais ou reorganizar internamente a coluna de

lama. Nesse caso, a estrutura NPD resulta da modificação posterior de um depósito inicialmente mais contínuo.

Assim, os dois mecanismos propostos podem atuar simultaneamente ou, eventualmente, não representar de forma completa o processo responsável pela formação dos perfis NPD. Essas hipóteses derivam de uma avaliação empírica dos dados disponíveis e devem ser tratadas como interpretações preliminares, que necessitam de informações adicionais para serem corroboradas. Mesmo com essa limitação, elas reforçam que a estrutura NPD depende de uma sequência temporal de processos, incluindo deposição, consolidação, possível retrabalhamento e reorganização vertical. Portanto, a análise das condições antecedentes é necessária para interpretar o contexto em que esses perfis se formam.

A ocorrência desses perfis está consistentemente associada à sequência temporal do vento. Perfis NPD são observados quando a amostragem ocorre logo após eventos persistentes de vento de NE, com duração de dois a três dias, seguidos por uma transição direcional preferencialmente para os quadrantes S. Esse padrão é explicado pela atuação combinada do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), responsável pela persistência dos ventos de NE, e da aproximação de sistemas de origem polar, cuja interação promove um período de ajuste sinóptico e favorece a mudança para ventos de S e SO.

O mecanismo hidrodinâmico associado a essa sequência envolve a reorganização da corrente transversal (Figura X-11). Em condições de vento de NE, a estrutura observada em campo indica deslocamento superficial da água em direção *offshore*. Ao mesmo tempo, ocorre uma compensação em

meia água e próximo ao fundo em direção *onshore*. Esse padrão favorece o transporte de material mais denso junto ao fundo para setores mais rasos da antepraia, enquanto a camada superficial responde em sentido oposto.

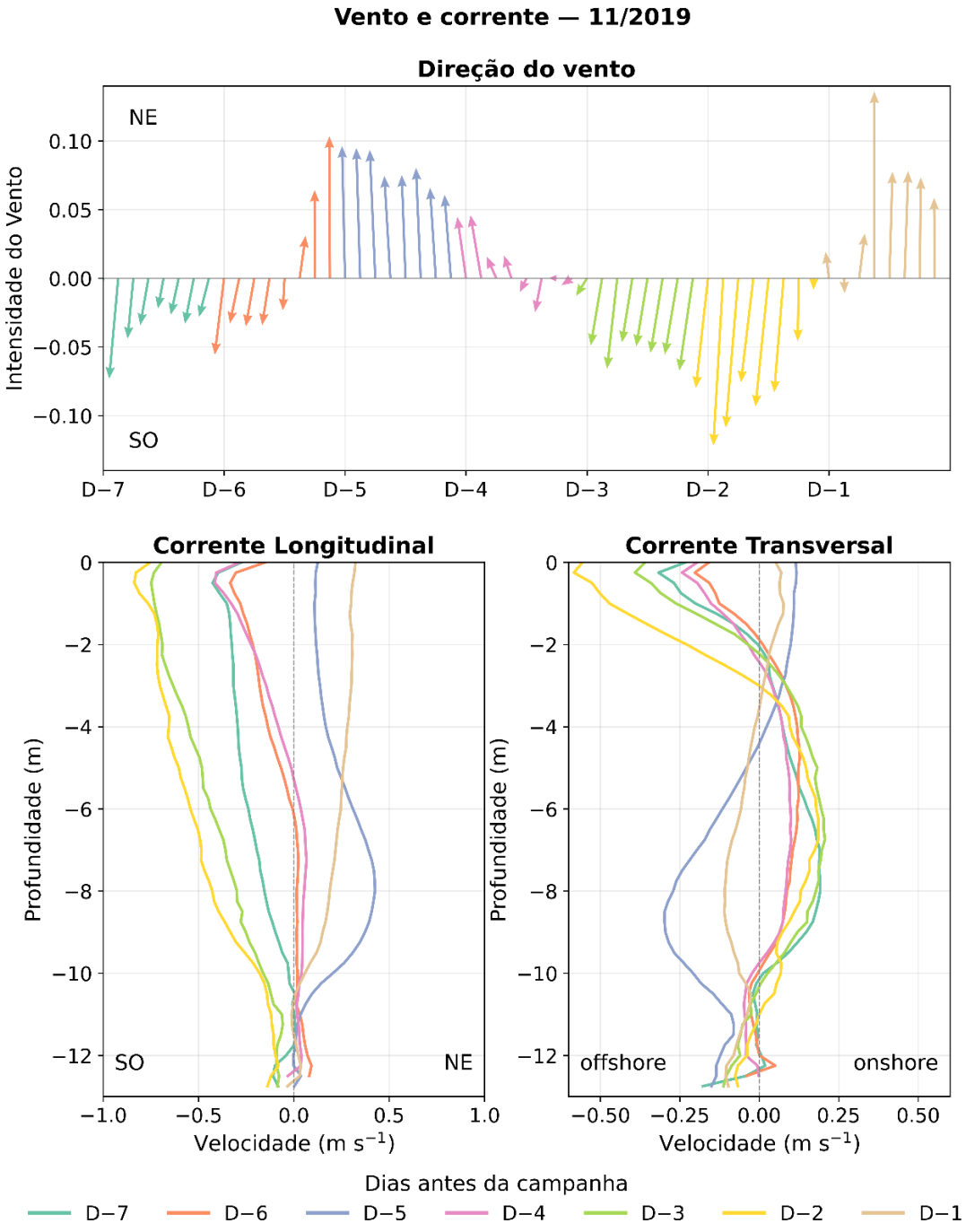


Figura X-11. Direção e intensidade do vento e perfis verticais de corrente na semana anterior à campanha de novembro de 2019. O painel superior apresenta a variação temporal da direção e intensidade do vento; os painéis inferiores mostram os perfis de corrente longitudinal e transversal para os dias antecedentes à coleta.

Quando o vento passa para o quadrante sul, a estrutura transversal tende a se inverter. A corrente superficial passa a ter direção *onshore*, enquanto as camadas intermediárias e profundas apresentam componente *offshore*. A intensidade dessa resposta não depende apenas da direção do vento. Ela também depende da magnitude do vento e do tempo durante o qual ele permanece atuando sobre a plataforma interna.

Em contraste, perfis PD tendem a ocorrer quando os eventos de NE são menos persistentes ou quando as mudanças direcionais permanecem mais restritas à variabilidade associada ao próprio ASAS. Nesses casos, há frequentemente contribuição dos quadrantes O e NO, além de um intervalo maior entre a transição e a amostragem. Esse padrão indica que dois fatores são importantes para a organização vertical da lama: a direção da transição do vento e o tempo decorrido desde essa mudança.

Essa relação reflete a resposta hidrodinâmica da plataforma interna. A circulação ajusta-se rapidamente às mudanças no vento. As transições direcionais reorganizam o escoamento, produzem reversões ao longo da costa e alteram a estrutura vertical da corrente. Com isso, o cisalhamento entre camadas pode aumentar. Esse aumento modifica o balanço entre mistura turbulenta e estratificação, favorecendo a formação de heterogeneidade vertical.

Quando a reversão do vento ocorre pouco antes da coleta, a coluna de lama pode registrar esse ajuste como uma estrutura ainda não estabilizada. Nessa condição, interfaces internas e oscilações de densidade permanecem preservadas. Quando há mais tempo entre a transição atmosférica e a

amostragem, a coluna tende a se reorganizar em uma estrutura mais contínua. Esse segundo caso é mais compatível com os perfis PD.

Durante esse período de ajuste, a coluna de lama pode apresentar interfaces internas mais definidas e estruturas segmentadas. Com o passar do tempo, essas estruturas tendem a se reorganizar gradualmente em perfis mais contínuos. Nesse sentido, os perfis NPD representam uma condição intermediária entre deposição, mistura, adensamento e reorganização vertical. Os perfis PD indicam uma coluna mais ajustada após a redistribuição interna da lama.

Nesse contexto, os perfis NPD são interpretados como estados transitórios da coluna de lama, associados a fases recentes de ajuste sinóptico e hidrodinâmico. Os perfis PD representam condições mais estabilizadas após a reorganização vertical. Esse comportamento é sintetizado no terceiro artigo científico desta tese (Cap. IX), por meio de um modelo conceitual apresentado no item 7.3. Nesse modelo, a estrutura da lama resulta da sequência entre persistência do vento, mudança direcional e o tempo de resposta do sistema.

A estrutura vertical também controla diretamente a resposta acústica. Perfis com estratificação interna tendem a gerar múltiplos refletores ao longo da coluna água-lama. Isso pode produzir respostas ambíguas e dificultar a detecção da espessura real do depósito. Nesses casos, a estimativa da espessura da lama a partir de dados acústicos torna-se mais incerta, não apenas por limitações instrumentais, mas pela própria organização física da coluna. Essa limitação é particularmente relevante em depósitos NPD. As oscilações internas de densidade podem produzir interfaces acústicas adicionais que não correspondem necessariamente ao limite inferior do

depósito. Assim, a resposta acústica pode registrar descontinuidades internas da lama, e não apenas a base real do depósito, gerando erros associados a espessura do depósito de lama.

A sazonalidade influencia o contexto geral, pois modula a frequência dos regimes atmosféricos. No entanto, o tipo de perfil observado parece ser controlado principalmente pelas condições dos dias que antecedem a amostragem. Nesse sentido, o índice de favorabilidade desenvolvido neste estudo deve ser interpretado como uma ferramenta diagnóstica. Ele é útil para identificar períodos em que são mais prováveis condições associadas a perfis PD ou a estados transitórios semelhantes aos perfis NPD.

Do ponto de vista operacional, esses resultados indicam que períodos associados a maior incerteza acústica não devem ser apenas evitados, - eles também podem ser estratégicos para investigação. Campanhas realizadas durante as fases de ajuste podem permitir a observação de estados transitórios da coluna de lama e contribuir para a compreensão dos processos que controlam sua reorganização vertical.

Assim, a variabilidade antecedente do vento não atua apenas como contexto externo da amostragem. Ela faz parte do mecanismo que controla a posição, a espessura, a composição interna e a detectabilidade acústica dos depósitos de LF na antepraia do Cassino.

10.5. Da antepraia à praia: a trajetória da lama fluida

O modelo conceitual proposto sintetiza a trajetória da LF desde sua acumulação submersa na antepraia até sua eventual migração para a face de praia e o pós-praia, seguida pelo retorno gradual do sistema à condição

arenosa. A proposta integra os resultados desta tese aos modelos anteriores de Pereira *et al.* [2011] e Oliveira *et al*. [2020], mas desloca o foco para uma etapa ainda pouco detalhada: a acumulação e a reorganização da lama na antepraia antes de sua expressão emersa.

Essa ênfase é sustentada pelo monitoramento realizado. Nas doze campanhas, houve registro de LF em alguma porção da área de estudo, enquanto a migração para a praia foi observada em apenas dois meses. Assim, o acúmulo submerso na antepraia mostrou-se mais recorrente do que o transporte efetivo para a região emersa. Nesse contexto, a antepraia deve ser interpretada não apenas como uma zona de passagem do material fino, mas como um compartimento temporário de armazenamento e reorganização, onde a lama pode permanecer submersa, estratificar-se e modificar seu estado físico antes de alcançar a zona de arrebentação ou a face de praia.

Os mapeamentos indicam que a LF se distribui em depósitos descontínuos ao longo da área de estudo (**Figura X-12Figure VII-8**). Dois setores de acumulação foram mais recorrentes: um setor centro-sul, entre 4 e 8 m de profundidade, onde os depósitos tendem a ser mais rasos, alongados longitudinalmente à costa e, em alguns casos, interconectados; e um setor central, entre 10 e 12 m, onde ocorrem corpos mais descontínuos e com orientação transversal à costa.

A área dos depósitos variou desde manchas inferiores a 1 km² até corpos extensos, superiores a 12 km², com máxima cobertura estimada de 39,8 km². Essa variabilidade indica que a lama pode ocorrer tanto como acúmulos efêmeros quanto como bancos mais amplos e persistentes.

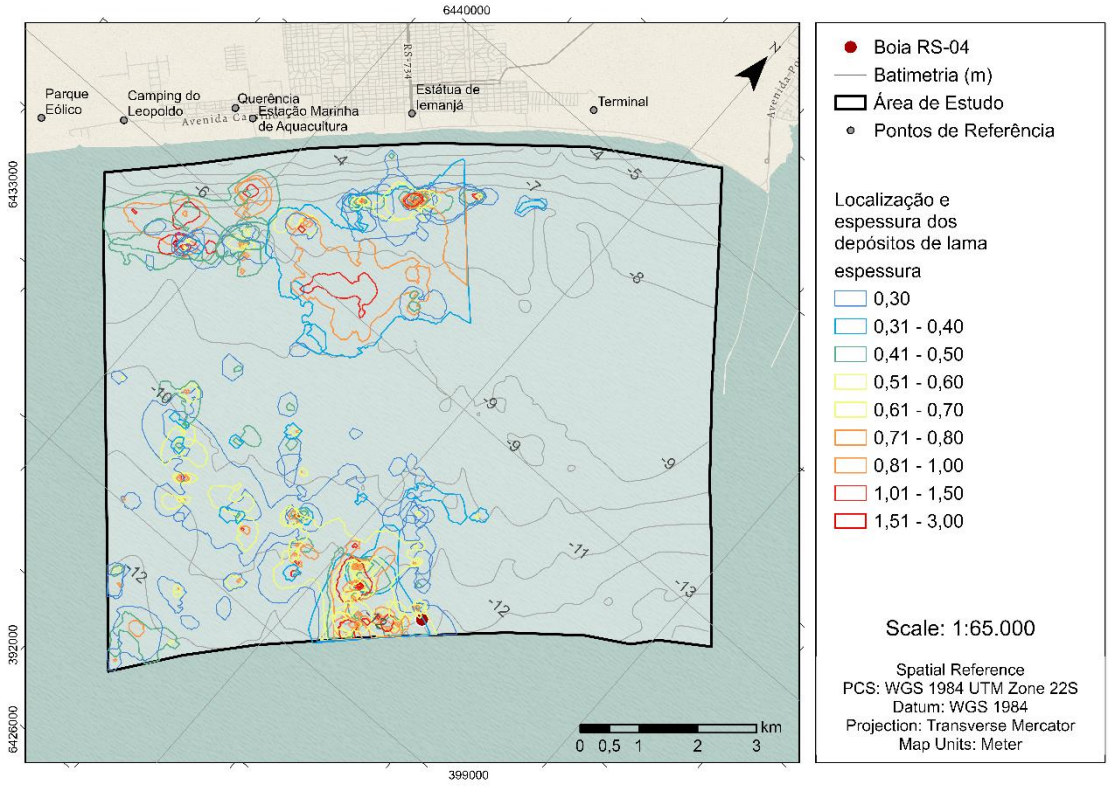


Figura X-12. Distribuição espacial dos depósitos de lama identificados na área de estudo, classificados por faixas de espessura. As isolinhas indicam a batimetria local, e a boia RS-04 é indicada como referência meteo-oceanográfica.

Embora os acúmulos tenham sido registrados entre 3 e 12 m de profundidade, o modelo-síntese enfatiza a faixa de 4 a 7 m, onde a deposição foi mais consistente. Essa faixa não representa um limite fixo de ocorrência, mas uma zona preferencial de retenção e reorganização, compatível com registros anteriores de LF próximos à isóbata de 6 m [Holland *et al.* 2009] e de depósitos até cerca de 9 m, incluindo um banco lamoso linear entre 3 e 6 m [Colleoni 2016]. Assim, a faixa de 4–7 m representa uma zona recorrente de armazenamento submerso em menor profundidade, potencialmente mais suscetível à remobilização e ao transporte em direção à zona de arrebentação.

A primeira etapa do modelo conceitual representa a acumulação inicial da LF nessa faixa batimétrica sob condições associadas ao vento de NE

persistente, com duração igual ou superior a dois dias (Figura X-13a). Esse padrão induz uma circulação transversal com escoamento superficial para *offshore* e corrente de compensação em meia água e junto ao fundo para *onshore* (Figura X-11) [Costa 2009; Cruz & Schettini 2025]. Na presença de sedimento fino disponível — possivelmente fornecido pela pluma em suspensão do estuário da Lagoa dos Patos e/ou por material associado à dragagem do canal de acesso do Porto de Rio Grande — essa corrente pode transportar partículas finas para menores profundidades, como suspensão diluída, suspensão concentrada em níveis intermediários ou fluxo de densidade junto ao fundo [Calliari & Fachin 1993; Calliari *et al.* 2020; Mirlean *et al*. 2020].

A morfologia dissipativa e de baixo gradiente da praia do Cassino fornece o contexto geomorfológico desse processo. Entre as isóbatas de 12 e 7 m, o perfil mantém declividade muito baixa, entre 0 e 0,1°, ao longo de aproximadamente 7.340 m. Entre 7 e 3 m, a declividade aumenta para cerca de 0,5° em apenas 500 m, marcando uma mudança morfológica em direção à porção interna da antepraia.

Nesse contexto, o acúmulo preferencial entre 4 e 7 m pode resultar da interação entre disponibilidade de sedimento fino, circulação transversal induzida pelo vento de NE e morfologia da antepraia. A corrente de compensação próxima ao fundo transporta material fino em direção à costa, mas, em profundidades menores, a circulação vertical torna-se limitada e o fluxo tende a se orientar para *offshore*. Essa transição cria uma zona de menor velocidade próxima ao aumento de declividade do perfil batimétrico aumenta, reduzindo o transporte de fundo para a costa e favorecendo a deposição (Figura X-13a).

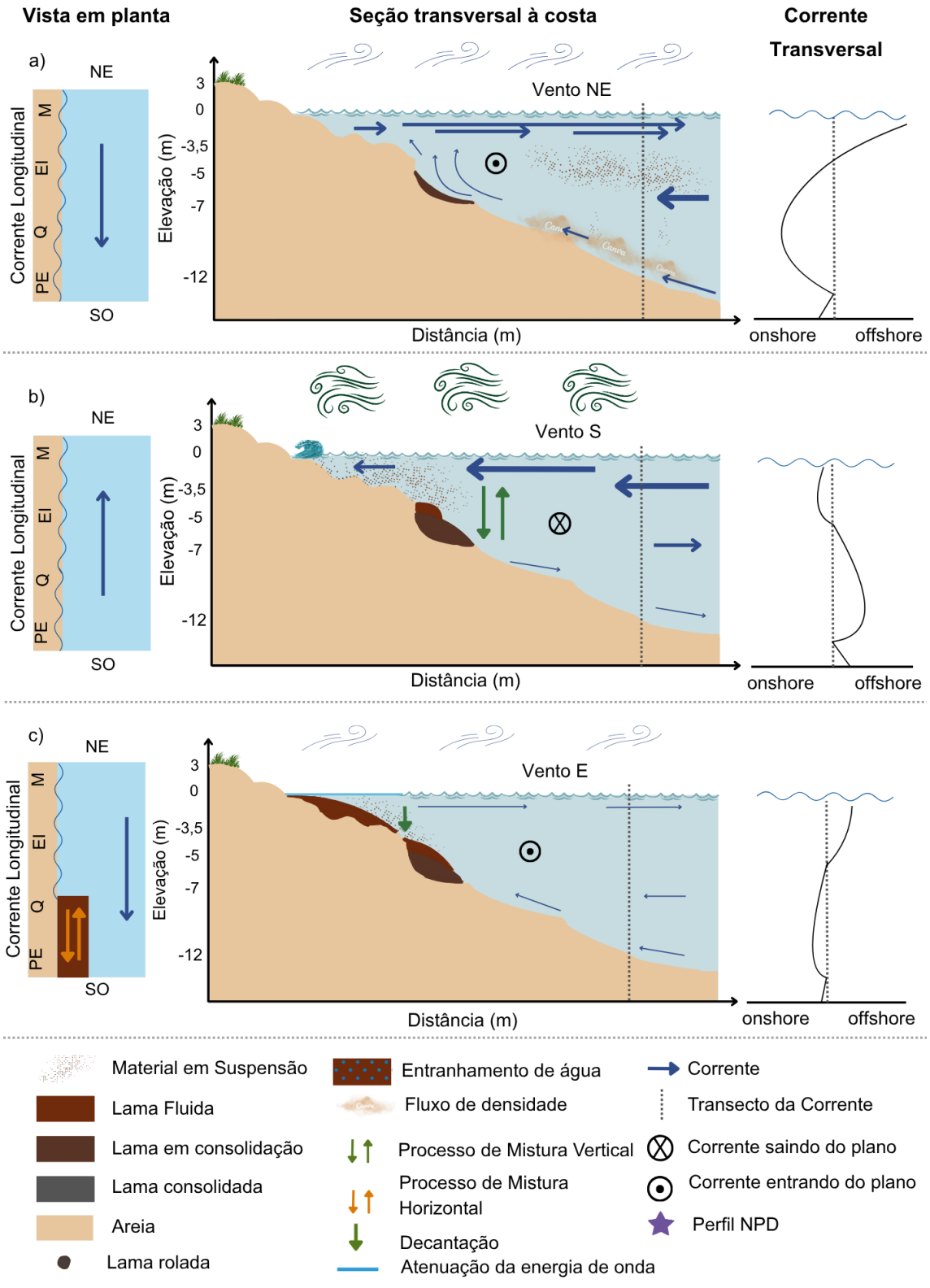


Figura X-13. Modelo conceitual das etapas iniciais de acumulação e reorganização da lama fluida na antepraia. Os painéis representam a distribuição longitudinal e transversal da lama entre os setores do Parque Eólico (PE), Querência (Q), Estátua de Iemanjá (EI) e Molhes (M), considerando a direção da corrente longitudinal, a estrutura da corrente transversal e os processos associados ao transporte em suspensão, fluxo de densidade, decantação, mistura vertical e horizontal,

entranhamento de água e atenuação da energia de onda. O modelo descreve a deposição inicial de sedimento fino sob vento de NE, a remobilização associada à mudança para ventos do quadrante sul e a reorganização posterior do depósito em menores profundidades.

Esse processo é coerente com a deposição de lama em condições de baixa energia relativa, embora a silte e argila também possa ocorrer sob velocidades moderadas quando ingressam na subcamada viscosa próxima ao fundo, onde o fluxo é menos turbulento [Calliari & Fachin 1993; Drake 1976; Einstein & Krone 1962]. Assim, a mudança de declividade atua como uma barreira morfológica parcial, favorecendo o trapeamento do material fino no talude da antepraia. Como a lama recém-depositada apresenta alto conteúdo de água e baixo grau de consolidação, ela permanece suscetível à ressuspensão, retrabalhamento e reorganização vertical. Quando a deposição ocorre em pulsos, o depósito pode desenvolver camadas com diferentes tempos de deposição e distintos estágios de consolidação.

Após a deposição inicial na antepraia, a LF pode ser redistribuída ao longo da faixa batimétrica preferencial e acumular-se nas cavas dos bancos arenosos. Os mapas de espessura indicam que esse espalhamento não ocorre de forma aleatória, mas tende a formar bancos alongados paralelamente à costa, sobretudo entre 4 e 7 m de profundidade (Figure VII-8). Esse padrão sugere a atuação da corrente longitudinal, cuja direção alterna frequentemente em resposta à variabilidade dos ventos de NE e SO, redistribuindo a lama ao longo da costa como suspensão diluída, suspensão concentrada ou fluxo de densidade. Depósitos mais fluidos são mais facilmente transportados, enquanto depósitos mais consolidados tendem a permanecer mais estáveis. O depósito

tende a se concentrar entre a Querência e o Parque Eólico, mas pode alcançar a região centro-norte do Balneário (Figura X-13c).

A mudança do vento para o quadrante sul representa uma nova etapa do modelo, pois tende a inverter a estrutura da circulação transversal (Figura X-13b). Sob essa condição, a corrente superficial passa a ter componente *onshore*, favorecendo o empilhamento de água junto à costa, enquanto as camadas intermediárias e profundas tendem a apresentar componente offshore. Essa inversão modifica as condições de estabilidade do depósito previamente acumulado na antepraia e pode favorecer sua redistribuição em direção às cavas dos bancos arenosos.

Quando essa mudança de vento está associada à passagem de sistemas frontais, o aumento da altura significativa de onda intensifica a mistura vertical sobre depósitos acumulados em baixa profundidade, especialmente entre 4 e 7 m. Dependendo do grau de adensamento da lama, a ação combinada de ondas e correntes pode fluidizar a camada superficial do depósito, ressuspender parte do material e redistribuí-lo pela circulação transversal e longitudinal.

Essa etapa representa o elo entre a reorganização submersa observada nesta tese e os eventos de lama na praia descritos na literatura regional. Machado [2013] demonstrou que a manifestação da lama na zona de arrebentação e na face de praia está associada a estados de mar mais energéticos, geralmente vinculados a sistemas atmosféricos intensos. Os resultados desta tese acrescentam uma etapa anterior a esse processo: antes da migração emersa, mudanças no regime de vento e ondas podem

reorganizar a estrutura vertical do depósito submerso, aumentando sua suscetibilidade à fluidização, à ressuspensão parcial e ao transporte.

Após a dissipação do sistema atmosférico, a redução da intensidade dos ventos e da energia de onda favorece a decantação do material fino que permaneceu em suspensão (Figura X-13c). Parte desse material pode ser exportada para maiores profundidades pela circulação residual ou por componentes *offshore* da corrente transversal. No entanto, o modelo conceitual enfatiza o caminho em que o sedimento fino permanece no sistema antepraia–praia e volta a decantar em zonas de menor energia, como as cavas dos bancos arenosos, onde a lama pode formar novos acúmulos ou espessar depósitos previamente existentes. Desse modo, a remobilização associada a eventos mais energéticos não implica necessariamente exportação definitiva do material, mas pode resultar em redistribuição interna da lama na antepraia.

Uma vez depositada, a interação entre a lama e o campo de ondas pode reduzir a energia incidente por dissipação interna na interface água-lama, levando à atenuação da altura de onda. Na região do Cassino, esse efeito já foi observado, reduzindo a altura de onda na ordem de 40 a 90% [Vinzon *et al.* 2009; Rocha 2010; Pereira *et al.* 2011].

A atenuação da energia de onda não deve ser interpretada apenas como efeito passivo da presença da lama. A tensão cíclica induzida pelas ondas pode causar deformação, liquefação parcial e dissipação interna na interface água–lama. Assim, o mesmo processo que reduz a energia das ondas também pode modificar o estado físico da lama, alterando sua densidade, seu grau de consolidação e sua suscetibilidade à remobilização [Jiang & Zhao 1989; Winterwerp *et al.* 2007; Vinzon *et al.* 2009; Rocha 2010; Pereira *et al.* 2011].

Essa retroalimentação ajuda a explicar por que o depósito pode, em determinados momentos, favorecer sua própria permanência e, em outros, tornar-se disponível para redistribuição.

A etapa seguinte do modelo representa justamente essa mudança de regime hidrodinâmico, associada à atuação de um sistema frontal com vento de SO mais intenso (Figura X-14d). Nessa condição, o aumento da energia de onda e a intensificação das correntes podem superar parcialmente o efeito amortecedor da lama, remobilizando depósitos previamente acumulados nas cavas dos bancos arenosos e transportando-os em direção à zona de arrebentação e à faixa de praia. Esse processo é compatível com registros anteriores na região, nos quais episódios de maior energia de ondas, associados ou não a ressacas, transportaram grandes quantidades de lama para a praia [Calliari & Fachin 1993].

Quando o evento é suficientemente energético, a lama pode alcançar a face de praia, formando acúmulos expressivos na zona emersa. A partir desse ponto, o modelo proposto converge com os modelos anteriores baseados em observações diretas da lama na zona de arrebentação e na face de praia. Pereira *et al*. [2011] registraram LF na zona de arrebentação ao longo de aproximadamente 5 km de extensão longitudinal. Após o primeiro dia de deposição, o depósito começou a migrar ao longo da costa, com deslocamento estimado de cerca de 1,5 km para sul, indicado pelo aumento das concentrações de material em suspensão na borda sul e pela redução na borda norte. No oitavo dia, as menores concentrações foram registradas após a decantação da lama.

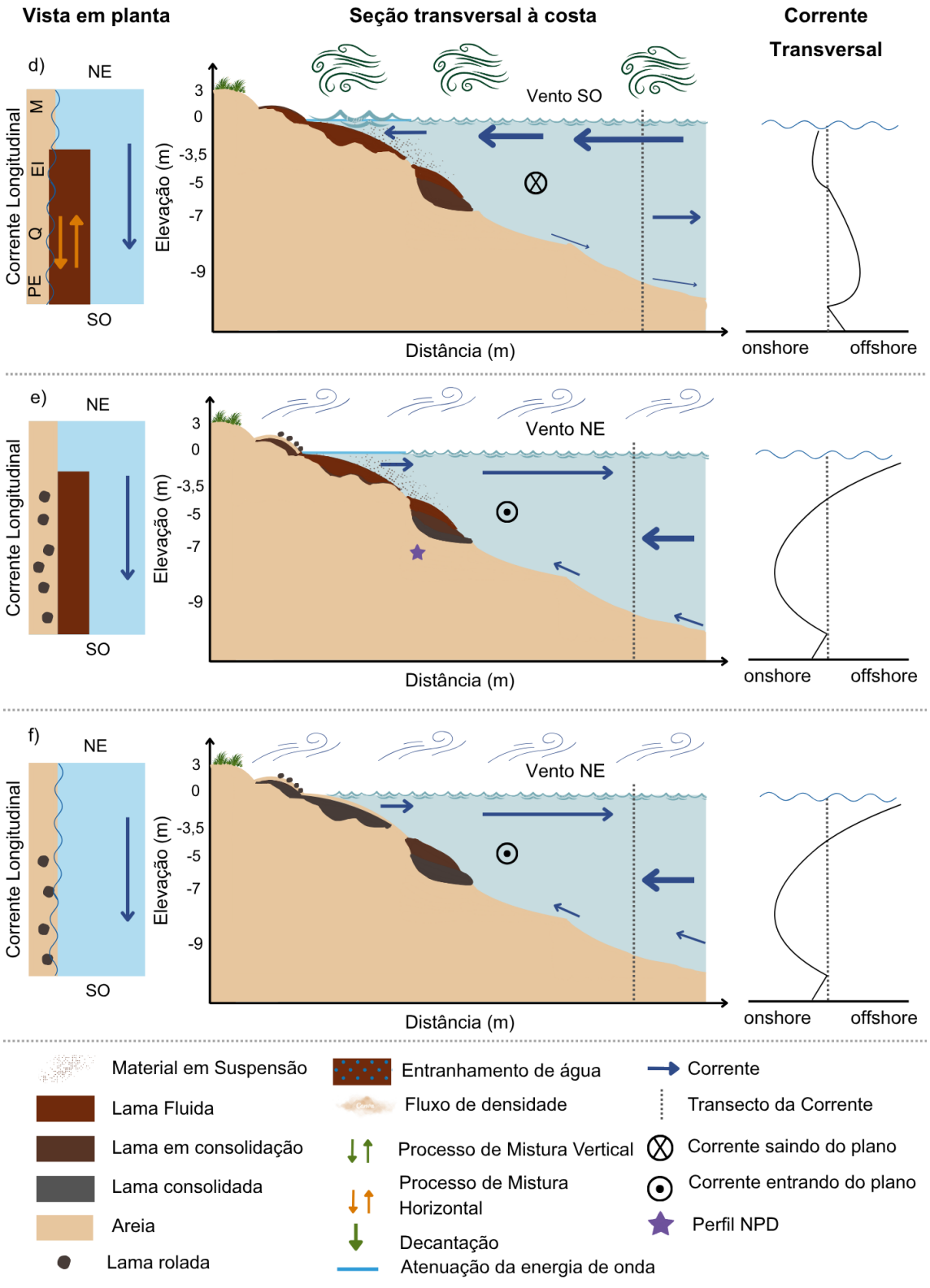


Figura X-14. Continuação do modelo conceitual, representando as etapas posteriores de remobilização, deslocamento e redistribuição da lama fluida em direção à face de praia e ao pós-praia. Os painéis mostram a posição relativa da lama entre os setores do Parque Eólico (PE), Querência (Q), Estátua de Iemanjá (EI) e Molhes (M), em vista em planta e seção transversal à costa, juntamente com a direção da corrente longitudinal, a estrutura da corrente transversal e os processos de mistura,

entranhamento de água, transporte por fluxo de densidade, decantação, atenuação da energia de onda, formação de lama rolada e recobrimento por areia. O modelo descreve a chegada da lama à zona emersa, seu retrabalhamento e o retorno gradual à condição arenosa.

O material coletado durante esse evento apresentou ampla variabilidade composicional e densimétrica, com conteúdo orgânico entre 21% e quase 89%, conteúdo inorgânico entre 11% e 79% e densidade entre 1030 e 1450 kg m^{-3}, abrangendo desde valores próximos aos da água salgada até valores compatíveis com LF. Essa variabilidade reforça que a lama transportada para a zona de arrebentação não constitui um material homogêneo, mas uma mistura em diferentes estados físicos, coerente com os processos de deformação, fluidização, ressuspensão e decantação descritos no modelo.

Durante eventos de maior energia, portanto, a eficiência da atenuação por lama pode ser reduzida. Mesmo áreas previamente protegidas pela presença do depósito podem ser retrabalhadas, parcialmente erodidas e redepositadas em posições mais rasas. Esse processo contribui para a reorganização espacial da lama e para mudanças em sua estrutura interna, conectando a dinâmica submersa da antepraia à manifestação emersa observada na praia.

Os eventos frontais intensos podem modificar a camada superior dos depósitos trapeados na antepraia pode ser modificada pela ação combinada de ondas e correntes (Figura X-14e). Esse retrabalhamento pode fluidizar a porção superficial da lama, promover entranhamento de água e gerar uma estrutura vertical heterogênea. Esse processo é compatível com a formação de perfis NPD, nos quais a coluna de lama apresenta oscilações internas de densidade e interfaces que não correspondem a uma transição vertical simples.

Quando parte desse material alcança a face de praia e o pós-praia, a lama passa a responder também a processos subaéreos (Figura X-14e). Com o tempo, o depósito perde água para a atmosfera e inicia o adensamento. Em deposições mais espessas, a camada superficial pode ressecar e formar gretas, enquanto a lama abaixo permanece fluida. Essa condição cria uma aparente resistência superficial, embora o interior do depósito ainda possa apresentar baixa consistência.

À medida que a lama ganha consistência, o retrabalhamento por ondas pode formar bolas de lama (Figura X-14e-f). Essas feições resultam da erosão e do transporte de lama parcialmente consolidada, que adquire forma arredondada ou cilíndrica e pode incorporar areia fina. Sua presença indica um estágio mais avançado do depósito, no qual a lama já passou por adensamento, perdeu parte do conteúdo de água e foi retrabalhada pela ação das ondas.

Com a continuidade do retrabalhamento e a redução da disponibilidade de LF na superfície, o sistema praial tende a se restabelecer gradualmente (Figura X 14f). A areia volta a recobrir a superfície, enquanto a lama remanescente submersa tende a ganhar densidade sob condições ambientais mais calmas. Esse processo pode produzir camadas de lama intercaladas com areia, configuração coerente com os registros de Calliari & Fachin [1993], nos quais testemunhos da antepraia apresentaram intercalações lama–areia com contatos bruscos bem definidos, interpretadas como evidência de comportamento hidrodinâmico variável.

Essa etapa final aproxima o modelo proposto da interpretação de Oliveira *et al.* [2020], na qual a lama representa um estado morfodinâmico transitório do sistema praial. A contribuição desta tese está em conectar esse estado final a

uma sequência antecedente de processos submersos: acumulação na antepraia, reorganização vertical, redistribuição longitudinal, remobilização por eventos frontais e posterior recobrimento arenoso. Assim, a recuperação da condição arenosa não representa apenas o fim de um evento emerso, mas a etapa final de um ciclo iniciado na antepraia.

Portanto, o modelo conceitual propõe uma sequência integrada de processos. Inicialmente, ventos de NE favorecem o transporte de sedimento fino para a antepraia e o acúmulo preferencial entre 4 e 7 m de profundidade. Em seguida, mudanças para ventos do quadrante sul reorganizam a circulação transversal, intensificam a mistura e podem remobilizar a lama. Sob menor energia, parte do material em suspensão volta a decantar nas cavas dos bancos arenosos e pode ser redistribuída longitudinalmente. Eventos frontais mais intensos podem transportar a lama para a face de praia e o pós-praia. Por fim, o sistema retorna gradualmente à condição arenosa por adensamento da lama, retrabalhamento por ondas e recobrimento por areia.

Capítulo XI: Conclusões e Perspectivas Futuras

Esta tese investigou a detectabilidade acústica da LF a partir de uma premissa central: a resposta acústica não depende apenas da presença de lama, mas da forma como o depósito está estruturado verticalmente no momento da observação. A estrutura vertical foi, portanto, tratada como o principal descritor observável do sistema, integrando gradientes de densidade, interfaces internas, estágios de consolidação, posição batimétrica e condições hidrodinâmicas antecedentes.

Os resultados de campo mostraram que os refletores acústicos nem sempre coincidem diretamente com as interfaces densimétricas. Essa diferença não deve ser interpretada apenas como ruído instrumental, mas como resposta à própria organização interna da lama, especialmente em perfis com múltiplas interfaces, gradientes descontínuos ou camadas em diferentes

estágios de consolidação. Assim, a ecossondagem permanece uma ferramenta relevante para o mapeamento da LF, mas sua interpretação exige validação densimétrica quando o depósito apresenta estrutura vertical complexa.

Os experimentos em coluna reforçaram essa interpretação. Após agitação, a lama não evoluiu necessariamente de forma linear para uma estrutura estável. Foram observados gradientes de densidade em reorganização, inversões locais e múltiplas interfaces durante a decantação. Esse comportamento demonstra que levantamentos realizados após eventos de ressuspensão ou remobilização podem registrar uma coluna ainda em ajuste interno, na qual a espessura interpretada acusticamente representa uma condição transitória, e não uma interface sedimentar estável.

A comparação entre os sedimentos naturais utilizados nos experimentos também mostrou que a relação entre estrutura densimétrica e resposta acústica depende do tipo de material. O sedimento mais arenoso da praia do Cassino e o sedimento mais fino do canal de navegação do Porto do Açu apresentaram respostas distintas sob condições experimentais semelhantes. Textura, composição e coesão influenciaram a formação das lutoclinas, a estabilidade dos gradientes e a consistência da resposta acústica.

Nos dados de campo, a classificação dos perfis densimétricos em progressivos e não progressivos permitiu organizar a variabilidade observada. Os perfis progressivos representam situações em que a densidade aumenta de forma mais contínua com a profundidade. Os perfis não progressivos apresentam oscilações internas, múltiplas interfaces ou segmentos não

monotônicos, sendo interpretados como registros de estados transientes ou heterogêneos da lama no momento da coleta.

A ocorrência de perfis não progressivos mostrou relação com a sequência temporal do vento, especialmente após eventos persistentes de NE seguidos por transições para os quadrantes sul. Essa alternância pode modificar a circulação transversal, o cisalhamento vertical e a redistribuição do material fino, favorecendo a formação de interfaces internas. Essa interpretação ainda requer séries temporais mais completas, mas fornece uma explicação física coerente para a associação entre vento antecedente e estrutura vertical da LF.

A diferença entre perfis progressivos e não progressivos não depende apenas da espessura absoluta da LF. A posição batimétrica, a geometria dos depósitos e a participação relativa das frações de suspensão diluída, LF e lama consolidada também condicionam a estrutura vertical. A antepraia, especialmente entre aproximadamente 5 e 8 m de profundidade, aparece como uma zona preferencial de acumulação e reorganização, provavelmente associada à mudança de declividade e à presença de cavas entre bancos arenosos.

Com base nesses resultados, foi proposto um modelo conceitual para descrever possíveis trajetórias da LF desde sua acumulação na antepraia até seu deslocamento para a face de praia e o pós-praia, seguido pelo retorno gradual à condição arenosa. O modelo integra transporte em suspensão, fluxo de densidade, decantação, atenuação da energia de onda, remobilização por sistemas frontais, deposição emersa, adensamento, recobrimento por areia e formação de lama rolada. Essa proposta não representa uma sequência única

e obrigatória, mas uma síntese de caminhos possíveis, que podem ocorrer de forma parcial, simultânea ou com intensidades distintas.

Do ponto de vista operacional, os resultados indicam que campanhas de monitoramento acústico da LF devem considerar o histórico recente de vento, ondas e correntes. A interpretação tende a ser mais consistente quando o depósito apresenta estrutura vertical mais estável. Em períodos posteriores a perturbações hidrodinâmicas, a resposta acústica pode ser ambígua porque a coluna ainda está em reorganização. Esses períodos não devem ser descartados, mas interpretados como estados transientes relevantes para compreender a dinâmica da lama.

Em síntese, esta tese demonstrou que a detectabilidade acústica da LF é controlada pela interação entre estrutura vertical, tipo de sedimento, estágio de reorganização, posição batimétrica, geometria do depósito e condições hidrodinâmicas antecedentes. A principal contribuição está em deslocar a interpretação acústica da simples estimativa de espessura para a leitura estrutural do depósito. Essa abordagem pode melhorar o planejamento de campanhas, a análise dos registros acústicos e a interpretação da LF em praias dissipativas dominadas por ondas.

Capítulo XII: APÊNDICE A

Caracterização dos depósitos de lama e das condições meteo-oceanográficas antecedentes

A seguir, são apresentados os mapas de distribuição da lama fluida (LF) e a síntese das condições observadas em cada campanha. Também são descritas as principais condições meteo-oceanográficas registradas nos quinze dias anteriores à coleta, utilizadas para contextualizar a formação, preservação ou retrabalhamento dos depósitos. Para as campanhas de 2018, a análise ambiental foi baseada nos dados da boia RS-05, única em operação no período. Para as campanhas de 2019 e 2020, foram utilizados os dados da boia RS-04.

Campanha: Abril de 2018

Durante a campanha de 04–05 de abril de 2018, a lama fluida apresentou baixa ocorrência espacial na área de amostragem (Figura XII-1). A maior parte dos registros do ecobatímetro indicou espessuras inferiores a 0,10 m, excluídas das análises, e apenas 15 dos 69 perfis densimétricos apresentaram espessura superior a esse limite. Ainda assim, ocorreram depósitos pontuais mais espessos, alcançando até 0,6 m na interpretação acústica.

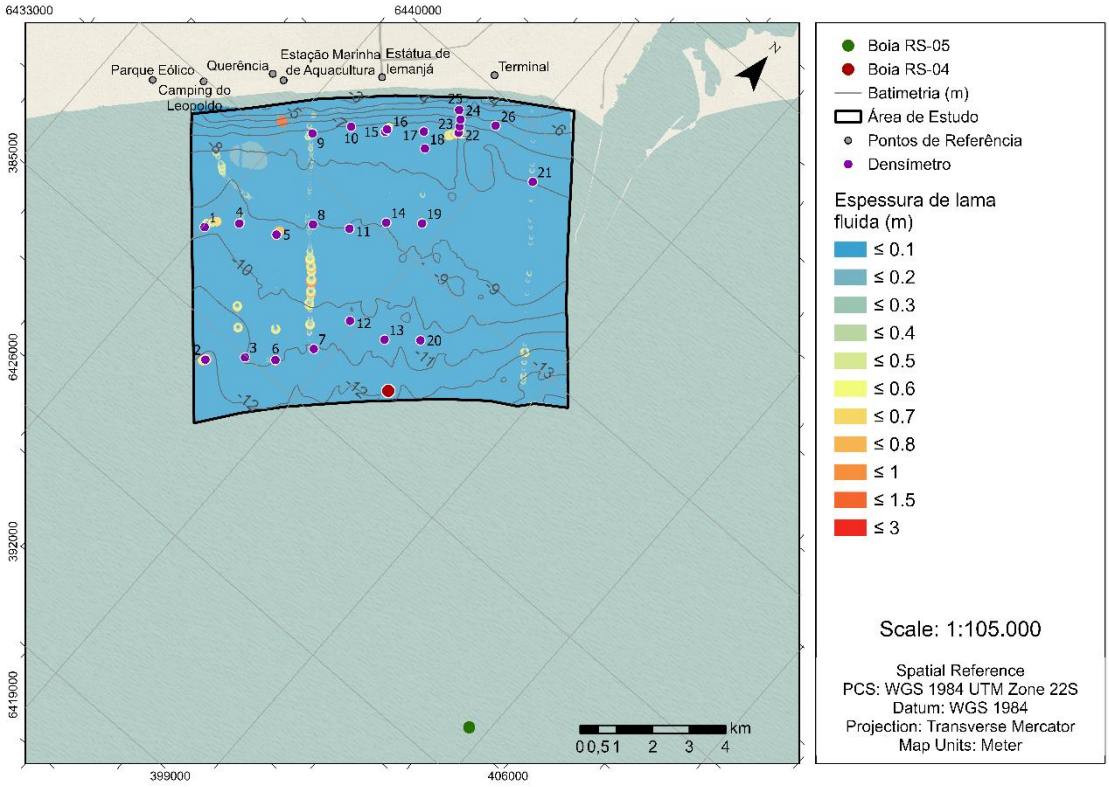


Figura XII-1. Distribuição espacial da espessura de lama fluida na área de estudo durante a campanha de abril de 2018. Os pontos coloridos indicam a espessura estimada de lama fluida, os pontos roxos representam os perfis densimétricos, e as isolinhas indicam a batimetria local. As boias RS-05, RS-04 e os principais pontos de referência costeiros são indicados no mapa.

Tabela XII-1 Tabela XII-2 sintetizam os dados dos 68 perfis densimétricos coletados e mostram que os depósitos identificados foram, em geral, pouco espessos. No entanto, ocorreram depósitos localizados mais

desenvolvidos, caracterizados por maior espessura, aumento progressivo da densidade com a profundidade e gradientes internos reconhecíveis. A densidade média do depósito foi de 1194 ± 30 1194 kg m^{-3}, e a espessura média foi de 0,17 ± 0,20 m, com máximo de 1 m. Entre as classes internas, a lama consolidada apresentou a maior espessura média.

Tabela XII-1. Estatísticas descritivas da densidade do depósito e de suas classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de densidade calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável.

Variável	$\overline{\rho_{min}}$ [kg m^{-3}]	$\overline{\rho_{mean}}$ [kg m^{-3}]	$\overline{\rho_{max}}$[kg m^{-3}]
Densidade do depósito	1089 ± 49	1194 ± 30	1252 ± 34
Suspensão diluída	1030	1046 ± 13	1078
Lama Fluida	1098	1151 ± 25	1205
Lama Consolidada	1200	1244 ± 19	1291

Tabela XII-2. Estatísticas descritivas da espessura total do depósito e das espessuras associadas às classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de espessura calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável.

Variável	$\overline{E_{min}}$ [m]	$\overline{E_{mean}}$ [m]	$\overline{E_{max}}$ [m]
Espessura do depósito	0	0,17 ± 0,2	1
Suspensão diluída	0	0,03 ± 0,02	0,06
Lama Fluida	0	0,07 ± 0,08	0,38
Lama Consolidada	0	0,1 ± 0,15	0,75

Nos pontos 15 e 22 (Figura XII-2), os perfis densimétricos indicaram aumento progressivo da densidade com a profundidade e presença de lutoclina próxima à transição entre suspensão diluída e LF. No ponto 15, a frequência de 200 kHz acompanhou a interface superior da LF, enquanto a resposta de

50 kHz variou entre os perfis. No perfil #1, a espessura estimada pelo densímetro foi de 0,84 m, mas o ecobatímetro registrou 0,41 m, sugerindo reflexão antes da base do depósito, possivelmente em uma camada mais compacta. Nos perfis #2 e #3, as diferenças entre espessura densimétrica e acústica foram menores, especialmente no perfil #3, em que a frequência de 50 kHz alcançou a transição para densidades mais elevadas (1291 kg m^{-3}).

No ponto 22, a correspondência entre a estrutura densimétrica e a resposta acústica foi mais consistente. A frequência de 200 kHz identificou a lutoclina nos três perfis, enquanto a frequência de 50 kHz reconheceu melhor os gradientes inferiores nos perfis #2 e #3. Nesses dois casos, as espessuras estimadas pelo densímetro e pelo ecobatímetro foram próximas: 0,60 e 0,59 m no perfil #2, e 0,47 e 0,51 m no perfil #3. O perfil #1 é menos conclusivo, pois o densímetro pode não ter alcançado o substrato, limitando a validação da espessura acústica.

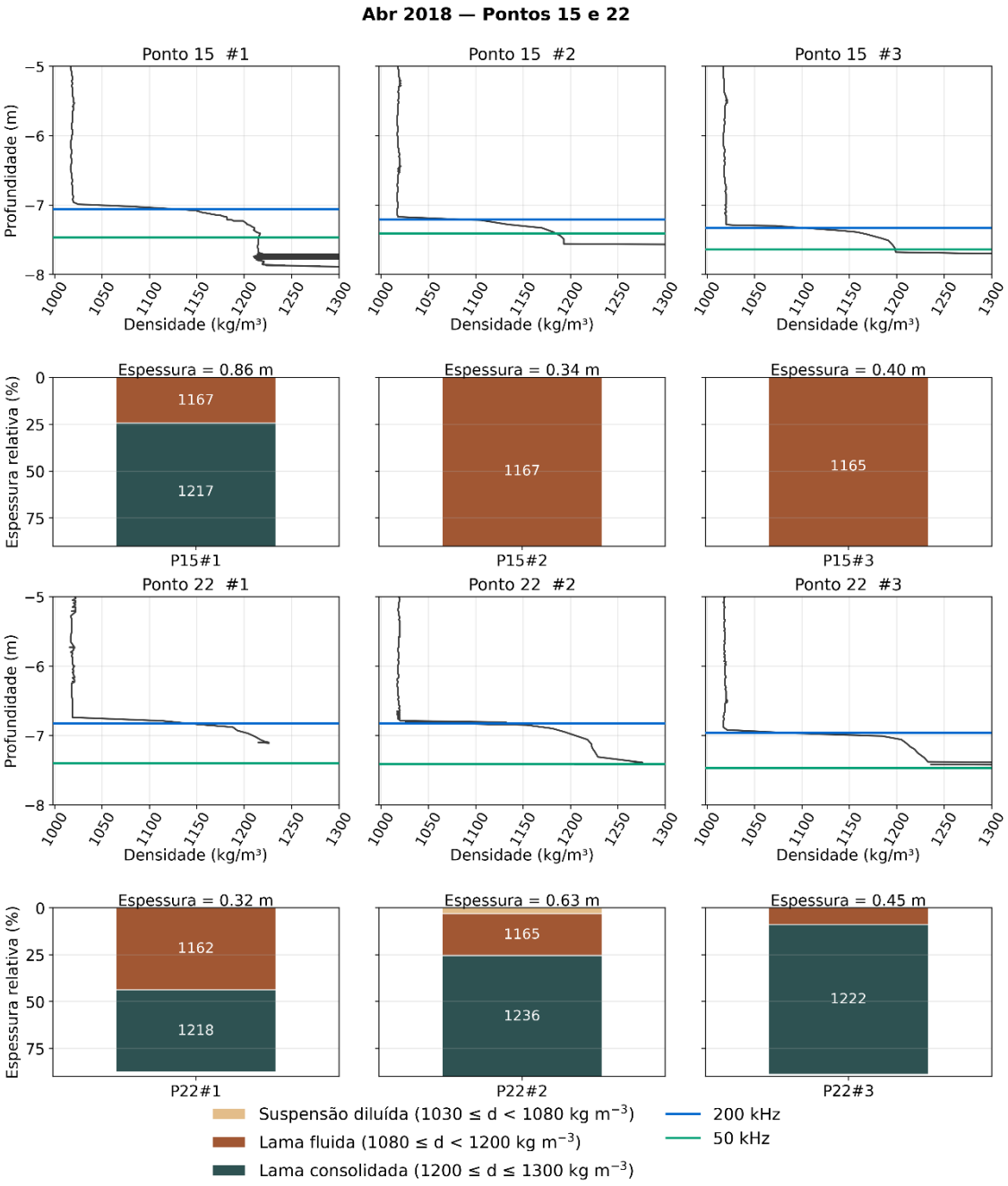


Figura XII-2. Perfis verticais de densidade e distribuição relativa das classes internas do depósito nos pontos 15 e 22 da campanha de abril de 2018. As barras indicam a contribuição relativa da suspensão diluída, lama fluida e lama consolidada em cada perfil, com a respectiva espessura total do depósito.

Condições ambientais antecedentes

Nos quinze dias prévios à coleta de 04–05 de abril de 2018, as condições ambientais apresentaram três fases principais. A primeira, entre 19 e 28 de

março, foi marcada por maior energia de onda, associada à passagem sucessiva de ciclones extratropicais entre 19 e 26 de março. A segunda, entre 28 e 31 de março, correspondeu a uma fase de redução progressiva da altura de onda e da intensidade do vento, com predomínio de mar local de E e queda acentuada da salinidade superficial, indicando influência da pluma da Lagoa dos Patos. A terceira fase, a partir de 1º de abril, foi caracterizada por nova reorganização atmosférica, com aproximação de sistemas de alta e baixa pressão, intensificação temporária do vento de sudeste, aumento da altura de onda até 3 m e posterior redução da energia durante os dias de coleta.

Entre 19 e 21 de março, a região esteve sob influência de sistemas ciclônicos extratropicais. No dia 19, o vento de SO atingiu velocidade média máxima de 10 m/s e rajada máxima de 16 m/s. Após uma redução temporária no dia 20 (Figura XII-3), o vento voltou a se intensificar, com direção oscilando entre SO e SE, à medida que um ciclone em processo de ciclogenese sobre a região do Rio da Prata avançava em direção à área de estudo.

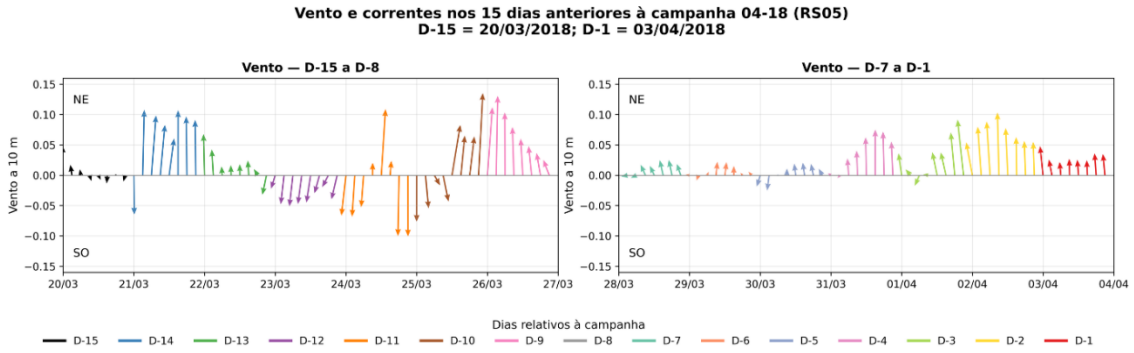


Figura XII-3. Vento médio a 10 m nos 15 dias anteriores à campanha de abril de 2018. As cores indicam os dias relativos à coleta, de D-15 a D-1. Dados da boia RS-05.

Nesse intervalo, a altura de onda (Hs) variou entre 1,3 e 1,7 m, período de pico (Tp) de 10 a 13 s e regime classificado como *Swell* SE moderado

(Figura XII-4). No dia 21, com o ciclone ainda atuando sobre a região, o vento soprou por cerca de 20 h entre SO e SE, com velocidade média de 9,4 m/s e máxima de 12 m/s. O campo de ondas manteve alta energia relativa e mistura entre componentes *sea* e *swell*, com transição para Mar misto de S.

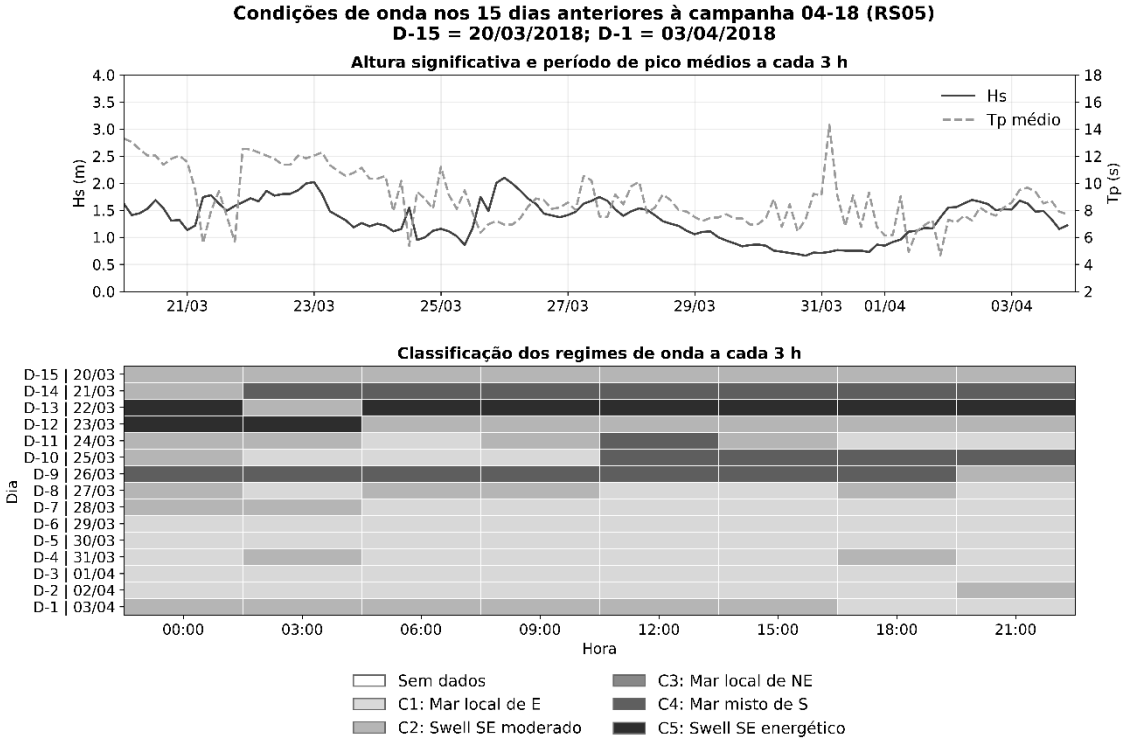


Figura XII-4. Altura significativa, período de pico médio e classificação dos regimes de onda a cada 3 h nos 15 dias anteriores à campanha de abril de 2018. O painel inferior mostra a distribuição temporal dos clusters de onda. Dados da boia RS-05.

Entre 22 e 27 de março, a resposta oceânica refletiu a alternância entre dissipação dos sistemas anteriores, passagem frontal e reorganização anticiclônica. Nos dias 22 e 23, o regime de onda passou para *Swell* SE energético, retornando posteriormente a *Swell* SE moderado, enquanto o Tp diminuiu para 5–11 s, sugerindo maior participação do vento local.

Nos dias 24 e 25, ocorreu a fase atmosférica mais instável do período: a direção do vento apresentou grande variabilidade, com desvio padrão de 116º

no dia 24 e 73º no dia 25, e a velocidade máxima atingiu cerca de 17 m s^{-1}. A passagem frontal no dia 25 provocou rotação do vento de NO para SO e intensificação marcada, com domínio posterior de Mar misto de S e redução de Tp para 5–8 s, indicando maior contribuição de ondas geradas localmente. No dia 26, mesmo com o deslocamento da frente fria para menores latitudes, o regime permaneceu como Mar misto de S, associado à persistência da resposta oceânica ao evento anterior. No dia 27, sob influência anticiclônica, o vento passou a predominar de E, com velocidade média de 9 m/s, e o oceano entrou em transição entre *Swell* SE moderado e mar local de E, com Hs entre 1,4 e 1,7 m e Tp entre 5 e 12 s.

Entre 28 e 31 de março, iniciou-se uma fase de menor energia. A Hs média diminuiu de aproximadamente 1,6 para 0,7 m, acompanhando a redução da velocidade média do vento para 3–5 m/s. O regime de onda foi majoritariamente Mar local de E, embora ainda houvesse coexistência entre ondas locais e *swell*, com Tp variando entre 5 e 14 s. Nesse mesmo intervalo, a salinidade superficial caiu de cerca de 33 para 18 psu (Figura XII-5), evidenciando a presença da pluma da Lagoa dos Patos. A variabilidade direcional do vento permaneceu elevada nos dias 29 e 30, mas sem manutenção de alta energia de onda. No dia 31, apesar de uma entrada ocasional de *Swell* SE moderado e da presença de períodos de até 14 s, o contexto geral ainda era de redução da altura de onda.

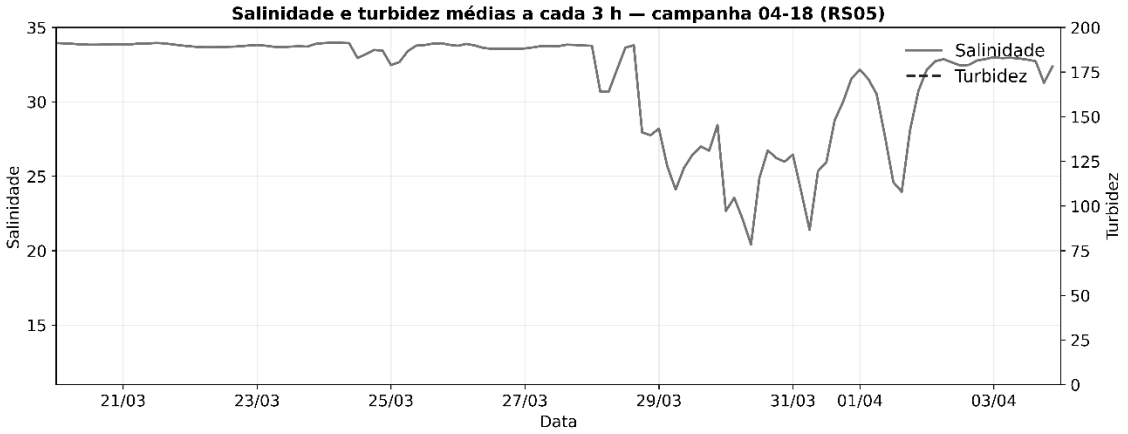


Figura XII-5. Série temporal de salinidade com valor médio a cada 3 h entre D-15 e D-1 da campanha de abril de 2018. Dados da boia RS-05.

A partir de 1º de abril, novos sistemas atmosféricos passaram a atuar mais próximos da área de estudo. A direção do vento permaneceu predominantemente no quadrante SE, mas com aumento da intensidade e redução da variabilidade direcional. Entre 1º e 02 de abril, a altura máxima de onda aumentou de cerca de 1,5 para 3 m, em resposta à intensificação do vento de sudeste e à pista de vento formada entre o anticiclone e o centro de baixa pressão. No dia 02, a Hs média atingiu aproximadamente 1,6 m e Tp entre 4 e 14 s, mantendo o regime de Mar local de E. A salinidade continuou baixa, com mínimos entre 17,5 e 22 psu, ainda indicando influência superficial da pluma.

No dia 03 de abril, véspera da coleta, o centro de baixa pressão afastou-se em direção ao oceano e o vento enfraqueceu, com velocidade média de 4 m/s, rajada máxima de 6 m/s e direção predominante de SE. Apesar da menor intensidade local do vento, a boia RS-05 ainda registrou Hs média diária de 1,5 m, variação entre 1,1 e 1,75 m e Tp entre 8 e 10 s, com entrada de *Swell* SE moderado. A salinidade média aumentou para 32,6 psu, indicando redução temporária da influência superficial da pluma em relação aos dias anteriores.

Durante a coleta, em 04 e 05 de abril, a região ainda se encontrava em transição atmosférica, mas com redução da energia de onda. O vento apresentou velocidade média de aproximadamente 3 m/s, enquanto a Hs estava em tendência a diminuição e Tp permaneceu entre 7 e 10 s. A salinidade média foi de 26 psu em 04 de abril e 28 psu em 05 de abril.

Em síntese, a baixa espessura de LF registrada no mapeamento provavelmente resultou da combinação entre baixa disponibilidade local de sedimento fino e condições energéticas antecedentes. A sequência de sistemas frontais, ventos intensos e maior altura de onda nos quinze dias prévios pode ter remobilizado e transportado parte da lama para áreas mais externas da antepraia, enquanto a disponibilidade limitada de sedimento teria restringido a recomposição do depósito. Assim, as espessuras observadas durante a campanha podem representar remanescentes pontuais de um depósito previamente mais extenso ou início da formação de outro.

Campanha: Maio de 2018

Em maio de 2018, o mapeamento acústico com as frequências de 200 e 50 kHz indicou baixa espessura de LF na maior parte da área de estudo, com predomínio de registros inferiores a 0,10 m (Figura XII-6).

As Tabela XII-3 eTabela **XII-4** sintetizam os dados dos 35 perfis densimétricos coletados e indicam a ocorrência de depósitos pontuais mais espessos, apesar da baixa expressão espacial observada no mapeamento acústico. A espessura média total de 0,46 ± 0,30 m e máximo de 1,18 m. A LF foi a principal classe interna, com densidade média de 1133 ± 23 kg m^{-3}, espessura média de 0,34 ± 0,30 m e máximo de 0,98 m.

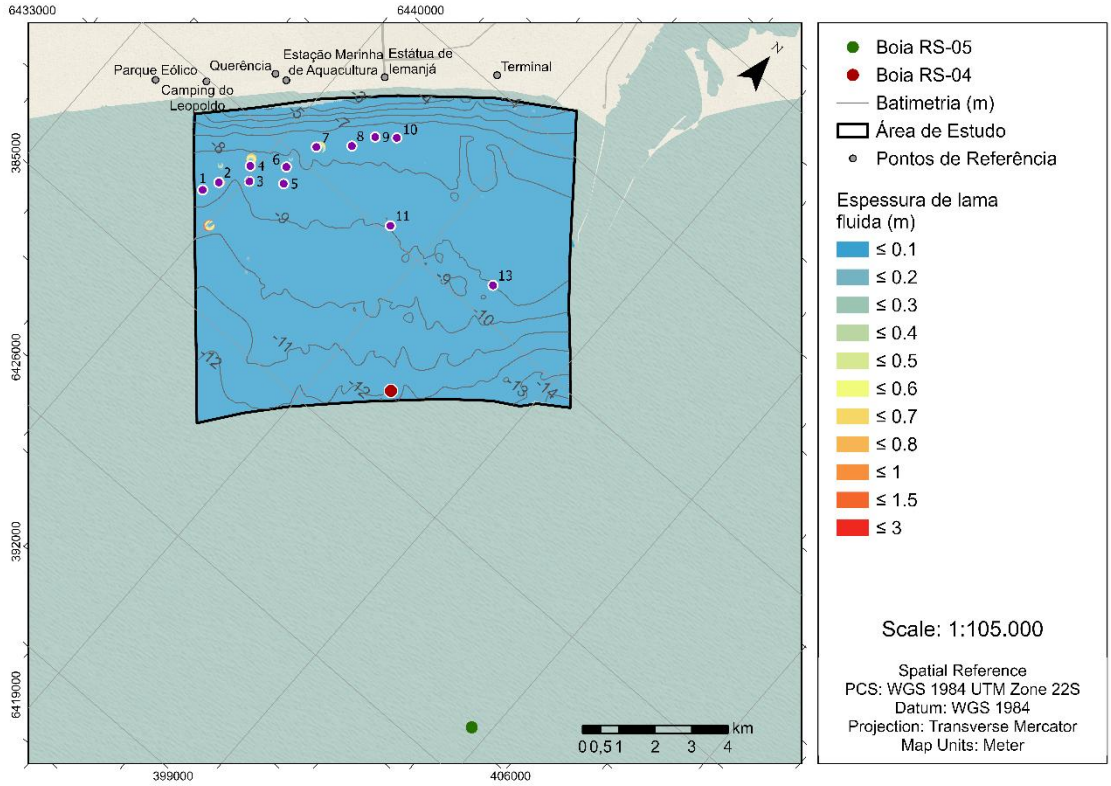


Figura XII-6. Distribuição espacial da espessura de LF na área de estudo durante a campanha de maio de 2018. Os pontos coloridos indicam a espessura estimada de lama fluida, os pontos roxos representam os perfis densimétricos, e as isolinhas indicam a batimetria local. As boias RS-05, RS-04 e os principais pontos de referência costeiros são indicados no mapa.

Tabela XII-3. Estatísticas descritivas da densidade do depósito e de suas classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de densidade calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável.

Variável	$\overline{\rho_{min}}$ [kg m^{-3}]	$\overline{\rho_{mean}}$ [kg m^{-3}]	$\overline{\rho_{max}}$[kg m^{-3}]
Densidade do depósito	1048 ± 17	1124 ± 37	1219 ± 74
Suspensão diluída	1039	1058 ± 8	1077
Lama Fluida	1089	1133 ± 23	1189
Lama Consolidada	1204	1249 ± 19	1293

Tabela XII-4. Estatísticas descritivas da espessura total do depósito e das espessuras associadas às classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de espessura calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável.

Variável	$\overline{E_{min}}$ [m]	$\overline{E_{mean}}$ [m]	$\overline{E_{max}}$ [m]
Espessura do depósito	0	0,46 ± 0,3	1,18
Suspensão diluída	0	0,11 ± 0,1	0,56
Lama Fluida	0	0,34 ± 0,3	0,98
Lama Consolidada	0	0,03 ± 0,1	0,18

Os pontos 2, 4, 5, 6, 7 e 8 concentraram as maiores espessuras, mas a variação entre réplicas indica depósitos espacialmente descontínuos e lateralmente heterogêneos. Nos exemplos dos pontos 2, 4 e 8 (Figura XII-7), essa heterogeneidade também aparece na estrutura vertical, com diferenças entre as espessuras da camada lamosa.

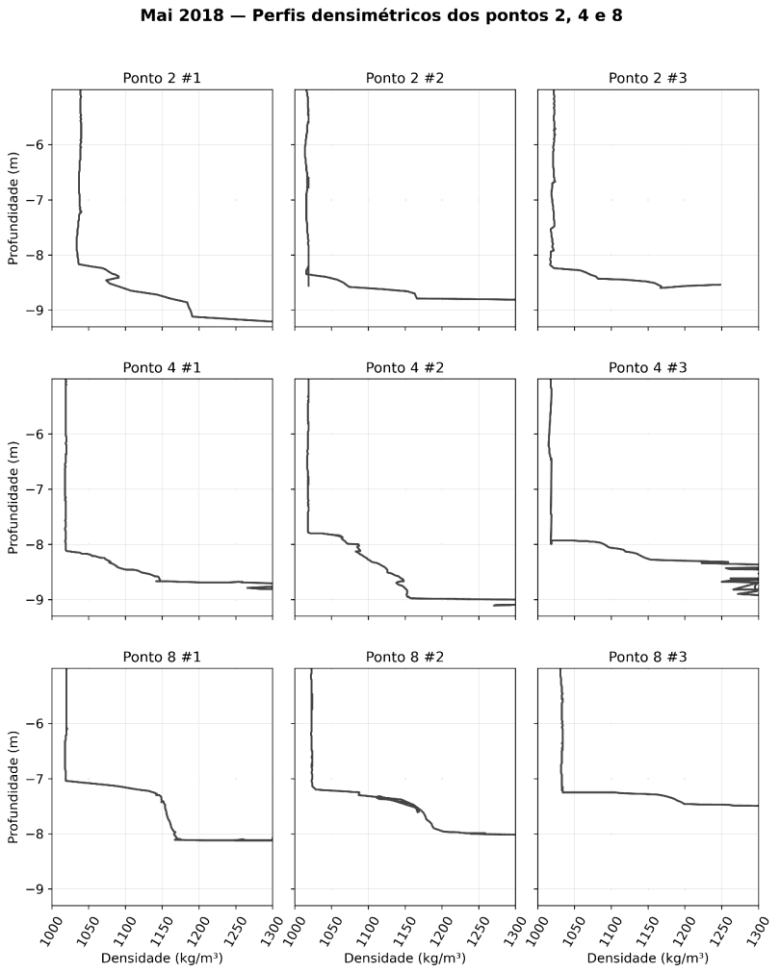


Figura XII-7. Perfis verticais de densidade dos pontos 2, 4 e 8 na campanha de maio de 2018, mostrando a variabilidade entre réplicas e a heterogeneidade vertical dos depósitos.

Condições ambientais antecedentes

Na quinzena anterior à campanha de maio de 2018, as condições meteoceanográficas foram marcadas por alternância direcional do vento e aumento progressivo da energia de onda até a semana da coleta. Entre 10 e 18 de maio, o vento alternou entre NE e SO/S com periodicidade aproximada de um a dois dias, enquanto, a partir de 19 de maio, passou a predominar o quadrante sul (Figura XII-8).

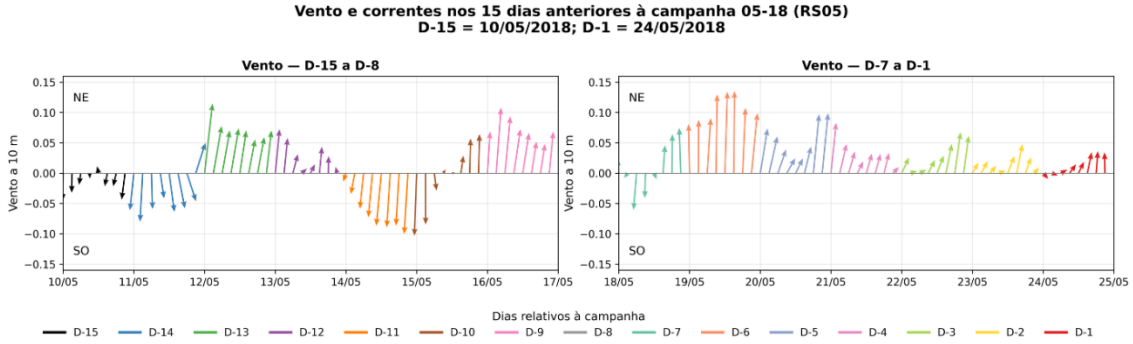


Figura XII-8. Vento médio a 10 m nos 15 dias anteriores à campanha de maio de 2018. As cores indicam os dias relativos à coleta, de D-15 a D-1. Dados da boia RS-05.

A persistência de ventos de SO–S antecedeu a intensificação do campo de ondas, que evoluiu de regimes de mar local e mar misto para domínio de *Swell* SE energético entre 21 e 23 de maio. A salinidade foi mais baixa no início do período, variando entre aproximadamente 18 e 23 psu entre 10 e 11 de maio, mas aumentou para 32–33 psu a partir do final do dia 11, mantendo-se elevada até 24 de maio, quando ocorreu leve redução para 29–31 psu (Figura XII-9).

Entre 10 e 11 de maio, predominou Mar local de E, com entrada pontual de Mar local de NE e posterior transição para Mar misto de S (Figura XII-10). Nesse intervalo, vento e ondas apresentaram tendência de intensificação: a

velocidade do vento variou de cerca de 1,1 a 16 m s^{-1}, enquanto a Hs aumentou de aproximadamente 0,9 para 1,4 m. Essa transição coincidiu com o aumento da salinidade, que passou de valores entre 18 e 23 psu para cerca de 32–33 psu ao final do dia 11.

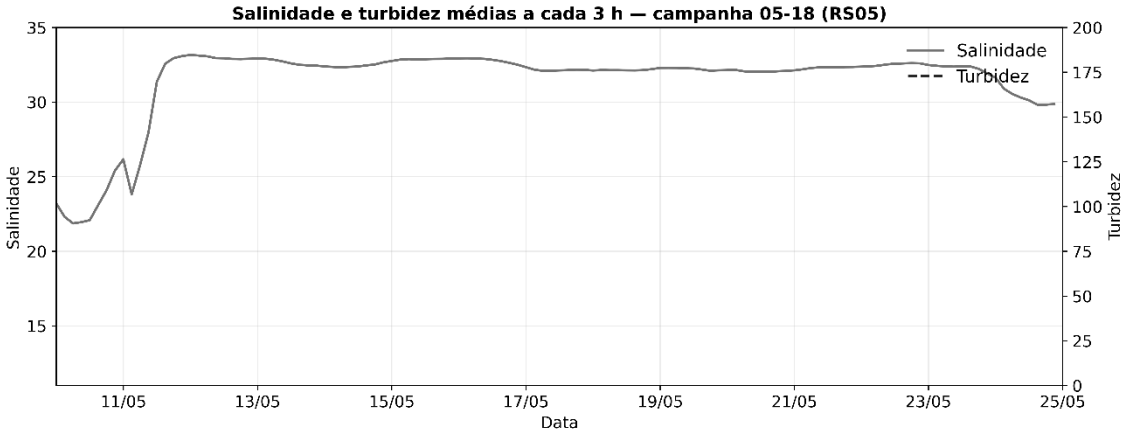


Figura XII-9. Série temporal de salinidade com valor médio a cada 3 h entre D-15 e D-1 da campanha de maio de 2018. Dados da boia RS-05.

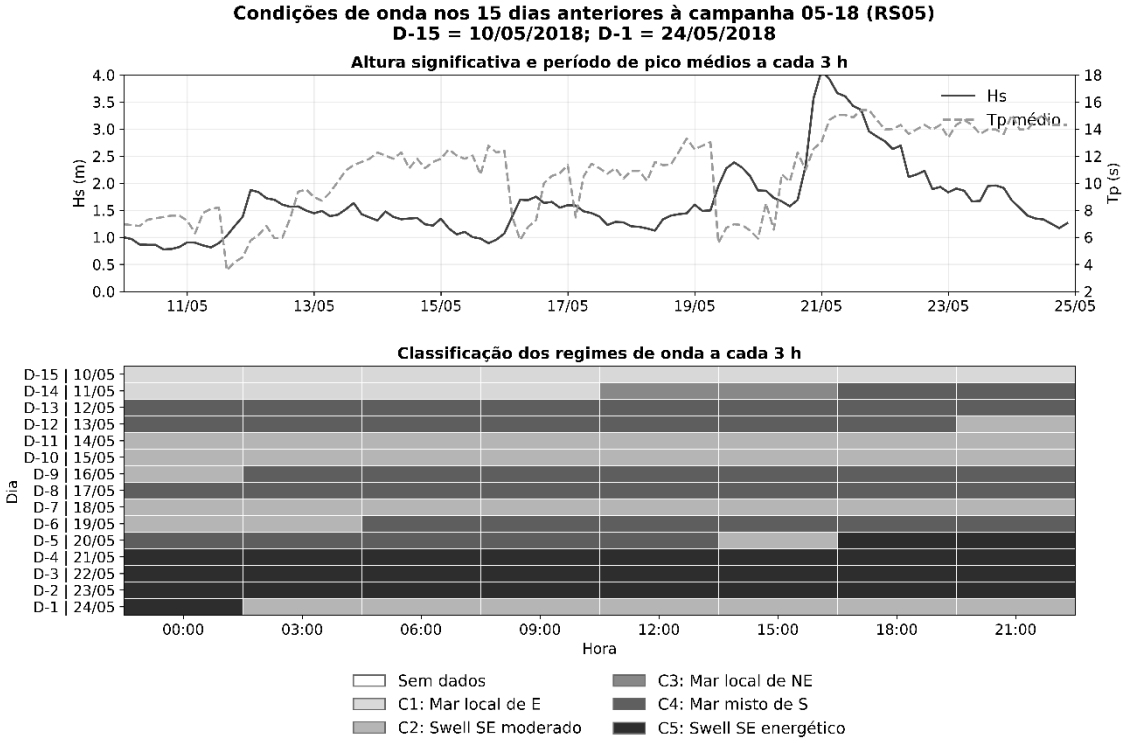


Figura XII-10. Altura significativa de onda, período de pico médio e classificação dos regimes de onda a cada 3 h nos 15 dias anteriores à campanha de maio de 2018. O

painel inferior mostra a distribuição temporal dos clusters de onda. Dados da boia RS-05.

Nos dias 12 e 13 de maio, o regime de ondas foi dominado por Mar misto de S. O dia 12, correspondente a D-13, apresentou o vento mais intenso da quinzena, com velocidade máxima de 16 m s^{-1} e direção predominante de SO. A altura de onda máxima atingiu 1,9 m, e o período de pico variou entre 4 e 10 s, indicando forte contribuição de ondas geradas localmente.

Entre 14 e 15 de maio, predominou o regime de *Swell* SE moderado. No dia 14, o vento soprou de NE, com velocidade de até 11 m s^{-1}. No dia 15, girou em sentido anti-horário para S e reduziu para cerca de 5 m s^{-1}. Nesse intervalo, Hs diminuiu de aproximadamente 1,6 para 1 m, enquanto Tp permaneceu relativamente elevado, entre 11 e 13 s.

Nos dias 16 e 17 de maio, houve retorno do regime de Mar misto de S. O vento passou a predominar de SO–S, com nova intensificação no dia 16, quando atingiu velocidade máxima de 13 m s^{-1}. A Hs aumentou para cerca de 1,7 m no dia 16 e reduziu progressivamente para 1,2 m ao longo do dia 17. O Tp oscilou entre 6 e 12 s, refletindo a combinação entre componente local e energia remanescente de *swell*.

No dia 18 de maio, predominou novamente o regime de *Swell* SE moderado. O vento alternou entre NE, SO e S, com intensidade média em torno de 6 m s^{-1}. A Hs permaneceu entre 1,2 e 1,4 m, enquanto o Tp se manteve elevado, entre 10 e 13 s.

A partir de 19 de maio, as condições passaram a ser dominadas por ventos do quadrante sul e aumento da energia de onda. Nos dias 19 e 20, predominou Mar misto de S, maior contribuição de ondas locais, com Tp entre

5 e 9 s. A Hs atingiu 2,4 m no dia 19, quando o vento permaneceu do quadrante sul e alcançou velocidade máxima de 14 m s^{-1}. No dia 20, o vento manteve-se intenso por cerca de 36 h, com velocidades entre 10 e 13 m s^{-1} e direção SO–S. Ao final desse dia, o regime passou a ser dominado por *Swell* SE energético.

Entre 21 e 23 de maio, o regime de *Swell* SE energético predominou. A Hs atingiu o máximo do período no dia 21, com cerca de 4,1 m e Tp de 13 s. Entre 21 e 24 de maio, o vento permaneceu predominantemente de SO, com velocidades de 8 a 10 m s^{-1} até o dia 23 e tendência de redução no dia 24, de 7 para 4 m s^{-1}. O período de pico manteve-se entre 13 e 15 s, indicando persistência de energia de *swell*. No dia 24, véspera da coleta, o regime passou para *Swell* SE moderado, com leve queda da salinidade para 29–31 psu.

Campanha: Março de 2019

Em março de 2019, o mapeamento acústico indicou a presença de depósitos de LF mais expressivos e espacialmente heterogêneos. A Figura XII-11 mostra setores com espessuras entre aproximadamente 0,4 e 0,8 m, principalmente na porção oeste e noroeste da área de estudo e em trechos próximos à isóbata de 12 m.

Os perfis densimétricos indicam depósitos com espessura variável, entre 0,01 e 1,2 m, e média de 0,55 ± 0,4 m. A LF foi a principal classe interna, com espessura média de 0,4 ± 0,3 m e máximo de 1,1 m, enquanto a lama consolidada apresentou contribuição menor, mas ainda relevante, com média de 0,17 ± 0,2 m e máximo de 0,54 m (Tabela XII-5). As densidades também indicam predomínio de material lamoso pouco a moderadamente consolidado. A densidade média do depósito foi de 1180 ± 28 kg m^{-3}, enquanto a LF apresentou densidade média de 1159 ± 18 kg m^{-3}. A lama consolidada, quando

presente, apresentou densidade média de 1237 ± 22 kg m^{-3}, com valores máximos de até 1264 kg m^{-3} (Tabela XII-6).

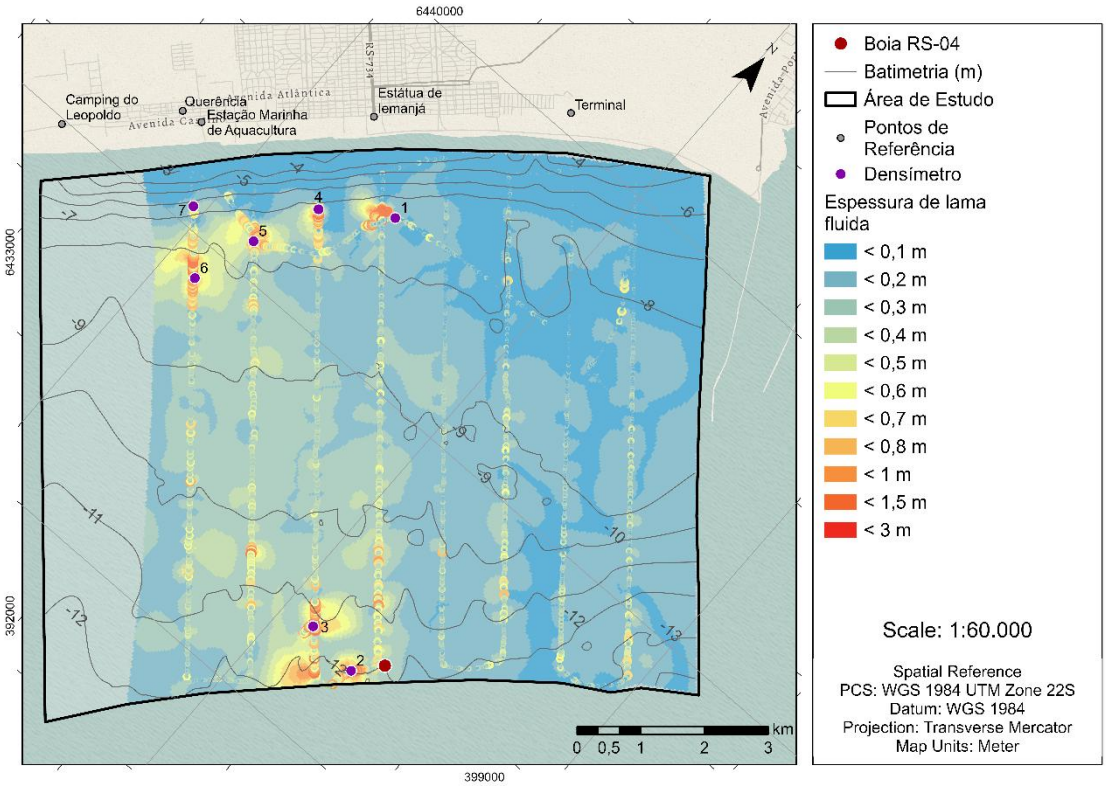


Figura XII-11. Mapa de espessura de LF para 30 de março de 2019. Estão identificados os perfis verticais de densidade e a localização da boia meteo-oceanográfica.

Tabela XII-5. Estatísticas descritivas da espessura total do depósito e das espessuras associadas às classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de espessura calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável.

Variável	$\overline{E_{min}}$ [m]	$\overline{E_{mean}}$ [m]	$\overline{E_{max}}$ [m]
Espessura do depósito	0	0,55 ± 0,4	1,17
Suspensão diluída	0	0,02 ± 0,02	0,04
Lama Fluida	0	0,4 ± 0,3	1,09
Lama Consolidada	0	0,17 ± 0,2	0,54

Tabela XII-6. Estatísticas descritivas da densidade do depósito e de suas classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo,

médio e máximo de densidade calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável.

Variável	$\overline{\rho_{min}}$ [kg m^{-3}]	$\overline{\rho_{mean}}$ [kg m^{-3}]	$\overline{\rho_{max}}$[kg m^{-3}]
Densidade do depósito	1074 ± 35	1180 ± 28	1249 ± 44
Suspensão diluída	1030	1047 ± 16	1079
Lama Fluida	1110	1159 ± 18	1176
Lama Consolidada	1201	1237 ± 22	1264

Em março de 2019, os pontos 1 e 4 mostraram diferenças importantes entre réplicas, reforçando a heterogeneidade lateral do depósito e a variação da estrutura vertical mesmo entre perfis próximos (Figura XII-12). O ponto 1 apresentou depósitos mais espessos e dominados por LF, enquanto o ponto 4 teve menor espessura total e maior participação relativa de lama consolidada em duas réplicas. Em ambos os pontos, as frequências de 200 e 33 kHz apresentaram melhor desempenho quando os gradientes de densidade estavam bem definidos.

O ponto 1, localizado em frente à Estátua de Iemanjá, em profundidade de aproximadamente 8 m, estava associado a um depósito com cerca de 300 m de largura e 184 m de comprimento, com depocentro entre 0,8 e 1 m de LF. Entre as três réplicas, o perfil #2 apresentou a melhor correspondência entre densímetro e ecobatímetro, com espessura de 0,8 m em ambos. Nesse perfil, a frequência de 200 kHz identificou o gradiente superior, entre a água e o início da LF, enquanto a frequência de 33 kHz marcou o gradiente inferior, entre a densidade máxima do perfil e o substrato duro.

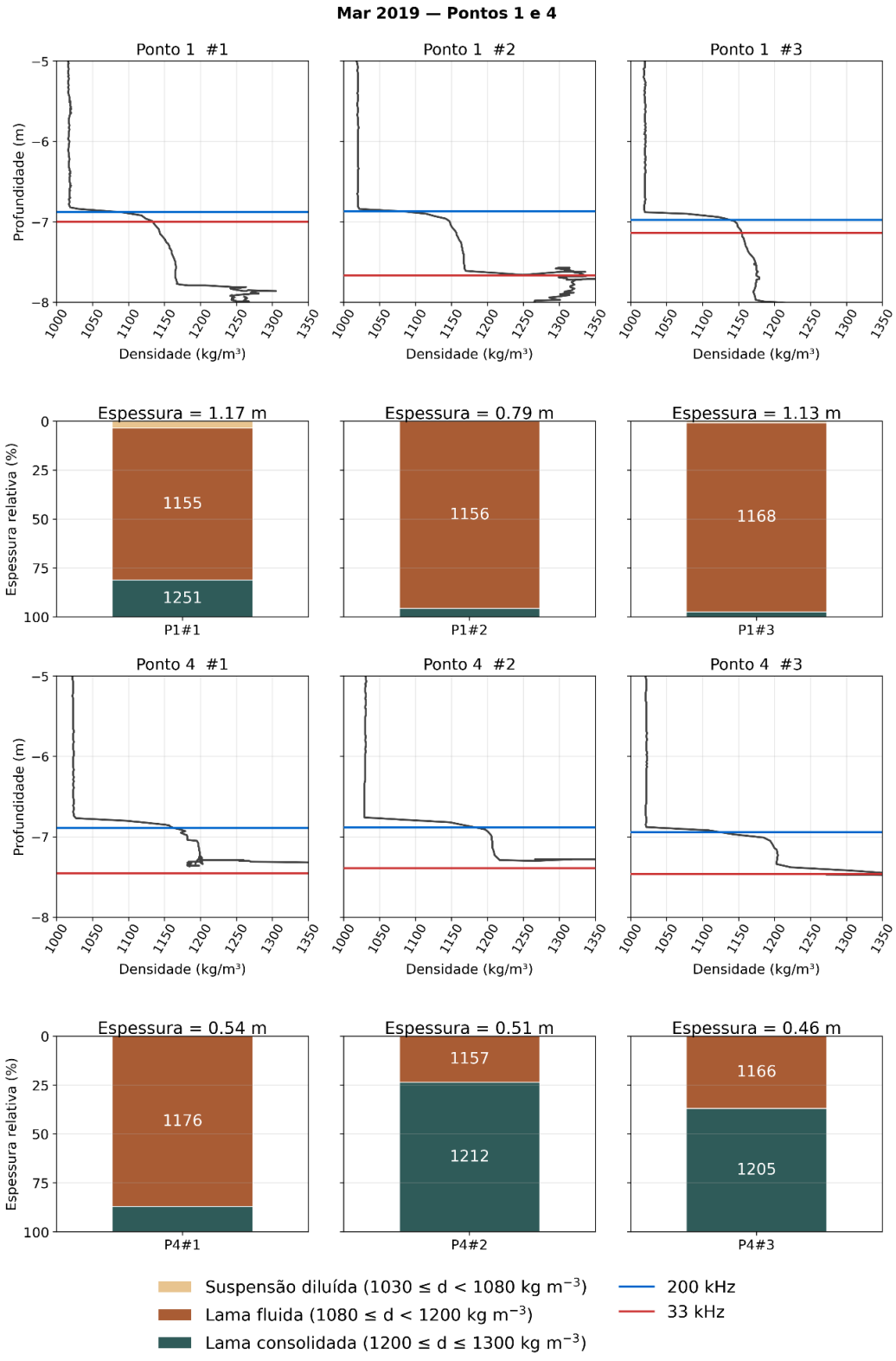


Figura XII-12. Perfis verticais de densidade e composição relativa da espessura da coluna sedimentar para março de 2019. Os painéis superiores mostram os perfis densimétricos em função da profundidade, enquanto os inferiores apresentam a proporção relativa das classes suspensão diluída (1030 ≤ d < 1080 kg m⁻³), LF (1080 ≤ d < 1200 kg m⁻³) e lama consolidada (1200 ≤ d ≤ 1300 kg m⁻³), com indicação da espessura total da camada de lama fluida.

Os perfis #1 e #3, por outro lado, não tiveram a espessura corretamente detectada, apesar de apresentarem depósitos espessos, com 1,17 e 1,13 m, respectivamente. No perfil #3, o densímetro não alcançou o limite inferior do depósito, indicando lama abaixo da profundidade amostrada. As réplicas também diferiram no grau de consolidação: o perfil #1 foi mais consolidado, com densidade média de 1202 kg m^{-3}, enquanto os perfis #2 e #3 foram dominados por material menos consolidado, com densidades médias de 1160 e 1171 kg m^{-3}.

A heterogeneidade também foi observada no ponto 4, localizado próximo à nova rodoviária do Cassino, em profundidade de aproximadamente 7 m. O depósito associado possuía cerca de 295 m de largura e 153 m de comprimento, com espessura de LF entre 0,6 e 1,0 m. Diferentemente do ponto 1, as três réplicas do ponto 4 apresentaram boa correspondência entre densímetro e ecobatímetro. As espessuras estimadas foram próximas entre os métodos: 0,57 e 0,56 m no perfil #1, 0,51 m em ambos os métodos no perfil #2, e 0,46 e 0,52 m no perfil #3. Em todos os casos, a frequência de 200 kHz marcou o gradiente superior do depósito, enquanto a frequência de 33 kHz se aproximou do limite inferior da camada lamosa ou penetrou ligeiramente além dele, dentro da ordem do erro padrão do ecobatímetro.

Condições ambientais antecedentes

Na quinzena anterior à campanha de 30 de março de 2019, as condições meteo-oceanográficas foram marcadas por alternância entre pulsos de vento de nordeste e de quadrante sul, associados à passagem de sistemas de baixa pressão, ciclones extratropicais e centros de alta pressão.

Essa sequência produziu dois períodos principais de intensificação: o primeiro entre 15 e 18 de março, com aumento da energia de onda, queda de salinidade e aumento de turbidez; e o segundo entre 24 e 27 de março, associado à atuação de um ciclone extratropical e à retomada de ventos de sul–sudoeste. Entre esses eventos, ocorreram janelas de menor energia, nas quais a redução da altura de onda e das velocidades de corrente pode ter favorecido deposição ou redistribuição do material em suspensão.

No início do período, entre 14 e 15 de março, o vento passou de O–NO para uma condição mais variável entre SO e NE, com velocidade média próxima de 7 m s^{-1} (Figura XII-13). No dia 15, a aproximação de um centro de baixa pressão e o avanço de um centro de alta pressão sobre o Atlântico favoreceram o aumento progressivo de Hs, de aproximadamente 0,8 para 2,2 m, com Tp entre 9 e 11 s (Figura XII-14). Nesse intervalo, o regime passou de Mar misto de sul para *Swell* SE energético, condição que persistiu até o final do dia 18.

Entre 16 e 18 de março, estabeleceu-se uma pista de vento entre o centro de alta pressão oceânico e uma baixa pressão continental, favorecendo vento persistente e intenso. Nos dias 16 e 17, a velocidade variou aproximadamente entre 8 e 15 m s^{-1}, acompanhada por ondas de sudeste com Hs entre 2,2 e 2,5 m e Tp entre 9 e 11 s. A corrente longitudinal foi predominantemente dirigida para SO em grande parte da coluna d’água, com velocidades da ordem de 0,3 a 0,5 m s^{-1}, enquanto a corrente transversal apresentou transporte *offshore* na superfície e *onshore* em meia água e próximo ao fundo, com valores em geral entre zero e 0,15 m s^{-1}. No dia 16,

esse padrão foi mais evidente, com corrente longitudinal para SO em superfície e componente transversal com inversões verticais.

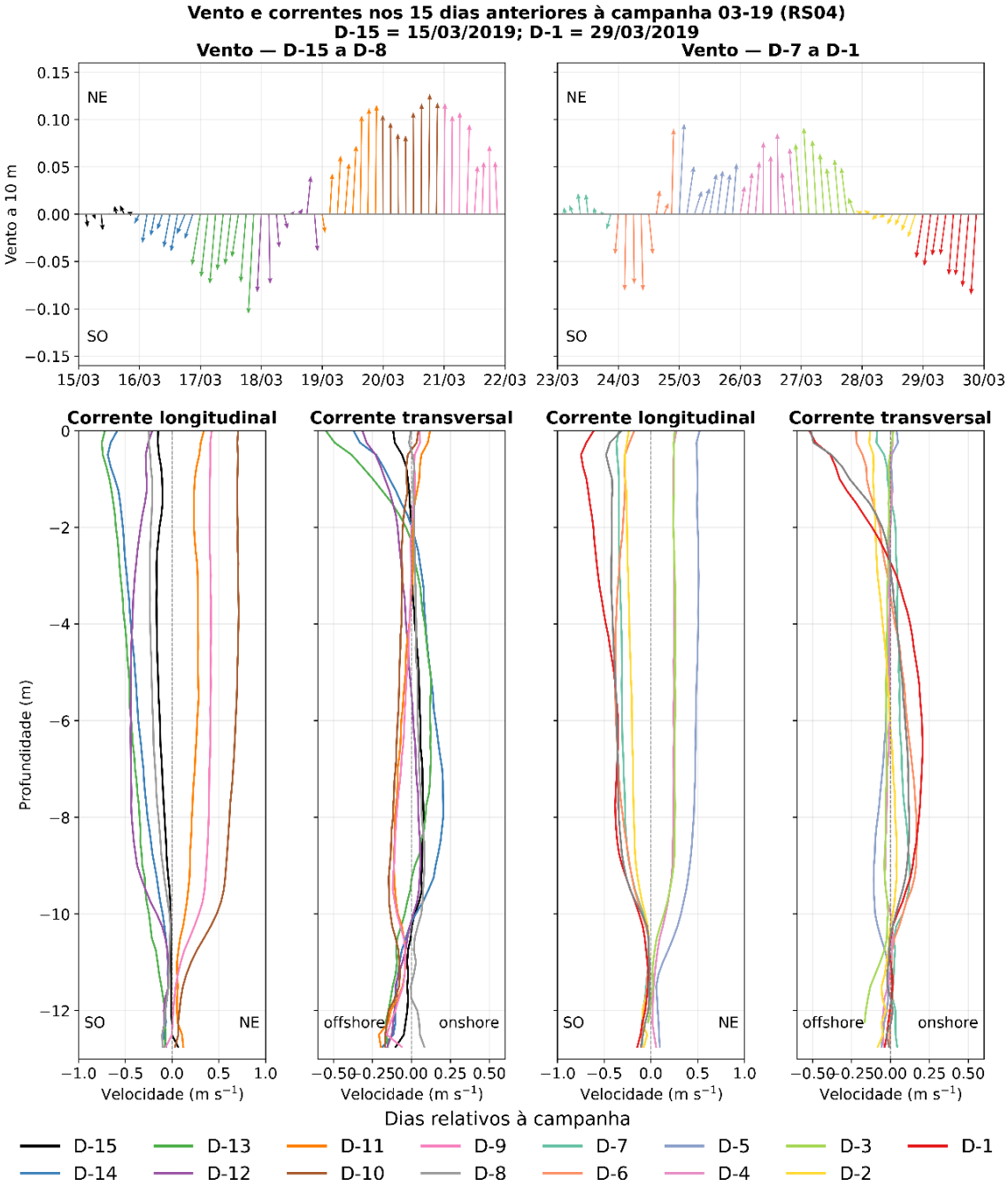


Figura XII-13. Evolução semanal do vento (componente ao longo do eixo NE–SO), dos perfis verticais de corrente (componentes longitudinal e transversal) e dos regimes meteo-oceanográficos ao longo de março de 2019. As cores indicam os dias relativos à coleta, de D-15 a D-1. Dados da boia RS-04.

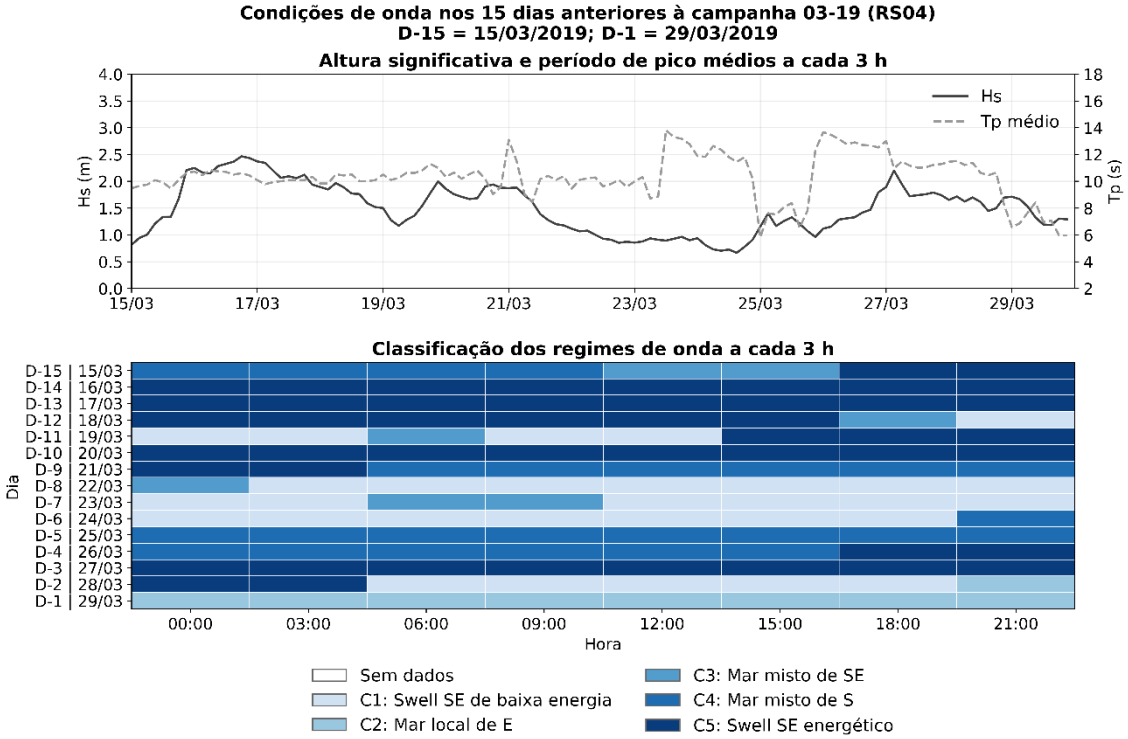


Figura XII-14. Altura significativa, período de pico médio e classificação dos regimes de onda a cada 3 h nos 15 dias anteriores à campanha de março de 2019. O painel inferior mostra a distribuição temporal dos clusters de onda. Dados da boia RS-04.

No dia 17, foi registrada uma fina camada de lama na faixa de praia (Figura XII-15) e na zona de surf (Figura XII-16), coincidindo com picos de turbidez que atingiram 172 NTU (Figura XII-17). A salinidade caiu de cerca de 30 psu, no dia 15, para 18 psu, no dia 18. Assim, a turbidez elevada nesse intervalo pode refletir tanto ressuspensão induzida pelas ondas e correntes quanto aporte de material em suspensão associado à pluma estuarina.

A partir do dia 18, a formação de uma nova baixa pressão e o avanço da frente fria alteraram novamente o padrão atmosférico. O vento girou de NO para SO, com velocidade entre 6 e 8 m s^{-1}, enquanto Hs aumentou ao longo do dia. A corrente manteve componente longitudinal para SO, mas com redução progressiva de velocidade, de cerca de 0,43 para 0,15 m s^{-1}. A

componente transversal continuou com tendência *offshore* em superfície e *onshore* em profundidade, com aumento no final do dia.



Figura XII-15. Registro fotográfico do dia 17 de março de 2019 mostrando a transição entre a areia e a fina camada de lama.



Figura XII-16. Registro fotográfico do dia 17 de março de 2019 mostrando zona de surf da antepraia do Cassino com material em suspensão.

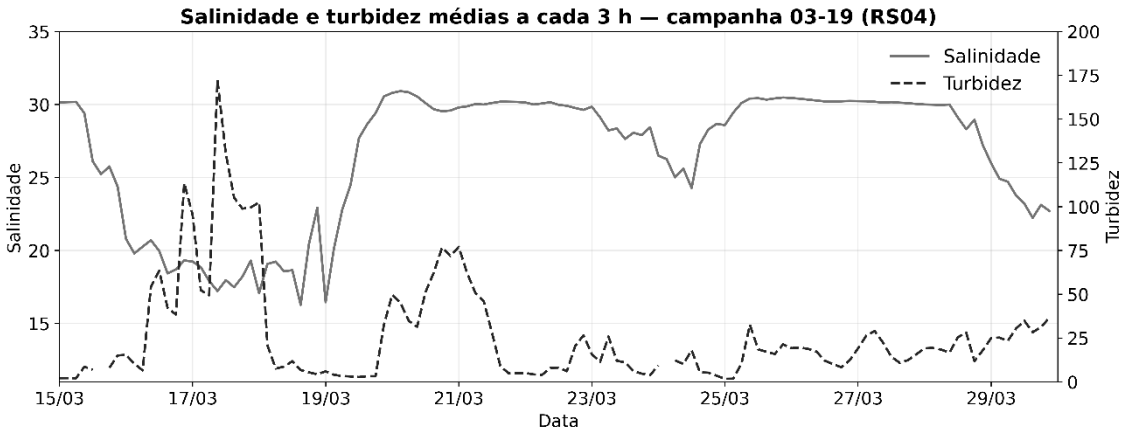


Figura XII-17. Série temporal de salinidade com valor médio a cada 3 h entre D-15 e D-1 da campanha de março de 2019. Dados da boia RS-04.

No dia 19, com a aproximação da frente fria associada a um ciclone extratropical formado na Argentina, o vento girou para S–SO e intensificou-se, variando entre 8 e 12 m s^{-1}. A altura de onda manteve-se entre 1,3 e 2,0 m, com Tp entre 9 e 12 s, ainda sob influência de *swell* de SE. Nesse momento, a salinidade aumentou rapidamente de 15 para 30 psu e a turbidez diminuiu, indicando substituição da influência estuarina por condições mais oceânicas.

Entre 20 e 23 de março, após a dissipação dos ciclones, um centro de alta pressão continental passou a atuar sobre a região e bloqueou novos sistemas frontais. No dia 20, predominou vento de S com velocidade média de 10 m s^{-1} e rajadas de até 13 m s^{-1}. Nos dias 21 e 22, o vento permaneceu no setor S–SE, sob regime de Mar misto de sul. A salinidade manteve-se elevada, entre 29 e 30 psu, enquanto a turbidez superficial variou entre 30 e 82 NTU. Como a influência estuarina era reduzida nesse intervalo, esse aumento de turbidez é mais consistente com ressuspensão de fundo e redistribuição do material lamoso previamente mobilizado.

Entre 20 e 22, a corrente longitudinal intensificou-se para NE, com velocidades entre 0,3 e 0,6 m s^{-1}, enquanto a componente transversal apresentou fluxo *onshore* fraco em superfície e *offshore* em meia água, próximo de 0,2 m s^{-1}. Esse padrão sugere transporte e dispersão do material em suspensão na plataforma interna, com possível deslocamento *offshore* em profundidade. No dia 22, com a redução de Hs para cerca de 1 m, Tp entre 9 e 11 s, turbidez entre 4 e 16 NTU e correntes mais fracas, as condições passaram a ser mais favoráveis à deposição do material transportado.

Entre 23 e 24 de março, predominou *Swell* SE de baixa energia. No dia 23, o vento manteve direção E–NE, com velocidade entre 3 e 7 m s^{-1}. Ao longo

do dia 24, girou para NO–SO–S e aumentou até cerca de 10 m s^{-1} no final do dia. A altura de onda permaneceu baixa, entre 0,7 e 0,9 m, com Tp entre 10 e 13 s, enquanto a turbidez variou entre 5 e 18 NTU e a salinidade entre 25 e 28 psu. Houve a formação de uma baixa pressão sobre o oceano ao norte da região e de um ciclone extratropical na Argentina. Nesse dia, a corrente longitudinal voltou a apontar para SO em superfície, e a componente transversal apresentou transporte *offshore* superficial, com velocidades de até 0,42 m s^{-1}, e *onshore* em profundidade.

Entre 25 e 27 de março, a atuação direta de um ciclone extratropical promoveu rotação do vento para SO e novo aumento de energia. No dia 25, o vento atingiu média de 11 m s^{-1} e rajada de 13 m s^{-1}, sob regime de tempestade de sul. Nos dias 26 e 27, permaneceu entre S e SE, com velocidades médias entre 8 e 10 m s^{-1}. A altura de onda aumentou progressivamente de 1,2 m, no dia 25, para 2,2 m, no dia 27. O período de pico variou entre 5 e 11 s no dia 25 e passou para 12–14 s nos dias 26 e 27, acompanhando a transição de Mar misto de sul para *Swell* SE energético. A salinidade permaneceu elevada, entre 28 e 30 psu, indicando retorno de uma condição dominada por influência oceânica. Nesse intervalo, a corrente longitudinal manteve direção para NE, com velocidades entre 0,15 e 0,3 m s^{-1}, e a componente transversal foi fraca em superfície, com tendência *offshore* e valores próximos de zero, passando a *onshore* em profundidade, com velocidades de até 0,15 m s^{-1}.

A partir de 27 de março, a altura de onda começou a diminuir, enquanto o centro de alta pressão permaneceu sobre a região até a data da coleta, bloqueando novas frentes frias e favorecendo a atuação do regime de NE persistente. Entre 28 e 29 de março, o vento de NE variou entre 2 e 8 m s^{-1},

reduzindo para média de aproximadamente 7 m s^{-1} no dia 30. A salinidade manteve-se próxima de 20 psu, sem evidência clara de nova intrusão de água doce, e a turbidez superficial permaneceu moderada, entre 15 e 37 NTU. Nesse intervalo, as correntes inverteram novamente: a componente longitudinal passou a apontar para SO, atingindo até 0,55 m s^{-1}, enquanto a componente transversal apresentou transporte *offshore* em superfície, com velocidade de até 0,5 m s^{-1}, e *onshore* em profundidade, com até 0,25 m s^{-1}.

Na véspera da amostragem, Hs apresentou média de 1,4 m, Tp entre 6 e 10 s e direção de onda de leste, caracterizando Mar local de leste. No dia 30 de março, sob atuação anticiclônica, o vento manteve direção NE, com velocidade média próxima de 7 m s^{-1} e máxima de 12 m s^{-1}. A Hs média foi de 1 m e o Tp variou entre 5 e 8 s, indicando predominância de ondas geradas pelo vento local.

Campanha: Abril de 2019

O mapeamento realizado em 17 e 18 de abril de 2019 (Figura XII-18) indica a presença de LF distribuída pela área de amostragem, com espessuras inferiores a 0,4 m. Os maiores acúmulos ocorreram em dois setores: um mais profundo, próximo à isóbata de 11 m, com espessuras entre 0,6 e 0,8 m, e outro mais raso, entre as isóbatas de 6 e 8 m, próximo à região da Querência, onde a espessura de LF variou de 0,6 a 1,0 m. Nesses setores foram coletados os perfis densimétricos analisados.

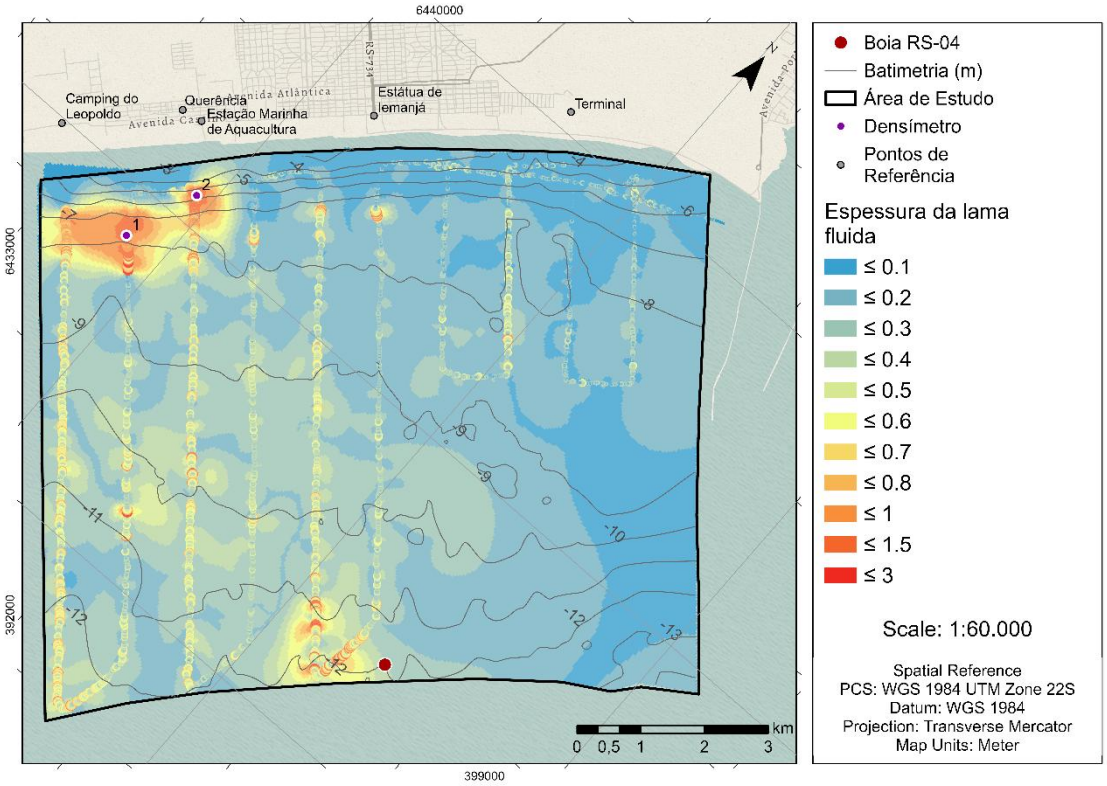


Figura XII-18. Mapa de espessura de LF para 17 e 18 de abril de 2019. Estão identificados os perfis verticais de densidade e a localização da boia meteo-oceanográfica (SiMCosta).

Os seis perfis densimétricos indicam depósitos relativamente espessos, com espessura total entre 0,8 e 1,25 m e média de 0,96 ± 0,2 m (Tabela XII-7). A estrutura interna dos depósitos foi dominada por lama consolidada, cuja espessura média foi de 0,80 ± 0,1 m (Tabela XII-8). A LF teve participação menor, com espessura média de 0,13 ± 0,2 m. As densidades do depósito variaram de 1037 ± 6 kg m^{-3} a 1267 ± 23 kg m^{-3}, com densidade média de 1203 ± 19 kg m^{-3}, reforçando o predomínio de material mais denso e consolidado.

Tabela XII-7. Estatísticas descritivas da espessura total do depósito e das espessuras associadas às classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de espessura calculados para os perfis

considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável.

Variável	$\overline{E_{min}}$ [m]	$\overline{E_{mean}}$ [m]	$\overline{E_{max}}$ [m]
Espessura do depósito	0,8	0,96 ± 0,2	1,25
Suspensão diluída	0	0,04 ± 0,03	0,08
Lama Fluida	0	0,13 ± 0,2	0,43
Lama Consolidada	0,68	0,8 ± 0,1	0,9

Tabela XII-8. Estatísticas descritivas da densidade do depósito e de suas classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de densidade calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável.

Variável	$\overline{\rho_{min}}$ [kg m^{-3}]	$\overline{\rho_{mean}}$ [kg m^{-3}]	$\overline{\rho_{max}}$[kg m^{-3}]
Densidade do depósito	1037 ± 6	1203 ± 19	1267 ± 23
Suspensão diluída	1038	1048 ± 6	1056
Lama Fluida	1116	1154 ± 20	1168
Lama Consolidada	1218	1226 ± 7	1239

No ponto 1 (Figura XII-19), localizado em frente à Querência, em profundidade aproximada de 7 m, o depósito apresentou cerca de 319 m de largura, paralela à praia, e 174 m de comprimento, perpendicular à praia. O depocentro mapeado pelo ecobatímetro apresentou espessura de LF entre 0,6 e 0,8 m. As três réplicas desse ponto mostraram espessuras totais semelhantes, entre 0,8 e 1 m, e valores máximos de densidade entre 1266 e 1290 kg m^{-3}. Nos perfis #1 e #2, a espessura estimada pelo densímetro foi próxima à espessura acústica, com 0,96 m contra 0,85 m no perfil #1 e 1 m contra 0,94 m no perfil #2. O perfil #2 apresentou a estrutura vertical mais progressiva, com aumento gradual da densidade com a profundidade. O perfil #1, por sua vez, mostrou uma concavidade na base da camada de LF antes do

contato com o substrato duro. No perfil #3, a espessura estimada pelo densímetro foi de 0,8 m, enquanto o ecobatímetro indicou 0,9 m.

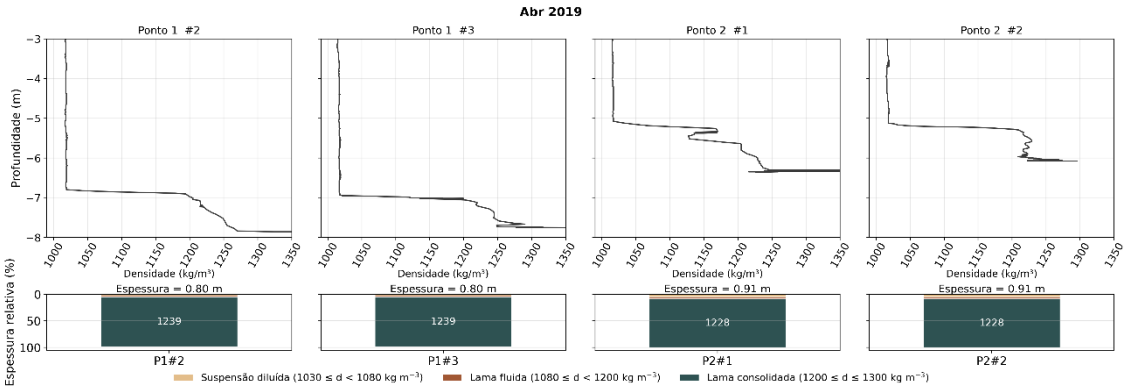


Figura XII-19. Perfis verticais de densidade (kg m⁻³) em função da profundidade para três pontos amostrais em abril de 2019, acompanhados da distribuição relativa da espessura das classes de densidade: suspensão diluída (1030–1080 kg m⁻³), LF (1080–1200 kg m⁻³) e lama consolidada (1200–1300 kg m⁻³). A espessura total do depósito é indicada em cada painel inferior.

O ponto 2, localizado em frente à Querência, próximo à Estação Marinha de Aquacultura, em profundidade aproximada de 5 m, apresentou maior complexidade vertical. No perfil #1, a espessura calculada pelo densímetro foi de 1,25 m, enquanto a espessura identificada pelo ecobatímetro foi de apenas 0,13 m, indicando baixa correspondência entre os métodos nesse caso. A frequência de 33 kHz penetrou até uma densidade de aproximadamente 1165 kg m⁻³, sendo refletida em uma profundidade onde o perfil apresenta redução de densidade, formando um gradiente negativo. Essa descontinuidade sugere uma estrutura vertical heterogênea, composta por camadas com diferentes níveis de consolidação.

Nos perfis do ponto 2, especialmente #1 e #2, a transição entre a coluna d'água e o material consolidado foi mais espessa e irregular, com uma zona de LF de até 0,43 m. Ainda assim, a fração dominante permaneceu sendo a lama

consolidada, com densidades próximas de 1224–1228 kg m^{-3} e espessuras entre 0,7 e 0,8 m. O perfil #1 apresentou três aumentos abruptos de densidade, interpretados como zonas de transição internas. A primeira camada ocorre entre 5,1 e 5,35 m de profundidade, com aumento de densidade de 1031 para 1170 kg m^{-3}. Em seguida, há redução para 1129 kg m^{-3} entre 5,35 e 5,5 m, seguida por novo aumento entre 5,52 e 5,93 m, quando a densidade varia de 1146 para 1220 kg m^{-3}. A partir de 5,93 m, ocorre novo aumento abrupto até cerca de 1240 kg m^{-3}, marcando a transição para o material mais consolidado próximo à base do depósito.

Essa organização vertical sugere que os depósitos de abril de 2019 não eram apenas espessos, mas também internamente heterogêneos. A presença de descontinuidades, reduções locais de densidade e múltiplos gradientes indica que o pacote lamoso pode ter sido formado por pulsos sucessivos de deposição e retrabalhamento. Considerando a alta energia da antepraia do Cassino e a disponibilidade de areia fina, essas interrupções na estrutura vertical podem refletir a interação entre deposição de LF, mistura com areia fina e consolidação parcial do depósito.

Entre março e abril de 2019, predominou o aumento da espessura de LF na área monitorada, representado pelas classes positivas em verde (Figura XII-20). O espessamento ocorreu de forma ampla, porém descontínua, com maior expressão no setor central e em faixas próximas à porção costeira/noroeste da área de estudo. As reduções, indicadas em roxo, foram pontuais e pouco extensas, enquanto as áreas em branco indicam pouca ou nenhuma alteração entre os levantamentos. Assim, o mapa sugere expansão

ou espessamento relativo da LF em grande parte da antepraia monitorada, com perda de espessura espacialmente restrita.

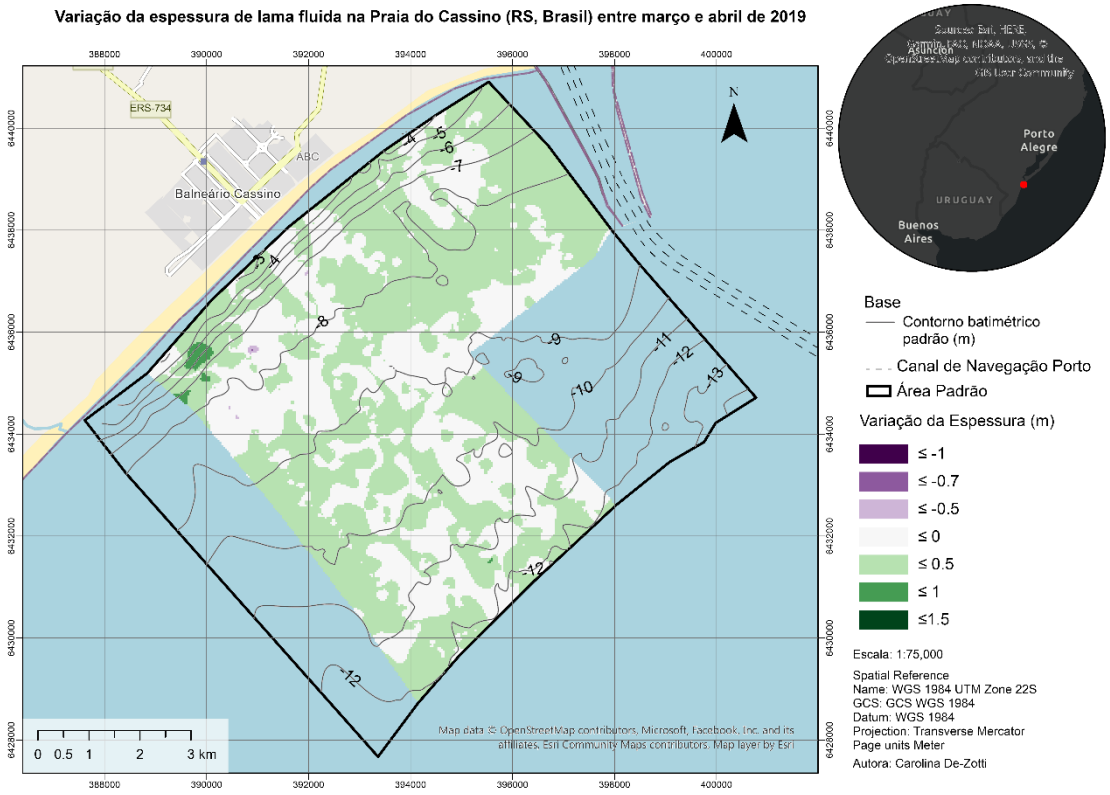


Figura XII-20. Variação espacial da espessura de LF entre os levantamentos de março e abril de 2019, obtida pela diferença entre rasters consecutivos.

Condições ambientais antecedentes

A coleta de dados foi realizada em 17 e 18 de abril de 2019, sendo considerada a quinzena anterior à amostragem, entre 1 e 16 de abril. Nesse período, a região foi influenciada pela alternância entre sistemas de baixa pressão, ciclones extratropicais e centros de alta pressão atmosférica, resultando em sucessivas rotações do vento, variações na energia de onda, mudanças na salinidade superficial e episódios pontuais de aumento da turbidez. Entre 1 e 3 de abril, a região esteve sob influência de um centro de alta pressão, enquanto um sistema de baixa pressão avançava a partir da

Argentina. A interação entre esses sistemas estabeleceu uma pista de vento de E-NE sobre a área de estudo.

Nos dias 1 e 2, os ventos na boia RS-04 foram predominantemente de E–NE, com velocidades médias entre 4,4 e 5,4 m s^{-1} e rajadas de até 7,7 m s^{-} (Figura XII-21). A Hs permaneceu baixa, em torno de 0,7 m, com Tp entre 6 e 13 s, sob regime de Mar local de E (Figura XII-22). A salinidade variou entre 25 e 30 psu, enquanto a turbidez superficial permaneceu baixa, inferior a 5 NTU (Figura XII-23). Nesse intervalo, a corrente longitudinal apresentou sentido superficial para SO, com velocidade próxima de zero, enquanto a componente transversal atingiu cerca de 0,25 m s^{-1} em superfície e permaneceu fraca em profundidade (Figura XII-21).

No dia 3, com a aproximação de um ciclone extratropical, o vento girou de NE para SO–S e aumentou para cerca de 8 m s^{-1}. No mesmo dia, o regime de ondas passou de Mar local de E para *Swell* SE de baixa energia, com período de pico entre 10 e 12 s. A salinidade aumentou de aproximadamente 21 para 30 psu, enquanto a turbidez reduziu para valores próximos de zero.

A partir do dia 4, um novo centro de baixa pressão próximo ao Rio da Prata promoveu nova rotação do vento, que passou de S para E–NE–N, com velocidade em torno de 6 m s^{-1}. A altura de onda permaneceu baixa, entre 0,9 e 1,0 m, e o período de pico variou entre 9 e 12 s. No dia 5, a frente fria associada atingiu a área de estudo, com rotação do vento para S e intensificação para velocidade média de 10,7 m s^{-1}, com rajadas de até 14 m s^{-1}. A altura de onda aumentou de 0,8 para 2,1 m ao longo do dia, sob regime de Mar misto de S, com Tp entre 6 e 11 s. A salinidade permaneceu próxima de 30 psu, enquanto a turbidez aumentou no final do dia, de cerca de 6 para

30 NTU. A corrente longitudinal apresentou sentido superficial para SO, com velocidade de aproximadamente 0,4 m s^{-1}, e a componente transversal manteve-se próxima de zero.

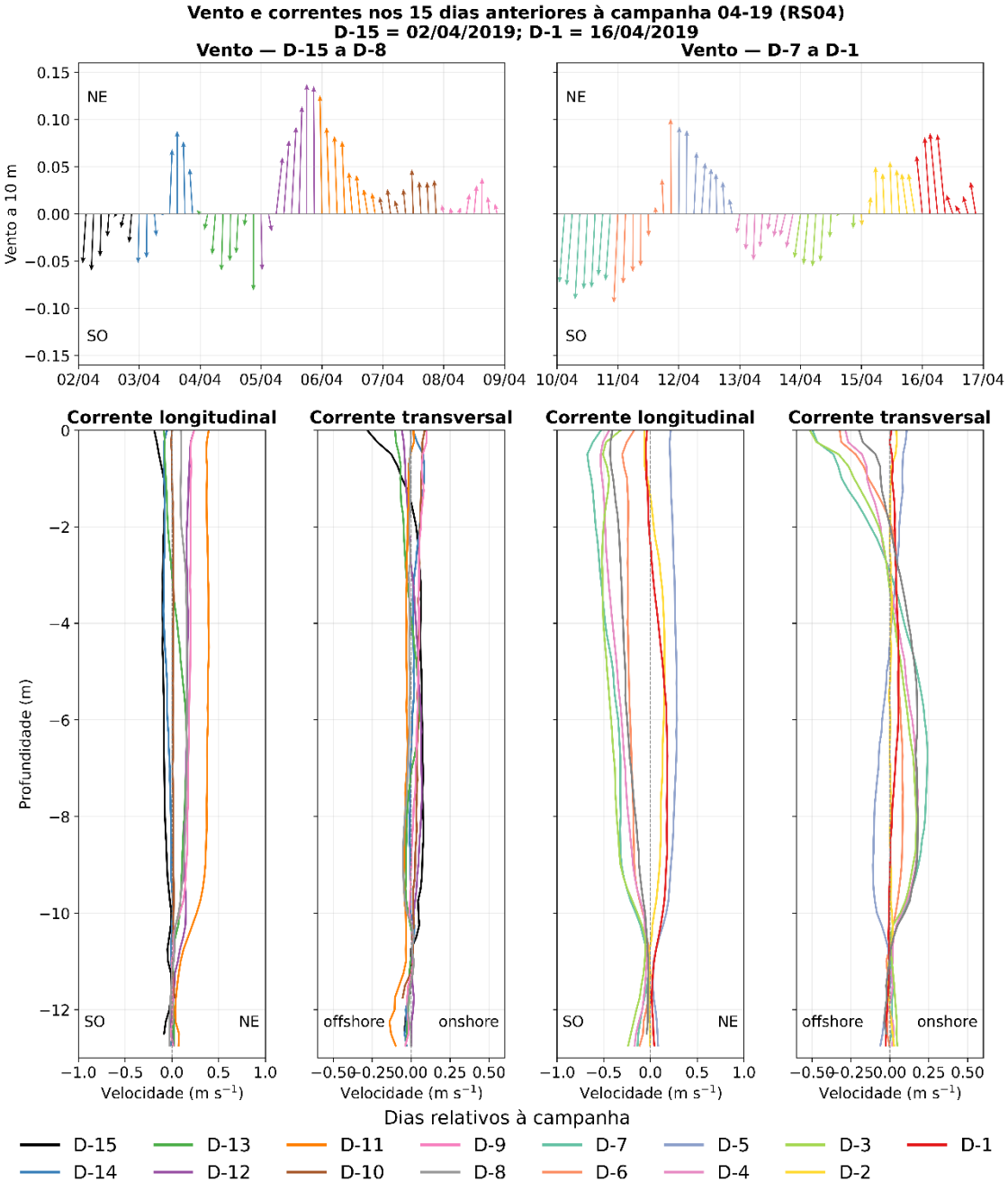


Figura XII-21. Evolução semanal do vento (componente ao longo do eixo NE–SO), dos perfis verticais de corrente (componentes longitudinal e transversal) ao longo de abril de 2019.

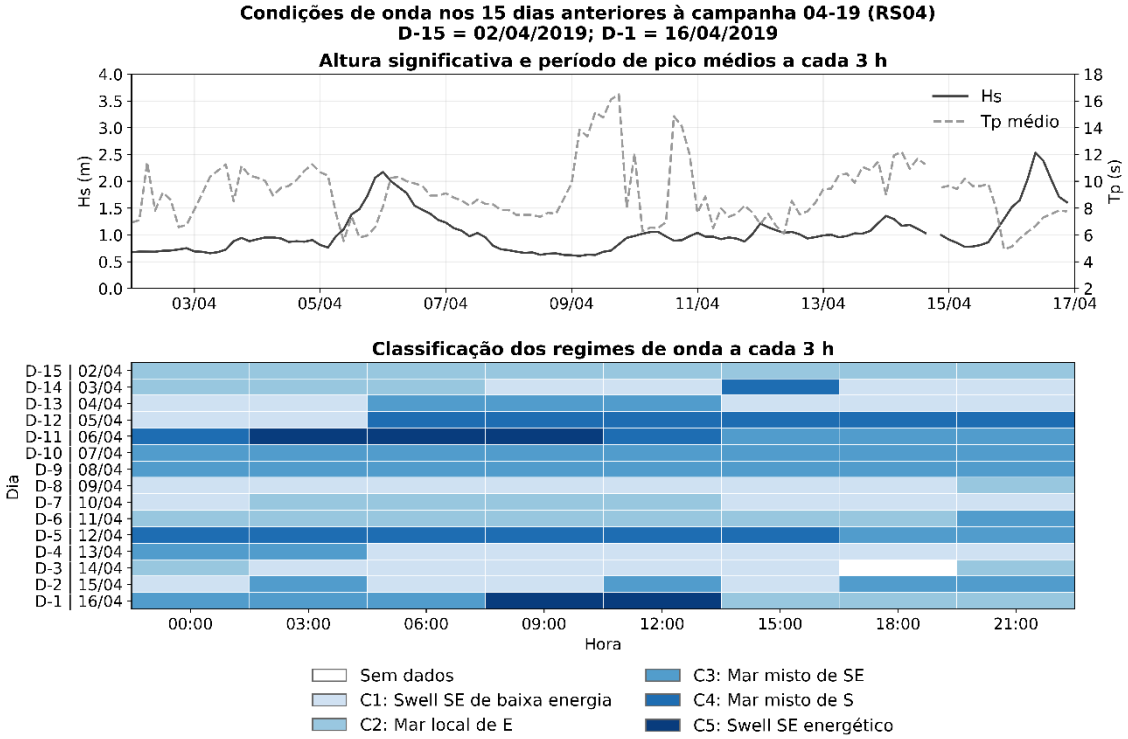


Figura XII-22. Altura significativa de onda, período de pico médio e classificação dos regimes de onda a cada 3 h nos 15 dias anteriores à campanha de abril de 2019. O painel inferior mostra a distribuição temporal dos clusters de onda. Dados da boia RS-04.

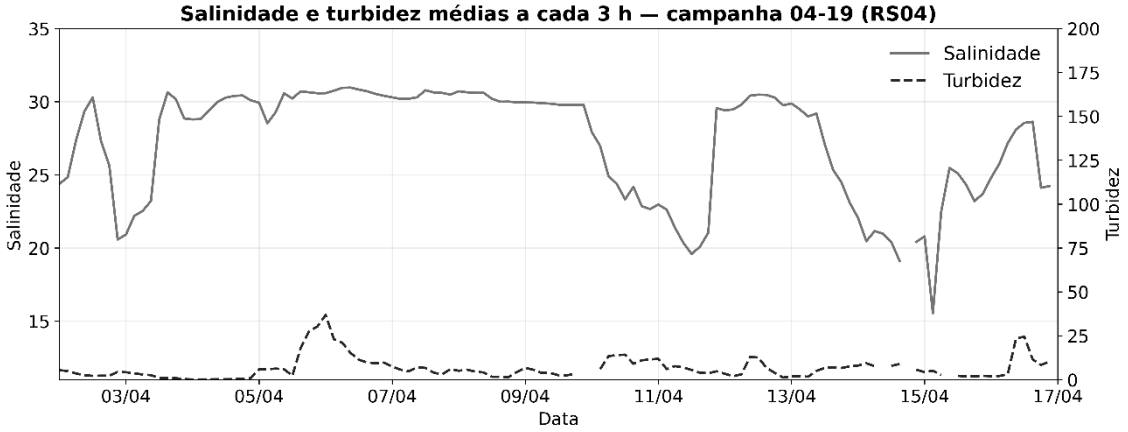


Figura XII-23. Série temporal de salinidade com valor médio a cada 3 h entre D-15 e D-1 da campanha de abril de 2019. Dados da boia RS-04.

No dia 6, um centro de alta pressão proveniente do Pacífico avançou junto à frente fria e passou a atuar sobre a região. O vento girou para SE e reduziu para cerca de 7 m s^{-1}. A energia de onda atingiu o primeiro pico

expressivo da quinzena, com Hs de 2,2 m, Tp entre 9 e 10 s e direção de onda de sudeste. No dia 6, a corrente longitudinal registrou as maiores velocidades da primeira semana, entre 0,25 e 0,51 m s^{-1}, com deslocamento para NE, enquanto a componente transversal permaneceu fraca, com indicação de transporte *offshore* junto ao fundo.

Entre os dias 5 e 9, a salinidade permaneceu elevada, entre aproximadamente 26,4 e 31 psu, e a persistência de ventos de SE indica ausência de vazante estuarina efetiva. Ainda assim, a turbidez superficial aumentou, com médias entre 12 e 16 NTU nos dias 5 e 6 e máximo de 37 NTU, sugerindo ressuspensão local sob condições mais energéticas.

Entre 6 e 12 de abril, a atuação sucessiva de centros de alta pressão bloqueou a aproximação de sistemas de baixa pressão sobre a região. O primeiro anticiclone permaneceu até o dia 8, mantendo ventos de SE–S e reduzindo gradualmente sua intensidade para média de 3,6 m s^{-1}. A altura de onda diminuiu de cerca de 2,0 m no dia 6 para 0,6 m no dia 8, sob regime de Mar misto de SE, com Tp entre 7 e 9 s.

Um novo centro de alta pressão avançou da Argentina no dia 9 e persistiu até o dia 11, quando o vento girou para NE, com média de 3 m s^{-1} no dia 9 e aumento para 9–11 m s^{-1} nos dias 10 e 11. Nesse intervalo, a Hs permaneceu em torno de 1 m, enquanto o Tp variou entre 12 e 17 s, sob regime de *Swell* SE de baixa energia. No dia 10, a corrente longitudinal atingiu velocidade de 0,5 m s^{-1} para SO, enquanto a corrente transversal apresentou fluxo *offshore* em superfície, também próximo de 0,5 m s^{-1}, e *onshore* em profundidade, com cerca de 0,25 m s^{-1}. No dia 11, a intensidade diminuiu, mas o padrão vertical de corrente foi mantido.

Com a dissipação desse bloqueio anticiclônico, um novo ciclone extratropical avançou em direção à região no dia 11. O vento, inicialmente de NE, rotacionou para E-SE. O regime de ondas passou a Mar local de E, com Hs em torno de 1 m e Tp entre 5 e 12 s. No dia 12, o vento girou entre SE e SO, com média de 6,5 m s^{-1}. O regime passou a Mar misto de S, ainda com Hs próxima de 1 m e Tp de 6 a 9 s. A corrente longitudinal apresentou sentido para NE, com velocidade entre 0,2 e 0,5 m s^{-1}, enquanto a componente transversal foi fraca em superfície, com sentido *onshore*, e *offshore* em profundidade, com velocidade em torno de 0,15 m s^{-1}.

Entre os dias 13 e 14, um centro de alta pressão voltou a atuar sobre a área. O vento girou novamente para NE, com médias de 6 m s^{-1} e rajadas máximas de 12 m s^{-1}. A altura de onda atingiu um pico secundário de 1,4 m no dia 14 e depois reduziu para cerca de 1 m, enquanto o Tp variou entre 9 e 13 s, sob regime de *Swell* SE de baixa energia. Sob ventos de NE, a salinidade diminuiu, variando entre 22,6 e 30 psu no dia 13 e entre 18 e 22 psu no dia 14. A turbidez superficial permaneceu baixa, entre 5 e 10 NTU. No dia 14, o perfil de correntes indicou componente transversal *offshore* em superfície e *onshore* em meia água, com intensidades entre 0,3 e 0,4 m s^{-1}, além de componente longitudinal para SO, com máximo de 0,5 m s^{-1} em superfície.

No dia 14, um ciclone extratropical avançou da Argentina em direção à área de estudo e, no dia 15, formou-se adicionalmente um centro de baixa pressão à frente da região. O vento girou para SE e se intensificou, com média de 6,1 m s^{-1} no dia 15 e aumento até 15 m s^{-1} no dia 16, véspera da coleta. No dia 15, Hs apresentou média de 0,92 m, Tp variou entre 4 e 11 s e a direção

de onda foi de sudeste. A salinidade superficial oscilou entre 12 e 25 psu, enquanto a turbidez permaneceu baixa, em torno de 2,8 NTU.

No dia 16, sob atuação de um centro de alta pressão, ocorreu nova elevação da energia de onda, com Hs entre 1,5 e 2,5 m e Tp entre 5 e 8 s, indicando domínio de ondas geradas pelo vento local de sudeste. A salinidade variou entre 23 e 28 psu, e a turbidez superficial aumentou para média de 11 NTU, com máximo de 29,6 NTU.

Nos dias 17 e 18, durante a coleta, o centro de alta pressão sobre o oceano manteve influência sobre a região. No dia 17, o vento permaneceu de SE, com velocidades médias de 7 m s^{-1} e rajadas de até 10 m s^{-1}. No dia 18, o deslocamento do anticiclone promoveu rotação para SO, com média de 4,0 m s^{-1} e rajada máxima de 6,5 m s^{-1}. A energia de onda permaneceu elevada nos dois dias, com Hs média em torno de 1,6 m, Tp entre 7 e 12 s e direção de sudeste. A salinidade superficial variou entre 16 e 26 psu, enquanto a turbidez permaneceu baixa, entre 5 e 6 NTU.

Nos dias 16 e 17, a corrente apresentou componente longitudinal para SO em superfície e para NE em meia água, enquanto a componente transversal manteve velocidades próximas de zero, com fraco transporte *onshore* próximo ao fundo. No dia 18, a componente longitudinal em superfície intensificou-se, atingindo 0,25 m s^{-1} para SO, enquanto a componente transversal passou a indicar transporte *offshore* em superfície e *onshore* em meia água.

Campanha: Junho de 2019

A Figura XII-24 mostra que, nos dias 17 e 18 de abril de 2019, a LF apresentou ampla distribuição na área de amostragem, com espessuras frequentemente próximas de 0,4 m, indicadas pelos tons esverdeados. Os maiores acúmulos ocorreram em três setores principais: no setor sul da área, próximo à isóbata de 11 m, com espessuras entre 0,6 e 0,8 m; na região da Querência, entre as isóbatas de 8 e 9 m, onde as espessuras variaram de 0,6 a 1,0 m; e na porção central do Balneário, próximo à isóbata de 7 m, com espessuras de até 0,6 m. Esse padrão indica que o depósito não era uniforme, mas formado por núcleos de maior espessura inseridos em uma área mais ampla de LF moderadamente espessa.

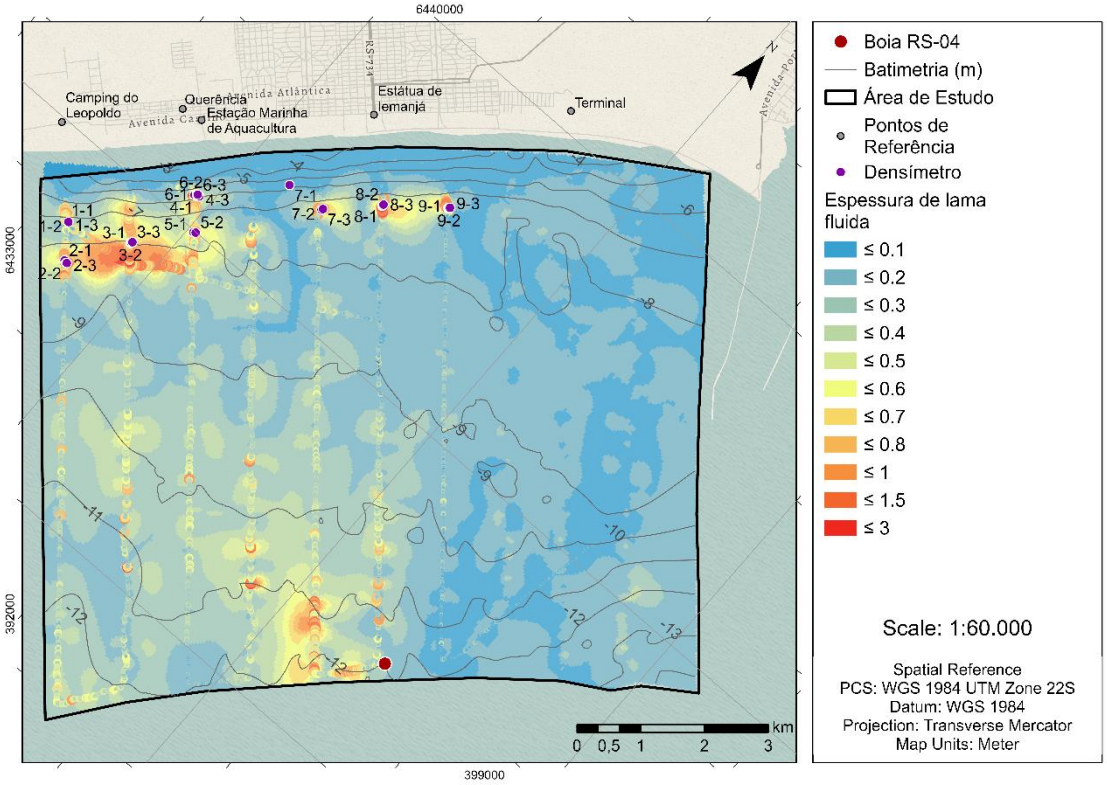


Figura XII-24. Mapa de espessura de LF para junho de 2019. Estão identificados os perfis verticais de densidade e a localização da bóia meteo-oceanográfica (SiMCosta).

Os depósitos apresentaram espessura total média de 0,5 ± 0,2 m, variando de 0,15 a 0,87 m (Tabela XII-9). A lama consolidada foi a classe interna mais espessa, com média de 0,34 ± 0,2 m e máximo de 0,66 m, enquanto a LF apresentou espessura média de 0,18 ± 0,2 m e máximo de 0,75 m. Em termos de densidade (Tabela XII-10), o depósito apresentou densidade média de 1210 ± 18 kg m^{-3}, com valores mínimos médios de 1092 ± 33 kg m^{-3} e máximos médios de 1270 ± 23 kg m^{-3}. A LF teve densidade média de 1152 ± 22 kg m^{-3}, enquanto a lama consolidada apresentou densidade média de 1237 ± 18 kg m^{-3}. Esses valores indicam depósitos relativamente densos, com presença importante de material consolidado na estrutura vertical.

Tabela XII-9. Estatísticas descritivas da espessura total do depósito e das espessuras associadas às classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de espessura calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável.

Variável	$\overline{E_{min}}$ [m]	$\overline{E_{mean}}$ [m]	$\overline{E_{max}}$ [m]
Espessura do depósito	0,15	0,5 ± 0,2	0,87
Suspensão diluída	0	0,05 ± 0,03	0,11
Lama Fluida	0	0,18 ± 0,2	0,75
Lama Consolidada	0	0,34 ± 0,2	0,66

Tabela XII-10. Estatísticas descritivas da densidade do depósito e de suas classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de densidade calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável.

Variável	$\overline{\rho_{min}}$ [kg m^{-3}]	$\overline{\rho_{mean}}$ [kg m^{-3}]	$\overline{\rho_{max}}$[kg m^{-3}]
Densidade do depósito	1092 ± 33	1210 ± 18	1270 ± 23
Suspensão diluída	1037	1053 ± 11	1071
Lama Fluida	1089	1152 ± 22	1193
Lama Consolidada	1206	1237 ± 18	1284

Nos perfis densimétricos (Figura XII-25), os pontos 2, 3, 5, 7 e 9 representam diferentes porções do depósito. O ponto 2, localizado em profundidade de aproximadamente 6,5 m, na borda do depósito maior em frente à Querência, apresentou espessuras de LF de 0,8, 0,79 e 0,7 m. No perfil 2#2, a espessura calculada pelo densímetro foi de 0,79 m, próxima à espessura estimada pelo ecobatímetro, de 0,76 m. Esse perfil variou de 1089 a 1274 kg m^{-3}, com limite inferior marcado pela transição para um substrato mais consolidado, com densidade de 1380 kg m^{-3}.

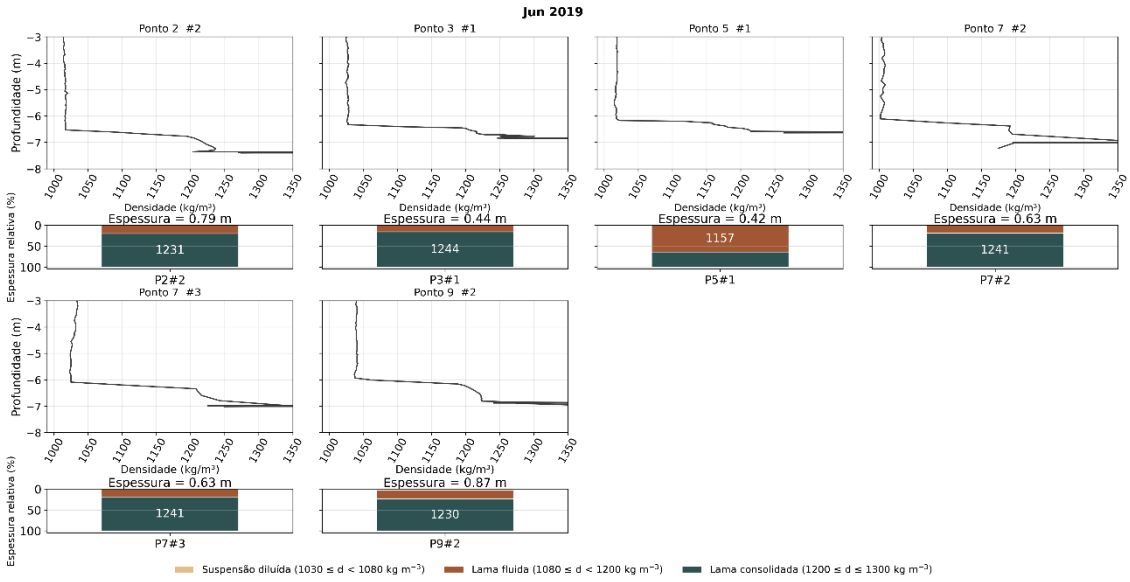


Figura XII-25. Perfis verticais de densidade (kg m^{-3}) em função da profundidade para três pontos amostrais em junho de 2019, acompanhados da distribuição relativa da espessura das classes de densidade: suspensão diluída (1030–1080 kg m^{-3}), LF (1080–1200 kg m^{-3}) e lama consolidada (1200–1300 kg m^{-3}). A espessura total do depósito é indicada em cada painel inferior.

O ponto 3, situado a cerca de 6,5 m de profundidade, na porção sul do mapeamento, também integra o depósito maior associado à Querência. As três réplicas apresentaram espessuras de LF de 0,44, 0,59 e 0,43 m, enquanto o ecobatímetro estimou 0,53, 0,74 e 0,59 m. No perfil 3#1, a densidade variou de 1113 a 1290 kg m^{-3}.

O ponto 5, próximo à Estação Marinha de Aquacultura, apresentou espessuras de LF de 0,42 e 0,50 m, com estimativas acústicas próximas, de 0,41 e 0,57 m. No perfil 5#1, a densidade variou de 1118 a 1264 kg m^{-3}, e a espessura estimada pelo densímetro foi praticamente igual à identificada pelo ecobatímetro. O perfil mostra aumento progressivo da densidade com a profundidade.

O ponto 7, localizado na região da nova rodoviária do Cassino, corresponde a um depocentro de LF, com dimensões aproximadas de 278 m de largura e 122 m de comprimento. Nos perfis 7#2 e 7#3, as espessuras calculadas pelo densímetro foram de 0,75 e 0,76 m, enquanto o ecobatímetro estimou 0,82 e 0,77 m. Os perfis mostram maior adensamento próximo ao limite inferior do depósito, mas mantêm densidades relativamente constantes e inferiores a 1250 kg m^{-3} na porção superior.

O ponto 9, localizado mais ao norte da área de estudo, próximo à Rua do Riacho, representa outro depocentro, com cerca de 188 m de largura e 152 m de comprimento. No perfil 9#2, a densidade variou de 1063 a 1280 kg m^{-3}, e a espessura estimada pelo densímetro foi de 0,87 m, enquanto o ecobatímetro indicou 1 m. A ocorrência desse depósito é relevante porque depósitos tão ao norte da área de estudo não são comuns. Em conjunto, os perfis dos pontos 2, 3, 7 e 9 apresentaram estrutura vertical semelhante, enquanto o ponto 5 se destacou pela maior proporção relativa de LF em relação à lama consolidada.

Condições ambientais antecedentes

A saída de campo foi realizada nos dias 3 e 4 de junho de 2019. Assim, a quinzena anterior à amostragem correspondeu ao período de 18 de maio a 2 de junho. Nesse intervalo, as condições meteo-oceanográficas foram controladas pela alternância entre frentes frias, centros de baixa pressão e anticiclones, com reflexo direto na direção e intensidade do vento, na energia de onda, na salinidade superficial, na turbidez e nos perfis verticais de corrente.

Entre 18 e 21 de maio, a região esteve sob influência de um cavado associado a uma frente fria, que evoluiu para uma frente estacionária, enquanto a borda de um anticiclone atuava sobre o continente. O vento apresentou direção predominante de sudeste, com velocidade média de aproximadamente 6 m s^{-1} no dia 20, aumentando para cerca de 9 m s^{-1} no dia 21 (Figura XII-26). Nesse primeiro intervalo, a Hs de onda manteve-se próxima de 1 m, alternando entre regimes de mar local de E e swell SE de baixa energia (Figura XII-27). A salinidade permaneceu relativamente baixa, variando entre 18 e 26 psu (Figura XII-28).

Nos dias 21 e 22 de maio, a interação entre o anticiclone e um centro de baixa pressão intensificou a energia de onda. No dia 22, o vento manteve direção sudeste, com intensidade entre 9 e 11 m s^{-1}, enquanto a Hs variou de 1,7 a 2,1 m, com Tp entre 8 e 10 s, sob regime de *Swell* SE energético. A salinidade aumentou até aproximadamente 29 psu, e a turbidez apresentou elevação moderada, variando entre 12 e 18 NTU.

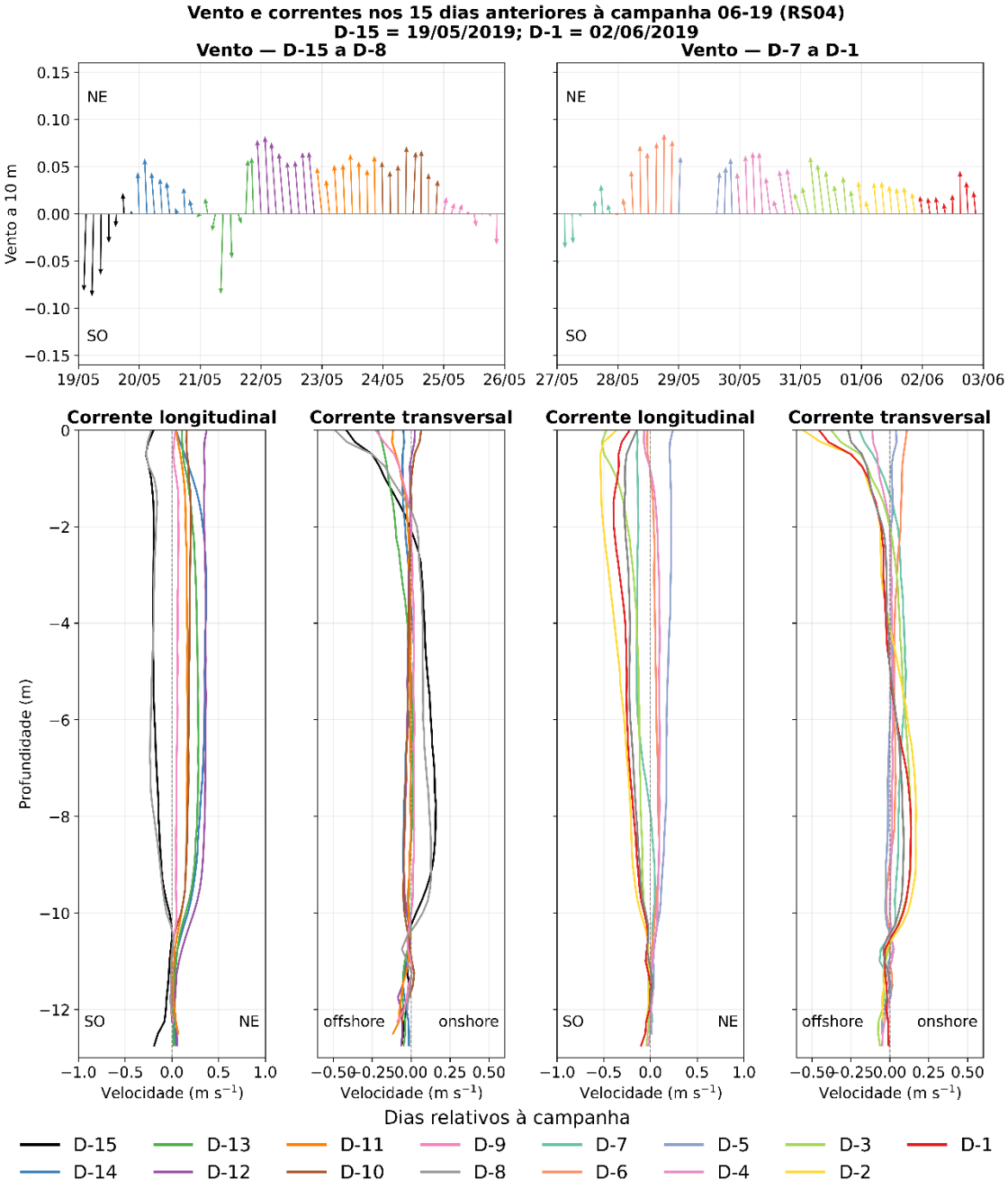


Figura XII-26. Evolução semanal do vento (componente ao longo do eixo NE–SO), dos perfis verticais de corrente (componentes longitudinal e transversal) e dos regimes meteo-oceanográficos ao longo de junho de 2019.

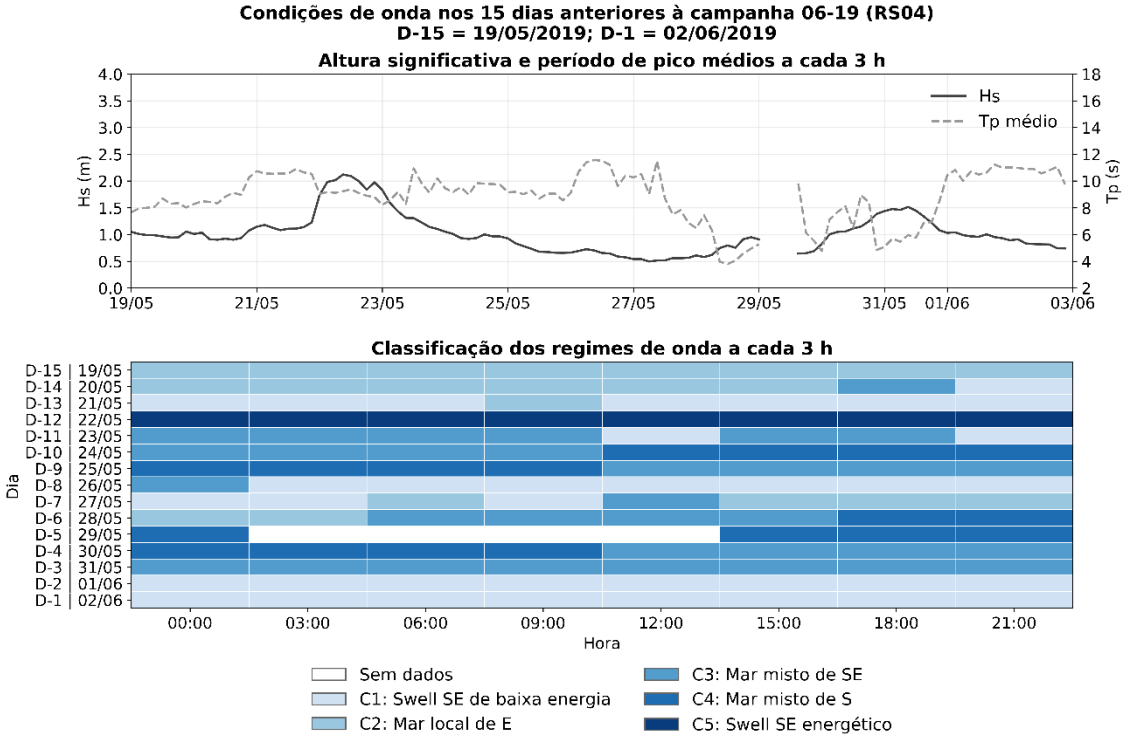


Figura XII-27. Altura de onda, período de pico médio e classificação dos regimes de onda a cada 3 h nos 15 dias anteriores à campanha de junho de 2019. O painel inferior mostra a distribuição temporal dos clusters de onda. Dados da boia RS-04.

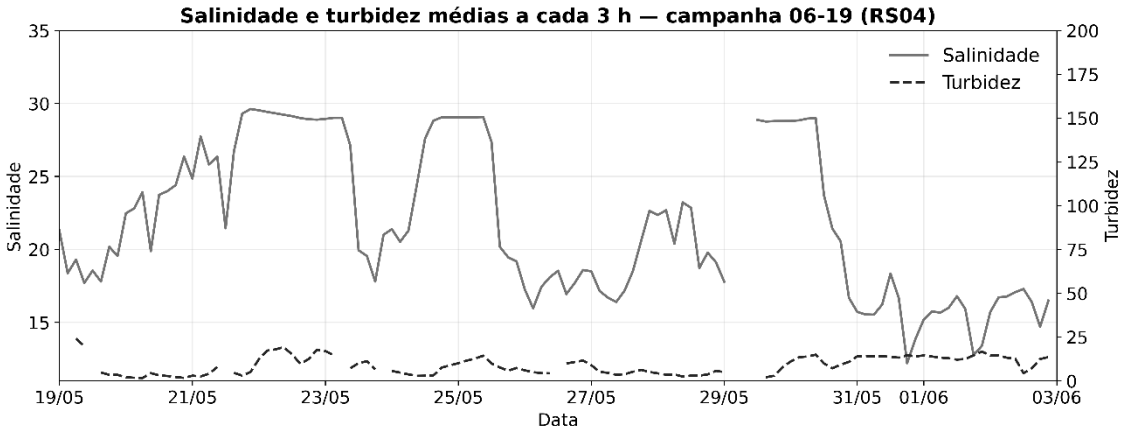


Figura XII-28. Série temporal de salinidade com valor médio a cada 3 h entre D-15 e D-1 da campanha de junho de 2019. Dados da boia RS-04.

No dia 23 de maio, o centro de baixa pressão e o anticiclone permaneceram próximos à área de estudo, mantendo o vento de SE. A altura de onda iniciou redução progressiva, passando de 1,8 m para 1,1 m ao final do

dia, com Tp entre 7 e 12 s e regime de Mar misto de SE. A salinidade variou amplamente, entre 17 e 30 psu. A turbidez permaneceu entre 14 e 18 NTU, mas retornou a valores próximos de 5 NTU no final do dia.

A partir de 24 de maio, a energia de onda diminuiu e permaneceu baixa por cerca de cinco dias. Entre 24 e 29 de maio, a Hs variou principalmente entre 0,5 e 1,0 m, enquanto o Tp variou entre 7 e 13 s. Nesse intervalo, o regime de ondas oscilou entre Mar misto de S e *Swell* SE de baixa energia. O vento também apresentou maior variabilidade direcional, passando para SE no dia 24 e para SO no dia 25, O–NO no dia 26, SO–S no dia 27 e SE no dia 28, com intensidade geralmente entre 2 e 6 m s^{-1}. Entre 26 e 28 de maio, a salinidade diminuiu de forma significativa, com valor médio próximo de 18 psu.

Durante a semana de 19 a 26 de maio, os perfis de corrente indicaram predomínio da componente longitudinal para NE, principalmente entre os dias 21 e 26, com velocidades entre 0,15 e 0,40 m s^{-1}. A componente transversal permaneceu fraca, próxima de zero, variando aproximadamente entre 0,01 e 0,05 m s^{-1}, com sentido preferencial *offshore*.

No dia 28 de maio, o centro de baixa pressão deslocou-se em direção ao oceano. Na boia RS-04, o vento apresentou direção SE, velocidade média de aproximadamente 5 m s^{-1} e rajadas de até 8 m s^{-1}. A altura de onda voltou a aumentar, passando de 0,6 m no início do dia para cerca de 1 m no final, sob regime de mar misto de SE e período de pico entre 3 e 7 s. Entre 28 e 30 de maio, a corrente manteve componente longitudinal para NE, com velocidade máxima próxima de 0,2 m s^{-1}, enquanto a componente transversal permaneceu reduzida.

Entre 30 de maio e 2 de junho, um anticiclone aproximou-se da região e permaneceu relativamente estacionário. O vento apresentou direção SE–E, com tendência de redução da velocidade, variando de aproximadamente 6 para 2 m s^{-1}. Nos dias 30 e 31, a Hs aumentou de 1 para 1,5 m, com Tp entre 5 e 12 s, sob regimes de Mar misto de S e Mar misto de SE. A partir de 31 de maio, a salinidade iniciou queda progressiva, passando de cerca de 20 para 12 psu, enquanto a turbidez permaneceu entre 12 e 17 NTU até 2 de junho.

Nos dias 3 e 4 de junho, durante a coleta dos dados de LF, um novo anticiclone avançou do continente em direção à área de estudo. O vento rondou para S–SO, com velocidade média próxima de 4 m s^{-1}, enquanto a Hs de onda permaneceu baixa, entre 0,6 e 0,7 m. A salinidade apresentou forte variação, com valores entre aproximadamente 6 e 18 psu, e a turbidez oscilou entre 1 e 26 NTU. Portanto, a campanha ocorreu após uma quinzena marcada por um episódio energético associado ao *Swell* SE entre 21 e 23 de maio, seguido por vários dias de menor energia de onda, vento fraco a moderado e forte variabilidade salina imediatamente antes da amostragem. Esse período de menor energia pode ter favorecido a estabilização do depósito e a evolução para um estágio mais consolidado, compatível com a maior proporção de lama consolidada observada nos perfis densimétricos.

Campanha: Julho de 2019

No levantamento de julho de 2019, a espessura de LF estimada pelo ecobatímetro foi baixa em praticamente toda a área mapeada (Figura XII-29). A predominância dos tons de azul indica espessuras inferiores ou iguais a 0,10 m. Apenas um setor na porção sul da área apresentou espessuras ligeiramente maiores, com valores de até 0,30 m, indicando ocorrência pontual de LF. Esse

padrão também aparece nos dados densimétricos: dos 23 perfis verticais coletados, apenas 9 apresentaram espessura superior a 0,10 m.

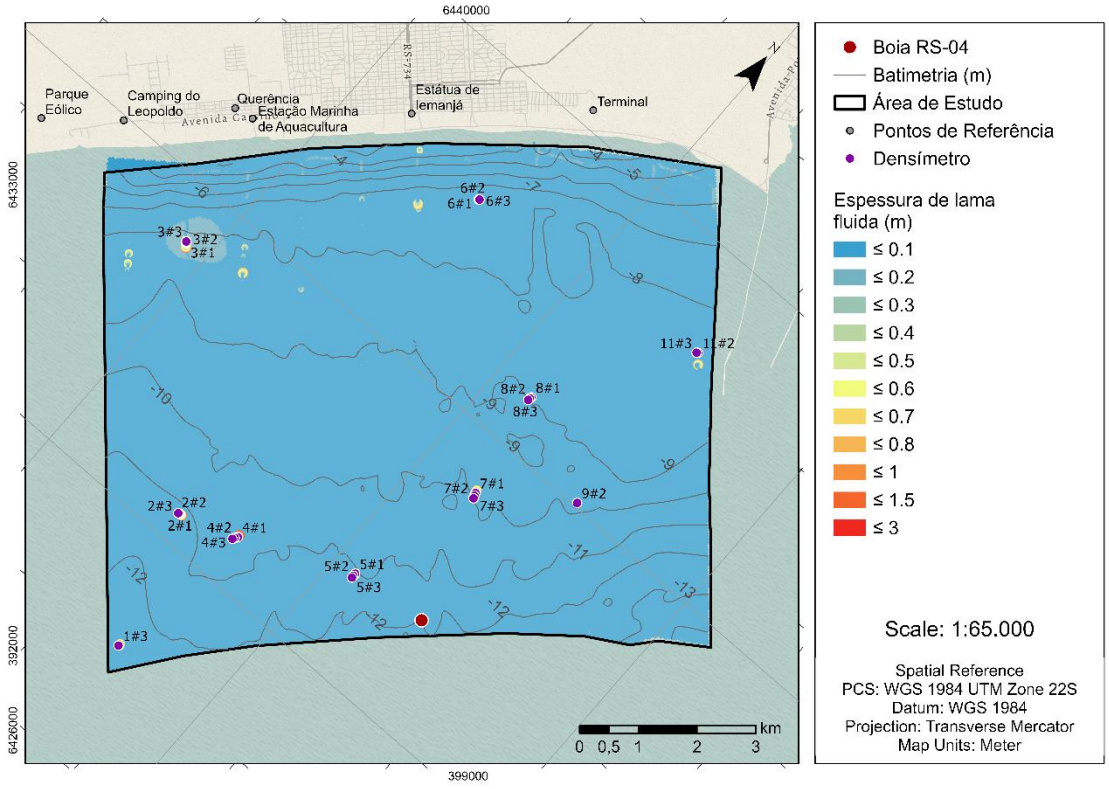


Figura XII-29. Mapa de espessura de LF para julho de 2019. Estão identificados os perfis verticais de densidade e a localização da bóia meteo-oceanográfica (SiMCosta).

A espessura média total foi de 0,17 ± 0,2 m, com máximo de 0,76 m (Tabela XII-11). A LF foi a principal classe interna em termos de espessura, mas ainda apresentou valores reduzidos, com média de 0,12 ± 0,2 m e máximo de 0,68 m. A suspensão diluída teve espessura média de 0,05 ± 0,1 m, enquanto a lama consolidada foi pouco representativa, com média de 0,06 ± 0,1 m e máximo de 0,19 m. Em termos de densidade, os depósitos apresentaram densidade média de 1195 ± 54 kg m^{-3}, com valores mínimos médios de 1092 ± 69 kg m^{-3} e máximos médios de 1262 ± 47 kg m^{-3} (Tabela XII-12). A LF teve

densidade média de 1152 ± 22 kg m^{-3}, enquanto a lama consolidada apresentou densidade média de 1252 ± 13 kg m^{-3}.

Tabela XII-11. Estatísticas descritivas da espessura total do depósito e das espessuras associadas às classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de espessura calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável.

Variável	$\overline{E_{min}}$ [m]	$\overline{E_{mean}}$ [m]	$\overline{E_{max}}$ [m]
Espessura do depósito	0	0,17 ± 0,2	0,76
Suspensão diluída	0	0,05 ± 0,1	0,32
Lama Fluida	0	0,12 ± 0,2	0,68
Lama Consolidada	0	0,06 ± 0,1	0,19

Tabela XII-12. Estatísticas descritivas da densidade do depósito e de suas classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de densidade calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável.

Variável	$\overline{\rho_{min}}$ [kg m^{-3}]	$\overline{\rho_{mean}}$ [kg m^{-3}]	$\overline{\rho_{max}}$[kg m^{-3}]
Densidade do depósito	1092 ± 69	1195 ± 54	1262 ± 47
Suspensão diluída	1036	1050 ± 9	1067
Lama Fluida	1097	1152 ± 22	1195
Lama Consolidada	1228	1252 ± 13	1277

Os perfis selecionados mostram que, apesar da baixa espessura média do mapeamento, alguns pontos apresentaram depósitos pontuais de LF (Figura XII-30). O ponto 3, localizado na porção sul da área de estudo, próximo à Querência e em profundidade aproximada de 8 m, concentrou as maiores espessuras entre os perfis destacados.

As três réplicas apresentaram variação expressiva na espessura da LF, entre 0,24 e 0,77 m pelo densímetro e entre 0,17 e 0,80 m pelo ecobatímetro. Apesar dessa variabilidade, as estimativas dos dois métodos foram

semelhantes nos perfis #1 e #3, com 0,50 versus 0,52 m e 0,77 versus 0,80 m, respectivamente. No perfil #2, a espessura foi menor, com 0,24 m pelo densímetro e 0,17 m pelo ecobatímetro. As densidades variaram entre aproximadamente 1050 e 1297 kg m^{-3}, com aumento progressivo da densidade com a profundidade. As diferenças entre as réplicas provavelmente refletem a deriva da embarcação, a impossibilidade de repetir exatamente a posição de amostragem, a heterogeneidade lateral do depósito e variações locais da batimetria de fundo.

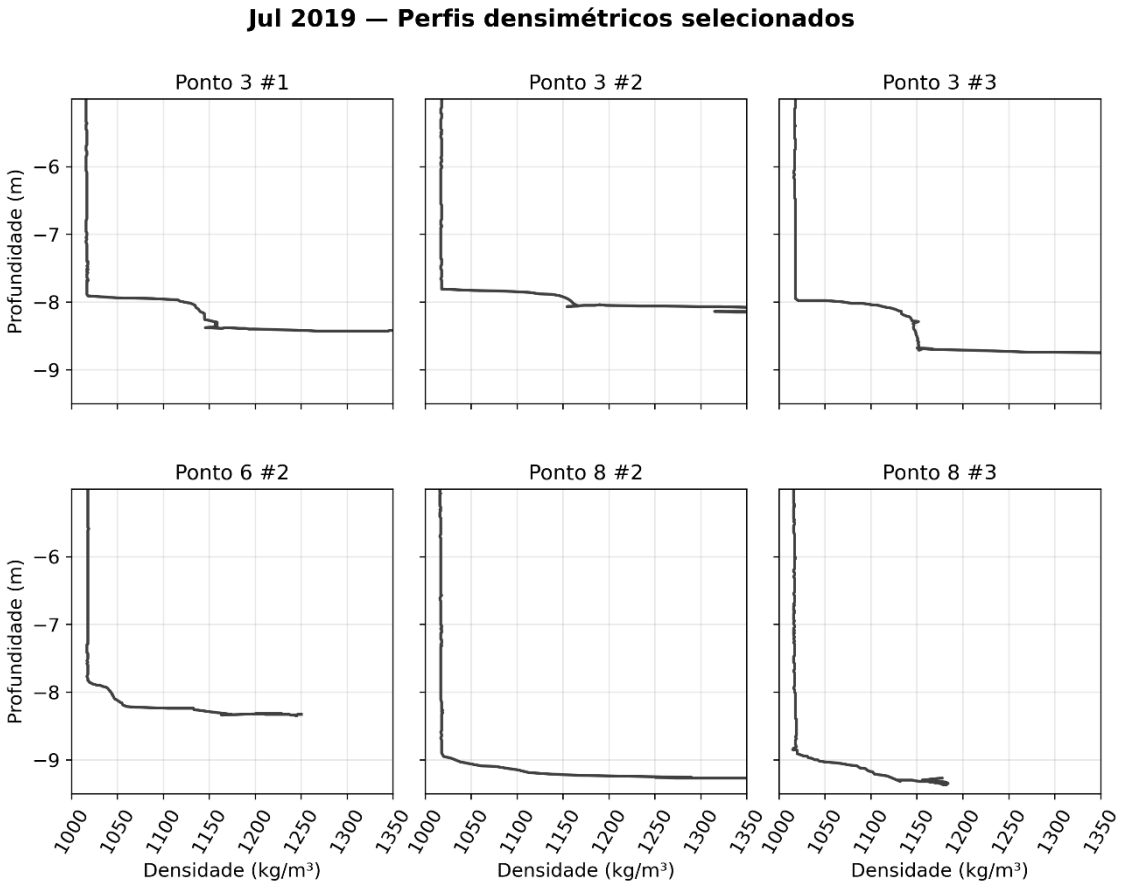


Figura XII-30. Perfis verticais de densidade selecionados para julho de 2019, representando o ponto 3 e os perfis 6#2, 8#2 e 8#3.

Nos perfis 6#2, 8#2 e 8#3, observa-se uma camada de LF menos densa e pouco estruturada. As espessuras foram de 0,44 m no perfil 6#2 e 0,37 m no

perfil 8#3, com densidades máximas de 1174 e 1182 kg m^{-3}, respectivamente; no perfil 8#3, a densidade média foi de 1121 kg m^{-3}. Os gradientes internos foram baixos, da ordem de 15 a 25 kg m^{-3}, indicando uma camada muito fluida, sem fração basal claramente compactada. As frequências de 200 e 50 kHz não delimitaram adequadamente esses pacotes e penetraram até níveis de densidade próximos de 1065 kg m^{-3}, sugerindo baixa definição acústica dos gradientes internos.

Entre junho e julho de 2019, predominou a redução da espessura de LF na área monitorada, representada pelas classes negativas em roxo (Figura XII-31). A perda ocorreu de forma ampla, com maior continuidade no setor central e em faixas próximas à porção costeira/noroeste da área de estudo. Os aumentos de espessura, indicados em verde, foram mais restritos e descontínuos, concentrando-se sobretudo em menores profundidades.

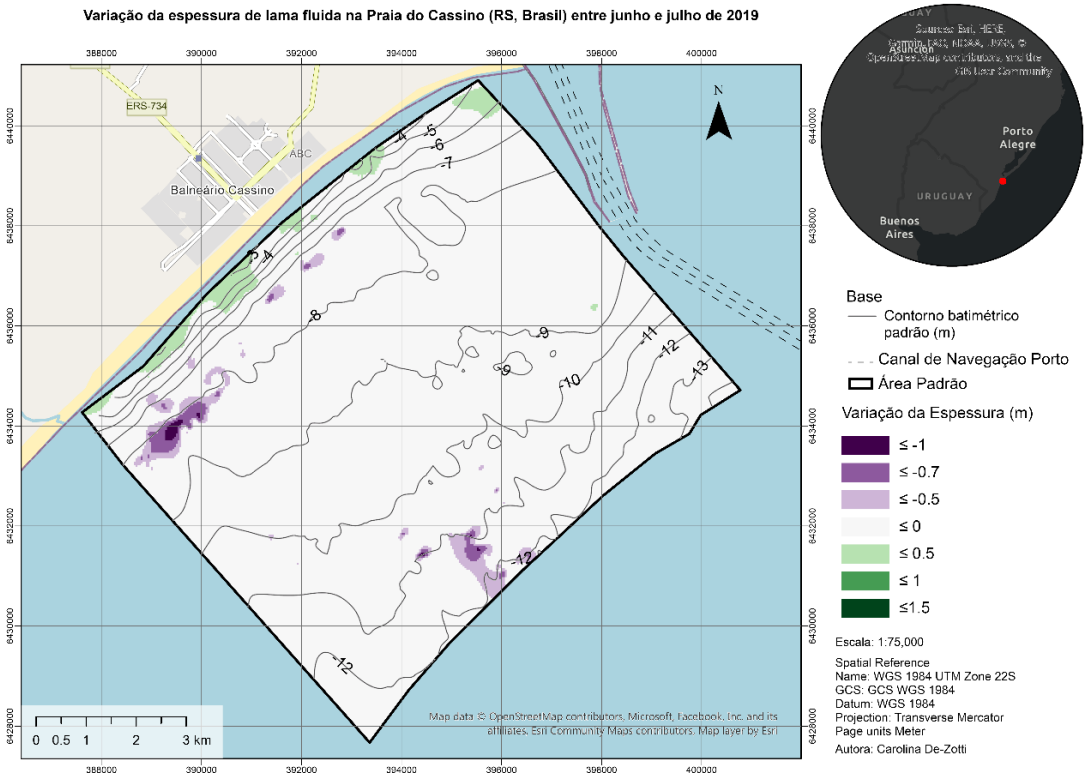


Figura XII-31. Variação espacial da espessura de LF entre os levantamentos de junho e julho de 2019, obtida pela diferença entre rasters consecutivos.

Condições ambientais antecedentes

A campanha de julho de 2019 foi realizada nos dias 10 e 11, de modo que a quinzena antecedente correspondeu ao período de 24 de junho a 9 de julho. Esse intervalo foi marcado pela passagem sucessiva de sistemas de baixa pressão, com eventos principais em 25 e 30 de junho e 3 de julho, seguidos pela atuação de alta pressão próximo à coleta. Os ventos mais intensos foram de SO, com máximos de 20 m s^{-1}, enquanto as ondas predominaram do quadrante sul, com eventos mais energéticos associados a *swell* de SE, altura máxima próxima de 5 m e períodos entre 9 e 15 s.

No início da quinzena, entre 24 e 26 de junho, a salinidade variou amplamente (Figura XII-33), de aproximadamente 12 a 30 psu, em associação à maior variabilidade direcional do vento e à presença de componentes do quadrante norte, favorecendo a influência da pluma estuarina na antepraia. No dia 25 de junho, a passagem de um ciclone extratropical produziu vento variável de N–NO para SO, com velocidade entre 6 e 15 m s^{-1} (Figura XII-33). As ondas responderam com aumento progressivo de altura, de cerca de 0,5 para 1,5 m, e transição de *Swell* SE de baixa energia para Mar local de E e, posteriormente, Mar misto de S (Figura XII-34). No dia 26, com o ciclone já mais desenvolvido sobre o oceano, o vento permaneceu SO, inicialmente intenso, com média próxima de 12 m s^{-1}, mas com redução até cerca de 5 m s^{-1} ao final do dia. O regime Mar misto de S manteve altura entre 1,9 e 1,2 m, enquanto a turbidez variou entre 13 e 37 NTU (Figura XII-33).

Entre 27 e 29 de junho, com a dissipação do sistema e atuação de alta pressão, o vento rondou de SO para N–NE e permaneceu de NE nos dias seguintes, com velocidades médias entre 4 e 8 m s^{-1} (Figura XII-33).

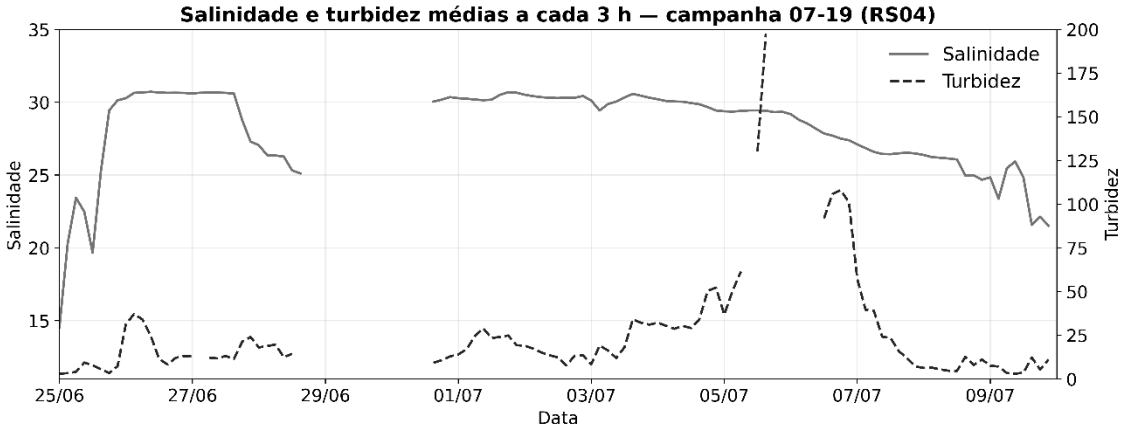


Figura XII-32. Série temporal de salinidade com valor médio a cada 3 h entre D-15 e D-1 da campanha de julho de 2019. Dados da boia RS-04.

Nesse intervalo, Hs diminuiu progressivamente até cerca de 0,8 m, enquanto a salinidade voltou a apresentar valores relativamente baixos (Figura XII-34), entre 20 e 28 psu, coerentes com a influência de água estuarina sob vento NE. Em seguida, no dia 30 de junho, uma nova ciclogenese intensificou novamente as condições hidrodinâmicas. O vento girou para SO, manteve-se nessa direção até 1º de julho e atingiu rajadas próximas de 13 m s^{-1}. As ondas aumentaram para cerca de 1,5 m, sob regime de Mar misto de S, com Tp entre 5 e 12 s (Figura XII-34). Entre 26 de junho e 1º de julho, a turbidez permaneceu relativamente elevada, variando entre 10 e 30 NTU, mesmo com salinidade próxima de 30 psu (Figura XII-32).

As correntes nesse primeiro intervalo também foram bastante variáveis (Figura XII-33). Entre 25 de junho e 2 de julho, a componente longitudinal alternou de direção, mas nos dias 25, 27 e 28 de junho apresentou sentido SO em superfície, com velocidades próximas de 0,5 m s^{-1}. A componente transversal indicou transporte *offshore* na superfície, com velocidade de até 0,4 m s^{-1}, e tendência *onshore* em profundidade, com intensidade de cerca de 0,2 m s^{-1}. Nos dias 1º e 2 de julho, a componente longitudinal passou a indicar

direção NE em superfície, com velocidade próxima de 0,4 m s^{-1}, enquanto a componente transversal permaneceu próxima de zero.

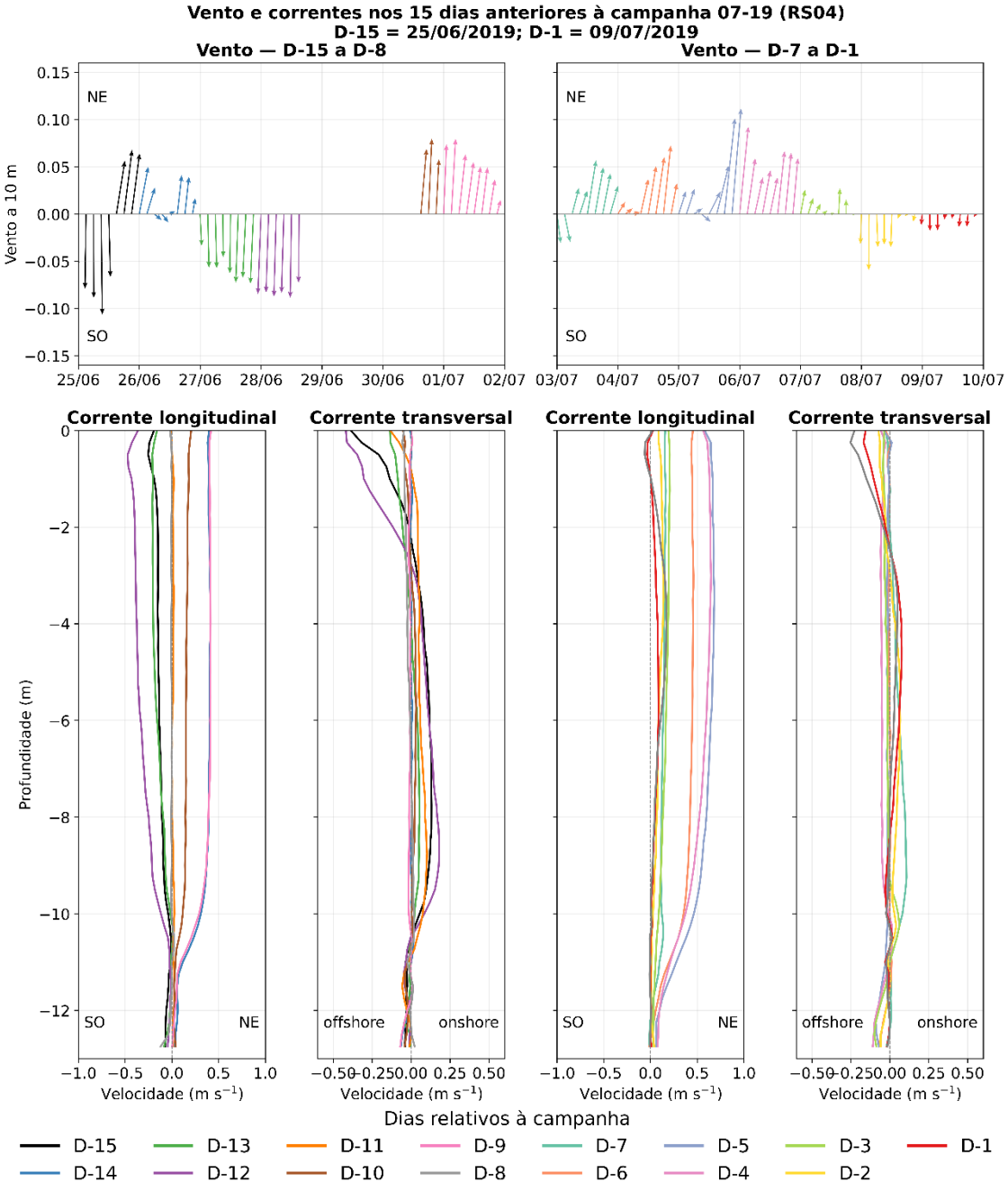


Figura XII-33. Evolução semanal do vento (componente ao longo do eixo NE–SO), dos perfis verticais de corrente (componentes longitudinal e transversal) e dos regimes meteo-oceanográficos ao longo de julho de 2019.

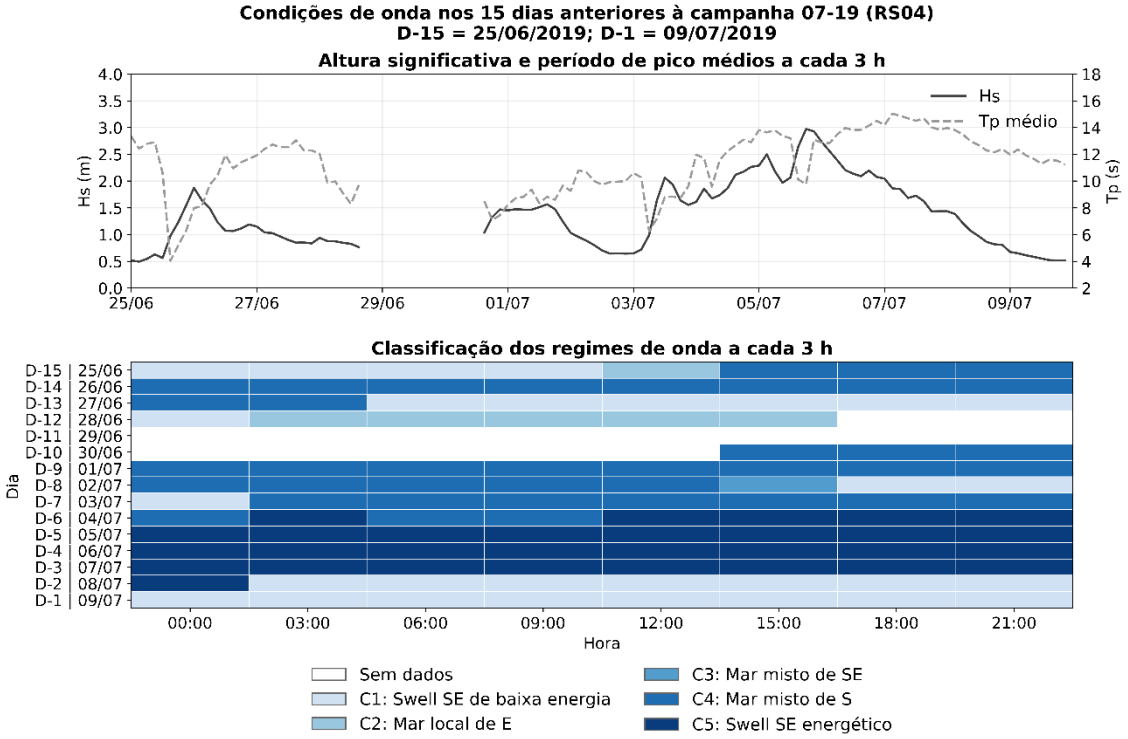


Figura XII-34. Altura significativa, período de pico médio e classificação dos regimes de onda a cada 3 h nos 15 dias anteriores à campanha de julho de 2019. O painel inferior mostra a distribuição temporal dos clusters de onda. Dados da boia RS-04.

A partir de 3 de julho, ocorreu o principal episódio energético da quinzena. Com o avanço de um novo ciclone extratropical e atuação de sua frente fria sobre a região, o vento girou para SO e se intensificou, permanecendo com velocidades médias entre 12 e 16 m s^{-1} e rajadas máximas de 15 a 20 m s^{-1} entre os dias 3 e 7 de julho. A Hs aumentou rapidamente, atingindo cerca de 2,1 m ainda no dia 3 e máximo próximo de 3 m no dia 5. Entre 4 e 7 de julho, predominou *Swell* SE energético, com Tp entre 13 e 15 s. No dia 6, a turbidez atingiu 110 NTU, com salinidade de aproximadamente 27 psu, indicando forte ressuspensão ou advecção de material em suspensão durante o evento.

As correntes responderam às forçantes energéticas (Figura XII-33). Entre 4 e 7 de julho, a componente longitudinal apresentou direção NE, com

velocidade próxima de 0,7 m s^{-1}, enquanto a componente transversal indicou transporte *onshore* em superfície, com velocidade em torno de 0,1 m s^{-1}. Essa configuração sugere que, durante o pico de turbidez observado em 6 de julho, parte do material em suspensão pôde ser transportada em direção à costa.

Após 7 de julho, as condições começaram a se estabilizar. Entre 7 e 8 de julho, o vento girou SO-NE e reduziu significativamente de intensidade, com máximos próximos de 4 m s^{-1}, sob atuação de um anticiclone. Embora o *Swell* SE ainda permanecesse energético no dia 7, a altura de onda diminuiu no dia 8 para cerca de 0,8 m, com Tp reduzindo de 13–15 s para 11–12 s.

No dia 9 de julho, véspera da coleta, o vento foi fraco, com média próxima de 2 m s^{-1}, rajada máxima de 3,5 m s^{-1} e direção entre NE-E. A Hs de onda permaneceu baixa, com média diária de 0,6 m e variação entre 0,5 e 0,8 m, enquanto Tp variou entre 10 e 12 s, indicando *Swell* SE de baixa energia. A salinidade média foi de 23,6 psu.

Nos dias imediatamente anteriores à coleta, entre 8 e 10 de julho, as correntes superficiais apresentaram componente longitudinal de baixa velocidade para SO e componente transversal *offshore* em superfície, com intensidade de aproximadamente 0,25 m s^{-1}, além de tendência *onshore* em profundidade até cerca de 4 m. Essa configuração é coerente com a hipótese de que o material fino foi mobilizado e transportado para a região costeira durante o evento energético de 4 a 6 de julho, quando a turbidez permaneceu elevada. É plausível considerar que houve o início do processo de decantação sob condições de menor energia, especialmente em setores batimétricos favoráveis à retenção, entre 8 e 9 m de profundidade.

Durante a coleta, em 10 e 11 de julho, a região ainda estava sob transição atmosférica, com dissipação do anticiclone e nova variabilidade direcional do vento. A velocidade permaneceu baixa, com média próxima de 3 m s^{-1} e máximos de até 6 m s^{-1}, enquanto a direção variou de NE a SE. A salinidade oscilou entre 13 e 26 psu, mantendo a tendência de redução observada desde 5 de julho, quando os valores médios diminuíram de aproximadamente 29 para 19 psu. A Hs permaneceu próxima de 0,5 m, com Tp entre 6 e 13 s, indicando condições de baixa energia local, com combinação de *sea* e *swell*. Assim, a campanha ocorreu após um episódio energético intenso, seguido por alguns dias de vento fraco, menor altura de onda, redução de salinidade e possível decantação de material fino previamente ressuspendido ou transportado para a antepraia.

Campanha: Agosto de 2019

O mapeamento realizado 6 de agosto de 2019 indicou presença de LF principalmente na porção centro-sul da área, entre as isóbatas de aproximadamente 9,5 e 12 m (Figura XII-35). A maior parte dessa área apresentou espessuras baixas a moderadas, de até 0,5 m. Também foi identificado um depósito menor próximo à isóbata de 9 m, no setor sul do mapeamento. Nessa campanha, foram coletados seis perfis densimétricos em dois pontos amostrais.

Os depósitos apresentaram espessura média total de 0,29 ± 0,3 m, com máximo de 0,69 m (Tabela XII-13). A LF foi a principal classe interna, com espessura média de 0,24 ± 0,3 m e máximo de 0,63 m. A suspensão diluída e a lama consolidada foram pouco representativas. Em termos de densidade, o depósito apresentou média de 1196 ± 41 kg m^{-3}, com valores mínimos médios

de 1094 ± 67 kg m^{-3} e máximos médios de 1271 ± 17 kg m^{-3} (Tabela XII-14). A LF teve densidade média de 1153 ± 15 kg m^{-3}, enquanto a lama consolidada apresentou densidade média de 1255 ± 12 kg m^{-3}.

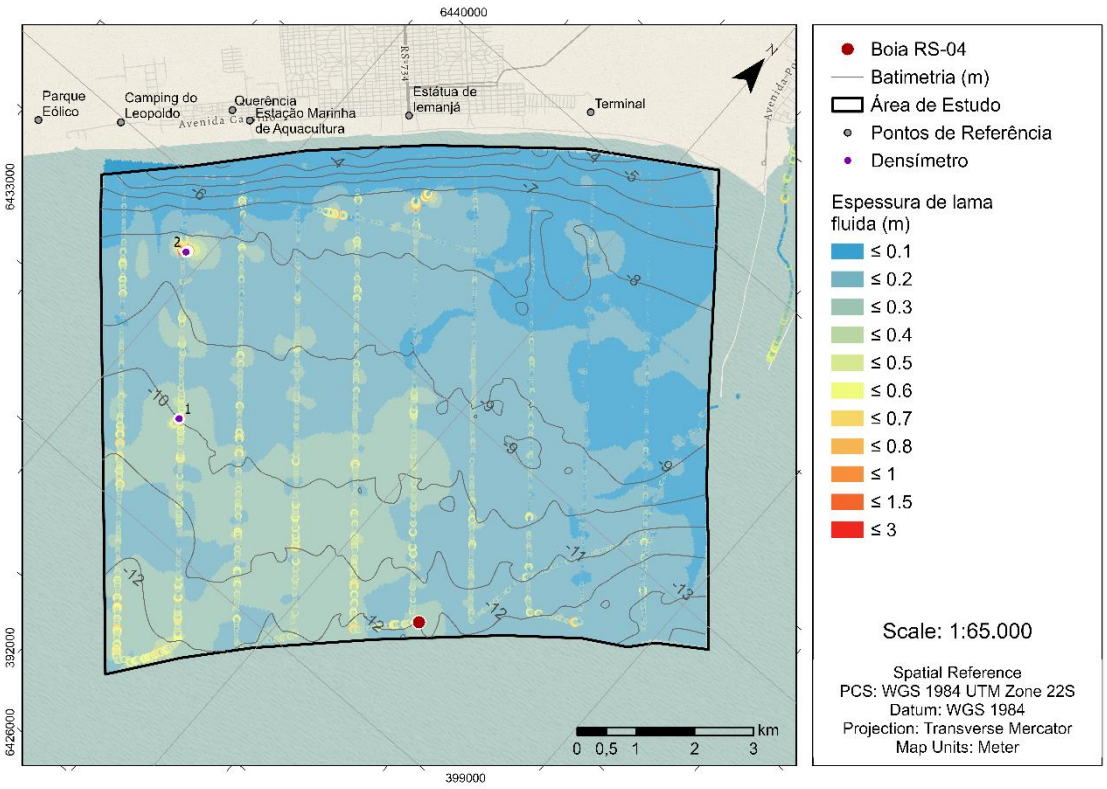


Figura XII-35. Mapa de espessura de LF para agosto de 2019. Estão identificados os perfis verticais de densidade e a localização da boia meteo-oceanográfica (SiMCosta).

Tabela XII-13. Estatísticas descritivas da espessura total do depósito e das espessuras associadas às classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de espessura calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável.

Variável	$\overline{E_{min}}$ [m]	$\overline{E_{mean}}$ [m]	$\overline{E_{max}}$ [m]
Espessura do depósito	0	0,29 ± 0,3	0,69
Suspensão diluída	0	0,03 ± 0,03	0,06
Lama Fluida	0	0,24 ± 0,3	0,63
Lama Consolidada	0	0,04 ± 0,02	0,07

Tabela XII-14. Estatísticas descritivas da densidade do depósito e de suas classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de densidade calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável.

Variável	$\overline{\rho_{min}}$ [kg m^{-3}]	$\overline{\rho_{mean}}$ [kg m^{-3}]	$\overline{\rho_{max}}$[kg m^{-3}]
Densidade do depósito	1094 ± 67	1196 ± 41	1271 ± 17
Suspensão diluída	1031	1040 ± 7	1045
Lama Fluida	1131	1153 ± 15	1177
Lama Consolidada	1240	1255 ± 12	1272

A Figura XII-36 mostra os três perfis densimétricos do ponto 2, localizado em profundidade aproximada de 8 m, no setor sul da área mapeada, entre o Parque Eólico e a Querência. Os perfis indicam espessuras de LF de 0,69, 0,32 e 0,62 m, respectivamente, evidenciando variação expressiva entre réplicas coletadas em posições próximas. No perfil #1, a densidade mínima foi de 1031 kg m⁻³, a espessura calculada pelo densímetro foi de 0,69 m e a espessura identificada pelo ecobatímetro foi de 0,72 m. A densidade máxima atingiu 1290 kg m⁻³, e a camada de LF apresentou aumento progressivo da densidade com a profundidade.

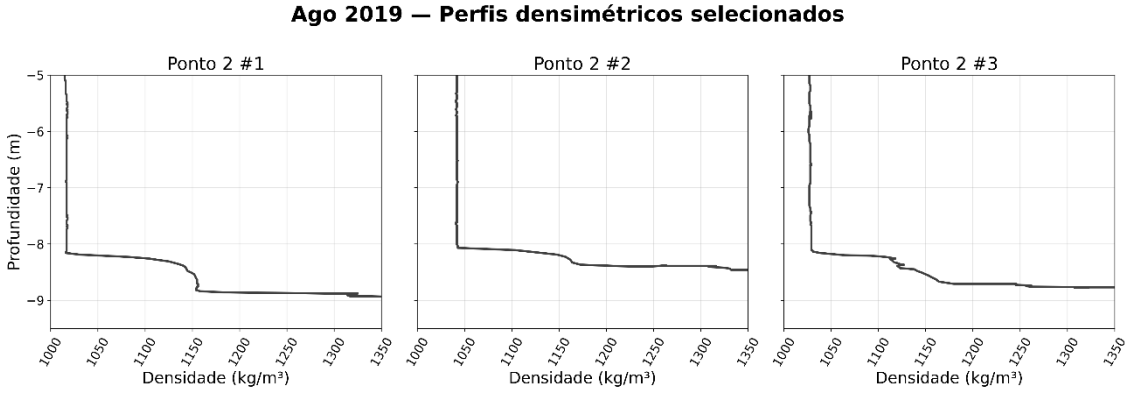


Figura XII-36. Perfis verticais de densidade selecionados para agosto de 2019, representando o ponto 2.

No perfil #2, a densidade mínima foi de 1043 kg m^{-3}, a espessura calculada pelo densímetro foi de 0,32 m e a estimada pelo ecobatímetro foi de 0,23 m. A densidade máxima atingiu 1264 kg m^{-3}. No perfil #3, a densidade mínima foi de 1032 kg m^{-3}, a espessura calculada pelo densímetro foi de 0,62 m e a estimada pelo ecobatímetro foi de 0,43 m, com densidade máxima de 1262 kg m^{-3}. Assim como em campanhas anteriores, a diferença entre réplicas próximas indica elevada heterogeneidade lateral do depósito, possivelmente associada à variabilidade local da batimetria, à deriva da embarcação durante a coleta e à própria descontinuidade espacial da LF.

Entre julho e agosto de 2019, a variação espacial da espessura de LF indicam espessamento localizado, especialmente em manchas concentradas no setor central e em porções próximas à margem costeira/noroeste da área monitorada (Figura XII-37).

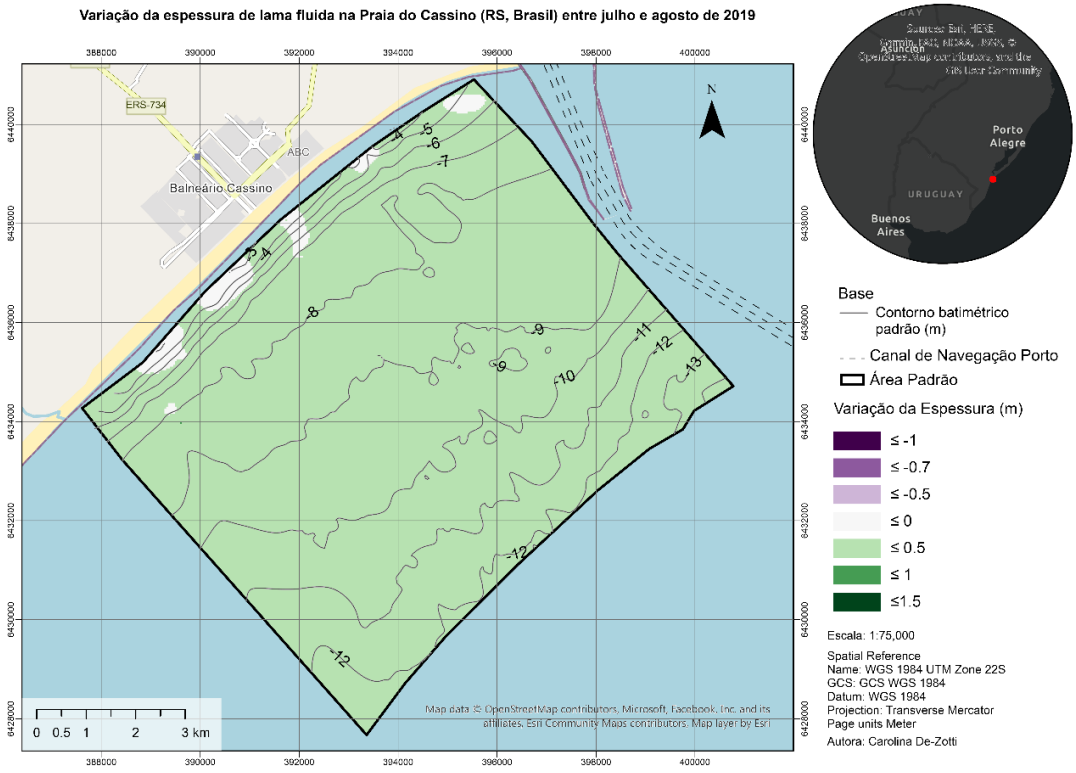


Figura XII-37. Variação espacial da espessura de LF entre os levantamentos de julho e agosto de 2019, obtida pela diferença entre rasters consecutivos.

Condições ambientais antecedentes

A campanha foi realizada em 6 de agosto de 2019; portanto, as condições antecedentes correspondem ao período entre 22 de julho e 5 de agosto. Ao longo dessa quinzena, o vento apresentou alternância entre eventos de NE e SO–SE. O vento de maior ocorrência foi de NE, com velocidades de até 6 m s^{-1}, enquanto os eventos mais intensos ocorreram de SO e SE, com máximos de até 17 m s^{-1}. As ondas tiveram direção predominante de SE, com alturas máximas inferiores a 4 m e períodos de pico entre 9 e 18 s.

No início do período, entre 21 e 23 de julho, a região esteve sob influência de um anticiclone e do avanço de uma frente fria associada a um ciclone extratropical sobre o oceano. No dia 22, o vento foi fraco, com direção N–NE e velocidade de até 4 m s^{-1} (Figura XII-38**Figura XII-36**). A Hs permaneceu próxima de 1,8 m, sob regime de S*well* SE energético, com Tp entre 10 e 17 s (Figura XII-39). A salinidade estava baixa, entre 15 e 18 psu (Figura XII-40). Nesse dia, a corrente longitudinal teve direção SO, com intensidade de aproximadamente 0,4 m s^{-1}, enquanto a corrente transversal apresentou transporte *offshore* em superfície e *onshore* em profundidade. No dia 23, o vento rondou para SE, com velocidade em torno de 5 m s^{-1}, e a altura de onda reduziu para 1,4 m, ainda sob *Swell* SE de baixa energia. A salinidade apresentou tendência de aumento.

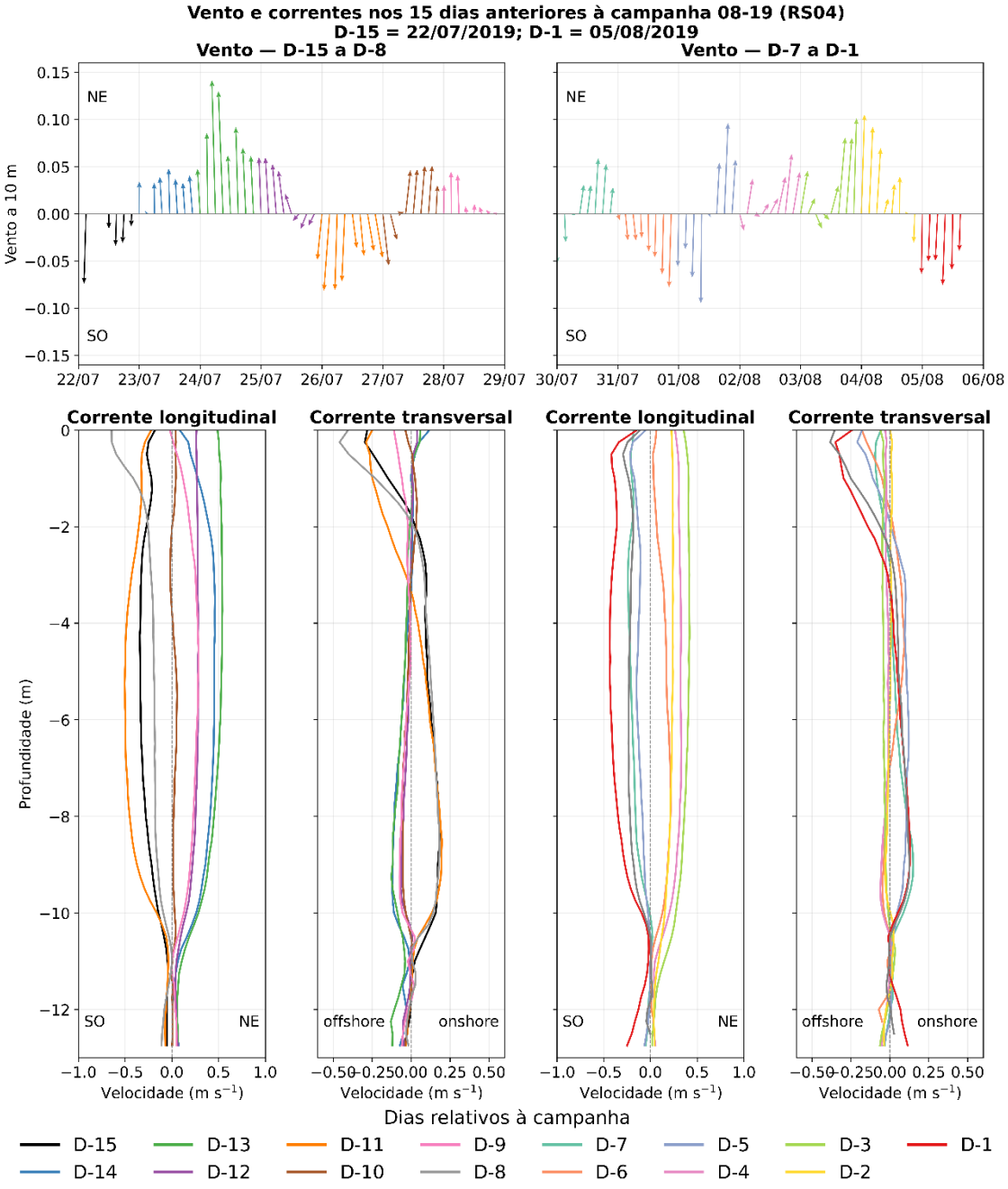


Figura XII-38. Evolução semanal do vento (componente ao longo do eixo NE–SO), dos perfis verticais de corrente (componentes longitudinal e transversal) e dos regimes meteo-oceanográficos ao longo de agosto de 2019.

Entre 24 e 25 de julho, o vento permaneceu SE e aumentou de intensidade, atingindo rajada máxima de 16 m s^{-1} no dia 24. A altura de onda aumentou para 2,6 m, com regime de Mar misto de S ou *Swell* SE energético e Tp entre 6 e 9 s. Nesse intervalo, a salinidade atingiu cerca de 27 psu. A

turbidez superficial teve um pico expressivo no dia 24, com valores próximos de 200 NTU, permanecendo elevada no dia 25 (Figura XII-40). Entretanto, esse aumento não deve ser interpretado diretamente como aporte da pluma da Lagoa dos Patos, pois ocorreu durante uma condição de vento favorável ao bloqueio da descarga estuarina e favorável ao empilhamento de água em direção à costa.

Entre 22 e 25 de julho, a corrente longitudinal apresentou tendência para NE, com velocidade máxima de 0,5 m s^{-1} no dia 24, enquanto a corrente transversal indicou transporte *onshore* em superfície e *offshore* em profundidade.

No final do dia 25 e ao longo de 26 de julho, o vento alternou para NE e aumentou para cerca de 10 m s^{-1}. A Hs subiu para 1,7 m, com Tp entre 8 e 9 s. A salinidade voltou a diminuir, atingindo mínimo de 18 psu, enquanto a turbidez permaneceu elevada, com máximo de 66 NTU. Nesse dia, a corrente se inverteu: a componente longitudinal passou a ter direção SO, com velocidade de até 0,5 m s^{-1}, e a componente transversal apresentou transporte *offshore* em superfície e *onshore* em profundidade, ambos com intensidades próximas de 0,25 m s^{-1}.

Entre 27 e 28 de julho, após a passagem do sistema frontal, o vento perdeu intensidade. No dia 27, o vento foi de SO, com velocidade média de 8 m s^{-1} e tendência de redução; a Hs variou entre 0,6 e 1,0 m, sob regime de Mar misto de S. No dia 28, com o avanço de um anticiclone sobre a região, o vento variou entre S, SE e NE, com velocidade média de 4 m s^{-1}. As ondas permaneceram entre 0,9 e 1,0 m, com Tp entre 9 e 12 s. A salinidade permaneceu baixa, entre aproximadamente 18 e 22 psu.

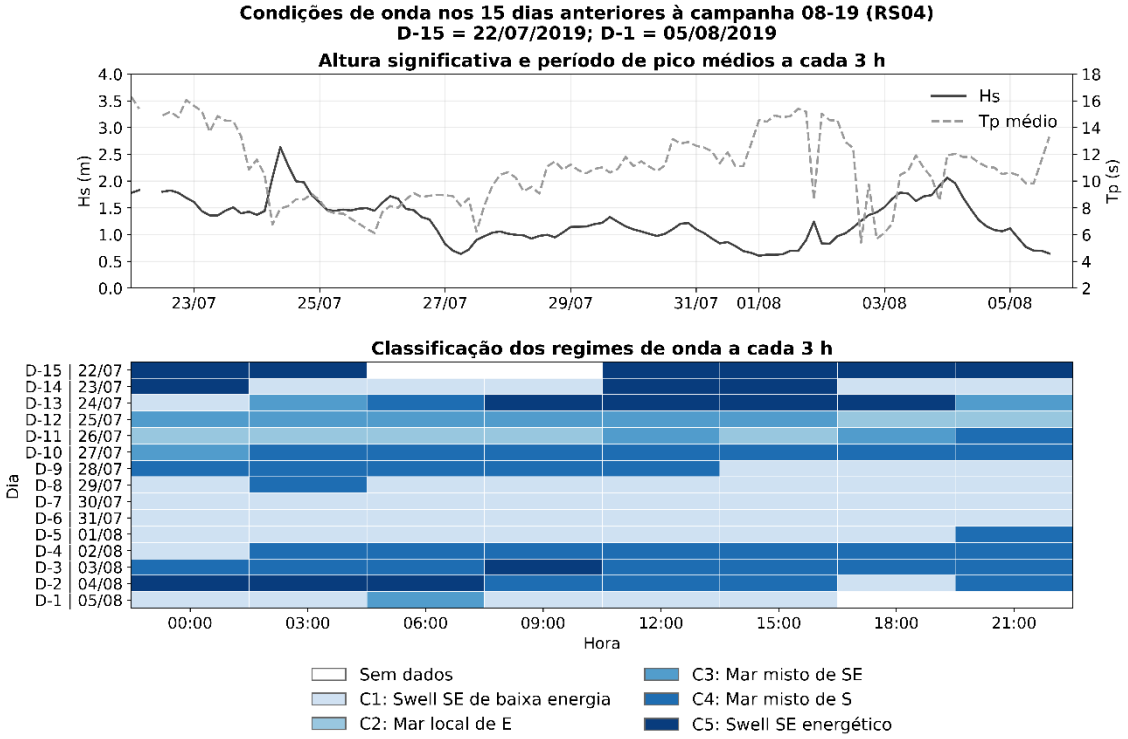


Figura XII-39. Altura significativa, período de pico médio e classificação dos regimes de onda a cada 3 h nos 15 dias anteriores à campanha de agosto de 2019. O painel inferior mostra a distribuição temporal dos clusters de onda. Dados da boia RS-04.

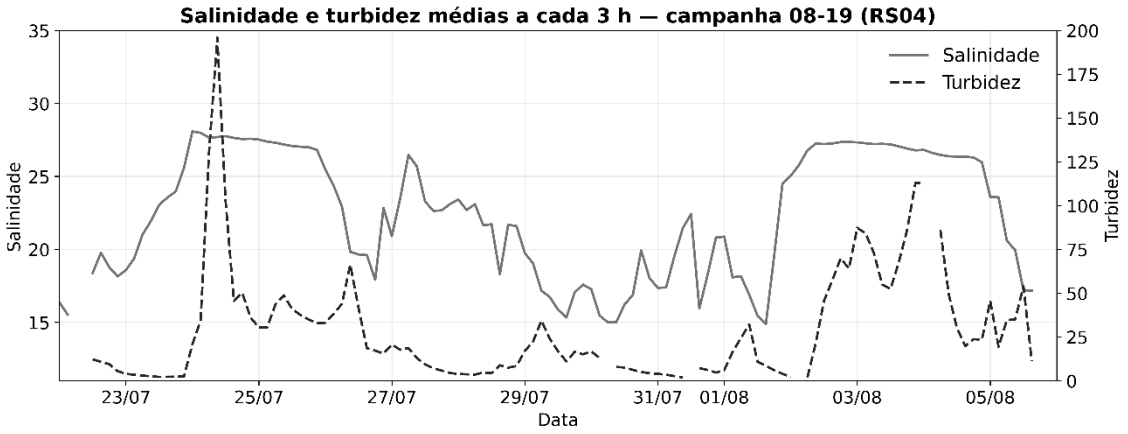


Figura XII-40. Série temporal de salinidade com valor médio a cada 3 h entre D-15 e D-1 da campanha de agosto de 2019. Dados da boia RS-04.

Entre 29 de julho e 1º de agosto, predominou uma condição de menor energia de onda, com *Swell* SE de baixa energia. A Hs diminuiu progressivamente, de cerca de 1,2 m no dia 29 para 0,6 m no dia 1º, enquanto

o Tp oscilou entre 10 e 17 s. Nesse intervalo, o vento apresentou maior variabilidade direcional, alternando entre NE, N, NO e SO, com velocidades geralmente baixas a moderadas. A salinidade também variou de forma marcada, com valores mínimos entre 13 e 17 psu e máximos entre 20 e 27 psu. Essa oscilação sugere alternância entre pulsos de vazante da Lagoa dos Patos, que reduzem a salinidade superficial, e períodos em que o vento local limita a saída da pluma estuarina. A turbidez superficial também variou, com maiores valores nos dias 26 e 29 de julho, atingindo aproximadamente 78 e 38 NTU, respectivamente.

A partir de 1º de agosto, um novo ciclone extratropical avançou pela região, seguido pela atuação de uma frente fria entre 1º e 2 de agosto. O vento rondou para SO, com velocidade média de 7 m s^{-1} no dia 1º e aumento para 9 m s^{-1} no dia 2, quando atingiu máximo de 17 m s^{-1}. A altura de onda elevou-se para 1,4 m, sob regime de Mar misto de S. No dia 3, o vento permaneceu de SO, com velocidade média de 11 m s^{-1}, associado à atuação de um anticiclone sobre a região. A Hs continuou aumentando, chegando a 1,9 m no dia 3 e atingindo máximo de 2,1 m no dia 4. Entre 2 e 4 de agosto, a salinidade variou entre 24 e 27 psu, enquanto a turbidez superficial voltou a aumentar, com máximos próximos de 120 NTU nos dias 3 e 4.

No dia 03 de agosto, o centro de alta pressão avança sobre a região, mantendo a direção do vento SO com velocidade média de 11 m/s. Ao longo do dia, há a formação de um centro de baixa pressão atmosférica sobre o oceano. Entretanto, este centro de baixa pressão é rapidamente dissipado. Neste dia, há atuação do anticiclone modulando o vento, permanecendo com direção SO na boia RS-04. A altura de onda eleva-se até 1,9 m, atingindo o

máximo de 2,1 m no dia 04 de agosto. No final do dia 4 o vento rotaciona, saindo de SO para NE-N e reduzindo significativamente sua velocidade, de 12 para 3,5 m s-1.

No final do dia 4 de agosto, o vento rotacionou de SO para NE–N e reduziu sua intensidade, de aproximadamente 12 para 3,5 m s^{-1}. No dia 5, véspera da coleta, o vento permaneceu de NE–N, com velocidade média de 6 m s^{-1} e rajada máxima de 8 m s^{-1}. A Hs de onda diminuiu para valores entre 0,6 e 1,3 m, com média diária de 0,77 m. O Tp oscilou entre 7 e 13 s, com direção predominante de SE, indicando uma combinação entre *swell* remanescente e ondas geradas pelo vento local. A salinidade média foi de aproximadamente 20 psu e a turbidez superficial variou entre 10,5 e 70 NTU.

No dia 5 de agosto de 2019, véspera da coleta, o anticiclone ainda atuava sobre a região, mantendo vento de NE–N, com velocidade média de 6 m s^{-1} e rajada máxima de 8 m s^{-1}. A Hs de onda diminuiu, atingindo cerca de 0,6 m.

Campanha: Setembro de 2019

Na campanha de 18 e 19 de setembro de 2019, a espessura de LF foi baixa, mas distribuída por grande parte da área amostrada (Figura XII-41). O mapa indica predomínio de espessuras entre 0,2 e 0,4 m, com ocorrência localizada de depósitos de até 0,6 m, principalmente no setor sul da área e próximo à isóbata de 10,5 m.

Os perfis densimétricos confirmam a baixa espessura do depósito. A espessura média total foi de 0,32 ± 0,2 m, com máximo de 0,59 m (Tabela XII-15). A LF apresentou espessura média de 0,2 ± 0,2 m e máximo de 0,38 m, enquanto a lama consolidada foi menos expressiva, com média de 0,09 ± 0,03 m e máximo de 0,13 m. A suspensão diluída teve espessura média de 0,05 ±

0,05 m. Em termos de densidade, o depósito apresentou densidade média de 1181 ± 68 kg m^{-3}, com valores mínimos médios de 1057 ± 21 kg m^{-3} e máximos médios de 1283 ± 12 kg m^{-3} (Tabela XII-16). A LF teve densidade média de 1126 ± 12 kg m^{-3}, enquanto a lama consolidada apresentou densidade média de 1258 ± 9 kg m^{-3}.

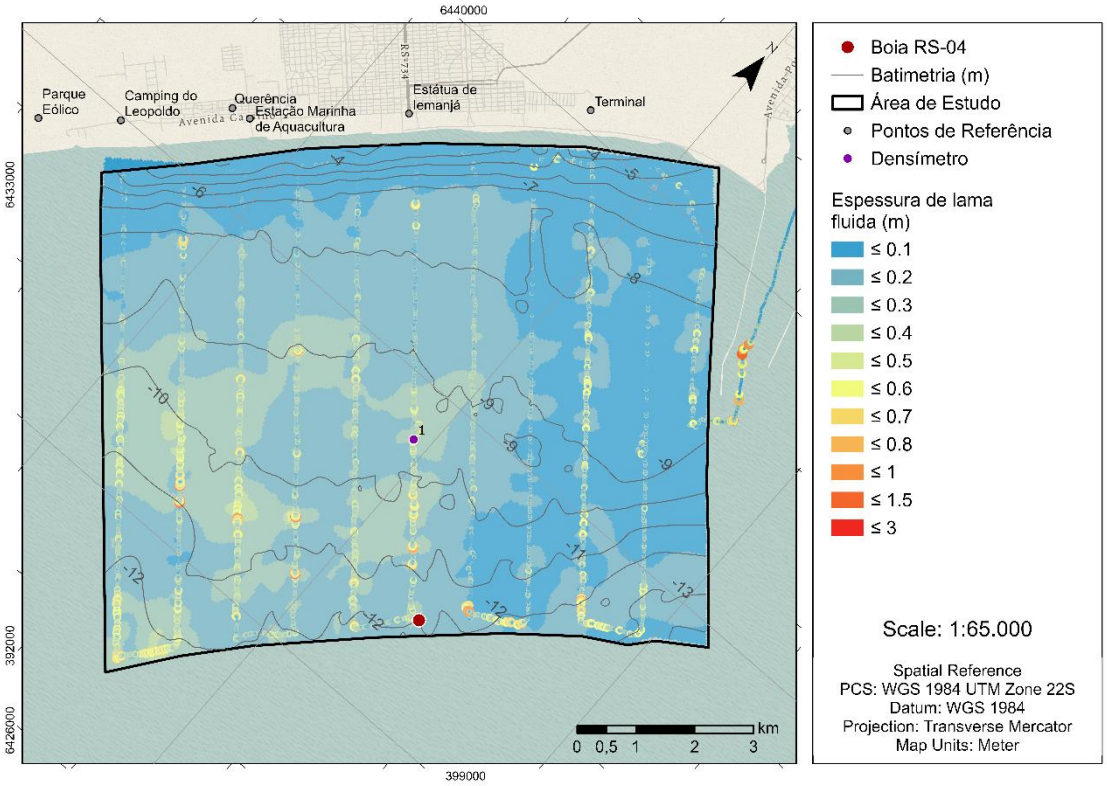


Figura XII-41. Mapa de espessura de LF para setembro de 2019. Estão identificados os perfis verticais de densidade e a localização da boia meteo-oceanográfica (SiMCosta).

Tabela XII-15. Estatísticas descritivas da espessura total do depósito e das espessuras associadas às classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de espessura calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável.

Variável	$\overline{E_{min}}$ [m]	$\overline{E_{mean}}$ [m]	$\overline{E_{max}}$ [m]
Espessura do depósito	0,13	0,32 ± 0,2	0,59

Suspensão diluída	0	0,05 ± 0,05	0,08
Lama Fluida	0	0,2 ± 0,2	0,38
Lama Consolidada	0	0,09 ± 0,03	0,13

Tabela XII-16. Estatísticas descritivas da densidade do depósito e de suas classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de densidade calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável.

Variável	$\overline{\rho_{min}}$ [kg m^{-3}]	$\overline{\rho_{mean}}$ [kg m^{-3}]	$\overline{\rho_{max}}$[kg m^{-3}]
Densidade do depósito	1057 ± 21	1181 ± 68	1283 ± 12
Suspensão diluída	1045	1054 ± 12	1063
Lama Fluida	1117	1126 ± 12	1139
Lama Consolidada	1252	1258 ± 9	1270

O ponto 1, localizado em frente à Estátua de Iemanjá, na região central do Balneário Cassino, foi amostrado em profundidade próxima de 8,5 m (Figura XII-41). As três réplicas mostram diferenças claras na espessura e na estrutura vertical do depósito, com valores de LF variando entre 0,13 e 0,59 m (Figura XII-42). Essa variação provavelmente reflete tanto a heterogeneidade local do fundo quanto o deslocamento da embarcação entre as réplicas, causado pela deriva durante a amostragem.

No perfil #1, o depósito apresentou a maior espessura entre as réplicas (Figura XII-42). A espessura calculada pelo densímetro foi de 0,59 m, enquanto a espessura identificada pelo ecobatímetro foi de apenas 0,13 m. O valor mínimo de densidade foi de 1034 kg m^{-3} e o máximo de 1269 kg m^{-3}. Esse perfil indica uma camada com aumento progressivo da densidade com a profundidade, mas com discrepância importante entre a espessura estimada pelo densímetro e pelo ecobatímetro.

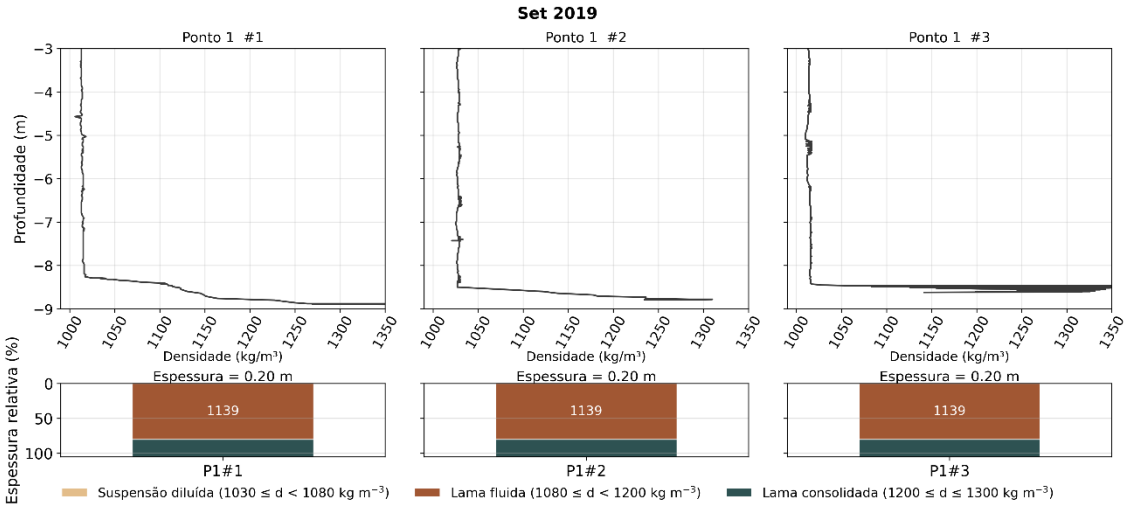


Figura XII-42. Perfis verticais de densidade selecionados para setembro de 2019, representando o ponto 1.

Nos perfis #2 e #3, a camada de LF foi menos espessa. No perfil #2, a espessura calculada pelo densímetro foi de 0,23 m e a estimada pelo ecobatímetro foi de 0,25 m. No perfil #3, a espessura calculada pelo densímetro foi de 0,13 m e a estimada pelo ecobatímetro foi de 0,14 m. A densidade mínima foi de 1063 kg m^{-3} e a máxima de 1293 kg m^{-3}.

Entre agosto e setembro de 2019, a variação espacial da espessura de LF indica predomínio de espessamento moderado em maiores profundidades, entre aproximadamente 9 e 11 m (Figura XII-43). As classes positivas, em verde, mostram aumento inferior a 0,5 m ao longo de quase toda a extensão longitudinal do mapa, formando uma faixa relativamente contínua na porção mais profunda da área monitorada. Esse padrão sugere acréscimo discreto, porém espacialmente persistente, de LF na faixa externa da antepraia entre agosto e setembro de 2019.

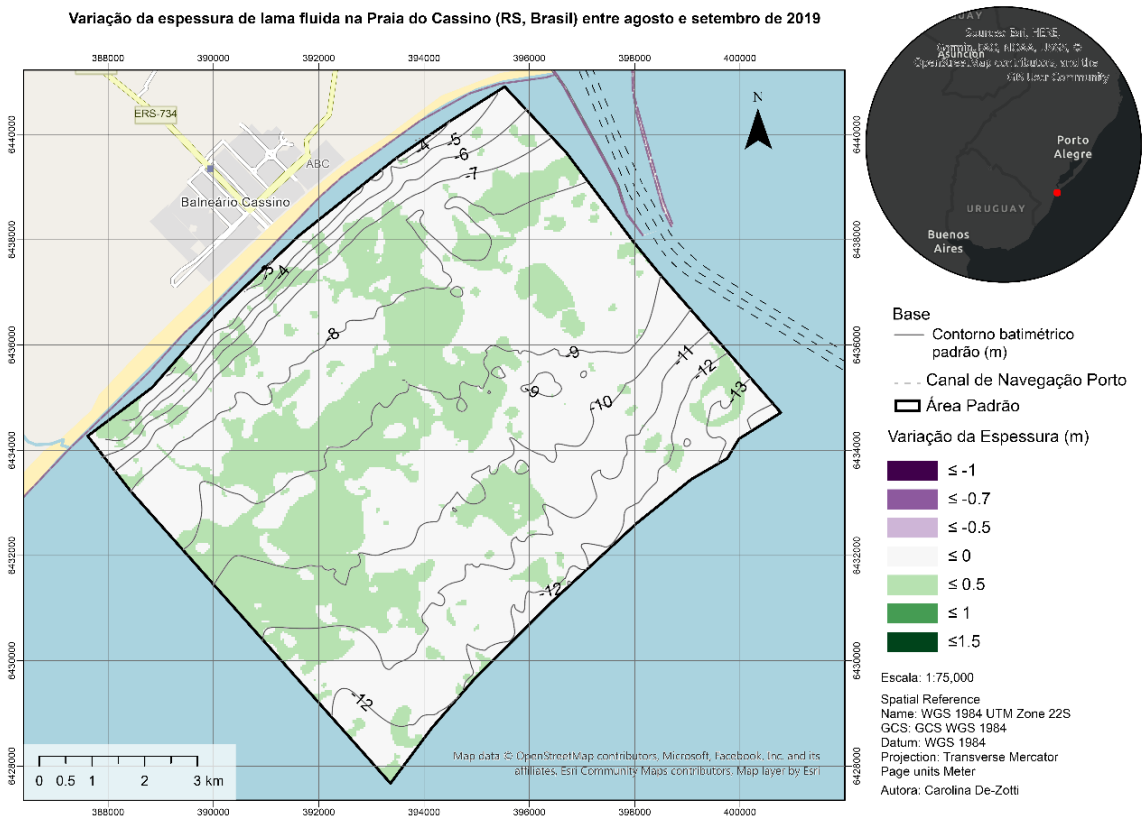


Figura XII-43. Variação espacial da espessura de LF entre os levantamentos de agosto e setembro de 2019, obtida pela diferença entre rasters consecutivos.

Condições ambientais antecedentes

A campanha foi realizada entre 18 e 19 de setembro de 2019; portanto, a quinzena antecedente corresponde ao período de 2 a 17 de setembro. No início desse intervalo, entre os dias 2 e 5, a região foi influenciada pela passagem de ciclones extratropicais sobre o Atlântico. Em 3 de setembro, o vento soprou de SO, com velocidade entre 7 e 11 m s^{-1} (Figura XII-44), enquanto a Hs aumentou para 1,2 m sob regime de Mar misto de S, com Tp entre 4 e 9 s (Figura XII-45). No dia 4, o vento permaneceu de SO–S, com velocidade entre 9 e 11 m s^{-1}, e Hs atingiu 2,1 m no final do dia, com Tp entre 11 e 14 s.

No dia 5 de setembro, um anticiclone avançou sobre a região do Cassino e permaneceu atuante até o dia 7. Apesar da redução gradual da intensidade do vento, que passou a soprar de S–SE com velocidade próxima de 7 m s^{-1} (Figura XII-44), a Hs atingiu 2,4 m e iniciou tendência de queda. Entre os dias 5 e 6, predominou *Swell* SE energético, com Tp entre 11 e 14 s (Figura XII-45). Nesse intervalo inicial, entre os dias 3 e 5, a corrente longitudinal apresentou direção NE, com velocidade aproximada de 0,5 m s^{-1}, enquanto a componente transversal alternou entre *onshore* e *offshore* ao longo da coluna d'água, com velocidades inferiores a 0,1 m s^{-1}.

No dia 6, a configuração atmosférica, com baixa pressão sobre o continente e alta pressão sobre o oceano, favoreceu uma pista de vento de NE. O vento voltou a acelerar, com velocidade entre 10 e 12 m s^{-1}, enquanto a Hs variou entre 1,4 e 1,8 m, ainda sob influência de *Swell* SE energético. No dia 7, ocorreu a ciclogenese de um novo ciclone extratropical próximo à região, rapidamente deslocado para o oceano. Na boia, o vento permaneceu de NE, mas reduziu de 11 para 7 m s^{-1}, acompanhado pela queda de Hs de 1,7 para 1,2 m. Entre os dias 7 e 9, o regime passou a ser dominado por Mar local de E, com Tp entre 9 e 12 s.

Entre os dias 9 e 10 de setembro, ocorreu nova transição direcional associada ao avanço de um ciclone extratropical e de uma frente fria sobre o continente. No dia 9, o vento predominou de NE–N, mas girou para SO no final do dia, com velocidade máxima de 12 m s^{-1}. A Hs permaneceu baixa, em torno de 1 m. No dia 10, com o ciclone em estágio maduro sobre o oceano, o vento manteve direção SO, com velocidade próxima de 7 m s^{-1}, e o regime de ondas passou para Mar misto de S. Essa inversão do vento entre os dias 6 e 10 foi

acompanhada por corrente longitudinal para SO, com velocidade máxima de 0,65 m s^{-1}, e por componente transversal *offshore* na superfície, com até 0,5 m s^{-1}, e *onshore* em profundidade, entre 8 e 10 m, com cerca de 0,25 m s^{-1}.

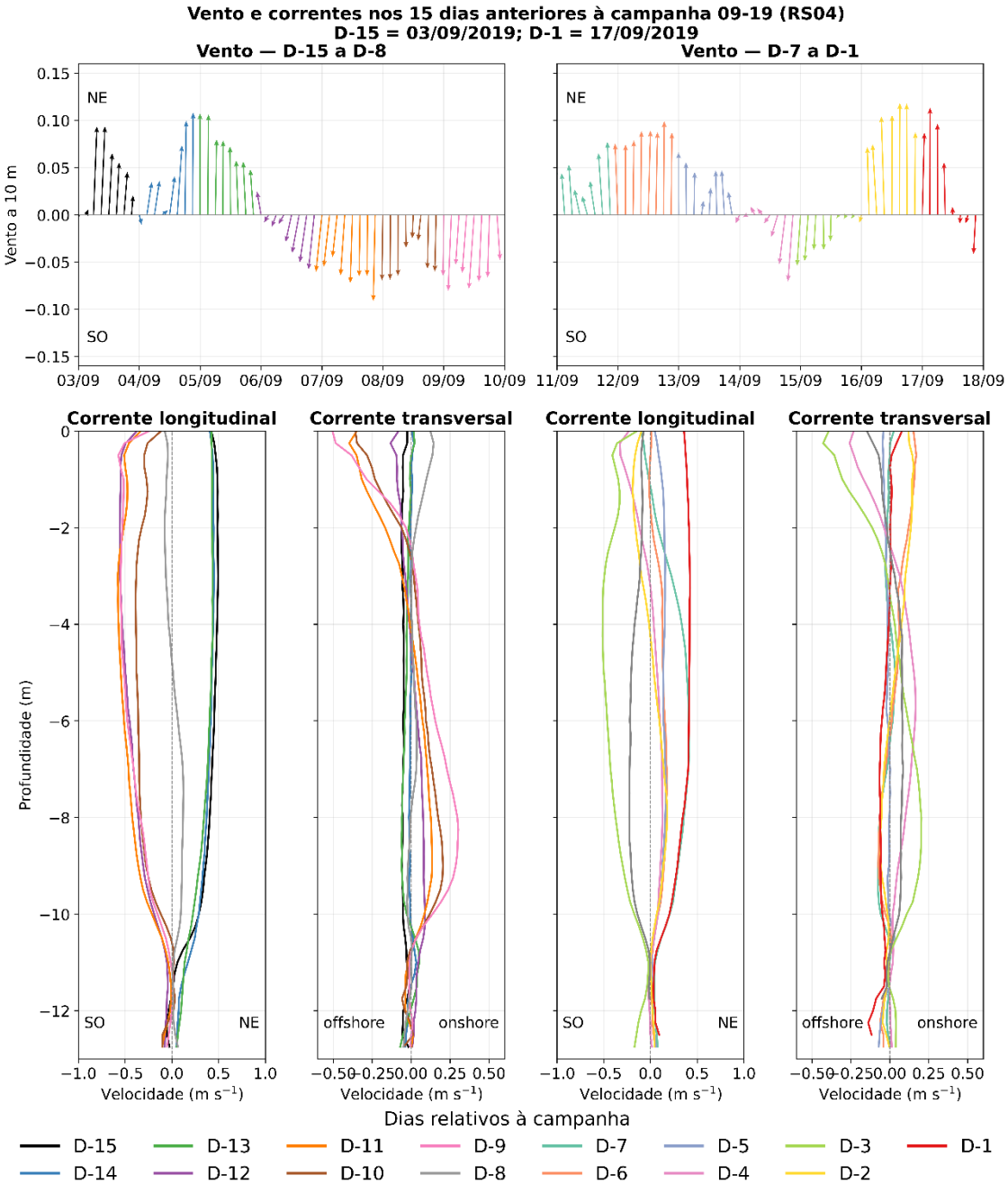


Figura XII-44. Evolução semanal do vento (componente ao longo do eixo NE–SO), dos perfis verticais de corrente (componentes longitudinal e transversal) e dos regimes meteo-oceanográficos ao longo de setembro de 2019.

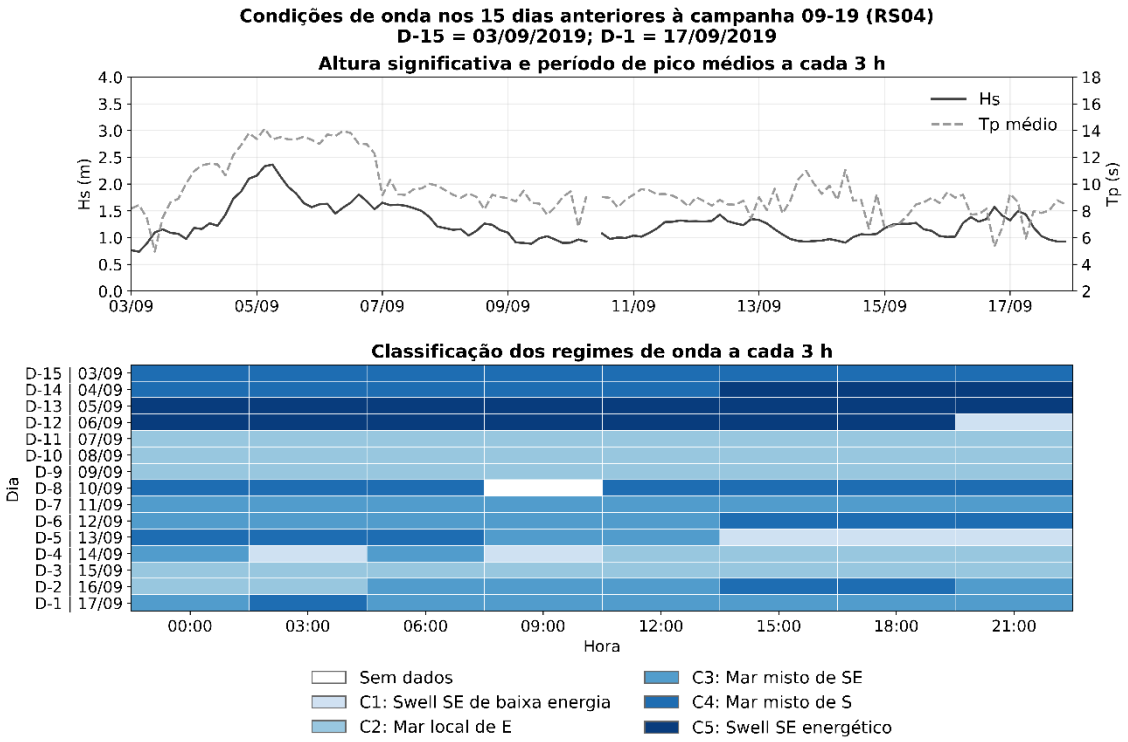


Figura XII-45. Altura significativa, período de pico médio e classificação dos regimes de onda a cada 3 h nos 15 dias anteriores à campanha de setembro de 2019. O painel inferior mostra a distribuição temporal dos clusters de onda. Dados da boia RS-04.

Entre os dias 11 e 15, as condições oscilaram entre influência frontal e posterior atuação de alta pressão. No dia 11, a baixa pressão permaneceu estacionária sobre o continente, mantendo vento de SE, com velocidade média de 9 m s^{-1}, e Mar misto de SE, com Hs de 1,2 m. No dia 12, a rotação do sistema e a formação de uma frente estacionária favoreceram vento de S, com velocidade máxima de 10 m s^{-1}. Após a passagem frontal, um centro de alta pressão avançou sobre a região. No dia 13, o vento permaneceu entre SO, S e SE, com velocidade máxima de 6 m s^{-1}, e Hs reduziu para cerca de 1 m. No dia 14, o vento rondou para NE–E, atingindo 12 m s^{-1}, e permaneceu nessa direção até o dia 15. Nesse período, Hs manteve-se próxima de 1,3 m, com Tp entre 6 e 10 s, sob regime de Mar local de E.

Nos dois dias imediatamente anteriores à coleta, em 16 e 17 de setembro, uma nova ciclogenese extratropical influenciou a área de estudo. O vento soprou de SE–S, com velocidade máxima de 12 m s^{-1}, e Hs aumentou para 1,6 m, sob regime de Mar misto de SE. No final do dia 17, o vento girou para NE e enfraqueceu para cerca de 4 m s^{-1}, acompanhado pela redução de Hs para aproximadamente 1 m. Entre os dias 16 e 18, a corrente longitudinal apresentou direção NE, com velocidade em torno de 0,5 m s^{-1}, enquanto a componente transversal foi *onshore* na superfície e *offshore* em profundidade, com velocidades próximas de zero.

No dia 18 de setembro, o vento apresenta direção SO com velocidade máxima de 10 m s^{-1}. No dia 19 de setembro, o ciclone extratropical é dissipado para E e a frente oclusa evolui para um ciclone extratropical e avança em direção à região do Cassino.

A salinidade permaneceu relativamente baixa durante toda a quinzena, com valores máximos próximos de 26 psu e reduções frequentes para cerca de 15 psu (Figura XII-46). Até 6 de setembro, os valores oscilaram em torno de 25 psu; entre 7 e 9, diminuíram para aproximadamente 15 psu. Entre 10 e 14, a salinidade aumentou para 19–22 psu, voltou a reduzir para cerca de 17 psu entre 14 e 16, e aumentou novamente para valores próximos de 22 psu entre 17 e 19 de setembro. A turbidez superficial variou de forma marcada: no início do período, oscilou entre 20 e 65 NTU; entre 7 e 9, reduziu para cerca de 10 NTU, mas apresentou pico de até 52 NTU no dia 9. Um novo aumento abrupto, de aproximadamente 60 NTU, ocorreu no dia 14, seguido por redução para cerca de 5 NTU nos dias 16 e 17. Durante a campanha, nos dias 18 e 19, a turbidez permaneceu com valores máximos próximos de 20 NTU.

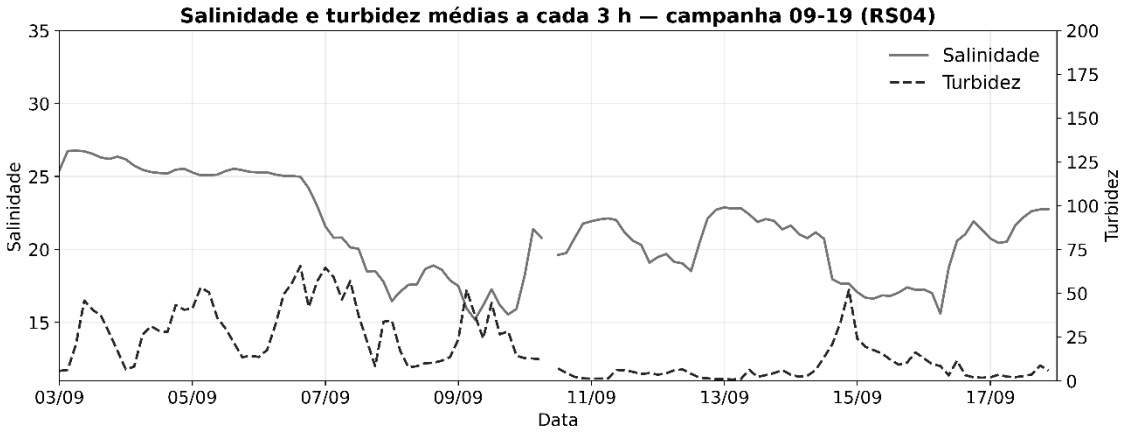


Figura XII-46. Série temporal de salinidade com valor médio a cada 3 h entre D-15 e D-1 da campanha de setembro de 2019. Dados da boia RS-04.

Campanha: Novembro de 2019

O mapa de espessura de LF de novembro de 2019, calculado pela diferença entre as frequências de 200 e 33 kHz, mostra a presença de dois principais depocentros e vários depósitos secundários distribuídos na área de estudo (Figura XII-47). Os maiores acúmulos ocorreram em frente à Estátua de Iemanjá, no centro do Balneário Cassino, em profundidades próximas de 7 m e entre 11 e 12 m. Os demais depósitos aparecem de forma mais descontínua, principalmente entre o centro do Balneário e o bairro Querência. Para essa campanha, foram coletados 21 perfis verticais de densidade, distribuídos em sete pontos amostrais. Todas as estimativas de espessura obtidas pelo ecobatímetro foram superiores a 0,10 m.

As estatísticas descritivas indicam que novembro apresentou depósitos mais espessos e mais consolidados em relação às campanhas anteriores. A espessura média total foi de 0,82 ± 0,4 m, com máximo de 1,48 m (Tabela XII-17). A lama consolidada foi a principal classe interna, com espessura média

de 0,48 ± 0,4 m e máximo de 1,31 m, enquanto a LF apresentou espessura média de 0,34 ± 0,3 m e máximo de 1,16 m. Em termos de densidade, o depósito apresentou densidade média de 1210 ± 21 kg m^{-3}, com valores mínimos médios de 1069 ± 25 kg m^{-3} e máximos médios de 1269 ± 17 kg m^{-3} (Tabela XII-18). A LF teve densidade média de 1169 ± 17 kg m^{-3}, enquanto a lama consolidada apresentou densidade média de 1235 ± 22 kg m^{-3}.

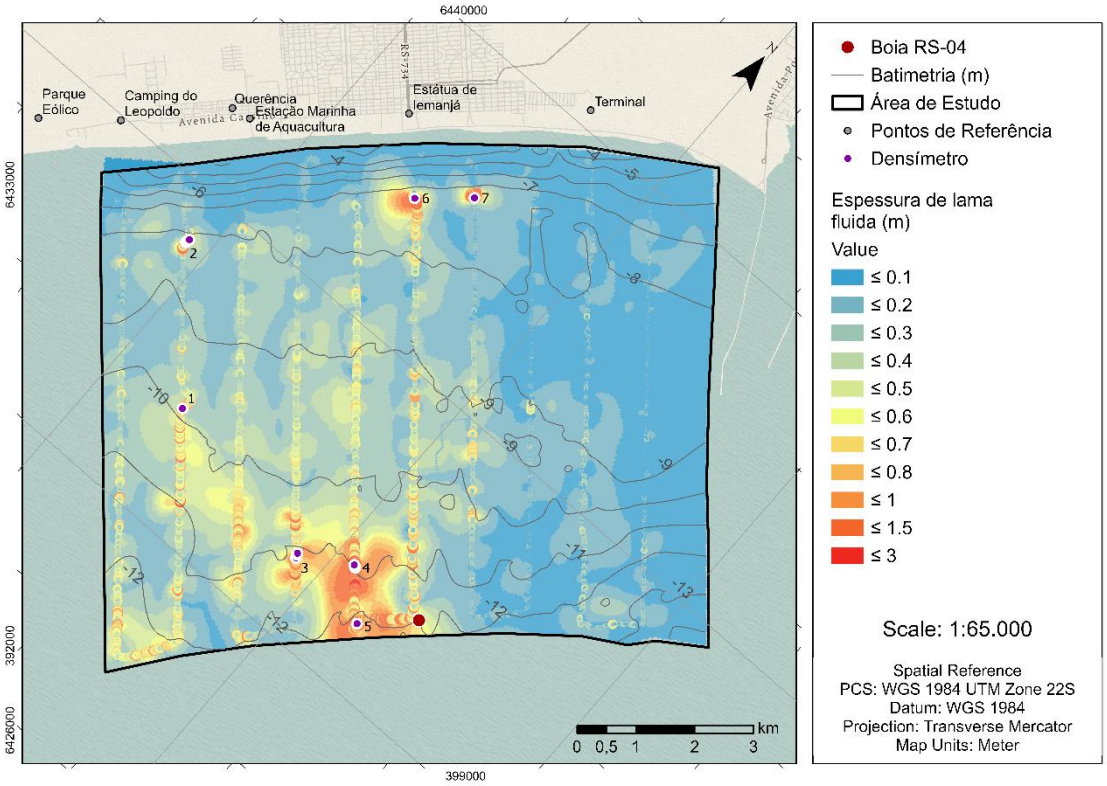


Figura XII-47. Mapa de espessura de LF para novembro de 2019. Estão identificados os perfis verticais de densidade e a localização da boia meteo-oceanográfica (SiMCosta).

Tabela XII-17. Estatísticas descritivas da espessura total do depósito e das espessuras associadas às classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de espessura calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável.

Variável	$\overline{E_{min}}$ [m]	$\overline{E_{mean}}$ [m]	$\overline{E_{max}}$ [m]

Espessura do depósito	0,13	0,82 ± 0,4	1,48
Suspensão diluída	0	0,02 ± 0,01	0,05
Lama Fluida	0	0,34 ± 0,3	1,16
Lama Consolidada	0	0,48 ± 0,4	1,31

Tabela XII-18. Estatísticas descritivas da densidade do depósito e de suas classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de densidade calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável.

Variável	$\overline{\rho_{min}}$ [kg m^{-3}]	$\overline{\rho_{mean}}$ [kg m^{-3}]	$\overline{\rho_{max}}$[kg m^{-3}]
Densidade do depósito	1069 ± 25	1210 ± 21	1269 ± 17
Suspensão diluída	1036	1055 ± 16	1082
Lama Fluida	1129	1169 ± 17	1204
Lama Consolidada	1205	1235 ± 22	1269

Os perfis selecionados evidenciam a variação da estrutura vertical dos depósitos, desde arranjos mais simples, com aumento progressivo da densidade, até configurações mais complexas, marcadas por camadas quase homogêneas, transições abruptas e possíveis descontinuidades internas (Figura XII-48). O perfil 1#1, localizado no bairro Querência, em profundidade próxima de 9,5 m, representa um depósito pequeno, com depocentro entre 0,4 e 0,6 m de LF. O perfil 3#3, também na Querência, em frente à Estação Marinha de Aquacultura, está associado a um depósito pequeno, com cerca de 680 m de largura e 338 m de comprimento, cujo depocentro atingiu entre 0,8 e 1 m de LF.

O perfil 7#3, localizado ao norte do centro do Balneário, em frente à rua do Riacho e próximo à isóbata de 7 m, apresentou uma das estruturas mais contrastantes. O depósito associado possui cerca de 463 m de largura por 220 m de comprimento, com depocentro entre 0,6 e 1,5 m de LF. A densidade

variou de 1059 a 1274 kg m^{-3}, e a espessura estimada pelo densímetro foi de 1,34 m, contra apenas 0,24 m pelo ecobatímetro. A frequência de 200 kHz detectou o primeiro gradiente de densidade com boa correspondência, enquanto a frequência de 33 kHz foi refletida em uma camada com densidade próxima de 1190 kg m^{-3}, cerca de 1,07 m acima da transição inferior estimada pelo perfil densimétrico. Esse resultado sugere que, em pacotes de LF com camadas relativamente homogêneas por espessuras superiores a alguns decímetros, a baixa frequência pode ser refletida antes de alcançar a base densimétrica do depósito.

Os três perfis do ponto 4, localizado próximo à nova passarela, na região centro-sul da Estátua de Iemanjá, representam um depósito amplo, com cerca de 1.310 m de largura e 750 m de comprimento. O depocentro apresentou entre 0,8 e 1,5 m de LF. Nos perfis 4#1 e 4#2, as espessuras calculadas pelo densímetro foram de 1,38 e 1,44 m, enquanto o ecobatímetro estimou 1,52 m em ambos os casos. Esses perfis apresentam lutoclinas bem desenvolvidas, trechos de densidade relativamente estável entre aproximadamente 1190 e 1210 kg m^{-3} e transições internas abruptas. Essa estrutura sugere que o depósito não corresponde a um pacote verticalmente homogêneo, mas a uma sequência estratificada, possivelmente formada por pulsos sucessivos de deposição em estágios distintos de consolidação. Alternativamente, pode refletir consolidação diferencial dentro de um mesmo depósito espesso. Ainda assim, a recorrência de patamares e gradientes internos nos perfis próximos favorece a interpretação de deposição episódica. O perfil 4#3 foi menos espesso, com 0,54 m pelo densímetro e 0,41 m pelo ecobatímetro, indicando heterogeneidade local dentro do mesmo depósito.

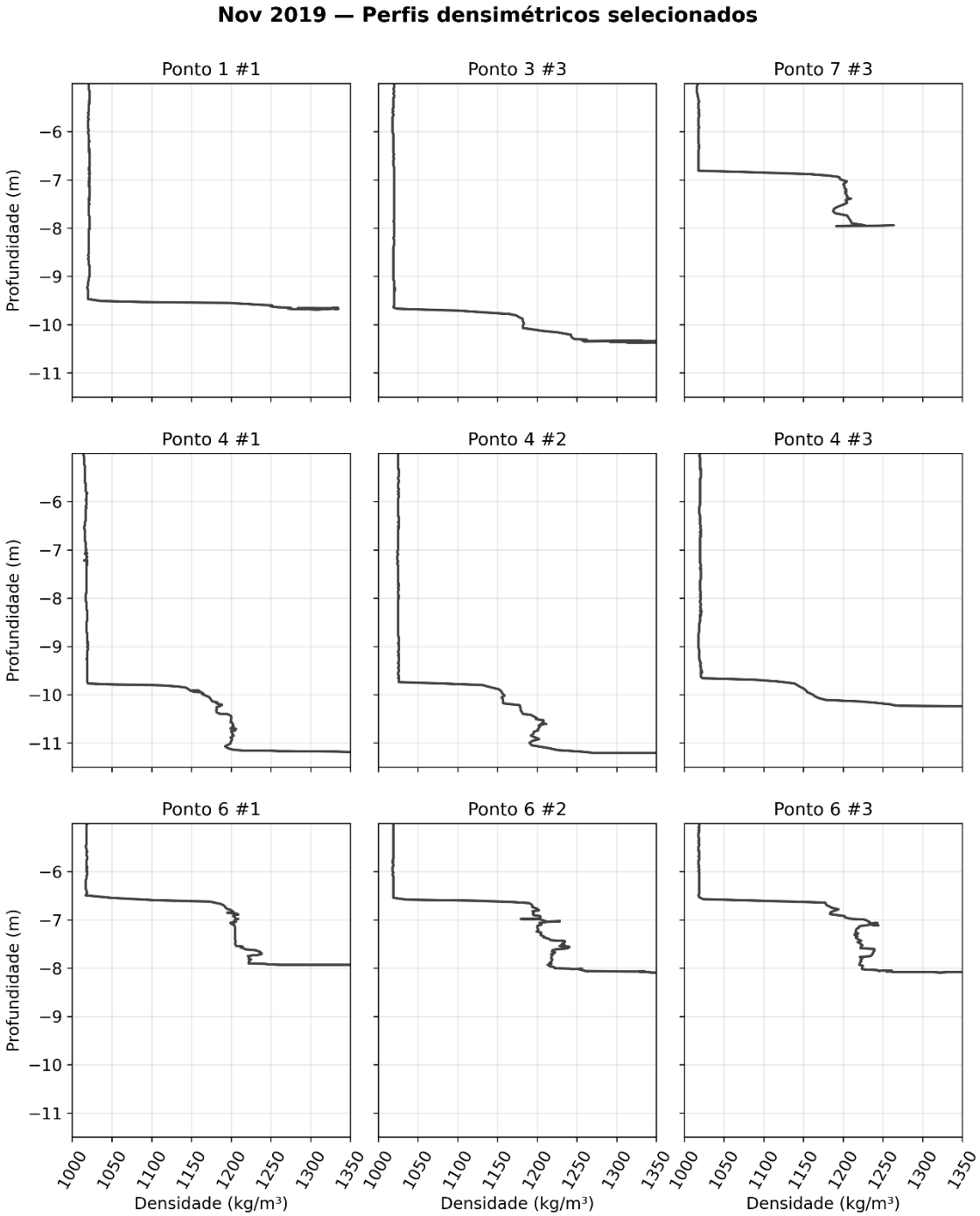


Figura XII-48. Perfis verticais de densidade selecionados para novembro de 2019, representando os pontos 1, 3, 4, 6 e 7.

Os perfis do ponto 6, localizados em frente à Estátua de Iemanjá, em profundidade próxima de 6,5 m, também indicam estrutura vertical complexa. Esse depósito possui cerca de 786 m de largura e 460 m de comprimento, com depocentro entre 0,6 e 1,5 m de LF. As espessuras calculadas pelo densímetro

foram elevadas, variando entre 1,39 e 1,49 m, mas as estimativas acústicas foram mais variáveis. No perfil 6#1, a espessura foi de 1,39 m pelo densímetro e 1,73 m pelo ecobatímetro; o perfil apresenta uma camada de aproximadamente 0,92 m com densidade quase constante, entre 1190 e 1210 kg m^{-3}, seguida por uma transição abrupta refletida pela frequência de 33 kHz. No perfil 6#2, a espessura foi de 1,49 m pelo densímetro e 1,01 m pelo ecobatímetro, com aumentos abruptos e pequenas reduções de densidade, sugerindo camadas internas distintas ou possíveis intrusões sedimentares mais arenosas entre pacotes de lama. O perfil 6#3 apresentou densidade mínima de 1092 kg m^{-3}, densidade máxima de 1263 kg m^{-3}, espessura de 1,48 m pelo densímetro e 0,99 m pelo ecobatímetro.

Em conjunto, os perfis dos pontos 4 e 6 indicam depósitos espessos, com maior participação de lama consolidada e estrutura interna estratificada. A presença de lutoclinas, trechos de densidade constante e gradientes internos é compatível com deposição em pulsos, seguida por consolidação diferencial. Essa organização vertical também ajuda a explicar as diferenças entre densímetro e ecobatímetro: em alguns casos, a frequência de 33 kHz parece ter sido refletida por gradientes internos associados a camadas previamente depositadas, antes de alcançar a base real do depósito.

Assim, os depósitos de novembro representam depósitos verticalmente estratificados, provavelmente formados por deposição episódica sob condições hidrodinâmicas variáveis. Essa estrutura interna condicionou diretamente a detectabilidade acústica.

Condições ambientais antecedentes

A campanha foi realizada em 28 de novembro de 2019; portanto, a quinzena antecedente compreende o período entre 12 e 28 de novembro. Esse intervalo foi marcado pela alternância entre centros de alta pressão e sistemas de baixa pressão, com passagem de frentes frias e influência de ciclones extratropicais. Essa sucessão produziu mudanças frequentes no vento, na salinidade, na turbidez e no regime de ondas, criando condições favoráveis tanto à exportação de água doce e sedimentos finos da Lagoa dos Patos quanto à remobilização e posterior consolidação de depósitos lamosos na antepraia.

Entre 12 e 13 de novembro, a região esteve sob influência de um centro de alta pressão, com vento predominante de NE e rajadas máximas de 15 e 14 m s^{-1}, respectivamente (Figura XII-49). Esse padrão favorece a vazão da água doce do estuário em direção à antepraia do Cassino. Entre 12 e 14 de novembro, a salinidade mínima variou de 11,8 a 14,6 psu, enquanto os máximos oscilaram entre 18,2 e 21,7 psu (Figura XII-50). A turbidez superficial foi elevada no início do período, especialmente em 12 de novembro, quando variou entre 48 e 95 NTU, diminuindo nos dias seguintes, com médias de 28 NTU em 13 de novembro e 7 NTU em 14 de novembro. A associação entre baixa salinidade e maior turbidez indica a presença da pluma de água doce e sedimentos finos do estuário da Lagoa dos Patos.

Nesse primeiro intervalo, as ondas tiveram características predominantemente associadas ao vento local. Em 12 de novembro, a Hs foi de 1,3 m, com altura máxima de 2 m, Tp entre 5 e 8 s e direção de onda de E (Figura XII-51). Em 13 de novembro, a Hs média foi de 1,18 m, a altura máxima

atingiu 1,85 m, o Tp variou entre 6 e 10 s e a direção permaneceu de E. No final do dia 13, com o afastamento do centro de alta pressão e o avanço de um sistema de baixa pressão sobre o continente, o cavado associado passou a atuar como corredor de umidade sobre a região.

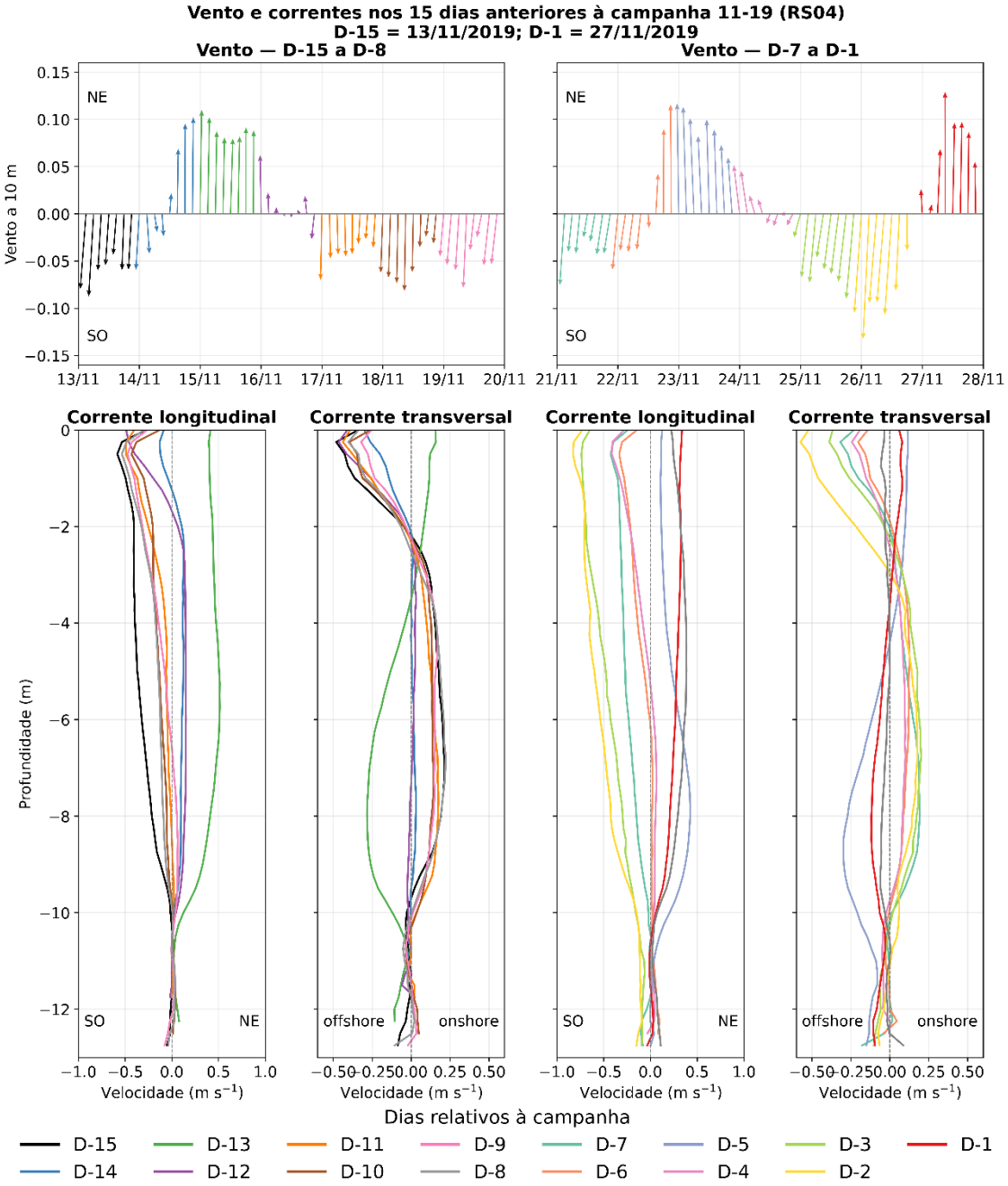


Figura XII-49. Evolução semanal do vento (componente ao longo do eixo NE–SO), dos perfis verticais de corrente (componentes longitudinal e transversal) e dos regimes meteo-oceanográficos ao longo de novembro de 2019.

A partir de 14 de novembro, ocorreu a passagem da frente fria associada a um ciclone extratropical. Após as 13 h, o vento rondou para SO, com velocidade média de 6,5 m s^{-1} e rajada máxima de 11 m s^{-1}, permanecendo nesse quadrante durante o dia 15. A salinidade aumentou em 15 de novembro, variando de 20 a 31 psu, enquanto a turbidez superficial caiu para média diária de 1 NTU. As ondas mantiveram altura moderada: em 14 de novembro, a Hs foi de 1,1 m, o regime de ondas foi Mar local de E com Tp variando entre 8 e 10 s e direção SE-E; em 15 de novembro, a Hs foi de 1,2 m, o regime de ondas foi Mar misto de S, com Tp entre 5 e 11 s e direção SE-S. Esse padrão é compatível com a influência de ondas de tempestade geradas a curta distância, associadas à ciclogenese no Uruguai e ao ciclone extratropical que evoluiu para estágio maduro, permanecendo paralelo à costa.

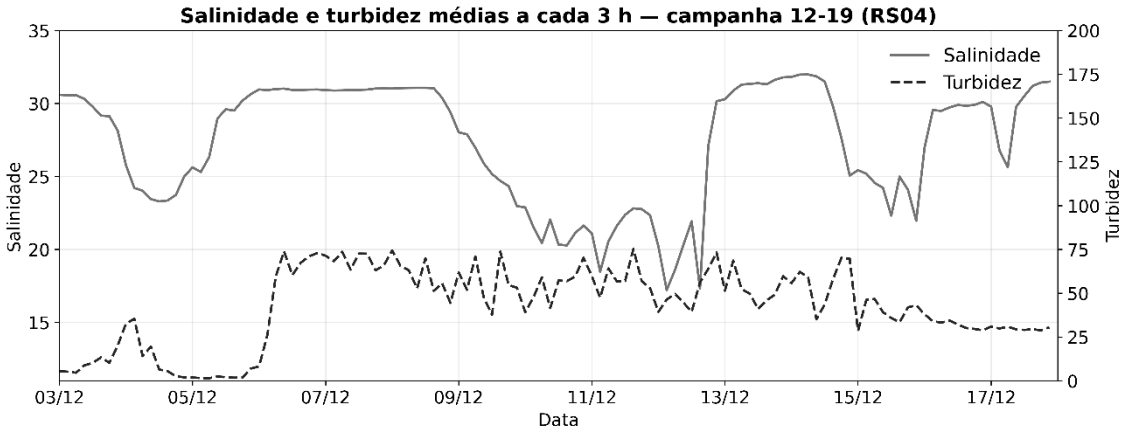


Figura XII-50. Série temporal de salinidade com valor médio a cada 3 h entre D-15 e D-1 da campanha de novembro de 2019. Dados da boia RS-04.

No dia 16 de novembro, os ciclones extratropicais se deslocaram para norte da área de estudo, enquanto um centro de alta pressão permaneceu semi-estacionário. O vento rondou para SE, com velocidade média de 3 m s^{-1} e

rajada máxima de 9 m s^{-1}. O elevado desvio padrão direcional indica a transição entre sistemas atmosféricos: pela manhã, o vento variou de S para SE; à tarde, girou em sentido horário de SO para NO e brevemente NE; à noite, voltou a rondar em sentido anti-horário de SE para NE. A salinidade variou entre 17 e 31 psu, a turbidez média foi de 11,5 NTU, e a Hs permaneceu próxima de 1,0 m, com período de pico entre 7 e 13 s e direção SE sob regime de *Swell* SE de baixa energia, permanecendo o mesmo regime até o dia 18 de novembro.

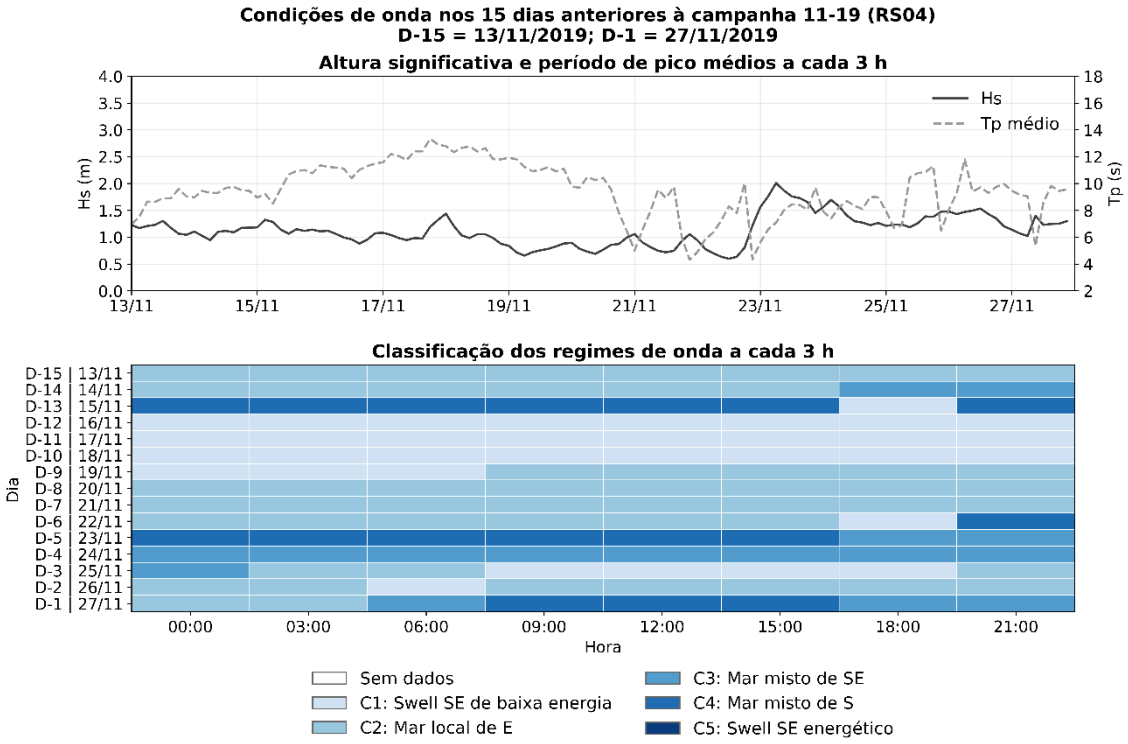


Figura XII-51. Altura de onda, período de pico médio e classificação dos regimes de onda a cada 3 h nos 15 dias anteriores à campanha de novembro de 2019. O painel inferior mostra a distribuição temporal dos clusters de onda. Dados da boia RS-04.

Em 17 de novembro, o centro de alta pressão permaneceu estacionário sobre a região e bloqueou o avanço de um ciclone extratropical vindo do sul, desviando-o em direção ao oceano. O vento teve direção NE, velocidade média de 5 m s^{-1} e rajada máxima de 9 m s^{-1}. A Hs variou de 0,8 a 1,5 m, com média

de 1,1 m, Tp entre 10 e 13 s e direção SE. Mesmo sob influência do anticiclone, a permanência do ciclone extratropical a certa distância da costa parece ter contribuído para os períodos de onda mais longos registrados na boia RS-04.

Entre 18 e 22 de novembro, o vento permaneceu predominantemente de NE, devido à alternância de centros de alta pressão. O primeiro anticiclone atuou até 18 de novembro e foi substituído por outro sistema de alta pressão que se aproximou em 19 de novembro e permaneceu semi-estacionário até 21 de novembro.

Esse padrão manteve condições favoráveis à influência da pluma estuarina, embora com oscilações associadas à alternância dos sistemas atmosféricos. A salinidade variou de 13,2 a 25 psu, com média de 19 psu, e a turbidez superficial aumentou nos dias 19 e 20, com valores médios de 18 e 27 NTU, respectivamente. Em 22 de novembro, a salinidade variou de 14,8 a 28,6 psu, a turbidez máxima diária atingiu 27 NTU, e o vento ainda apresentava direção NE, com velocidade média de 8 m s^{-1} e rajada máxima de 12 m s^{-1}.

Durante esse intervalo, a energia de onda foi relativamente baixa a moderada. Em 19 de novembro, Hs médio foi de 0,8 m, variando entre 0,6 e 0,9 m, com Tp entre 10 e 12 s e direção de onda de E. Nos dias 20 e 21 de novembro, a Hs média foi próxima de 0,8 m, com períodos de pico entre 4 e 11 s e direção NE. Entre 14 e 22 de novembro, portanto, predominou uma fase de menor energia relativa, com Hs média próxima de 1 m, condição potencialmente favorável à deposição e à consolidação progressiva de LF que já estivesse presente na área.

As correntes também indicam persistência direcional durante esse período. Na primeira semana analisada, a corrente longitudinal apresentou

sentido predominante para SO, com poucas reversões e velocidade máxima de 0,45 m s^{-1} em 13 de novembro. A componente transversal mostrou padrão verticalmente cisalhado, com fluxo *offshore* em superfície, atingindo cerca de 0,45 m s^{-1}, e fluxo *onshore* entre 3 e 9 m de profundidade, com velocidade próxima de 0,2 m s^{-1}. Esse padrão sugere potencial para redistribuição vertical e transversal do material em suspensão.

A partir de 22 de novembro, um novo centro de baixa pressão formado na região do Rio da Prata avançou em direção à área de estudo, com passagem de frente fria, seguido por um centro de alta pressão. No dia 23 de novembro, o vento rondou para SE, com velocidade média de 10 m s^{-1} e rajada máxima de 13 m s^{-1}. A salinidade aumentou para 27,8–31 psu, enquanto a turbidez média caiu para 2 NTU, com máximo de 14 NTU. A energia de onda aumentou significativamente: a Hs variou de 1,4 a 2,2 m, com média de 1,7 m. O Tp oscilou entre 5 e 14 s, com direção SE, indicando a combinação entre ondas geradas pelo vento local e ondas de maior período associadas à tempestade.

Nos dias 24 a 26 de novembro, o centro de alta pressão permaneceu influenciando a região, mas o vento voltou progressivamente ao quadrante NE. Em 24 de novembro, o vento foi de leste, com velocidade média de 9 m s^{-1}; a salinidade variou entre 17 e 29,7 psu, com média de 21 psu, e a turbidez variou de 1 a 49 NTU, com média de 18 NTU. A Hs média reduziu para 1,41 m, Tp entre 5 e 11 s e direção SE. Em 25 e 26 de novembro, o vento de NE se intensificou, com velocidade média próxima de 10–11 m s^{-1} e rajada máxima de 17 m s^{-1}. A salinidade variou entre 14 e 21 psu, enquanto a turbidez superficial aumentou fortemente, com média de 57 NTU em 25 de novembro e

69 NTU em 26 de novembro, atingindo máximo de 134 NTU. Esse padrão reforça a influência da pluma estuarina e o aporte de material em suspensão para a plataforma interna.

Em 26 de novembro, o centro de alta pressão já estava mais afastado do continente, enquanto um cavado e um centro de baixa pressão se aproximavam da região. No dia 27 de novembro, a passagem da frente fria associada a esse sistema produziu vento de SO, com velocidade média de 8 m s^{-1} e rajada máxima de 16 m s^{-1}. Na véspera da coleta, a salinidade variou entre 15 e 32 psu, com média de 27 psu, a turbidez apresentou média de 4 NTU e máximo de 18,6 NTU, e a Hs variou de 1 a 1,5 m, com média de 1,2 m. O período de pico variou entre 4 e 10 s, com direção SE. Durante essa segunda semana, a corrente longitudinal manteve sentido predominante para SO, atingindo velocidade máxima de 0,9 m s^{-1} em 26 de novembro. A componente transversal manteve fluxo *offshore* em superfície, com velocidade de até 0,5 m s^{-1}, e fluxo *onshore* em profundidade, próximo de 0,2 m s^{-1}.

No dia 28 de novembro, durante a coleta dos dados de LF, a região ainda refletia a influência da passagem do ciclone extratropical e da aproximação de sistemas menores. Na boia RS-04, o vento apresentou direção NO, velocidade média de 5 m s^{-1} e rajada máxima de 11 m s^{-1}. A Hs foi de 0,82 m, com período de pico entre 4 e 9 s e direção SE. A salinidade variou de 22 a 32 psu, com média de 30,8 psu, e a turbidez superficial apresentou média de 6 NTU. Assim, a campanha ocorreu após uma sequência de alternância entre períodos de baixa energia relativa, episódios de vento NE associados à pluma estuarina e eventos de aumento de energia associados à passagem de frentes frias.

Essa sequência é coerente com a estrutura vertical observada nos perfis densimétricos. Os perfis mostram depósitos com densidade relativamente homogênea e compacta, em geral entre 1150 e 1200 kg m^{-3}, além de diferenças espaciais importantes entre os setores da área amostral. Os depósitos ao norte da região central do Balneário apresentam estágio de consolidação mais avançado que os depósitos do setor sul. Essa diferença pode estar associada, além da idade ou do histórico de retrabalhamento dos depósitos, ao efeito de proteção hidrodinâmica proporcionado pelos molhes, que tende a reduzir a turbulência local e criar condições mais favoráveis à decantação e à consolidação da lama. Já os depósitos localizados no centro e no sul da área mostram estruturas verticais distintas, com indícios de estratificação interna.

Nos pontos 2, 3, 4 e 6, os perfis indicam a presença de duas camadas de LF com cronologias distintas. A camada superior, com densidade relativamente homogênea entre 1150 e 1200 kg m^{-3}, sugere um pacote já estabilizado, e não uma deposição extremamente recente. Por isso, a interpretação mais provável é que essa lama tenha sido depositada antes ou no início da quinzena analisada e tenha passado por consolidação e retrabalhamento progressivo durante o intervalo de menor energia entre 14 e 22 de novembro. Essa camada mais recente estaria sobreposta a um depósito mais antigo, mais denso e possivelmente já misturado com areia fina e muito fina.

Uma hipótese alternativa seria que a camada superior tenha sido transportada e depositada durante o evento energético de 22–23 de novembro, quando a frente fria e o vento de SE elevaram Hs para valores entre 1,4 e 2,2

m. Caso houvesse LF disponível, esse evento poderia ter promovido transporte de regiões mais profundas para regiões mais rasas. No entanto, essa interpretação depende da disponibilidade de volume suficiente de LF na antepraia. Embora a quinzena antecedente tenha apresentado flutuações salinas importantes, indicativas da influência da pluma estuarina, e períodos de baixa altura de onda favoráveis à deposição, a turbidez superficial não ultrapassou 100 NTU e, entre 14 e 22 de novembro, variou principalmente entre 1 e 27 NTU. Portanto, assumindo que esta é a única fonte sedimentar, esse aporte recente deveria ser suficiente para formar camadas de 0,2 a 0,4 m de LF com densidade próxima de 1100 kg m^{-3}.

Além disso, os depósitos mantiveram características relativamente estáveis e homogêneas mesmo após o aumento de energia dos dias 26 e 27 de novembro, quando Hs variou entre 1 e 1,65 m, com Tp entre 4 e 12 s. A persistência reforça a interpretação de que os depósitos não representam apenas uma lama recém-depositada após o evento de 22–23 de novembro, mas sim pacotes previamente formados, submetidos a consolidação diferencial e possivelmente organizados por pulsos sucessivos de deposição. Nesse contexto, a estrutura vertical observada resulta da combinação entre aporte estuarino, períodos de menor energia favoráveis à decantação e consolidação, e eventos subsequentes capazes de remobilizar ou reorganizar parcialmente a lama já depositada.

Campanha: Dezembro de 2019

A campanha de dezembro de 2019 foi realizada em 18 de dezembro, mas o levantamento da malha amostral não foi completado. Ainda assim, o mapeamento acústico indica a presença de um depósito expressivo de lama

na porção centro-norte da área, estendendo-se aproximadamente do setor da Estátua de Iemanjá em direção ao sul, entre as isóbatas de 6 e 9 m (Figura XII-52). A distribuição espacial é marcada por espessuras elevadas de LF, com predominância de valores entre 0,8 e 1 m e depocentros que atingem até 1,5 m. Em profundidades superiores a 10 m, ocorrem depósitos menores e mais descontínuos, com espessuras geralmente entre 0,6 e 0,8 m.

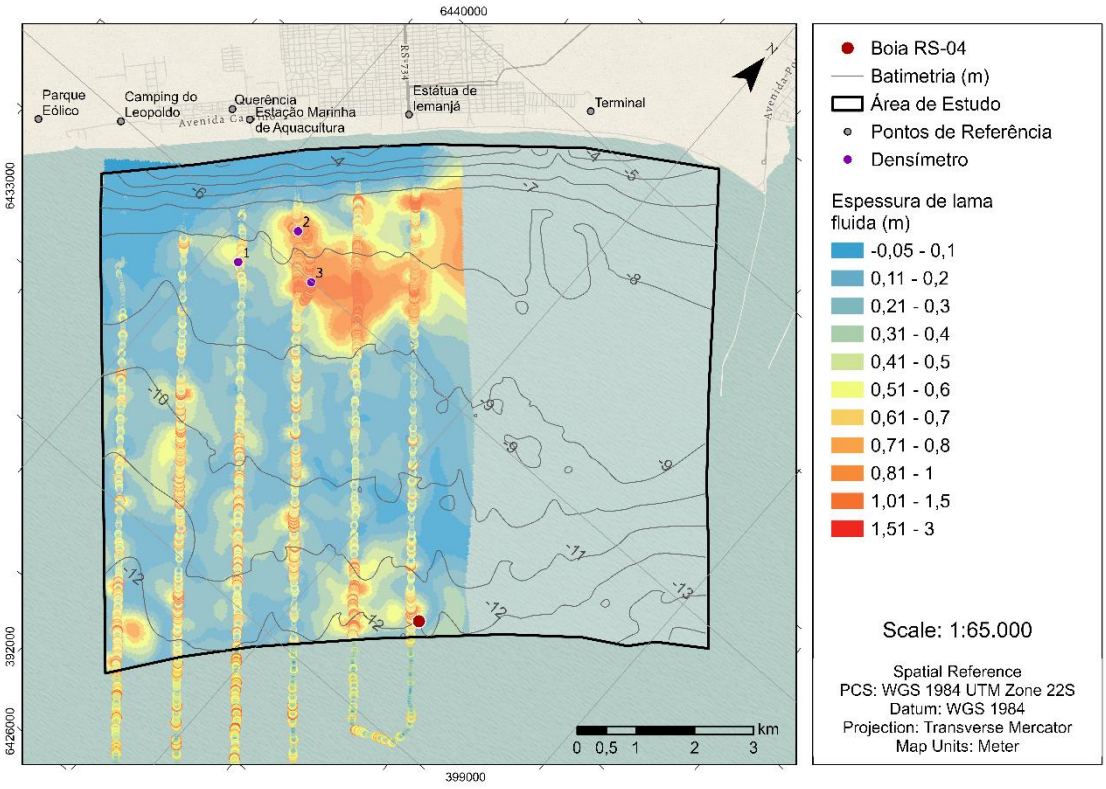


Figura XII-52. Mapa de espessura de LF para dezembro de 2019. Estão identificados os perfis verticais de densidade e a localização da boia meteo-oceanográfica (SiMCosta).

As estatísticas dos perfis densimétricos indicam que a estrutura interna do depósito foi dominada por frações mais densas. A espessura média total do depósito foi de 0,7 ± 0,3 m, com valor máximo médio de 1,1 m (Tabela XII-19). A lama consolidada representou a maior contribuição interna, com espessura

média de 0,57 ± 0,4 m e máximo de 1 m, enquanto a LF apresentou espessura média menor, de 0,12 ± 0,1 m, com máximo de 0,25 m. Esse padrão indica que os depósitos amostrados em dezembro estavam mais desenvolvidos verticalmente e com maior grau de consolidação do que campanhas em que predominavam camadas fluidas pouco espessas.

Tabela XII-19. Estatísticas descritivas da espessura total do depósito e das espessuras associadas às classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de espessura calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável.

Variável	$\overline{E_{min}}$ [m]	$\overline{E_{mean}}$ [m]	$\overline{E_{max}}$ [m]
Espessura do depósito	0,18	0,7 ± 0,3	1,07
Suspensão diluída	0	0,03 ± 0,01	0,04
Lama Fluida	0	0,12 ± 0,1	0,25
Lama Consolidada	0	0,57 ± 0,4	1,03

A densidade média do depósito foi de 1220 ± 19 kg m^{-3}, com valores mínimos médios de 1089 ± 32 kg m^{-3} e máximos médios de 1269 ± 6 kg m^{-3} (Tabela XII-20). A LF apresentou densidade média de 1159 ± 16 kg m^{-3}, enquanto a lama consolidada atingiu média de 1239 ± 17 kg m^{-3}. Esses valores reforçam que a camada amostrada não corresponde apenas a LF espessa, mas a um depósito com transição para material consolidado e com contrastes internos relevantes para a resposta acústica.

Tabela XII-20. Estatísticas descritivas da densidade do depósito e de suas classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de densidade calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável.

Variável	$\overline{\rho_{min}}$ [kg m^{-3}]	$\overline{\rho_{mean}}$ [kg m^{-3}]	$\overline{\rho_{max}}$[kg m^{-3}]

Densidade do depósito	1089 ± 32	1220 ± 19	1269 ± 6
Suspensão diluída	1037	1050 ± 11	1059
Lama Fluida	1141	1159 ± 16	1181
Lama Consolidada	1207	1239 ± 17	1257

O perfil P1#1 foi coletado em profundidade de aproximadamente 8,5 m, em um depósito menor localizado no setor da Querência (Figura XII-53). Esse perfil apresentou densidade mínima de 1053 kg m^{-3}, máxima de 1276 kg m^{-3}, espessura de 0,51 m pelo densímetro e 0,45 m pelo ecobatímetro. A estrutura vertical mostra uma transição relativamente abrupta entre a coluna d'água e o depósito, seguida por aumento de densidade em direção ao fundo. A boa proximidade entre as estimativas densimétrica e acústica sugere que, nesse caso, o contraste vertical de densidade foi suficientemente definido para ser identificado pelo ecobatímetro.

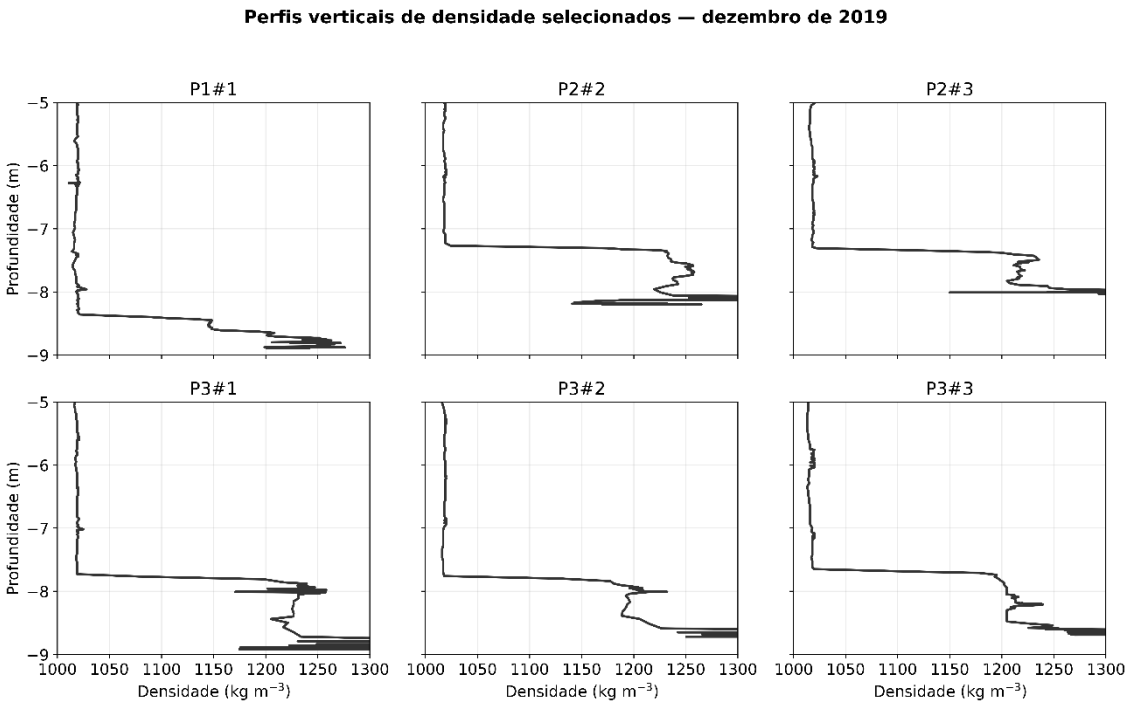


Figura XII-53. Perfis verticais de densidade selecionados para dezembro de 2019, representando os pontos 1, 2 e 3.

Os perfis do ponto 2 foram coletados em frente à Estação Marinha de Aquacultura, em profundidade próxima de 7,5 m, dentro de um depósito com cerca de 949 m de largura paralela à praia e 722 m de comprimento perpendicular à praia. O depocentro associado apresentou entre 0,6 e 1 m de LF, e o ponto está próximo de locais amostrados em outras campanhas, incluindo março, abril e dezembro de 2019.

No perfil P2#2, a densidade mínima foi de 1101 kg m^{-3} e a máxima de 1272 kg m^{-3}. A espessura calculada pelo densímetro foi de 0,82 m, enquanto o ecobatímetro indicou 0,53 m. O perfil apresenta aumento inicial de densidade, mas, após atingir cerca de 1257–1260 kg m^{-3}, ocorre uma redução para aproximadamente 1220 kg m^{-3}, formando um gradiente negativo antes do novo aumento em direção ao substrato. Essa inversão interna indica que o depósito não era verticalmente simples; ela pode refletir deposição episódica, retrabalhamento interno ou consolidação diferencial dentro do pacote lamoso.

Os perfis do ponto 3 foram coletados em profundidade próxima de 8 m, também em frente à Estação Marinha de Aquacultura e próximo ao ponto 2. O depósito associado é mais amplo: considerando espessuras entre 0,6 e 1,5 m, apresenta cerca de 2.663 m de largura paralela à praia e 1.826 m de comprimento perpendicular à praia; considerando apenas espessuras entre 0,8 e 1,5 m, ainda mantém dimensão expressiva, com cerca de 2.304 m de largura e 1.826 m de comprimento. Essa configuração indica que o ponto 3 representa o setor mais desenvolvido do depósito mapeado em dezembro.

Nos três perfis do ponto 3, as espessuras calculadas pelo densímetro variaram entre 0,88 e 1,07 m, enquanto as estimativas acústicas ficaram entre

0,55 e 0,73 m. Essa diferença mostra que o ecobatímetro não registrou necessariamente a base real do pacote lamoso, mas respondeu a contrastes internos de densidade. O perfil P3#1 apresentou densidades entre 1084 e 1258 kg m^{-3}, com aumento inicial de densidade, redução após a lutoclina e um trecho relativamente constante em torno de 1230 kg m^{-3}, seguido por nova redução próxima ao fundo, associada ao refletor de 33 kHz. No perfil P3#2, as densidades variaram entre 1130 e 1266 kg m^{-3}; após a lutoclina, houve aumento abrupto, redução e manutenção de uma camada quase constante entre 1190 e 1200 kg m^{-3}, seguida por novo aumento até o contato com o substrato. O perfil P3#3 apresentou densidades entre 1116 e 1267 kg m^{-3} e uma camada relativamente homogênea de aproximadamente 0,52 m, seguida por uma descontinuidade com redução de densidade de cerca de 1240 para 1200 kg m^{-3} e por um trecho quase constante em torno de 1205 kg m^{-3}, onde ocorreu a reflexão de 33 kHz.

Em conjunto, os perfis P3#1, P3#2 e P3#3 indicam que o setor mais espesso do depósito não era verticalmente homogêneo. A presença recorrente de lutoclinas, valores constantes de densidade e descontinuidades internas sugere uma estrutura estratificada, compatível com pulsos sedimentares sucessivos em diferentes estágios de consolidação ou com consolidação diferencial dentro de um mesmo pacote espesso.

Entre novembro e dezembro de 2019, a variação espacial da espessura de LF mostra um aumento expressivo na região central do Balneário, especialmente entre as isóbatas de 7 e 9 m (Figura XII-54). Nessa faixa, as classes positivas indicam espessamento entre aproximadamente 1 e 1,5 m, sugerindo acúmulo localizado de lama na porção intermediária da antepraia.

Em contraste, a região mais profunda, entre cerca de 11 e 12 m, apresenta redução de espessura entre 0,5 e 0,7 m, indicada pelas classes negativas. Esse padrão sugere redistribuição transversal da LF entre os levantamentos, com ganho de espessura na faixa intermediária e perda relativa na porção mais externa da área monitorada.

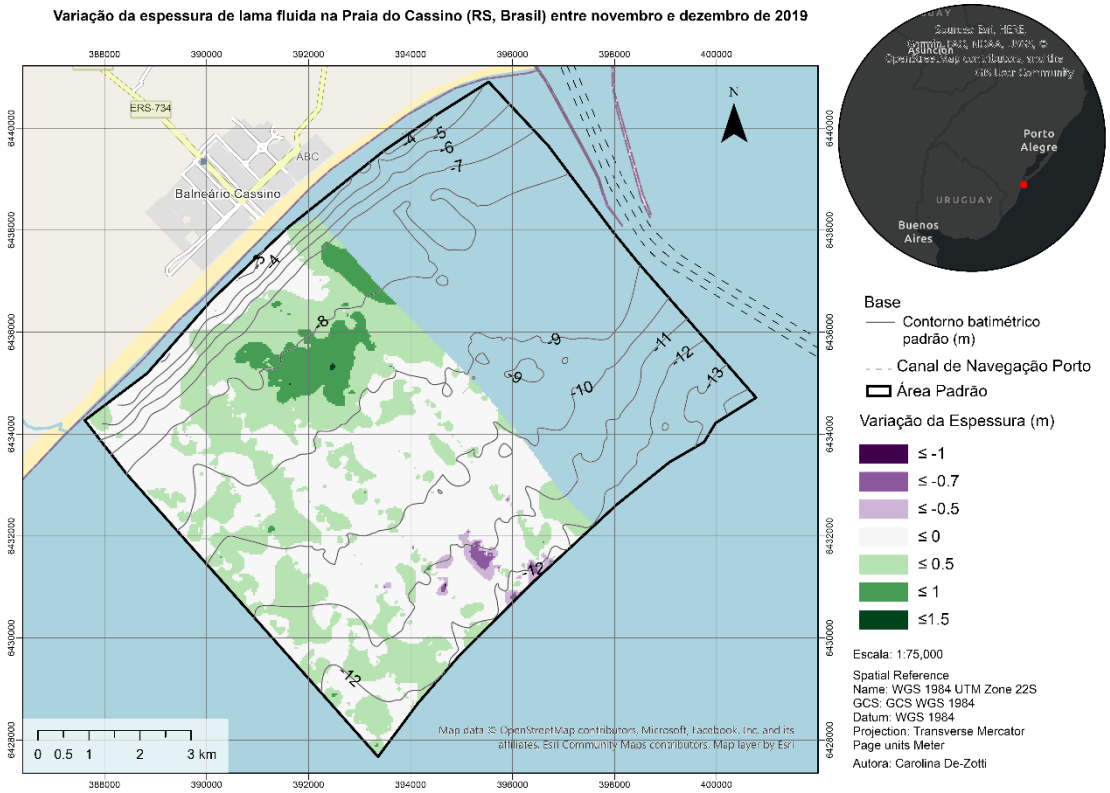


Figura XII-54. Variação espacial da espessura de LF entre os levantamentos de novembro e dezembro de 2019, obtida pela diferença entre rasters consecutivos.

Condições ambientais antecedentes

A coleta dos dados de LF ocorreu em 18 de dezembro de 2019. Assim, a janela ambiental antecedente compreende o período entre 2 e 18 de dezembro.

No início da quinzena, em 2 de dezembro, a antepraia ainda estava sob influência de ondas energéticas de sudeste. A Hs variou entre 1,6 e 2,7 m, com média de 2,15 m, e Tp permaneceu entre 12 e 15 s, indicando propagação de ondas geradas por tempestades distantes. O vento apresentou direção S, a salinidade permaneceu elevada, entre 30,5 e 31,1 psu, e a turbidez superficial variou entre 5 e 37 NTU. Esse conjunto sugere uma condição dominada por energia de onda, com potencial de ressuspensão de sedimentos de fundo.

Entre 3 e 4 de dezembro, houve transição para atuação de um centro de alta pressão atmosférica, com rotação do vento para NE e intensificação da pista de vento (Figura XII-55). No dia 3, a Hs diminuiu para 1,3 m, ainda com ondas de SE e Tp entre 10 e 14 s (Figura XII-56). A salinidade caiu de 27,3 para 30,6 psu, enquanto a turbidez variou entre 4 e 20 NTU (Figura XII-57).

No dia 4, o vento NE intensificou, com velocidade média de 7 m s^{-1} e rajada máxima de 11 m s^{-1}. A Hs reduziu para média de 0,9 m, com direção de onda entre SE e E e Tp de 5 a 12 s, indicando mistura entre *Swell* SE de baixa energia e Mar local de E. A salinidade diminuiu para 23–26 psu, evidenciando a entrada da pluma de baixa salinidade na plataforma interna, enquanto a turbidez aumentou para 1,5–46 NTU, com média de 15 NTU. Nessa fase, a redução de salinidade e o aumento de turbidez indicam contribuição da vazão estuarina, além de possível ressuspensão residual associada ao episódio energético anterior.

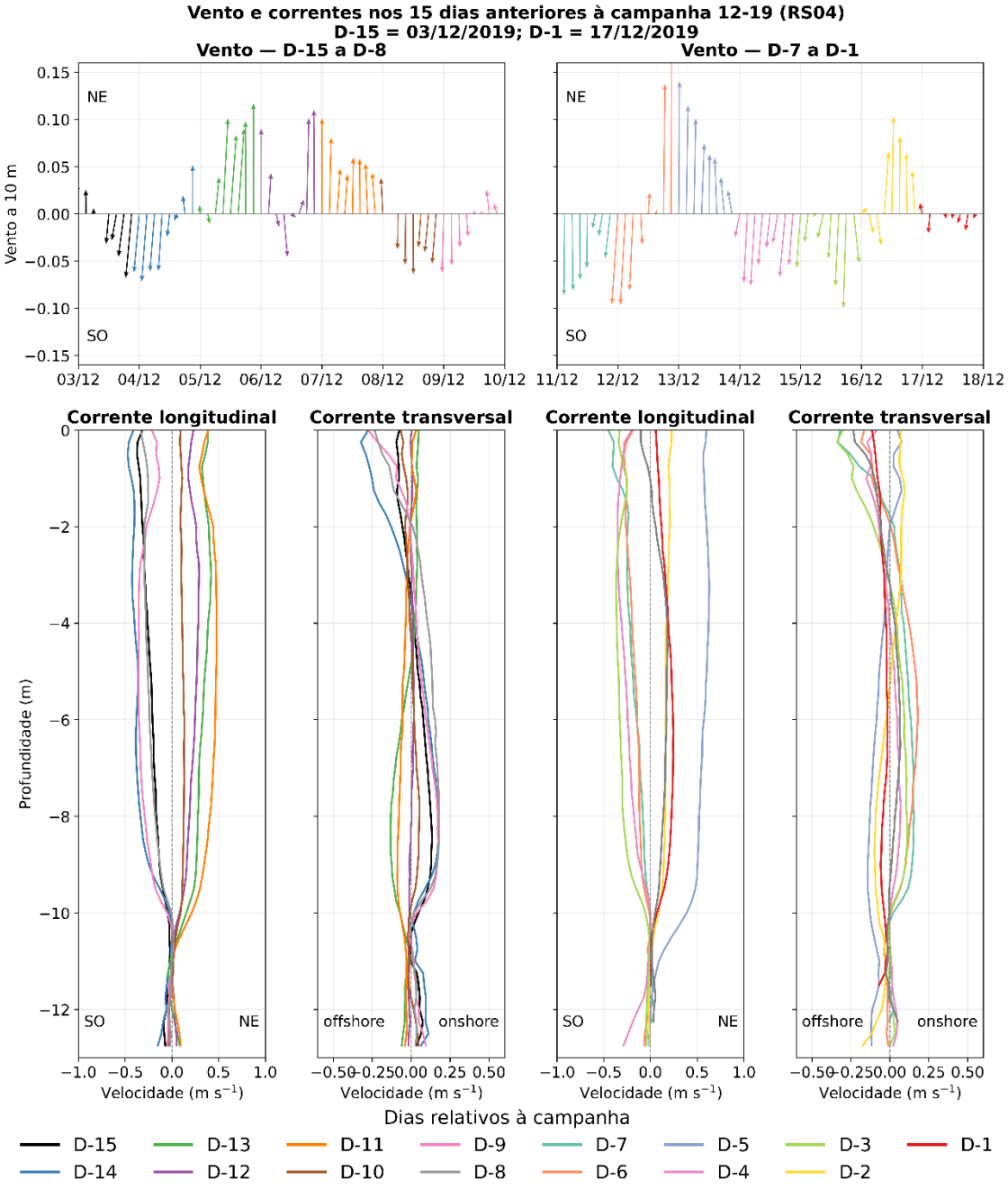


Figura XII-55. Evolução semanal do vento (componente ao longo do eixo NE–SO), dos perfis verticais de corrente (componentes longitudinal e transversal) e dos regimes meteo-oceanográficos ao longo de dezembro de 2019.

Entre 5 e 7 de dezembro, a passagem de sistemas frontais reorganizou o campo de vento e aumentou novamente a turbulência na coluna d'água. Em 5 de dezembro, a frente fria associada a um ciclone extratropical atingiu a região; o vento rondou para SO, com velocidade média de 9 m s^{-1} e rajada

máxima de 14 m s⁻¹. A Hs variou entre 0,6 e 1,2 m, com média de 0,9 m, e a direção de onda foi de SO. A salinidade aumentou para 25,2–30,8 psu e a turbidez caiu para 1,2–9,7 NTU. Em 6 de dezembro, o vento permaneceu de SO, com média de 8 m s⁻¹, enquanto a Hs variou entre 0,6 e 1,3 m. A salinidade manteve-se elevada, e a turbidez aumentou fortemente, atingindo 145,2 NTU e média de 55,4 NTU. Como a salinidade não indicava presença da pluma estuarina, esse aumento de turbidez é mais coerente com ressuspensão de sedimentos de fundo.

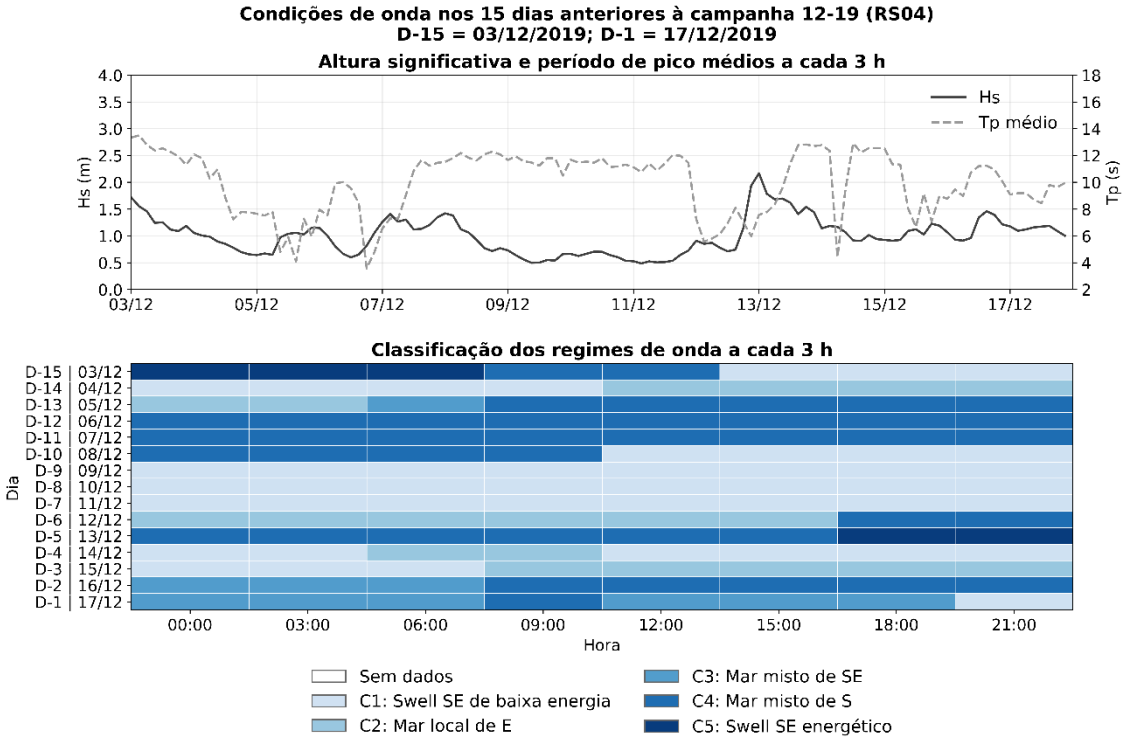


Figura XII-56. Altura de onda, período de pico médio e classificação dos regimes de onda a cada 3 h nos 15 dias anteriores à campanha de dezembro de 2019. O painel inferior mostra a distribuição temporal dos clusters de onda. Dados da boia RS-04.

Em 7 de dezembro, nova ciclogenese e passagem frontal mantiveram o vento S, com média de 7 m s⁻¹ e rajada de 10 m s⁻¹. A Hs aumentou para 1–1,5 m, e a turbidez permaneceu elevada, entre 4,9 e 143,5 NTU, com média

de 68,9 NTU. A salinidade continuou alta, próxima de 31 psu, reforçando que a turbidez elevada nesse período esteve potencialmente mais associada à ressuspensão do fundo do que ao aporte direto da pluma estuarina.

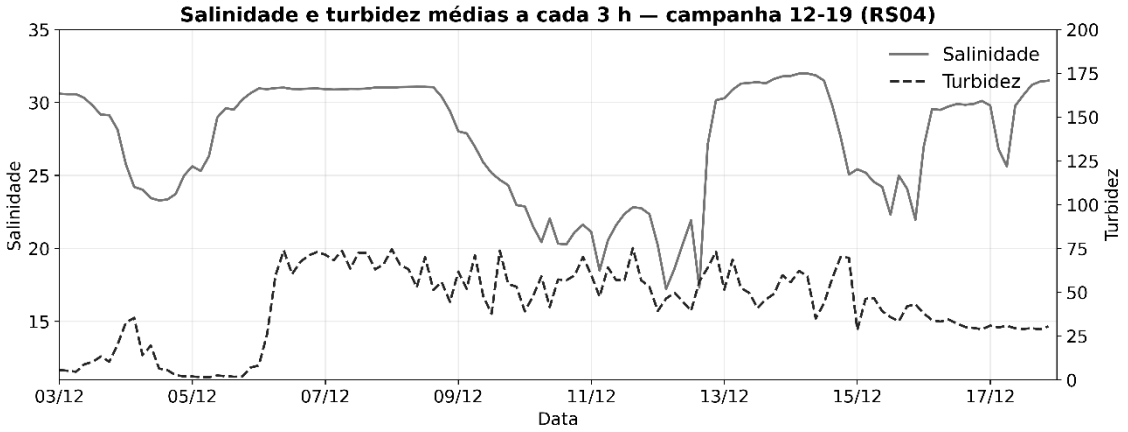


Figura XII-57. Série temporal de salinidade com valor médio a cada 3 h entre D-15 e D-1 da campanha de dezembro de 2019. Dados da boia RS-04.

A partir de 8 de dezembro, a energia de onda diminuiu progressivamente, mas a coluna d'água ainda manteve turbidez elevada. Em 8 de dezembro, o centro de alta pressão passou pela região, o vento rondou para NE–N, com velocidade média de 5 m s^{-1} e rajada de 9 m s^{-1}. A Hs variou entre 0,7 e 1,5 m, e Tp permaneceu entre 10 e 13 s, caracterizando *Swell* SE de baixa energia. A salinidade variou de 29,3 a 31,1 psu, enquanto a turbidez ainda foi alta, com média de 60 NTU. Em 9 de dezembro, a Hs diminuiu para 0,5–0,8 m, o vento apresentou grande variabilidade direcional, girando entre NE, N, NO, SO, S e SE. A salinidade reduziu para 22,9–28,6 psu, sugerindo entrada da pluma estuarina, enquanto a turbidez permaneceu elevada, com média de 57 NTU.

Nos dias 10 e 11 de dezembro, o vento voltou a soprar de NE, com velocidades médias de 5 e 7 m s^{-1}, respectivamente. A Hs permaneceu baixa, com médias de 0,6-0,5 m, enquanto Tp variou entre 10 e 13 s. A salinidade

continuou baixa, variando de 19,4 a 23,2 psu no dia 10 e de 18,3 a 23,5 psu no dia 11, evidenciando influência persistente da pluma do estuário. A turbidez manteve valores médios elevados, de 54 e 58 NTU, respectivamente.

Entre 3 e 10 de dezembro, as correntes oscilaram de acordo com a rotação do vento. Nos dias 3, 4, 9 e 10, o vento no eixo NE esteve associado a corrente longitudinal dirigida para SO, com intensidade próxima de 0,5 m s^{-1}. A componente transversal apresentou sentido *offshore* em superfície, com cerca de 0,25 m s^{-1}, e *onshore* em profundidade próxima de 8 m, com cerca de 0,2 m s^{-1}. Nos demais dias, houve inversão do fluxo, com intensidade semelhante. Essa alternância indica transporte bidirecional ao longo da costa e troca transversal entre superfície e fundo, o que pode ter contribuído para redistribuir sedimentos finos ressuspendidos e/ou advectados pela pluma.

No dia 12 de dezembro, a frente fria associada a novo ciclone extratropical avançou sobre a região. O vento, inicialmente de NE, girou no sentido anti-horário para NO, O e SO, permanecendo de SO até o final do dia. A Hs aumentou de 0,7 para 2,12 m, com média de 1 m, indicando resposta do mar à intensificação do vento e à passagem frontal. A salinidade variou amplamente, entre 17 e 30,5 psu, refletindo tanto a influência prévia da pluma quanto a posterior entrada de águas mais salinas com a rotação do vento para o quadrante sul. A turbidez variou entre 4,6 e 107,4 NTU, com média de 50,7 NTU.

No dia 13, o ciclone deslocou-se para o oceano, o vento passou para SE, com média de 8 m s^{-1} e rajada de 15 m s^{-1}, e a Hs aumentou para média de 1,65 m, atingindo o máximo de 2,35 m. A salinidade voltou a valores elevados, entre 30 e 32 psu, enquanto a turbidez permaneceu moderada a alta,

com média de 52,2 NTU. Assim, os dias 12 e 13 representaram o último episódio mais energético antes da coleta, com potencial de nova ressuspensão e redistribuição do material fino.

Entre 14 e 18 de dezembro, predominou novamente uma condição de menor energia relativa, com vento majoritariamente de NE e Hs geralmente próxima ou inferior a 1,2 m. Em 14 de dezembro, o vento NE teve média de 9 m s^{-1} e rajada de 11 m s^{-1}. A Hs variou entre 0,8 e 1,3 m, e a salinidade variou de 24,4 a 32 psu. A turbidez média foi de 54,5 NTU, indicando manutenção de material em suspensão e possível influência da pluma. No dia 15, o vento NE permaneceu intenso, com média de 8 m s^{-1} e rajada de 13 m s^{-1}. A Hs variou entre 0,8 e 1,3 m, a salinidade caiu para 20,3–26,2 psu e a turbidez média diminuiu para 39,5 NTU. Esse padrão sugere entrada da pluma estuarina, mas com redução gradual da concentração de material em suspensão e/ou decantação do material em suspensão.

No dia 16, a formação de novo ciclone extratropical sobre o Uruguai promoveu rotação do vento para SO, com média de 8 m s^{-1} e rajada de 11 m s^{-1}. A Hs aumentou levemente, com média de 1,2 m, e o período de pico entre 8 e 13 s indicou propagação de ondas de tempestade. A salinidade aumentou para média de 29,4 psu, coerente com a inibição da vazão estuarina pelo vento de quadrante sul, enquanto a turbidez média diminuiu para 32,5 NTU.

Em 17 de dezembro, véspera da coleta, atuou um centro de alta pressão, com vento de leste fraco, média de 3 m s^{-1} e rajada máxima de 6 m s^{-1}. A Hs permaneceu entre 0,9 e 1,3 m, e a turbidez média caiu para 30 NTU. Esse dia indica uma condição menos energética, favorável à redução da suspensão e ao avanço da decantação.

Na semana entre 11 e 18 de dezembro, as maiores intensidades de vento ocorreram nos dias 12 e 13, e a corrente longitudinal atingiu seu maior valor no dia 13, com cerca de 0,6 m s^{-1} para NE. A componente transversal associada apresentou sentido *onshore* em superfície e *offshore* em profundidade. Entre 13 e 18 de dezembro, a corrente longitudinal passou a ser majoritariamente dirigida para SO, com velocidade próxima de 0,3 m s^{-1}, enquanto a componente transversal apresentou padrão *offshore* em superfície e *onshore* em profundidade. Essa configuração sugere redistribuição persistente do material fino na antepraia durante os dias imediatamente anteriores à amostragem.

No dia 18 de dezembro, durante a coleta, o centro de alta pressão ainda atuava sobre a região. O vento apresentou direção NE, velocidade média de 7 m s^{-1} e rajada máxima de 13 m s^{-1}. A Hs variou entre 0,8 e 1,2 m, Tp entre 4 e 12 s e direção SE. A salinidade variou entre 23,7 e 31,4 psu, com média de 27,2 psu, e a turbidez superficial entre 1,9 e 62,6 NTU, com média de 29,3 NTU. Assim, a coleta ocorreu sob condição de energia moderada a baixa, com vento NE favorecendo a entrada da pluma estuarina na plataforma interna, mas após vários dias de redução progressiva da turbidez média.

Em síntese, a quinzena antecedente à campanha de dezembro foi marcada por três passagens frontais principais, nos dias 5, 7 e 12 de dezembro, intercaladas por períodos de baixa a moderada energia de onda. Embora os ciclones extratropicais tenham produzido aumentos temporários de Hs, esses eventos foram relativamente breves, e a Hs permaneceu inferior ou próxima de 1,2 m em grande parte do período.

A turbidez superficial, por outro lado, manteve valores médios elevados em vários dias, especialmente entre 6 e 12 de dezembro. Nos dias 6 a 8, a salinidade elevada indica que a turbidez esteve mais associada à ressuspensão de sedimentos de fundo do que à pluma estuarina. A partir de 9 de dezembro, a redução da salinidade indica maior influência da pluma da Lagoa dos Patos, com contribuição adicional de sedimentos finos em suspensão. Os episódios frontais provavelmente promoveram ressuspensão e redistribuição de material fino previamente depositado, enquanto os intervalos subsequentes de menor energia favoreceram decantação e estabilização parcial do depósito.

A presença de perfis com aumento abrupto de densidade seguido por redução interna, sugere que parte da porção superior do depósito pode ser recente ou ter sido retrabalhada e redepositada após os eventos energéticos. Outra possibilidade complementar, é que o material localizado acima do ponto de inflexão da densidade corresponda a uma deposição recente por decantação do sedimento fino que permaneceu em suspensão na coluna d'água. Como a antepraia é rica em areia fina e muito fina, essa camada superior pode conter maior conteúdo de areia sobre uma camada de lama previamente depositada e mais consolidada. Isso ajudaria a explicar a "aba" de maior densidade observada acima do pacote inferior mais homogêneo e bem definido, especialmente nos perfis do ponto 2. Abaixo dessa camada, os trechos mais homogêneos e densos, frequentemente com densidades superiores a 1240 kg m^{-3}, indicam lama em estágio mais avançado de consolidação. Portanto, os depósitos de dezembro não representam apenas acúmulo contínuo de LF, mas uma estrutura vertical formada por

ressuspensão, deposição episódica, possível mistura com areia fina e consolidação diferencial nos dias anteriores à coleta.

Campanha: Janeiro de 2020

A campanha de 26 de janeiro de 2020 registrou um depósito expressivo de LF na antepraia, estendendo-se da região da nova passarela até o Parque Eólico, entre aproximadamente 4 e 8,5 m de profundidade (Figura XII-58). No mapa, esse depósito é indicado pelas classes entre 0,6 e 1,5 m de espessura. Também ocorreram depósitos menores, de geometria mais arredondada, entre 10,5 e 13 m de profundidade, principalmente na região central do Balneário, em frente à Estátua de Iemanjá e próximo à boia RS-04. Em conjunto, o padrão espacial indica maior continuidade do depósito no setor raso e maior descontinuidade nas porções mais profundas da área mapeada.

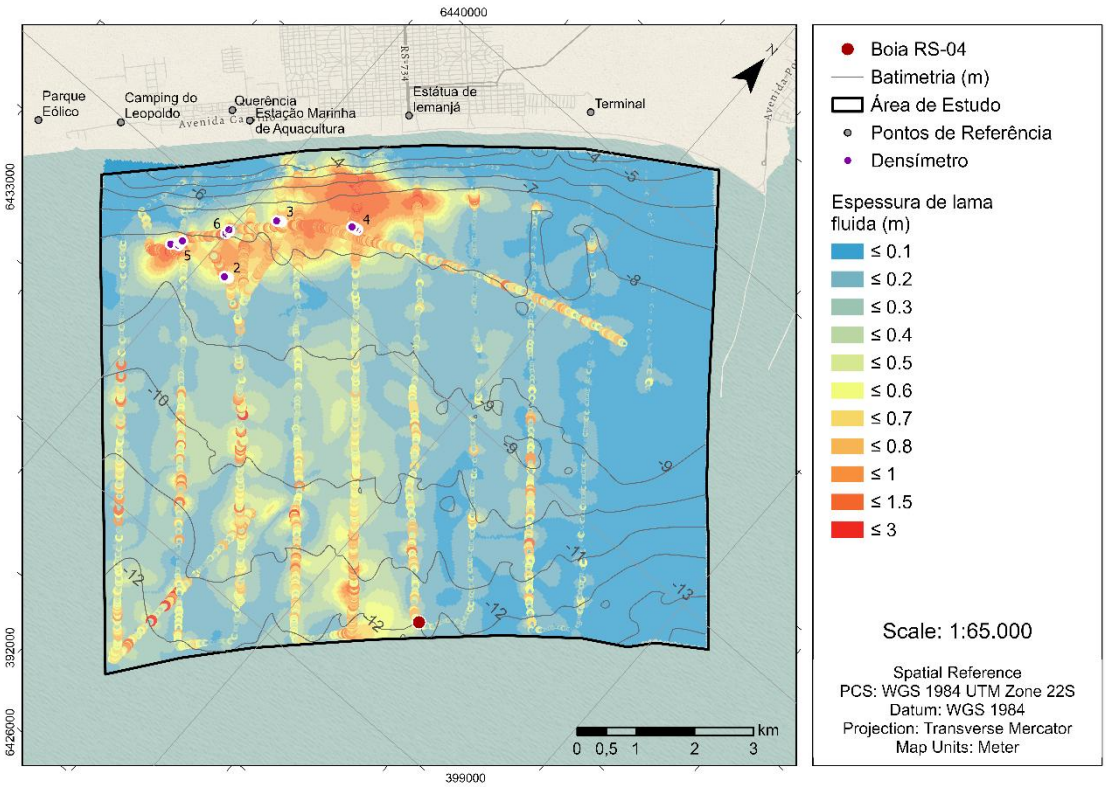


Figura XII-58. Mapa de espessura de LF para janeiro de 2020. Estão identificados os perfis verticais de densidade e a localização da boia meteo-oceanográfica (SiMCosta).

Janeiro apresentou os depósitos mais desenvolvidos do monitoramento. A espessura média total foi de 0,81 ± 0,2 m, com máximo médio de 1,1 m (Tabela XII-21). A lama consolidada foi a classe interna dominante, com média de 0,57 ± 0,3 m e máximo de 1,1 m, enquanto a LF apresentou média de 0,23 ± 0,2 m e máximo de 0,42 m. A suspensão diluída teve baixa representatividade. Em termos de densidade, o depósito apresentou densidade média de 1208 ± 20 kg m^{-3}, com valores mínimos médios de 1062 ± 34 kg m^{-3} e máximos médios de 1274 ± 11 kg m^{-3} (Tabela XII-22). A LF variou em torno de 1168 ± 21 kg m^{-3}, enquanto a lama consolidada apresentou média de 1232 ± 18 kg m^{-3}. Esses valores indicam um depósito com grande participação de material em estágio mais avançado de consolidação, embora ainda com presença de LF na porção superior.

Tabela XII-21. Estatísticas descritivas da espessura total do depósito e das espessuras associadas às classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de espessura calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável.

Variável	$\overline{E_{min}}$ [m]	$\overline{E_{mean}}$ [m]	$\overline{E_{max}}$ [m]
Espessura do depósito	0,44	0,81 ± 0,2	1,12
Suspensão diluída	0	0,02 ± 0,01	0,04
Lama Fluida	0	0,23 ± 0,2	0,42
Lama Consolidada	0,12	0,57 ± 0,3	1,06

Tabela XII-22. Estatísticas descritivas da densidade do depósito e de suas classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de densidade calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável.

Variável	$\overline{\rho_{min}}$ [kg m^{-3}]	$\overline{\rho_{mean}}$ [kg m^{-3}]	$\overline{\rho_{max}}$[kg m^{-3}]
Densidade do depósito	1062 ± 34	1208 ± 20	1274 ± 11

Suspensão diluída	1037	1049 ± 7	1057
Lama Fluida	1110	1168 ± 21	1198
Lama Consolidada	1204	1232 ± 18	1253

Os perfis do ponto 1 foram coletados em profundidade próxima de 8 m, em frente ao Parque Eólico, no bairro Querência. O depósito associado possui cerca de 935 m de largura paralela à praia e 708 m de comprimento perpendicular à praia, com depocentro entre 0,6 e 1 m de LF. Esse ponto é espacialmente próximo ao ponto 3 de junho de 2019, ao ponto 1 de agosto de 2019 e ao ponto 3 de novembro de 2019, o que permite reconhecer uma área recorrente de acumulação.

Os três perfis apresentaram boa correspondência entre densímetro e ecobatímetro: no P1#1, a espessura foi de 0,98 m pelo densímetro e 0,99 m pelo ecobatímetro; no P1#2, 0,99 m em ambos os métodos; e no P1#3, 0,89 m pelo densímetro e 0,88 m pelo ecobatímetro. As densidades máximas variaram entre 1271 e 1274 kg m^{-3}, e os perfis mostram um pacote relativamente consistente, com trecho de LF quase homogêneo entre aproximadamente 1180 e 1200 kg m^{-3} (Figura XII-59). Esse padrão sugere um depósito verticalmente bem definido.

Os perfis do ponto 2 também foram coletados em profundidade próxima de 8 m, no setor da Querência. O depósito possui cerca de 1.101 m de largura e 850 m de comprimento, com depocentro entre 0,8 e 1 m de lama fluida. O perfil P2#1 apresentou densidade mínima de 1055 kg m^{-3}, densidade máxima de 1271 kg m^{-3}, espessura de 0,56 m pelo densímetro e 0,54 m pelo ecobatímetro.

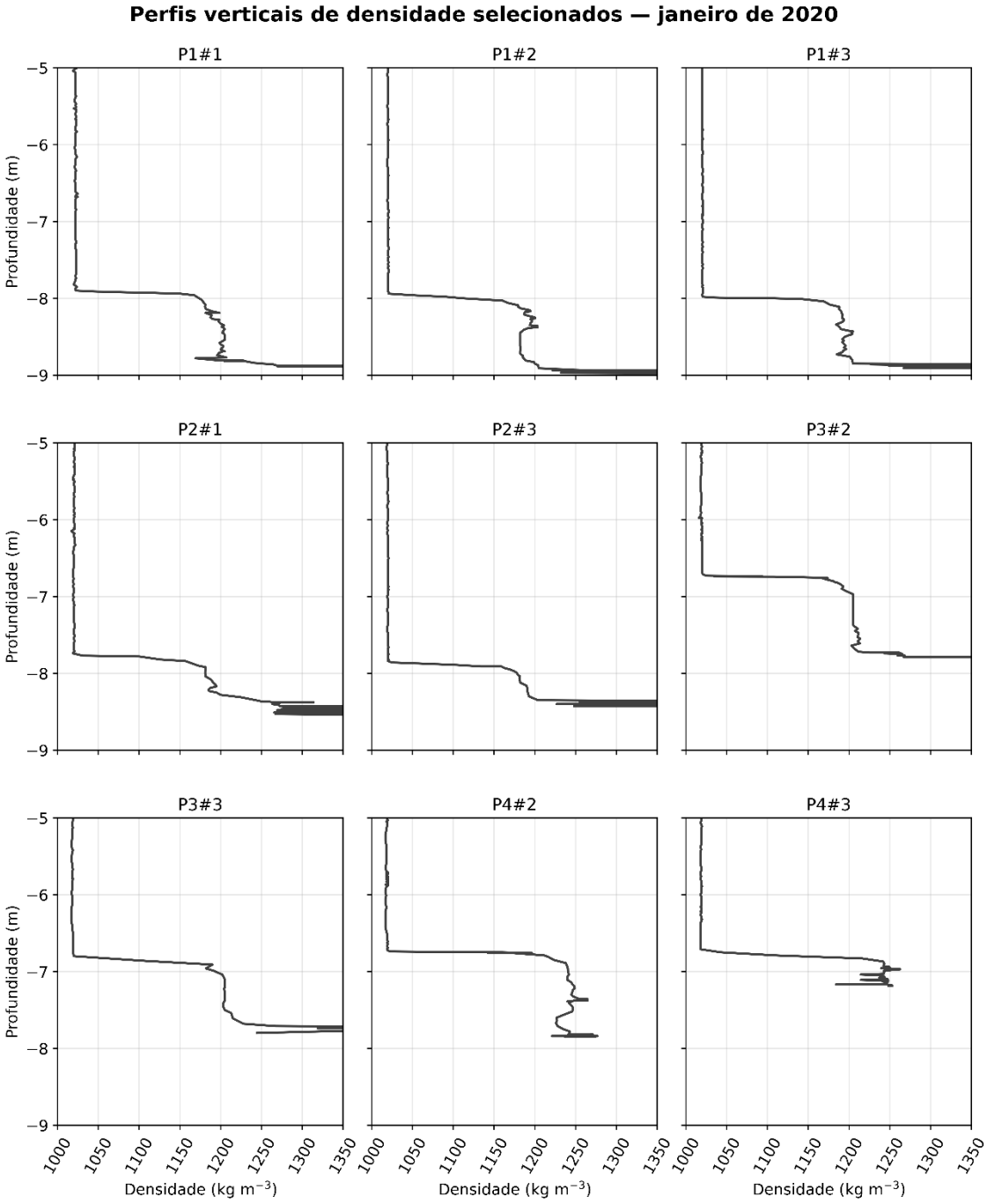


Figura XII-59. Perfis verticais de densidade selecionados para janeiro de 2020, representando os pontos 1, 2, 3 e 4.

A estrutura mostra aumento progressivo de densidade, mas com um patamar interno que sugere separação entre materiais de cronologias distintas (Figura XII-59). Esse patamar pode representar uma camada pretérita, mais consolidada e possivelmente misturada com areia fina, sobre a qual foi

depositado um pacote mais recente. Nesse caso, a ecossonda parece ter identificado principalmente o limite do depósito mais recente. O perfil P2#3 apresentou padrão próximo, com densidade mínima de 1055 kg m^{-3}, densidade máxima de 1295 kg m^{-3}, espessura de 0,56 m pelo densímetro e 0,53 m pelo ecobatímetro.

Os perfis do ponto 3 foram coletados próximo à isóbata de 7 m, em frente à Estação Marinha de Aquacultura, no bairro Querência. O depósito associado é menor, com cerca de 198 m de largura por 235 m de comprimento, mas apresenta depocentro entre 0,8 e 1,0 m de LF. Os perfis P3#2 e P3#3 registraram densidades entre 1035 e 1270 kg m^{-3} e espessuras semelhantes entre densímetro e ecobatímetro: 1,05 e 0,92 m no P3#2, e 0,85 e 0,93 m no P3#3, respectivamente. Ambos apresentaram lutoclina bem definida e camada de densidade quase constante, entre 1180 e 1205 kg m^{-3}, por 0,88 m no P3#2 e 0,59 m no P3#3. Esse padrão indica um pacote relativamente homogêneo, sem descontinuidades internas evidentes e com boa definição acústica.

Os perfis do ponto 4 foram coletados próximo à isóbata de 7 m, em frente à nova passarela, na região centro-sul do Balneário. Esse ponto é próximo ao ponto 4 de março de 2019 e está associado ao maior depósito da campanha, com cerca de 2.833 m de largura paralela à praia, 1.262 m de comprimento perpendicular à praia e depocentro entre 0,8 e 1,0 m de LF. O perfil P4#2 registrou densidades entre 1030 e 1274 kg m^{-3}, com espessura de 1,12 m pelo densímetro e 0,92 m pelo ecobatímetro, mas sua forma indica influência do movimento da embarcação, reduzindo a confiabilidade interpretativa. O perfil P4#3 apresentou camada menos espessa, com densidades entre 1043 e 1263 kg m^{-3} e espessura de 0,44 m pelo densímetro e 0,36 m pelo ecobatímetro.

Em síntese, os dados de janeiro de 2020 indicam depósitos espacialmente extensos, sobretudo no setor raso entre a nova passarela, a Querência e o Parque Eólico. A estrutura interna foi marcada por camadas relativamente homogêneas, densidades de LF entre 1180 e 1205 kg m^{-3} e forte participação de lama consolidada na espessura total. A correspondência entre densímetro e ecobatímetro foi melhor nos pontos 1, 2 e 3, sugerindo que depósitos com lutoclina bem definida e estrutura vertical simples favorecem uma estimativa acústica mais consistente da espessura. As exceções, como o P4#2, estão associadas ao movimento da embarcação ou à maior heterogeneidade interna. Assim, janeiro representa uma condição de depósito espesso, relativamente contínuo no setor raso, mais consolidado e com boa detectabilidade acústica nos perfis estruturalmente mais contínuos.

Entre dezembro de 2019 e janeiro de 2020, a variação espacial da espessura de LF indica redução na região centro-sul do Balneário, especialmente entre as isóbatas de 7 e 9 m (Figura XII-60). Nessa faixa, as classes negativas indicam perda de aproximadamente 0,5 a 0,7 m de lama. Em contraste, observa-se aumento expressivo da espessura na faixa mais rasa, entre cerca de 4 e 7 m de profundidade, com acréscimos entre 1,0 e 1,5 m. Esse padrão sugere redistribuição transversal da LF entre os levantamentos, com perda relativa na porção intermediária da antepraia e acúmulo na faixa mais interna.

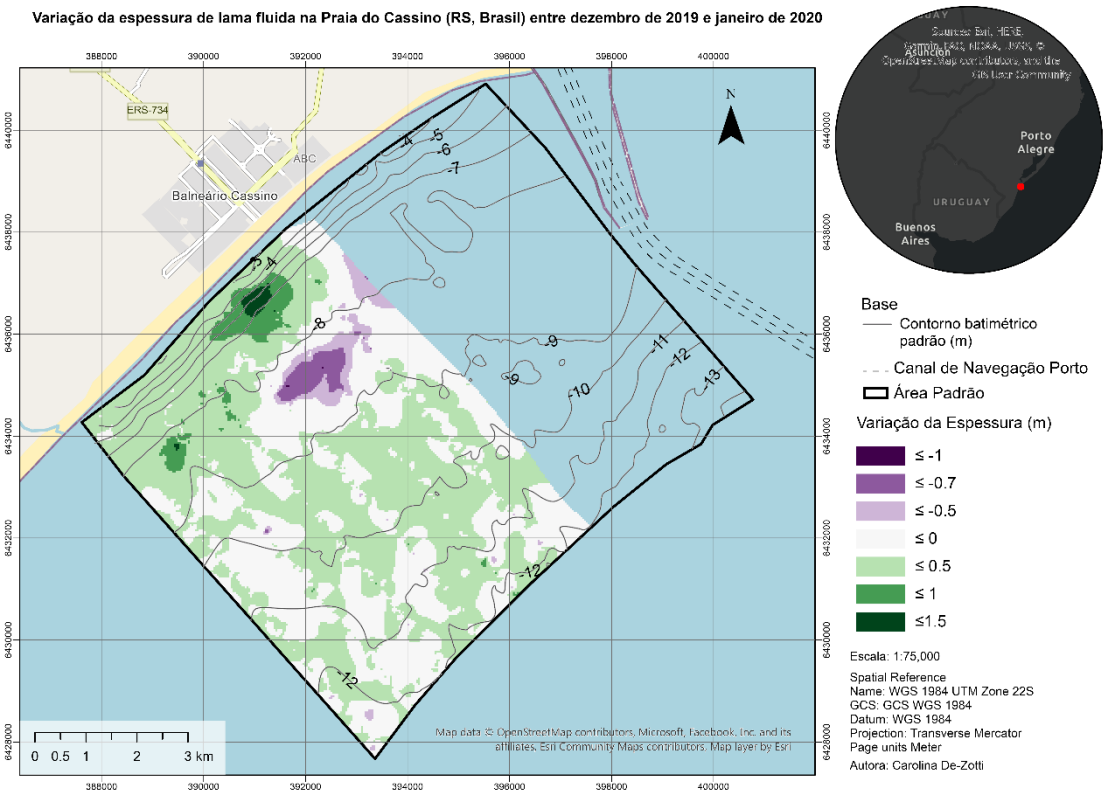


Figura XII-60. Variação espacial da espessura de LF entre os levantamentos de dezembro de 2019 e janeiro de 2020, obtida pela diferença entre rasters consecutivos.

Condições ambientais antecedentes

A coleta dos dados de LF ocorreu em 26 de janeiro de 2020; portanto, a janela antecedente analisada compreende o período entre 10 e 26 de janeiro. No início da quinzena, em 10 de janeiro, predominou vento de e, com velocidade média de 4 m s^{-1} e máxima de 7 m s^{-1}. A Hs permaneceu baixa, entre 0,5 e 0,7 m, com Tp curto, entre 5 e 7 s, e direção de onda E. Essa combinação indica uma condição dominada pelo vento local. A oscilação do vento entre os quadrantes N-E favoreceu a exportação superficial de água doce e sedimentos finos do estuário da Lagoa dos Patos para a plataforma interna, refletida na salinidade moderadamente reduzida, entre 16,3 e 29 psu,

e na turbidez superficial relativamente elevada, com média de 23,6 NTU (Figura XII-61).

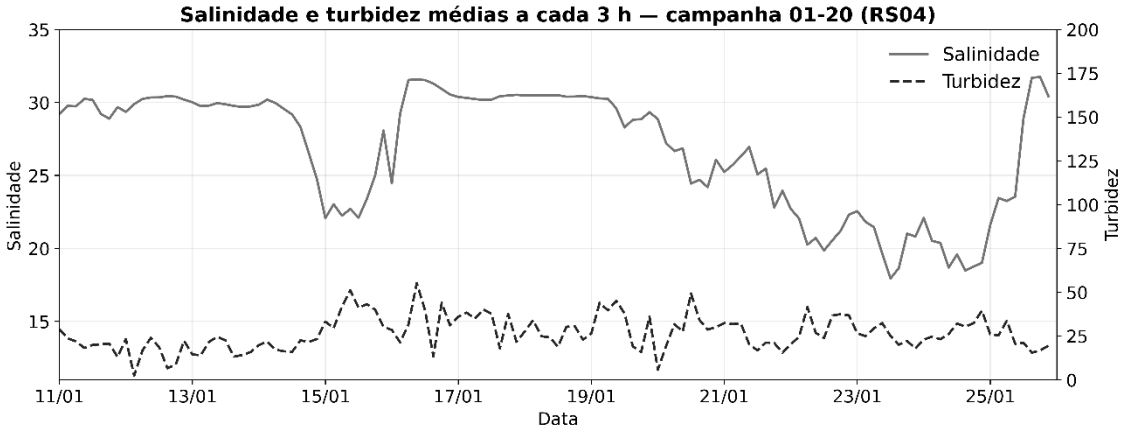


Figura XII-61. Série temporal de salinidade com valor médio a cada 3 h entre D-15 e D-1 da campanha de janeiro de 2020. Dados da boia RS-04.

Entre 11 e 13 de janeiro, a passagem de sistemas frontais e a atuação de ciclones extratropicais próximos à região alteraram esse padrão. O vento passou a predominar de SE, com velocidades médias de 5 a 6 m s^{-1} e máximas de até 8 m s^{-1} (Figura XII-62).

A Hs aumentou gradualmente, atingindo no máximo 1 m nos dias 12 e 13, enquanto o Tp variou amplamente, com valores curtos associados ao vento local (Mar local de E) e valores longos, até 12–13 s, associados à propagação de ondas geradas por tempestades (*Swell* SE de baixa energia) (Figura XII-63). Durante esse intervalo, a salinidade permaneceu elevada, em geral próxima de 29–30 psu, compatível com a atuação de ventos do quadrante sul, que restringem a exportação superficial da pluma estuarina. A turbidez superficial manteve valores médios entre aproximadamente 17 e 21 NTU, indicando presença de material em suspensão (Figura XII-61).

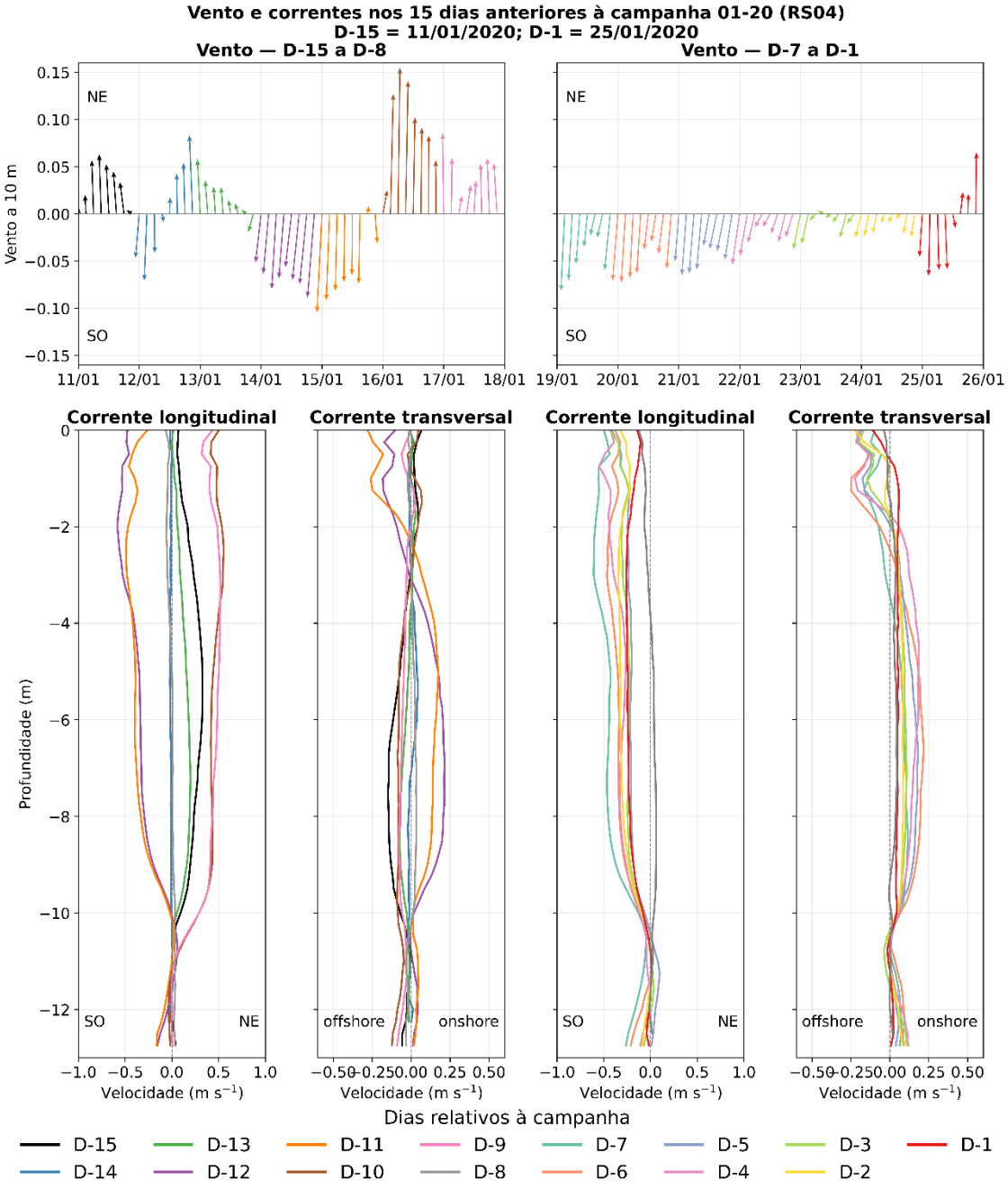


Figura XII-62. Evolução semanal do vento (componente ao longo do eixo NE–SO), dos perfis verticais de corrente (componentes longitudinal e transversal) e dos regimes meteo-oceanográficos ao longo de janeiro de 2020.

Nos dias 14 e 15 de janeiro, a atuação de um centro de alta pressão favoreceu a rotação do vento para NE. Em 14 de janeiro, o vento NE atingiu velocidade média de 11 m s⁻¹ e máxima de 14 m s⁻¹, elevando a Hs para até 1,2 m. No dia 15, a ciclogenese na Argentina e a formação de uma pista de

vento mantiveram o vento NE, com velocidade média de 8 m s^{-1} e máxima de 13 m s^{-1}. A salinidade diminuiu, especialmente no dia 15, quando variou entre 21,3 e 29,3 psu, enquanto a turbidez superficial aumentou para média de 38,6 NTU até o máximo de 51 NTU. Esse padrão indica maior influência da pluma estuarina e maior disponibilidade de material fino em suspensão na plataforma interna. Em ambos os dias, o regime de ondas dominante é Mar local de E.

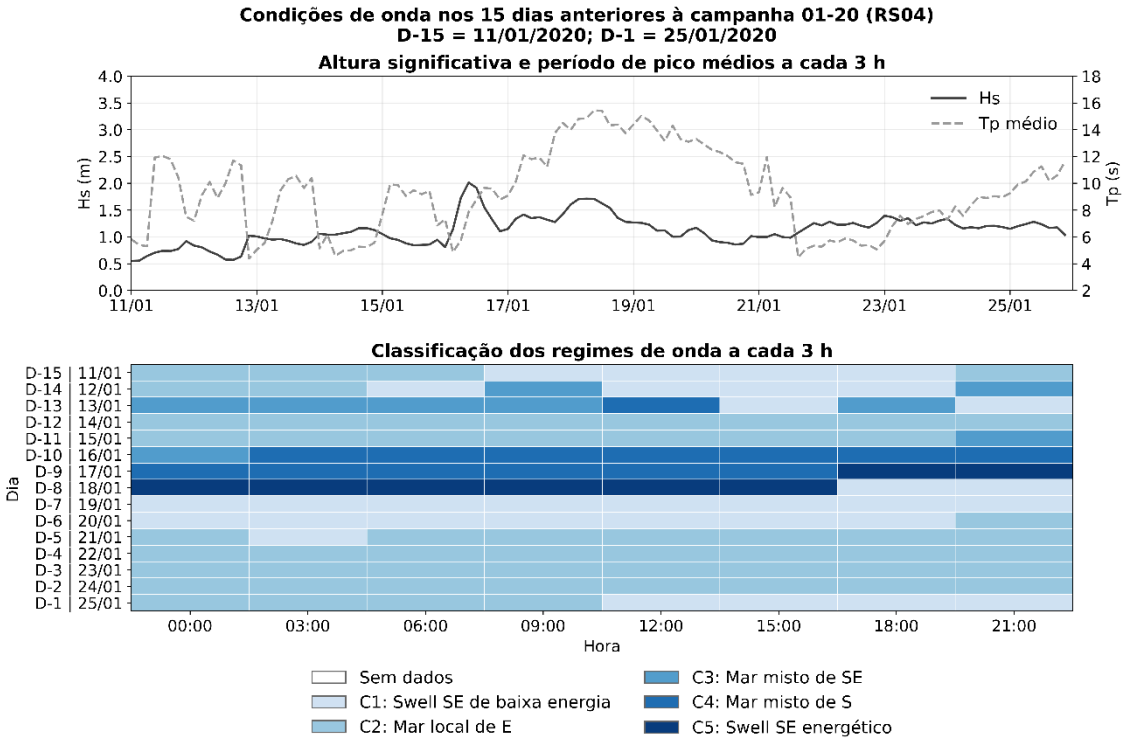


Figura XII-63. Altura de onda, período de pico médio e classificação dos regimes de onda a cada 3 h nos 15 dias anteriores à campanha de janeiro de 2020. O painel inferior mostra a distribuição temporal dos clusters de onda. Dados da boia RS-04.

O principal episódio energético ocorreu entre 16 e 18 de janeiro e esteve associado à formação e ao deslocamento de um sistema frontal vinculado a um ciclone extratropical. A ciclogenese teve início em 15 de janeiro, sobre a região da Argentina. Ao longo do dia, o ciclone avançou em direção ao Rio da Prata e passou a influenciar diretamente a área de estudo em 16 de janeiro,

intensificando o vento, a agitação marítima e a ressuspensão de sedimentos na antepraia. O vento girou para S-SO, com velocidade média de 10 m s^{-1} e máxima de 16 m s^{-1}. A Hs de onda aumentou de 0,8 para 2,15 m, com média de 1,5 m. O regime de ondas foi Mar misto de S, com período de pico variando entre 5 e 10 s. A salinidade manteve-se elevada, com média de 30,3 psu, enquanto a turbidez superficial também permaneceu alta, com média de 33,3 NTU e máxima de 55 NTU.

Em 17 de janeiro, após a passagem da frente fria, o vento SO-SE enfraqueceu (média de 7 m s^{-1}), mas as ondas ainda apresentaram energia elevada, com Hs médio de 1,3 m e Tp entre 7 e 15 s, sob regime de *Swell* SE energético. A persistência de salinidade alta e turbidez elevada sugere que o aumento da turbidez não esteve associado à pluma estuarina, mas provavelmente à ressuspensão de sedimentos de fundo e à manutenção do material em suspensão pela turbulência da coluna d'água.

Esse evento teve consequência morfodinâmica direta na face de praia. Em 18 de janeiro, a praia amanheceu com uma camada de LF depositada de forma descontínua (Figura XII-64), principalmente na região central do Balneário, próximo à Estátua de Iemanjá e em direção norte, até a região da Rua do Gelo (cerca de 8 km).

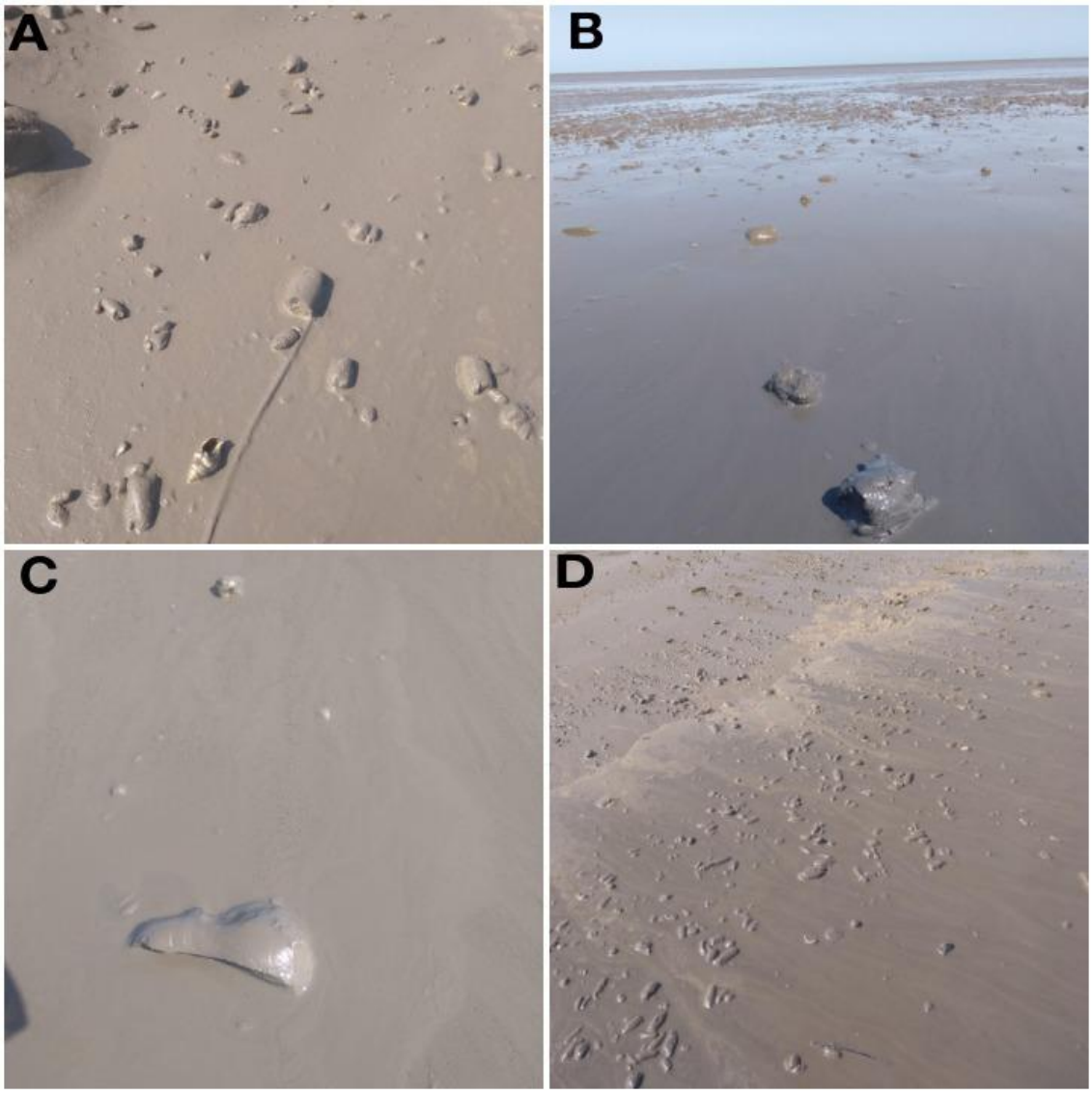


Figura XII-64. Os quadros A, B e C mostram diferentes estados de consolidação da lama transportada em direção à face da praia. O quadro D evidência da mortalidade de organismos misturados à camada de lama recobriu a face de praia no dia 18 de janeiro de 2020. Fonte: própria.

Além da LF, foram observados fragmentos rolados de lama com diferentes graus de consolidação, frequentemente misturados com areia fina, indicando retrabalhamento pela morfodinâmica praial (Figura XII-64). A presença de organismos mortos misturados à lama reforça o caráter abrupto do soterramento. Apesar da ocorrência de lama na face de praia, a zona de

arrebentação estava bem desenvolvida devido à energia de onda, com cerca de três linhas de quebra. Em cerca de dez dias, a lama foi recoberta por areia.

Após esse episódio, entre 18 e 24 de janeiro, predominou vento de NE, associado à passagem sucessiva de centros de alta pressão. Foram cerca de sete dias consecutivos com vento NE e rajadas máximas superiores a 10 m s^{-1} e inferiores a 14 m s^{-1}. Este padrão favoreceu o regime de Mar local de E. A altura de onda foi progressivamente reduzindo, atingindo a média de 1 m. O vento NE favoreceu novamente a exportação da pluma de água doce da Lagoa dos Patos para a plataforma interna. A salinidade diminuiu progressivamente, atingindo valores médios de 21,2 psu em 22 de janeiro, 20,5 psu em 23 de janeiro e 19,7 psu em 24 de janeiro. A turbidez superficial, no entanto, permaneceu em geral entre 20 e 30 NTU.

A corrente na semana de 11 a 18 de janeiro apresentou três padrões principais. Nos dias 14 e 15, ocorreu o auge do transporte longitudinal para SO, com velocidade próxima de 0,55 m s^{-1}. Nesse intervalo, a componente transversal indicou transporte *offshore* em superfície, com velocidade de aproximadamente 0,50 m s^{-1}, e transporte *onshore* em profundidade, entre 3 e 10 m, com velocidade próxima de 0,25 m s^{-1}. Entre 16 e 18 de janeiro, o padrão se inverteu: a corrente longitudinal passou a ser dirigida para NE, também com velocidade próxima de 0,55 m s^{-1}, enquanto a componente transversal apresentou transporte *onshore* em superfície e *offshore* em profundidade, entre 5 e 10 m. Nos demais dias da semana, as velocidades foram próximas de zero, indicando baixa intensidade do transporte residual.

Entre 22 e 24 de janeiro, persistiu a influência do vento NE, completando cerca de seis a sete dias consecutivos dessa direção. No dia 22, o vento NE

foi moderado e constante, com média de 12 m s^{-1} e máxima de 13 m s^{-1}; Hs variou entre 1,1 e 1,3 m, Tp curto entre 4 e 7 s e direção de onda de NE. A salinidade permaneceu baixa, entre 19,1 e 23,7 psu, com média de 21,2 psu, enquanto a turbidez superficial variou entre 8,6 e 80,5 NTU, com média de 31 NTU.

No dia 23, sob desenvolvimento de um centro de alta pressão, o vento continuou de NE, com média de 10 m s^{-1} e máxima de 12 m s^{-1}. A altura de onda aumentou ligeiramente, com Hs entre 1,2 e 1,5 m, Tp entre 5 e 9 s e direção de onda de E, indicando forte influência do vento local na geração das ondas. A salinidade atingiu valores ainda mais baixos, entre 15,6 e 23,4 psu, com média de 20,5 psu, enquanto a turbidez média diminuiu para 24,7 NTU. Esse padrão indica exportação persistente de água menos salina para a plataforma interna, mas sem aumento proporcional da concentração média de sedimentos em suspensão.

No dia 24, com o desenvolvimento da tempestade subtropical Kurumí no sudeste do Brasil e a ciclogenese de um ciclone extratropical próximo à Argentina, o centro de alta pressão foi deslocado em direção ao oceano. O vento NE enfraqueceu, com média de 6 m s^{-1} e máxima de 11 m s^{-1}; Hs variou entre 1,1 e 1,4 m, Tp entre 5 e 10 s e direção de onda de E. A salinidade apresentou o menor valor médio do período, 19,7 psu, variando entre 17,8 e 22,5 psu, enquanto a turbidez variou entre 6,0 e 104,6 NTU, com média de 28,6 NTU. Assim, esse intervalo foi marcado pela continuidade da pluma estuarina sob vento NE, por ondas dominadas principalmente pelo vento local e por turbidez moderada, com pulsos pontuais mais elevados.

Durante a semana de 19 a 26 de janeiro, a corrente longitudinal apresentou predomínio de transporte para SO, com intensidade variando entre 0,2 e 0,5 m s^{-1}. A componente transversal manteve um padrão vertical relativamente consistente, com fluxo *offshore* na superfície, até cerca de 2 m de profundidade, e fluxo *onshore* nas camadas mais profundas, com velocidades de até 0,2 m s^{-1}. Esse padrão sugere transporte longitudinal persistente para SO, associado a uma circulação transversal em duas camadas.

No dia da coleta, 26 de janeiro, a passagem de uma frente fria próxima à região manteve a influência de ondas de SE, com Hs entre 0,7 e 1 m e Tp entre 9 e 12 s. O vento apresentou direção média de E, velocidade média de 6 m s^{-1} e máxima de 11 m s^{-1}, com rotação ao longo do dia de SO para SE, E e, posteriormente, NE. A salinidade média foi elevada, próxima de 32 psu, sugerindo influência recente de ventos do quadrante sul, enquanto a turbidez superficial variou entre 3,2 e 79,6 NTU, com média de 24,7 NTU.

Existe um grande depósito em frente ao bairro Querência, estendendo-se até a região central do Balneário. A maior parte dos perfis verticais de densidade indica pacotes relativamente homogêneos, sem transições internas marcadas, sugerindo deposição mais contínua e posterior consolidação. Essa interpretação é reforçada pelas faixas de densidade aproximadamente constantes, entre 1180–1205 kg m^{-3} e 1240–1250 kg m^{-3}.

As condições antecedentes foram marcadas por vento bimodal, alternando entre NE e quadrante sul, mas com maior persistência de NE. Apesar da atuação frequente de centros de alta pressão, a propagação de ondas de tempestade geradas por ciclones extratropicais a sudeste da área de

estudo esteve presente em quase todo o período. Em geral, Hs variou entre 0,7 e 1,1 m, ultrapassando 1,3 m em apenas três dias, dois deles associados ao evento de migração de LF para a face de praia em 17–18 de janeiro de 2020.

O depósito submerso aparece mais próximo da faixa de praia na região central, onde ocorreu a migração de lama, embora em profundidades inferiores a 4 m. O ponto 4, amostrado entre 7 e 8 m de profundidade, apresentou pacote de lama com espessura média próxima de 0,8 m e densidade homogênea entre 1240 e 1250 kg m^{-3}. Isso sugere que a fração mais fluida pode ter sido removida durante o evento de migração e deposição na face de praia, restando um pacote mais consolidado na antepraia.

Nos pontos 1 a 3, alguns perfis apresentam densidades superficiais entre 1030 e 1060 kg m^{-3}, compatíveis com suspensão diluída. Essas camadas podem estar associadas à agregação e floculação de sedimentos finos exportados pela Lagoa dos Patos na zona de interação entre a pluma estuarina e a água marinha, como proposto por Calliari & Fachin [1993]. Além disso, entre 22 e 24 de janeiro, Hs média permaneceu entre 1,2-1,3 m, o que pode ter dificultado a decantação, ressuspendido sedimentos recém-depositados ou favorecido seu transporte para sul e/ou para maiores profundidades sob vento NE. Assim, as baixas densidades no topo dos perfis podem representar material fino ainda em suspensão ou retrabalhado pela ação das ondas sobre lama muito fluida.

Campanha: Fevereiro de 2020

Em fevereiro de 2020, o mapeamento indicou a presença de depósitos descontínuos de LF, em geral com espessuras inferiores a 0,6 m entre as

isóbatas de 10 e 12 m (Figura XII-65). O principal depósito apresentou geometria alongada e se concentrou na região central do Balneário, em frente à Estátua de Iemanjá, com espessuras entre 0,6 e 1 m. Esse padrão difere das campanhas com depósitos mais amplos e contínuos, pois a lama aparece concentrada em núcleos localizados, embora alguns perfis indiquem estrutura vertical bem definida.

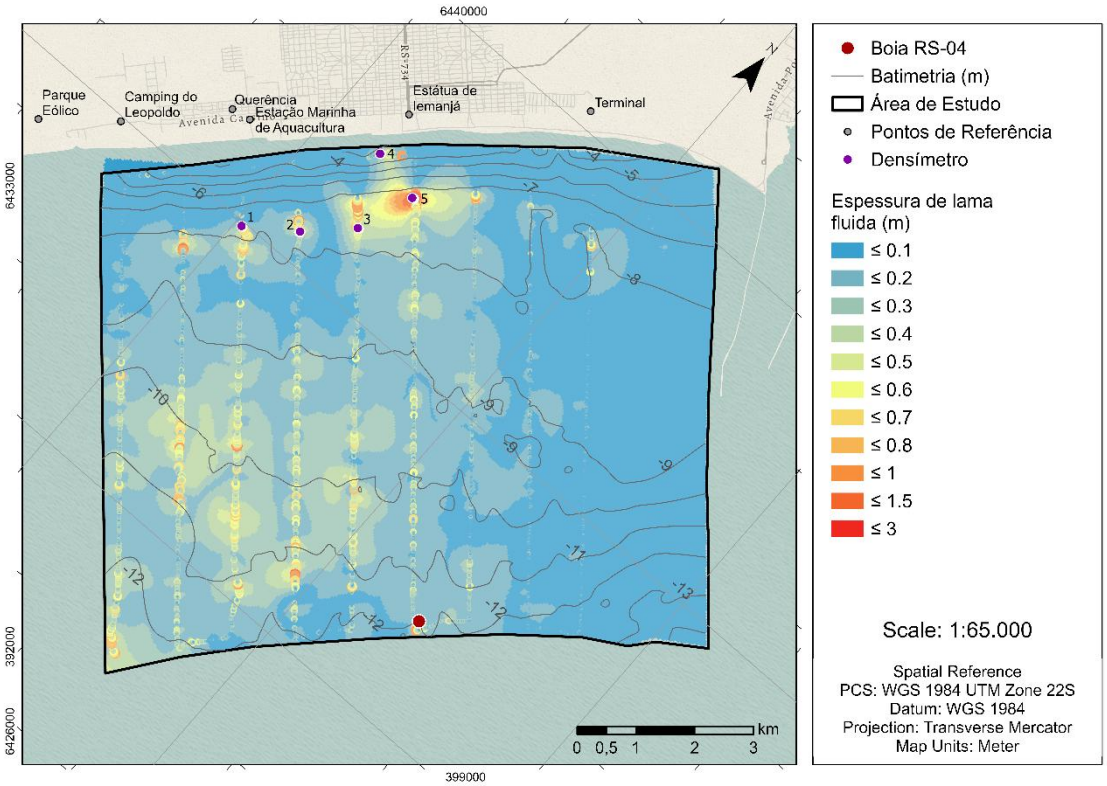


Figura XII-65. Mapa de espessura de LF para fevereiro de 2020. Estão identificados os perfis verticais de densidade e a localização da boia meteo-oceanográfica (SiMCosta).

As estatísticas de espessura confirmam essa distribuição heterogênea. A espessura média total do depósito foi de 0,45 ± 0,5 m, com máximo de 1,27 m (Tabela XII-23). A LF e a lama consolidada apresentaram contribuições médias semelhantes, com 0,22 ± 0,2 m e 0,23 ± 0,3 m, respectivamente. Em termos de densidade, o depósito apresentou média de 1210 ± 29 kg m^{-3}, com

valores mínimos médios de 1078 ± 67 kg m⁻³ e máximos médios de 1272 ± 14 kg m⁻³ (Tabela XII-24). A LF de 1163 ± 13 kg m⁻³ e a lama consolidada de 1241 ± 18 kg m⁻³. Esses valores indicam depósitos relativamente densos, com participação importante de lama consolidada, apesar da baixa espessura média total.

Tabela XII-23. Estatísticas descritivas da espessura total do depósito e das espessuras associadas às classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de espessura calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável.

Variável	$\overline{E_{min}}$ [m]	$\overline{E_{mean}}$ [m]	$\overline{E_{max}}$ [m]
Espessura do depósito	0	0,45 ± 0,5	1,27
Suspensão diluída	0	0,02 ± 0,01	0,04
Lama Fluida	0	0,22 ± 0,2	0,46
Lama Consolidada	0	0,23 ± 0,3	0,79

Tabela XII-24. Estatísticas descritivas da densidade do depósito e de suas classes internas. As variáveis representam, respectivamente, a média dos valores mínimo, médio e máximo de densidade calculados para os perfis considerados. Os valores são apresentados como média ± desvio padrão, quando aplicável.

Variável	$\overline{\rho_{min}}$ [kg m^{-3}]	$\overline{\rho_{mean}}$ [kg m^{-3}]	$\overline{\rho_{max}}$[kg m^{-3}]
Densidade do depósito	1078 ± 67	1210 ± 29	1272 ± 14
Suspensão diluída	1033	1050 ± 13	1068
Lama Fluida	1144	1163 ± 13	1190
Lama Consolidada	1218	1241 ± 18	1270

Os perfis do ponto 2 foram coletados próximo à isóbata de 7 m e apresentaram diferenças marcantes entre a espessura estimada pelo densímetro e pelo ecobatímetro. No P2#1, o densímetro indicou um pacote fino, com 0,12–0,14 m, enquanto o ecobatímetro estimou cerca de 0,52 m. A densidade variou de 1084 a 1266 kg m⁻³, com predomínio de lama consolidada

e aumento progressivo da densidade com a profundidade (Figura XII-66). No P2#3, a espessura foi maior pelo densímetro, cerca de 0,38–0,40 m, mas menor pelo ecobatímetro, com apenas 0,07 m. Esse perfil apresentou densidades entre 1033 e 1267 kg m^{-3} e estrutura composta por camada superficial diluída, LF predominante e fração consolidada menos espessa.

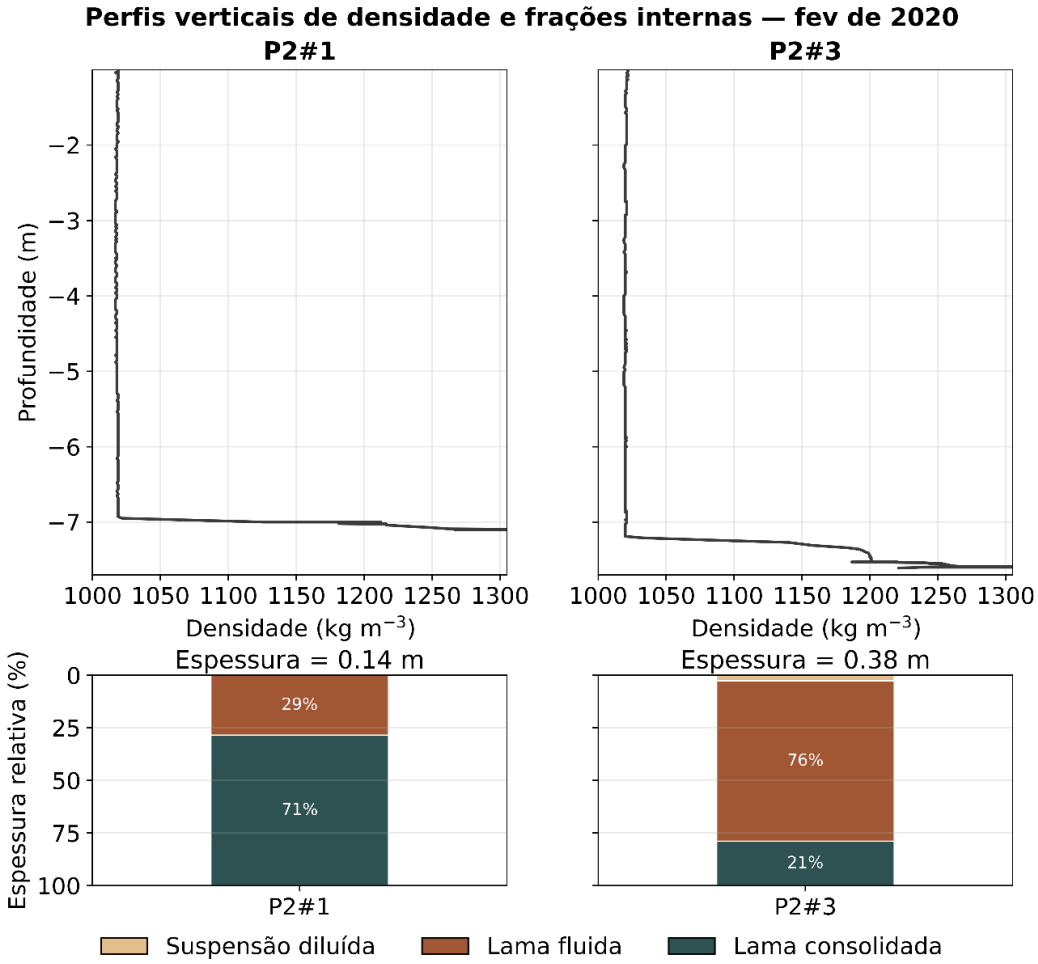


Figura XII-66. Perfis verticais de densidade e frações internas dos perfis P2#1 e P2#3, coletados em fevereiro de 2020. As barras indicam a contribuição relativa de suspensão diluída, LF e lama consolidada na espessura total do depósito.

Os perfis do ponto 3, também em profundidade próxima de 7 m, mostram depósitos finos e relativamente homogêneos (Figura XII-67). As espessuras calculadas pelo densímetro variaram entre 0,29 e 0,43 m, enquanto as

estimativas acústicas variaram de 0,17 a 0,48 m. As densidades mínimas variaram de 1036 a 1097 kg m⁻³, e as máximas de 1267 a 1274 kg m⁻³. Nos três perfis, a LF domina a fração interna, mas há contribuição variável de lama consolidada, especialmente em P3#3. A maior parte do pacote apresenta densidades entre aproximadamente 1180 e 1205 kg m⁻³, sugerindo uma LF em estágio inicial a intermediário de consolidação, sem descontinuidades verticais muito marcadas.

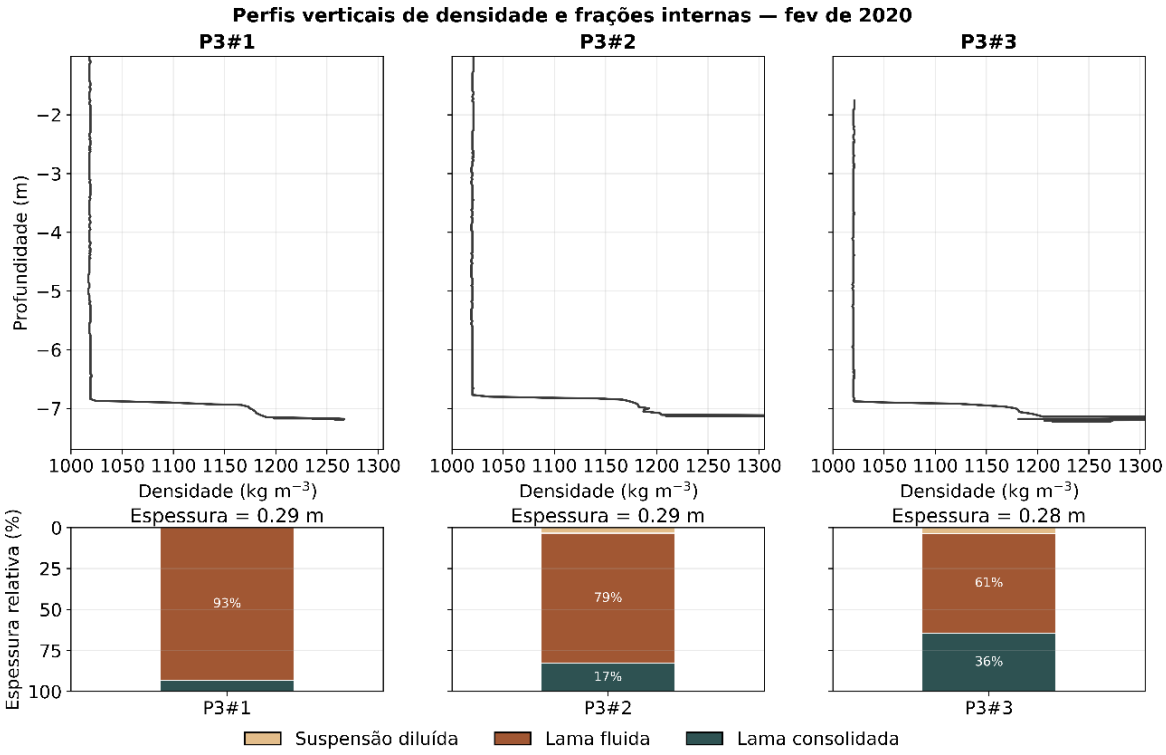


Figura XII-67. Perfis verticais de densidade e frações internas dos perfis P3#1, P3#2 e P3#3, coletados em fevereiro de 2020. As barras representam a distribuição relativa das classes densimétricas ao longo do depósito.

O ponto 5 foi coletado em profundidade próxima de 6,5 m, na região central do mapeamento, próximo à Estátua de Iemanjá, coincidindo com o principal núcleo de espessura identificado no mapa. Diferentemente dos pontos 2 e 3, os perfis P5#1, P5#2 e P5#3 apresentaram depósitos mais espessos, com espessuras densimétricas entre 1,09 e 1,31 m e espessuras acústicas

entre 0,89 e 1,11 m. As densidades mínimas variaram de 1031 a 1061 kg m^{-3}, e as máximas de 1247 a 1295 kg m^{-3} (Figura XII-68). Os três perfis apresentam lutoclina bem marcada e aumento progressivo de densidade com a profundidade. Em P5#2 e P5#3, aparecem trechos com densidade aproximadamente constante entre 1200 e 1215 kg m^{-3}, com espessuras de cerca de 0,63 m e 0,23 m, respectivamente. Essa estrutura indica um depósito mais desenvolvido, com LF sobre uma fração consolidada expressiva.

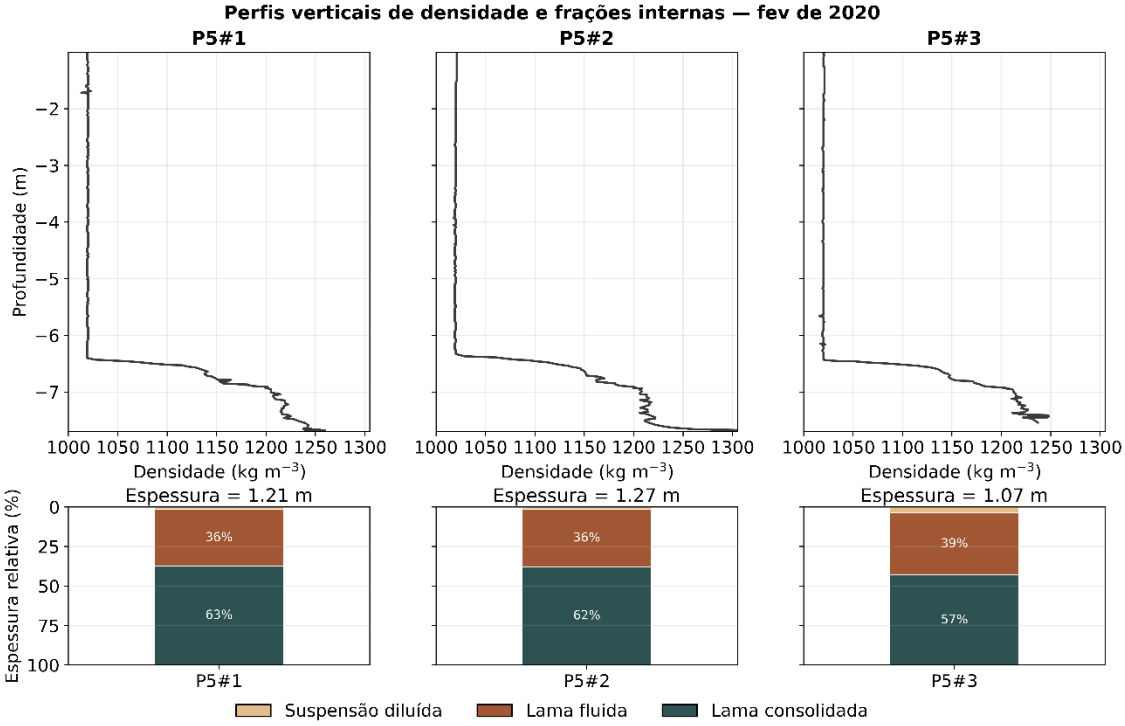


Figura XII-68. Perfis verticais de densidade e frações internas dos perfis P5#1, P5#2 e P5#3, coletados em fevereiro de 2020. As barras indicam a predominância relativa de LF e lama consolidada na estrutura vertical do depósito.

Entre janeiro e fevereiro de 2020, a variação espacial da espessura de LF indica redução marcada na região centro-sul do Balneário, especialmente entre as isóbatas de 4 e 7 m (Figura XII-69). Nessa faixa, as classes negativas indicam perda de lama de até aproximadamente 1 m, sugerindo afinamento

expressivo do depósito na porção mais interna da antepraia. As áreas com aumento de espessura são mais restritas e descontínuas, enquanto os setores em branco indicam pouca ou nenhuma alteração entre os levantamentos.

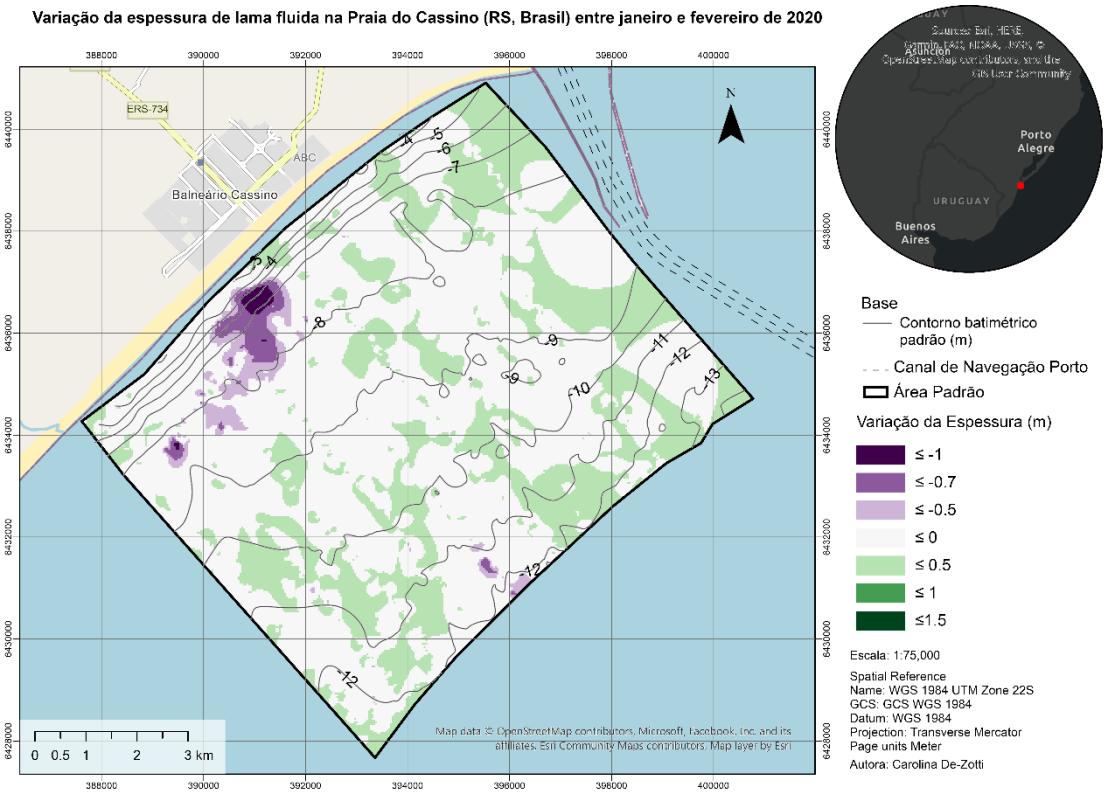


Figura XII-69. Variação espacial da espessura de LF entre os levantamentos de janeiro e fevereiro de 2020, obtida pela diferença entre rasters consecutivos.

Condições ambientais antecedentes

A saída de campo para coleta dos dados relacionados à lama ocorreu em 28 de fevereiro de 2020. Para interpretar as condições meteo-oceanográficas antecedentes, foi considerado o intervalo de 12 a 28 de fevereiro de 2020, correspondente aos 15 dias anteriores à campanha. Nesse período, a região foi influenciada por três centros de alta pressão atmosférica e cinco ciclones extratropicais, resultando em alternância entre fases de

persistência de vento NE, aproximação de sistemas frontais e propagação de ondas geradas por tempestades ao largo da área de estudo.

Entre 12 e 14 de fevereiro, predominou a atuação de um centro de alta pressão atmosférica sobre a região, bloqueando a passagem de sistemas frontais e mantendo vento NE na boia RS-04. As velocidades médias foram de 11, 12 e 9 m s^{-1} nos dias 12, 13 e 14, respectivamente, com máximas de até 15 m s^{-1}. Esse padrão favoreceu a atuação persistente do vento NE e a propagação de Mar local de leste entre 13 e 18 de fevereiro (Figura XII-70; Figura XII-71**Figura XII-72**).

A resposta hidrográfica indica avanço da pluma de vazante da Lagoa dos Patos sobre a plataforma continental interna. A salinidade média diminuiu de 32,4 psu em 12 de fevereiro para 27,8 psu no dia 13 e 24,3 psu no dia 14 (Figura XII-72). Entretanto, a turbidez superficial não aumentou de forma associada à redução de salinidade: os maiores valores ocorreram no dia 12, com média de 17 NTU e máximo de 44,8 NTU, enquanto nos dias 13 e 14 as médias foram de 13 e 11,6 NTU, respectivamente. Assim, embora a pluma de água doce tenha alcançado a região da boia, os dados não indicam aumento proporcional da concentração superficial de material em suspensão durante esse avanço inicial.

No mesmo intervalo, as ondas apresentaram energia moderada a elevada, com direção predominante de E. Em 12 de fevereiro, a Hs média foi de 1,45 m, com máximo de 1,73 m, e Tp entre 5 e 11 s. Nos dias 13 e 14, a Hs diminuiu para 1,3 m e 1,2 m, respectivamente. Essa redução acompanha o deslocamento do centro de alta pressão em direção ao oceano, embora a

região ainda permanecesse sob sua influência devido à compressão entre sistemas frontais adjacentes.

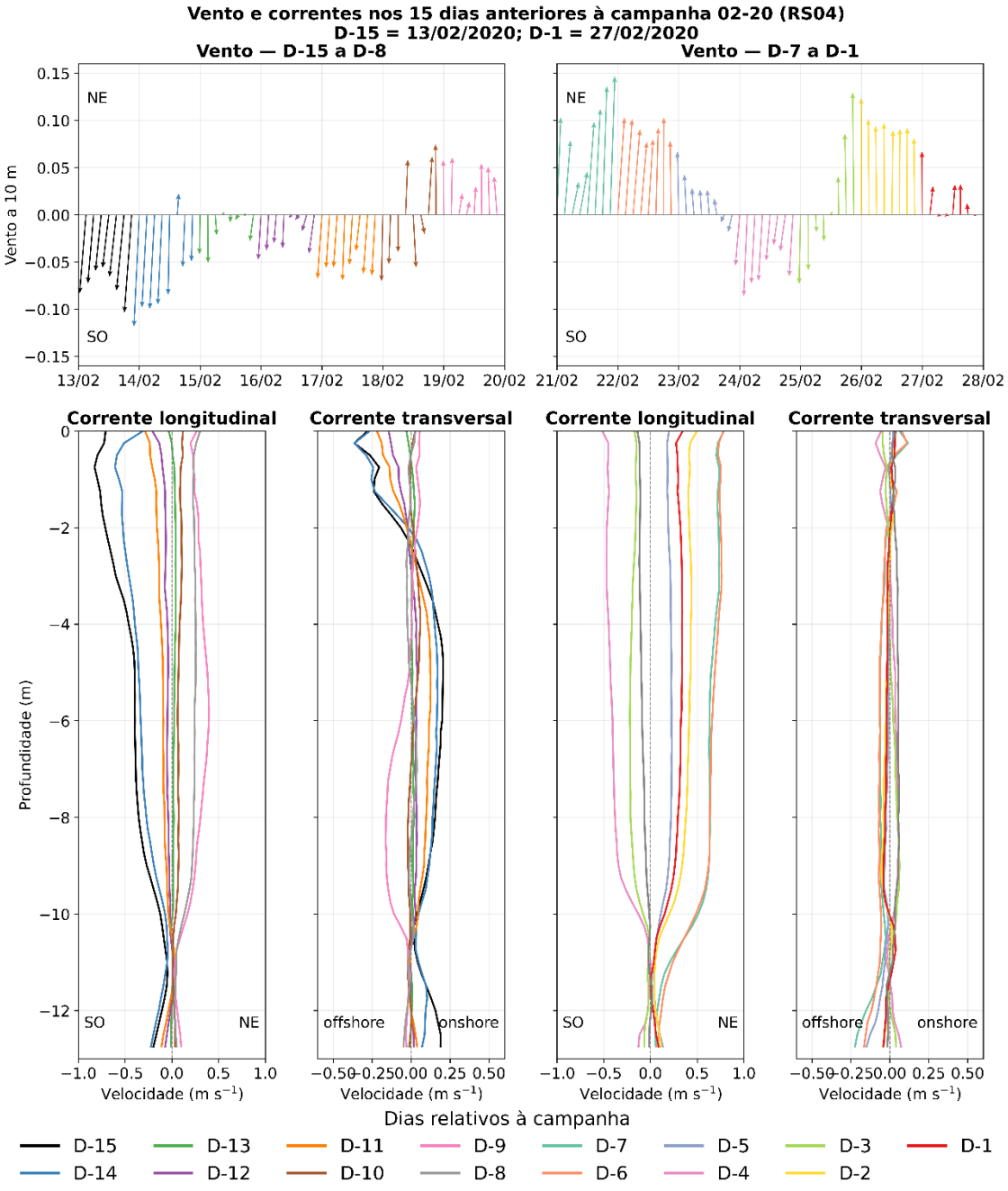


Figura XII-70. Evolução semanal do vento (componente ao longo do eixo NE–SO), dos perfis verticais de corrente (componentes longitudinal e transversal) e dos regimes meteo-oceanográficos ao longo de fevereiro de 2020.

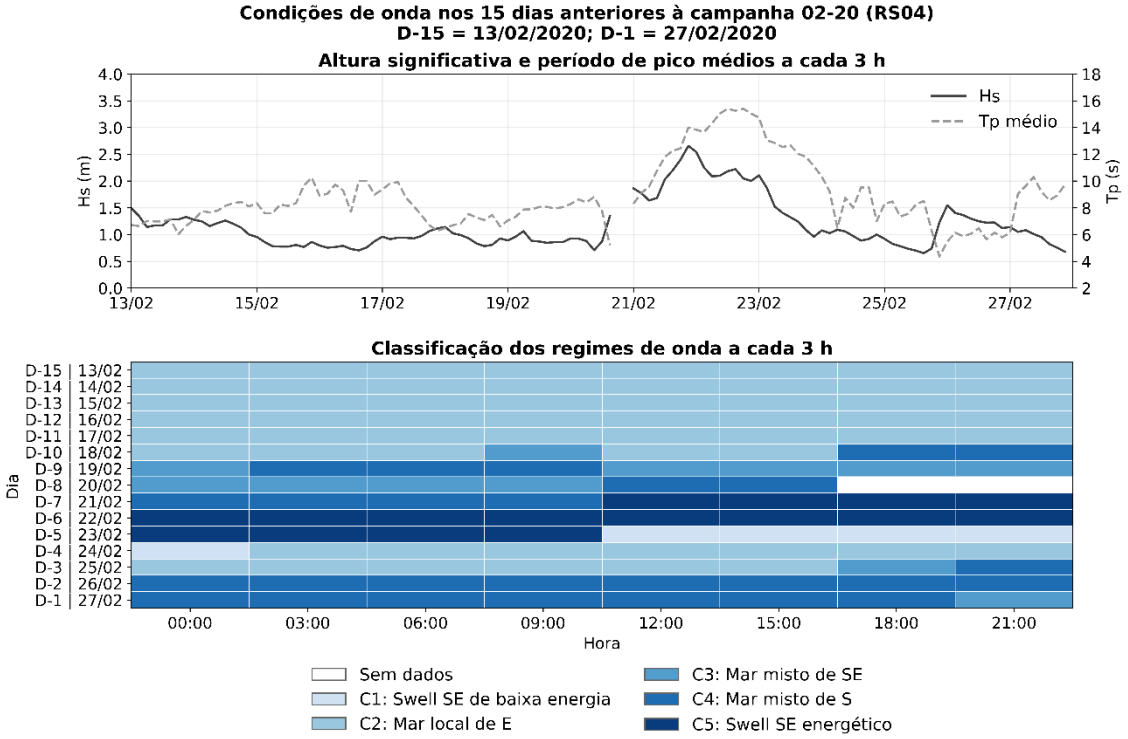


Figura XII-71. Altura de onda, período de pico médio e classificação dos regimes de onda a cada 3 h nos 15 dias anteriores à campanha de fevereiro de 2020. O painel inferior mostra a distribuição temporal dos clusters de onda. Dados da boia RS-04.

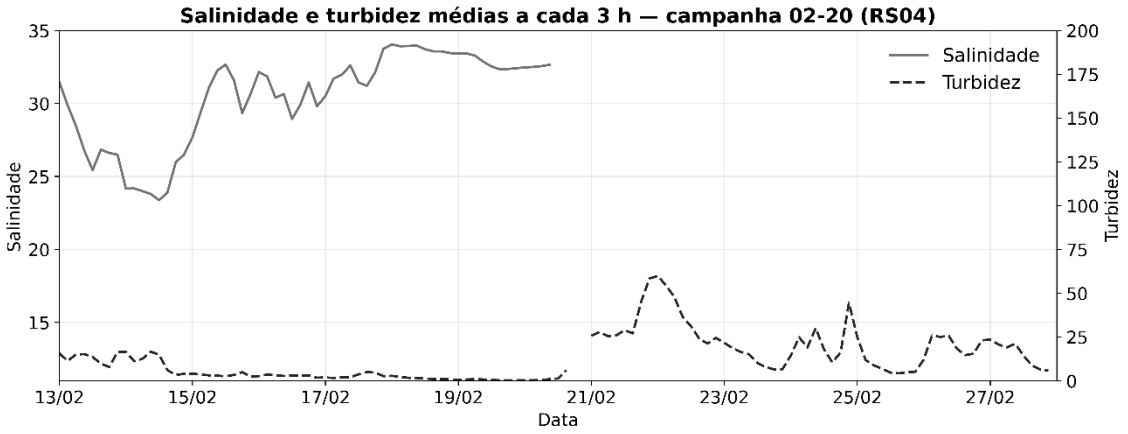


Figura XII-72. Série temporal de salinidade com valor médio a cada 3 h entre D-15 e D-1 da campanha de fevereiro de 2020. Dados da boia RS-04.

No dia 15 de fevereiro, a aproximação de uma frente fria associada a um centro de baixa pressão alterou o padrão atmosférico regional. O vento rondou para NO-NE, com velocidade média de 4 m s^{-1} e máxima de 7 m s^{-1}. A Hs

média diminuiu para 0,82 m, com máximo de 1 m, enquanto Tp variou entre 6 e 11 s. Esse conjunto sugere uma fase de menor energia local, mas ainda com mistura entre ondas de período curto, associadas ao vento local. Nesse mesmo dia, a salinidade voltou a aumentar, atingindo média de 30 psu, enquanto a turbidez superficial diminuiu para 3,4 NTU. A variação direcional do vento pode ter favorecido a reorganização da pluma estuarina na plataforma interna, mas os baixos valores de turbidez indicam que essa massa de água não transportava grande concentração superficial de material particulado no ponto da boia.

Em 16 de fevereiro, o centro de baixa pressão evoluiu para um ciclone extratropical próximo à costa, enquanto novos centros de baixa pressão se formavam na região da Argentina. Apesar disso, as isóbaras associadas ao centro de alta pressão ainda influenciavam a área de estudo, mantendo vento de NE na boia RS-04, com velocidade média de 6 m s^{-1} e máxima de 10 m s^{-1}. Ao longo do dia, novos ciclones extratropicais se desprenderam da Argentina e seguiram trajetória semelhante à dos sistemas já posicionados sobre o oceano.

A Hs continuou baixa em 16 de fevereiro, com média de 0,8 m. A direção permaneceu E, e Tp variou entre 7 e 10 s, indicando influência remota dos ciclones extratropicais próximos à região. A salinidade média foi de 30,8 psu, com variação diária entre 28,9 e 32,5 psu, enquanto a turbidez superficial permaneceu baixa, com média de 2,8 NTU.

Entre 17 e 22 de fevereiro, a região de estudo foi influenciada por uma sequência de sistemas de baixa pressão, frentes frias e ciclones extratropicais, alternando períodos de vento NE, rotação direcional e posterior intensificação

do vento SO. No dia 17, um centro de baixa pressão sobre o continente, associado a um centro de alta pressão sobre o oceano, formou uma pista de vento NE sobre a região, com velocidade média de 8 m s^{-1} e máxima de 10 m s^{-1}. A Hs aumentou em resposta ao fortalecimento do vento, com média de 1 m, Tp entre 5 e 10 s e direção predominante de NE-E. A salinidade média foi de 32 psu, variando entre 30,3 e 34 psu, enquanto a turbidez superficial permaneceu baixa, com média de 2,9 NTU.

No dia 18, um centro de baixa pressão avançou sobre o oceano próximo à área de estudo, em associação com a baixa pressão continental. O vento manteve direção NE nas primeiras horas do dia, mas depois apresentou elevada variabilidade direcional e terminou o período com cerca de 6 h de vento SO. A velocidade média foi de 7 m s^{-1}, com máxima de 13,5 m s^{-1}. A Hs média foi de 0,9 m, com máxima de 1,2 m; o Tp variou entre 4 e 9 s, e a direção de onda passou a ser SE (Mar misto de S). Nesse intervalo, a salinidade média foi de 33,8 psu e a turbidez superficial permaneceu baixa, com média de 1,5 NTU.

No dia 19, a baixa pressão passou por ciclogenese, formando um ciclone extratropical cuja frente fria avançou sobre a região de estudo. Na boia RS-04, o vento teve direção SO-S, velocidade média de 5 m s^{-1} e máxima de 7 m s^{-1}. A Hs média foi de 0,9 m. O Tp variou entre 5 e 9 s, com ondas de SE (Mar misto de SE). A salinidade média diária foi de 32,8 psu, e a turbidez superficial permaneceu muito baixa, com média de 0,52 NTU.

Ainda no dia 19, uma nova baixa pressão formou-se sobre a Argentina e avançou em direção ao Uruguai, alcançando a região de estudo no dia 20. Nesse dia, o vento apresentou forte variabilidade direcional: NE-N-NO-SO-S.

A direção média foi NO, com velocidade média de 7 m s^{-1} e máxima de 13 m s^{-1}. A Hs média permaneceu em 0,9 m, mas a máxima aumentou para 1,4 m com a chegada da tempestade à região. O período de pico variou entre 4 e 9 s, com direção de onda SE-S (Mar misto de SE-S). A salinidade média foi de 32,6 psu, e a turbidez superficial média foi de 1,1 NTU.

O evento de maior energia ocorreu no dia 21, quando a frente fria associada ao ciclone extratropical passou sobre a área de estudo. O vento soprou de SO, com velocidade média de 13 m s^{-1} e máxima de 18 m s^{-1}. A resposta oceanográfica foi expressiva: a Hs média atingiu 2 m, com máxima de 2,75 m, enquanto a altura máxima de onda alcançou média de 3,2 m e máxima de 4,3 m. O Tp variou entre 7 e 14 s, mantendo direção de onda SE (*Swell* SE energético). A turbidez superficial aumentou com média de 33 NTU e máxima de 81 NTU, apesar da salinidade média permanecer em 32,7 psu. Esse aumento abrupto da turbidez indica ressuspensão de sedimento de fundo pela ação combinada de ondas mais altas e períodos de pico mais longos, associados à passagem do ciclone extratropical.

No dia 22, outro centro de baixa pressão passou próximo à região de estudo, enquanto o centro de alta pressão sobre o continente avançava em direção à área. O vento permaneceu SO, com velocidade média de 11 m s^{-1} e máxima de 16 m s^{-1}. A altura de onda apresenta média diária de 2,1 m e máxima de 2,5 m. O Tp oscila entre 12s a 17s e a direção de onda é SE-S, sob regime de onda *Swell* SE energético. A salinidade média diária é de 32,6 psu e a turbidez superficial média é de 36,4 NTU com valor máximo de 73,6 NTU, aumentando em relação ao dia anterior e sugerindo a ressuspensão dos fundos lamosos devido à ação das ondas.

Entre 23 e 26 de fevereiro, as condições passaram de um período pós-evento, sob influência de alta pressão atmosférica, para uma nova instabilização associada à aproximação e passagem de sistemas de baixa pressão e frente fria. No dia 23, o centro de alta pressão avançou sobre a região de estudo. Na boia RS-04, o vento soprou de SE, com velocidade média de 5 m s^{-1} e máxima de 7 m s^{-1}. A Hs ainda permaneceu elevada, com média de 1,5 m e máxima de 2,2 m, mas já apresentava tendência de diminuição. O Tp variou entre 11 e 15 s, com direção de onda de SE sob regime *Swell* SE de baixa energia. A salinidade média foi de 32,4 psu, enquanto a turbidez superficial média diminuiu para 14 NTU, com máxima de 24 NTU.

No dia 24, o centro de alta pressão continuou atuando sobre a região, mas o vento passou a soprar de NE, com velocidade média de 9 m s^{-1} e máxima de 10 m s^{-1}. A Hs teve média diária de 1,0 m e Tp oscilou entre 4 e 10 s, e a direção de onda E (Mar local de E). A salinidade média permaneceu em 32,4 psu, mas atingiu mínimo de 31,55 psu, o menor valor dos cinco dias anteriores. Ao mesmo tempo, a turbidez superficial média aumentou para 21 NTU, com máxima de 68 NTU. A combinação entre vento NE, redução da salinidade e aumento da turbidez indica possível penetração da pluma de água doce e material em suspensão exportado pelo estuário da Lagoa dos Patos até a região da boia RS-04.

No dia 25, o centro de alta pressão deslocou-se para o oceano, enquanto centros de baixa pressão posicionados sobre a região do Rio da Prata avançaram em direção à área de estudo, antecedendo a chegada da frente fria no dia seguinte. Na boia RS-04, o vento apresentou direção SO, com velocidade média de 5 m s^{-1} e máxima de 14 m s^{-1}. A Hs teve média de 0,8 m

e máxima de 1,45 m, com Tp entre 3 e 9 s e direção de onda de SE. A salinidade média foi de 31,6 psu, variando entre 31,0 e 32,4 psu, enquanto a turbidez superficial média diminuiu para 8 NTU, com máxima de 34,5 NTU.

No dia 26, a frente fria passou sobre a região de estudo. O vento soprou de sul, com velocidade média de 9 m s^{-1} e máxima de 14 m s^{-1}. A Hs aumentou para média de 1,3 m e máxima de 1,6 m, enquanto a altura máxima de onda atingiu média de 2,15 m e máxima de 2,8 m. O Tp variou entre 5 e 11 s, com direção de onda de sudeste (Mar misto de S). A salinidade média foi de 32,6 psu, e a turbidez superficial aumentou para média de 20 NTU, com máxima de 30 NTU. Esse aumento da turbidez, associado ao fortalecimento do vento sul e ao crescimento da altura de onda, é compatível com ressuspensão de sedimentos de fundo pela ação das ondas.

Na véspera da coleta, em 27 de fevereiro, a região ainda estava sob influência da circulação associada ao ciclone extratropical que havia passado no dia anterior. Ao mesmo tempo, formaram-se novos centros de baixa pressão: um sistema de curta duração sobre o continente e outro sobre o oceano, próximo à Argentina. Este último passou por ciclogenese ao longo do dia, com avanço de sua frente fria até o Uruguai. Na boia RS-04, o vento permaneceu de SO-S, com velocidade média de 5 m s^{-1} e máxima de 7 m s^{-1}. A Hs teve média de 1 m e Tp variou entre 5 e 11 s, com direção de onda de SE-S (Mar misto de S). A salinidade média foi de 32,5 psu, e a turbidez superficial média permaneceu em 15 NTU, com máximo de 29 NTU.

No dia da coleta, em 28 de fevereiro, desenvolveu-se um centro de alta pressão atmosférica sobre a região de estudo. Na boia RS-04, o vento rondou para NE, com velocidade média de 4 m s^{-1} e máxima de 7 m s^{-1}. A Hs diminuiu

para 0,6-0,8 m, indicando redução da energia de onda imediatamente antes e durante a campanha. O Tp variou entre 6 e 11 s, ainda com direção de onda de SE. A salinidade média permaneceu elevada, em 32,4 psu, enquanto a turbidez superficial diminuiu para 7,5 NTU. Esse conjunto indica uma condição mais calma no momento da coleta, com baixa agitação de onda e menor turbidez superficial, após uma sequência de dias marcada por ressuspensão, reorganização da coluna d'água e posterior decantação parcial do material em suspensão.

Analisando as condições oceanográficas, a campanha de fevereiro ocorreu em um contexto de baixa influência estuarina. Em 12 dos 15 dias avaliados, a salinidade média foi superior a 32 psu e, em nenhum dia, ficou abaixo de 27 psu. A energia de onda também foi, em geral, moderada a baixa: em 9 dos 15 dias, a Hs média foi inferior a 1 m. Ainda assim, em 7 dias, Hs média superou 1,2 m, indicando episódios pontuais de maior agitação.

Dois intervalos se destacam como mais favoráveis à ressuspensão do fundo lamoso e ao retrabalhamento de depósitos remanescentes de janeiro. O primeiro ocorreu em 12 de fevereiro, quando o aumento da altura de onda coincidiu com elevação da turbidez superficial, em um contexto no qual a exportação estuarina estava limitada. O segundo ocorreu entre 19 e 23 de fevereiro, durante a passagem sequencial de ciclones extratropicais, quando Hs atingiu até 2,74 m, com períodos de pico de até 17 s. Nesse intervalo, a turbidez superficial chegou a 81 NTU, indicando ressuspensão do fundo pela ação das ondas. Esses episódios podem ter erodido ou reorganizado parte dos depósitos preexistentes.

Os perfis verticais de densidade indicam depósitos em estágio avançado de consolidação, com alguns pacotes próximos de 1200 kg m^{-3} e outros superiores a 1240 kg m^{-3}. Em geral, as lutoclinas são bem desenvolvidas e a densidade aumenta progressivamente com a profundidade.

Capítulo XIII: APÊNDICE B

Síntese sedimentológica regional com base em dados pretéritos e atuais da região de estudo

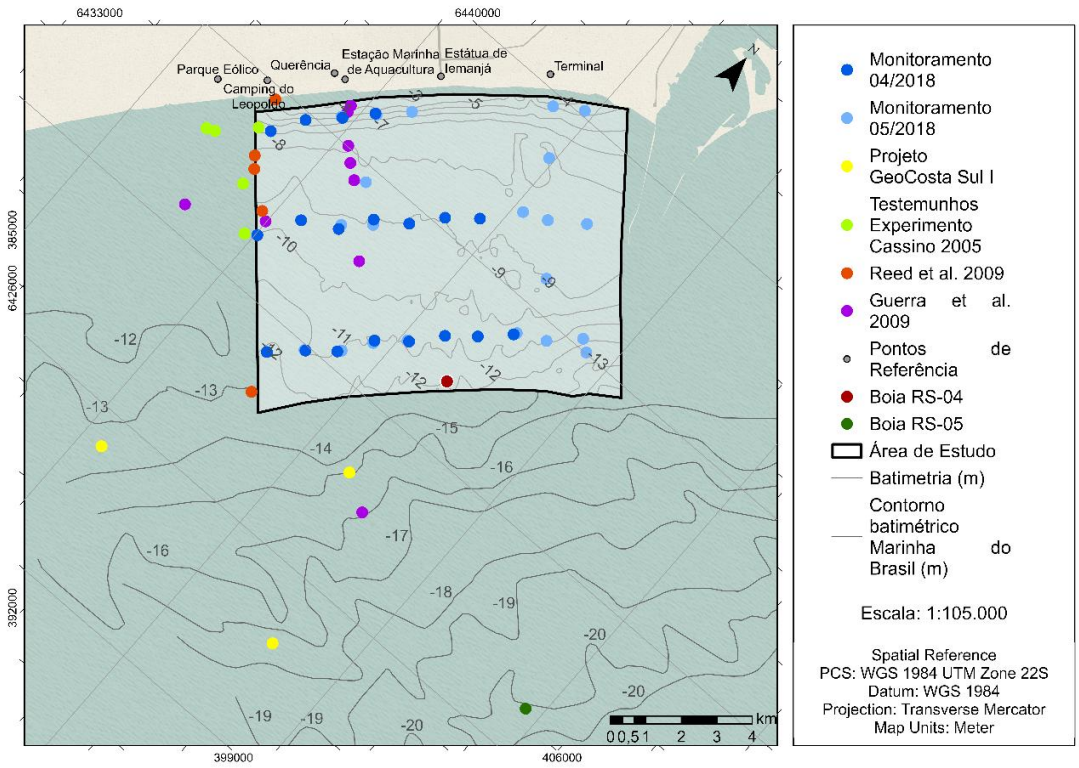


Figura XIII-1. Localização dos pontos de amostragem sedimentológica na antepraia do Cassino, incluindo os monitoramentos de abril e maio de 2018 já apresentados neste trabalho, o Projeto GeoCosta Sul I (1983), os testemunhos do Experimento Cassino 2005 e os dados publicados em Reed *et al.* (2009) e Guerra *et al*. (2009), além das boias RS-04 e RS-05, da área de estudo, da batimetria local e dos contornos batimétricos da Marinha do Brasil.

Tabela XIII-1. Dados sedimentológicos pretéritos publicados para a antepraia do Cassino e áreas adjacentes, com indicação do projeto ou estudo de origem, data de amostragem, localização, frações granulométricas em porcentagem, conteúdo de água e densidade (ρ).

Projeto	Amostra	Lat	Long	Prof. (m)	Cascalho (%)	Areia (%)	Silte (%)	Lama (%)	Conteúdo de Água (%)	ρ (kg.m^{-3})
GeoCosta Sul I 1983	133	-32,32500	-52,08433	16,5	1	47	28	24	-	-
	144	-32,31500	-52,16167	13	2	65	23	10	34	-
	146	-32,40617	-52,20217	13	7	88	3	2	-	-
	147	-32,27917	-52,10000	14	0	19	38	43	50	-
Guerra *et al.* [2009] 13 a 17 de maio de 2005	2	-32,2366	-52,1388	9,5	0	0	52	48	-	-
	1	-32,2078	-52,1709	3,8	0	100	0	0	-	-
	ADV	-32,219	-52,1599	8,2	0	5	41,5	53,5	-	-
	3	-32,2443	-52,1679	8,2	0	33	67	0	-	-
	4	-32,2543	-52,1896	9,5	0	0	31,4	68,6	-	-
	5	-32,3125	-52,2459	9,5	0	19	67	13,5	-	-
	ADVoff	-32,2217	-52,1557	9,5	0	25	50	25	-	-
	ADVoff	-32,216	-52,1637	7,8	0	100	0	0	-	-
	Jw	-32,2095	-52,1704	4,7	0	100	0	0	-	-
	Sting	-32,2848	-52,0893	15,1	0	0	46	54	-	-
Reed *et al*. [2009] 25 e 26 de outubro de 2004	2	-32,23333	-52,18317	7	0	1,8	17	81,1	219	1270
	14	-32,22742	-52,18753	7,7	0	10,6	24,6	64,7	138	1330
	1	-32,24283	-52,17067	7,9	0	2	24,7	73,3	194	1280
	3	-32,21900	-52,18933	9	0	34,4	9,8	55,7	161	1340
	4	-32,23508	-52,19700	12	0	9,3	16	74,7	223	1260
	5	-32,24097	-52,17964	15	0	9,5	28	62,5	156	1600
	6	-32,23483	-52,18378	17,5	1,6	73,5	3,5	21,4	69,7	1660
	9	-32,24000	-52,19183	21,5	20	72,8	1,2	5,9	-	-
	10	-32,23628	-52,19503	22,5	0,07	59,8	7,2	32,9	31,3	1440
Testemunhos Experimento Cassino 1 de maio de 2005	1	-32,21431	-52,17019	7	0	99,7	0,3	0	73,7	1400
	2	-32,21594	-52,16606	9	0	11,3	49,7	38,9	73,3	1264
	3	-32,21811	-52,16464	9	0	25,5	43,9	30,5	72,6	1115

Capítulo XIV: Referências Bibliográficas

Aleebraim MA, Jamali M (2023) Laboratory study of instability-driven mixing of fluid mud under surface wave motion. Physics of Fluids 35, 086606. https://doi.org/10.1063/5.0158865

Alexander MP, Teeter AM, Banks GE (1997) Development and verification of an intrusive hydrographic survey system for fluid mud channels Tech. Rep. No. DRP-97-1, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, Miss.

Allen GP, Sauzay G, Castaing P (1977) Transport and deposition of suspended sediment in the Gironde estuary, France. In Estuarine processes (pp. 63-81). Academic press. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-751802-2.50013-8

Allwright D (2002) The vibrating tuning fork fluid density tool. Study Group Report, Smith Institute, London.

Almeida DC (2008) Diagnosis of fine sediment distribution and associated physical processes in Tijucas Bay - SC. https://biblioteca.univali.br/acervo/181509 (accessed 9 June 2025).

Anthony EJ (2006) The muddy tropical coast of West Africa from Sierra Leone to Guinea-Bissau: geological heritage, geomorphology and sediment dynamics. Afr Geosci Rev. 13(3), 227−237.

Anthony EJ, Gardel A, Gratiot N, Proisy C, Allison MA, Dolique F, Fromard F (2010). The Amazon-influenced muddy coast of South America: a review of mud-bank–shoreline interactions. Earth Sci. Rev. 103(3–4), 99–121. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.09.008.

Anthony EJ, Gardel A, Zainescu F, Brunier G (2022) Fine sediment systems. Treatise Geomorphol., 465–493. https://doi.org/10.1016/b978-0-12-818234-5.00130-9.

Austin AJ, Lentz SJ (2002) The inner shelf response to wind-driven upwelling and downwelling. J. Phys. Oceanogr. 32 (7), 2171–2193. https://doi.org/10.1175/1520-0485(2002)032<2171:TISRTW>2.0.CO;2.

Azhikodan G, Yokoyama K (2018) Sediment transport and fluid mud layer formation in the macro-tidal Chikugo river estuary during a fortnightly tidal cycle. Estuar Coast Shelf Sci 202:232-245. https://doi.org/10.1016/j.ecss.2018.01.002

Balan MS and Kumar CRS (2018) Performance evaluation of adaptive signal processing techniques in reservoir bathymetry data, Int. J. Comput. Appl., 180(33), April 2018. https://doi.org/10.5120/ijca2018916834

Baratto J, Terassi PM de B, Galvani E, Wollmann CA and Sobral BS (2025) Atmospheric patterns associated with fog water collection in Aparados da Serra National Park, Southern Brazil, Theor. Appl. Climatol., 156, 135, https://doi.org/10.1007/s00704-024-05227-8.

Barbot S, Pineau-Guillou L, Delouis J-M (2024) Extreme storm surge events and associated dynamics in the North Atlantic. Journal of Geophysical Research: Oceans, 129, e2023JC020772. https://doi.org/10.1029/2023JC020772

Barnes HA, Hutton JF, Walters K (1989) An introduction to rheology. Elsevier.

Beck MW, Heck Jr KL, Able KW, Childers DL, Eggleston DB, Gillanders BM, Halpern B, Hays CG, Hoshino K, Minello TJ, Orth RJ, Sheridan PF, Weinstein MP (2001) The identification, conservation, and management of estuarine and marine nurseries for fish and invertebrates. BioScience 51 (8), 633-641.

Becker M, Schrottke K, Bartholomä A, Ernstsen V, Winter C and Hebbeln D (2013) Formation and entrainment of fluid mud layers in troughs of subtidal dunes in an estuarine turbidity zone, J. Geophys. Res. Oceans, 118, 2175–2187, https://doi.org/10.1002/jgrc.20153.

Benevides DCA, Dias FJS, Alfredini P, Gomes GH (2011) Mapping and estimative of fluid mud layers thickness at Itajaí-Açu river port area, seeking improvements to navigation of deep-drafted vessels. Twelfth International Congress of the Brazilian Geophysical Society. https://doi.org/10.1190/sbgf2011-265.

Berlamont J, Ockenden M, Toorman E and Winterwerp J (1993) The characterisation of cohesive sediment Properties. Coast Eng 21:105-128.

Bianchi TS (2013) Estuarine Chemistry. In: Day JW, Kemp WM, Yáñez-Arancibia A, Crump BC (Eds.). Estuarine Ecology (2nd ed., pp 39–85). London, United Kingdom: Wiley-Blackwell.

Borzone CA, Griep GH (1991) Características do Sedimento Superficial Infralitoral da Região Costeira Adjacente à Desembocadura da Lagoa dos Patos, RS, Brasil. Pesquisas, 18(1): 71-78.

Bouysse P, Kudrass HR, Le Lann F (1977) Reconnaissance sedimentologique du plateau continental de la Guyane française (mission Guyamer 1975). Bull. B.R.G.M IV (2), 141-179.

Braga MFS and Krusche N (2000) Padrão de ventos em Rio Grande, RS, no período de 1992 a 1995. Atlântica. 22. 27-40

Brouwers B, van Beeck J and Lataire E (2022) Acoustic attenuation of cohesive sediments (mud) at high ultrasound frequencies, Proc. Meet. Acoust., 47, 070009, https://doi.org/10.1121/2.0001594.

Buisman M, Martuganova E, Kiers T, Draganov D, Kirichek A (2022) Continuous monitoring of the depth of the water-mud interface using distributed acoustic sensing. Journal of Soils and Sediments 22:2893–2899. https://doi.org/10.1007/s11368-022-03202-2

Buisman M, Draganov D, Kirichek A (2024) Near real-time nautical depth mapping via horizontal optical fibers and distributed acoustic sensing. J Appl Geophys 225:105377. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2024.105377

Calliari LJ, Fachin S (1993) Laguna dos Patos. Influência nos Depósitos Lamíticos Costeiros. Pesquisas em Geociências. 20, 57−69.

Calliari LJ, Speranski NS, Torronteguy M, Oliveira MB (2000) The mud banks of Cassino beach, Southern Brazil: characteristics, processes and effects. J. Coast. Res. 29, 1–9.

Calliari LJ, Klein AH (1993) Características Morfodinâmicas e Sedimentológicas das Praias Oceânicas Entre Rio Grande e Chuí, RS. Pesquisas em Geociências 20(1):45-56.

Calliari LJ, Holland KT, Pereira PS, et al. (2007) The influence of mud on the inner shelf, shoreface, beach, and surfzone morphodynamics — Cassino, Southern Brazil, in: Coastal Sediments ’07. American Society of Civil Engineers, Reston, pp. 1455–1465.

Calliari LJ, Machado AA, Marroig P, Vinzon SB, Gianuca N (2020) Mud deposits at Cassino beach: role of dredging. Geo.-Mar. Lett. 40, 1031−1043. https://doi.org/10.1007/s00367-019-00619-6.

Calliari LJ, Muehe D, Hoefel FG, Toldo Jr E (2003) Morfodinâmica praial: uma breve revisão. Ver bras oceanogr. 51:63-78. https://doi.org/10.1590/S1413-77392003000100007

Carneiro JC (2018) Estudo das camadas de lama fluida em portos e canais de navegação. Tese (Doutorado em Ciências em Engenharia Oceânica) COPPE Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Carneiro JC, Gallo MN, Vinzon SB (2020) Detection of fluid mud layers using tuning fork, dual-frequency echo sounder, and chirp sub-bottom measurements. Ocean Dyn., 1−18. https://doi.org/10.1007/s10236-020-01346-8.

Carneiro JC, da Silva LGCH, Rosman PCC (2022) Lama fluida em portos e canais de navegação: a abordagem adotada para o Terminal 2 do Porto do Açu (RJ) Anais Hidrográficos 79(1):100-116

Chhabra RP (2010) Non-Newtonian fluids: an introduction. In Rheology of complex fluids (pp. 3-34). Springer, New York, NY.

Clay CS, Medwin H (1977) Acoustical Oceanography: Principles and Applications, John Wiley and Sons, New York. Journal of Sound and Vibration, Volume 60, Issue 4, p. 615-616.

Colleoni A (2016) Mapeamento do bolsão de lama na praia do Cassino, RS, Brasil. Monografia. Curso de Graduação de Oceanologia da Universidade Federal do Rio Grande. 35p.

Costa JC, Verdan I, Silva MES, Oscar-Júnior AC, Ambrizzi T (2024) South Atlantic convergence zone and ENSO occurrence in the 2000–2021 period. Theoretical and Applied Climatology 155:7079–7093. https://doi.org/10.1007/s00704-024-05095-2

Costa RL, Möller OO (2011) Estudo da estrutura e da variabilidade das correntes na área da plataforma interna ao largo de Rio Grande (RS, Brasil), no sudoeste do Atlântico Sul, durante a primavera-verão de 2006-2007. Revista da Gestão Costeira Integrada 11(3):273-281.

Costa RL (2009) Estudo sobre a variabilidade sazonal e a da estrutura vertical das correntes costeiras da plataforma interna ao largo de Rio Grande (RS), M.Sc. thesis, Programa de Pós-Graduação em Oceanologia, Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Rio Grande, Brazil.

Cruz GO and Schettini CAF (2025), The dynamics of the inner-shelf suspended sediments based on ADCP records and Rouse theory, Cont. Shelf Res., 289, 105467, https://doi.org/10.1016/j.csr.2025.105467.

Cuchiara DC (2008) Modelagem Numérica do Comportamento das Ondas no Sul do Brasil e suas Interações com os Depósitos Lamíticos na Praia do Cassino. Tese (Doutorado em Oceanografia) - Programa de Pós-graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, Universidade Federal de Rio Grande. 252p.

Day JH (1981) Summaries of current knowledge of 43 estuaries in southern Africa. (pp 251–330). In: Day JH (Ed.), Estuarine Ecology with particular reference to Southern Africa. Cape Town, South Africa: AA Balkema.

De Meyer CP and Malherbe B (1987) Optimization of maintenance dredging operations in maritime and estuarine areas Terra et Aqua, 35, 25–39.

De-Zotti COL (2021) Identificação de depósitos de lama fluida na antepraia da Praia do Cassino (RS, Brasil) utilizando métodos geofísicos e medições diretas. Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanologia. Universidade Federal do Rio Grande. 133p.

Delaney PJV (1962) Considerações sobre a fisiografia e a geologia da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Escola de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Avulso no. 2, p. 07-31.

Di Bernardino A, Iannarelli AM, Casadio S et al. (2022) Classification of synoptic and local-scale wind patterns using k-means clustering in a Tyrrhenian coastal area (Italy), Meteorol. Atmos. Phys., 134, 30, https://doi.org/10.1007/s00703-022-00871-z.

Dillenburg SR, Barboza EG, Hesp PA, Rosa MLCC, Caron F, Guadagnin F (2024) The progradational Curumim barrier in southern Brazil: an archive of sea-level changes, and cyclic aeolian activity in the Holocene. Geomorphology. 448, 109028. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.109028.

Dominguez JML (2009) The coastal zone of Brazil. In: DILLENBURG, S.R.; HESP, P.A. (Ed.). Geology and Geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil. Berlin: Springer. p. 17-51. (Lecture Notes in Earth Sciences, v. 107, 2009).

Draganov DS, Ma X, Buisman M, Heller HKJ, Kirichek A (2021) Non-Intrusive Characterization and Monitoring of Fluid Mud: Laboratory Experiments with Seismic Techniques, Distributed Acoustic Sensing (DAS), and Distributed Temperature Sensing (DTS). 10.5772/intechopen.98420.

Dyer KR (1986) Coastal and Estuarine Sediment Dynamics. New York John Wiley and Sons Ltd 342 p.

Fadel A, Kirichek A, Buisman M, Heller K, Draganov D (2021) Monitoring settling and consolidation of FM in a laboratory using ultrasonic measurements. Near Surface Geoscience Conference & Exhibition 2021 https://www.researchgate.net/publication/352480156

Ferreira LGB, Caramori PH, Morais H, Nitsche PR, Costa BF (2017) Fenômeno El Niño de 2015/16 e seus impactos na chuva do Paraná. LAPAR/Governo do Paraná. 13p.

Folk RL, Ward WC (1957) Brazos river bar: a study of significante of grain size parameters. J Sed Petrology, v. 27, n. 1, p. 3-26.

Fontein WF, Byrd RW (2007) The nautical depth approach, a review for implementation, in: WODCON XVIII Annual Dredging Seminar. WEDA.

Fonseca DL, Cunha PM, Carneiro J, Gallo M, Vinzon SB (2018) Assessing rheological properties of FM samples through tuning fork data. Ocean Dyn. 69:51-57. https://doi.org/10.1007/s10236-018-1226-9

Fugate DC, Friedrichs CT (2002) Determining concentration and fall velocity of estuarine particle populations using ADV, OBS and LISST. Cont. Shelf Res. 22, 1867–1886.

Garcia FAP, Evangelista H, Möller OO (2021) Comments on “Dredging in an estuary causes contamination by fluid mud on a tourist ocean beach. Evidence via REE ratios” by N. Mirlean, L. Calliari, and K. Johannesson in Marine Pollution Bulletin 159 (2020) 111495. https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2020.111495

Gaskin JB, and Wadman HM (2024) Performance of high-resolution acoustic mapping systems in a fluid-mud environment, ERDC/CHL TR-24-19, U.S. Army Corps of Engineers, Coastal and Hydraulics Laboratory.

Ge J, Chen C, Wang ZB, Ke K, Yi J and Ding P (2020) Dynamic response of the fluid mud to a tropical storm, J. Geophys. Res. Oceans, 125, e2019JC015419, https://doi.org/10.1029/2019JC015419.

Goulart ES, Calliari LJ (2013) Medium-term morphodynamic behavior of a multiple sand bar beach. J. Coast. Res. 65(sp2), 1774−1779. https://doi.org/10.2112/SI65-300.1.

Goulart ES (2014) Variabilidade morfodinâmica temporal e eventos de inundação em um sistema praial com múltiplos bancos. Tese. Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica. 143p.

Grasso F, Le Hir P, Bassoullet P (2014) Analysis of mixed-sediment consolidation experiments. XIII Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil. Dunkerque, 2-4 juillet 2014. https://doi.org/10.5150/jngcgc.2014.039

Gratiot N, Anthony EJ (2016) Role of flocculation and settling processes in development of the mangrove-colonized, Amazon-influenced mud-bank coast of South America. Mar. Geol. 373, 1–10. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.12.013.

Grimm AM (2004) How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? Clim Dyn 22:123–138. https://doi.org/10.1007/s00382-003-0368-7

Grimm AM, Tedeschi RG (2009) ENSO and Extreme Rainfall events in South America. J Clim 22(7):1589–1609. https://doi.org/10.1175/2008JCLI2429.1

Groposo V, Mosquera RL, Pedocchi F, Vinzon SB, Gallo MN (2014) Mud density prospection using a tuning fork. J. Waterw. Port Coast. Ocean Eng. 141, 04014047. https://doi.org/10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000289

Guedes RMC, Calliari LJ, Pereira OS (2010) Morfodinâmica da praia e zona de arrebentação do Cassino, RS através de técnicas de vídeo imageamento e perfis de praia. Pesquisas em Geociências, 36 (2): 165-180, https://doi.org/10.22456/1807-9806.17863

Guedes RMC, Calliari LJ, Pereira OS (2009) Morfodinâmica da praia e zona de arrebentação do Cassino, RS através de técnicas de vídeo imageamento e perfis de praia. Pesquisas em Geociências 36(2):165-180

Guerra JV, Azevedo MM, Esteves LS, Vinzon SB, Violante-Carvalho N, Schettini CAF, Oliveira RF, Zaleski AR (2009) Spatial and temporal variability of seawater properties, current velocity and SPM concentration off Cassino Beach-Rio Grande-Southern Brazil. Cont. Shelf Res. 29, 530−544. https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.09.010.

Guerrero C, Salva M, Modenesi MC, Smith J, Terzariol M, Santamarina JC (2023) Young Red Sea sediments: formation processes, engineering properties, and implications. Arab. J. Geosci. 16(10), 1–21. https://doi.org/10.1007/s12517-023-11652-2.

Hale RP and Ogston AS (2015) In situ observations of wave-supported fluid mud generation and deposition on an active continental margin. J. Geophys. Res.: Earth Surf. 120(11), 2357–2373. https://doi.org/10.1002/2015JF003630.

Healy T, Wang Y, Healy J-A. (Eds.), 2002. Muddy Coasts of the World: Processes, Deposits and Functions. Proceedings in Marine Science nr. 4. Elsevier Science BV, Amsterdam, ISBN 0-444-51019-2 xiv±542 pp.

Holland KT, Vinzon SB, Calliari LJ (2009) A field study of coastal dynamics on a muddy coast offshore of Cassino beach, Brazil Cont Shelf Res 29:503-514 doi:10.1016/j.csr.2008.09.023

Hooshmand, A., A. R. Horner-Devine, and M. P. Lamb (2015) Structure of turbulence and sediment stratification in wave-supported mud layers, J. Geophys. Res. Oceans, 120, 2430–2448, https://doi.org/10.1002/2014JC010231.

Hughes Clarke JE (2000) Present-day methods of depth measurements: Continental shelf limits, in Cook PK & Carleton CM, eds, The scientific and legal interface: Oxford University Press, p. 139-159.

Hussain M (2002) Dependence of power law index on surface wind speed, Energy Convers. Manage., 43(4), 467–472, https://doi.org/10.1016/S0196-8904(01)00032-2.

Hsu, T.-J., P. A. Traykovski, and G. C. Kineke (2007) On modeling boundary layer and gravity-driven fluid mud transport, J. Geophys. Res. Oceans, 112, C04011, https://doi.org/10.1029/2006JC003719.

James NC, Adams JB, Connel AD, Lmaberth SJ, MacKay CF, Snow GC, van Niekerk L, Whitfield AK (2020) High flow variability and storm events shape the ecology of the Mbhashe Estuary, South Africa, Afr J Aquat Sci 45(1) 10.2989/16085914.2020.1733472

Jiang L, Zhao Z (1989) Viscous damping of solitary waves over fluid-mud seabeds. J Waterw Port, Coast Ocean Eng, 115 (3): 345- 362. https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-950X(1989)115:3(345)

Jiang F, Mehta AJ (1996) Mudbanks of the Southwest Coast of India: Wave attenuation. J Coast Res 12(4):890-897. https://www.jstor.org/stable/4298539

Jiang F, Chen D, He X, Dai Y, Tang M, Zhou Y, Zhang M (2024) The Influence of Large Variations in Fluid Density and Viscosity on the Resonance Characteristics of Tuning Forks Simulated by Finite Element Method. Appl Sci 14, 5540. https://doi.org/10.3390/app14135540

Jolivet M, Gardel A, Anthony EJ (2019) Multi-decadal changes on the mud-dominated coast of Western French Guiana: implications for mesoscale shoreline mobility, river-mouth deflection, and sediment sorting. J. Coast. Res. 88, 185−194. https://doi.org/10.2112/SI88-014.1.

Jouan G, Cuzol A, Monbet V and Monnier G (2022) Gaussian mixture models for clustering and calibration of ensemble weather forecasts, Discrete Contin. Dyn. Syst. Ser. S, https://doi.org/10.3934/dcdss.2022037.

Jung C and Schindler D (2021) The role of the power law exponent in wind energy assessment: A global analysis, Int. J. Energy Res., 45, published online 19 Jan 2021, https://doi.org/10.1002/er.6382.

Kämpf J and Myrow PM (2018) Wave-Created Mud Suspensions: A Theoretical Study. J Mar Sci and Eng 6-29. doi:10.3390/jmse6020029

Kerckaert P (1988) Maintenance dredging in the Port of Zebrugge: Procedures to achieve an operational determination of the nautical bottom Proc., 9th KVIV Harbor Congress, 4.13–4.32.

Kineke GC, Sternberg RW, Trowbridge JH, Geyer WR (1996) Fluid-mud processes on the Amazon continental shelf. Cont Shelf Res. 16, 667–696. https://doi.org/10.1016/0278-4343(95)00050-X

Kirby R, Parker W, Van Oostrum W (1980) Definition of the seabed in navigation routes through mud areas. International Hydrographic Review, Vol. XVII (1). pp. 107-117

Kirichek A, Shakeel A, Chassagne, C (2020) Using in situ density and strength measurements for sediment maintenance in ports and waterways. J Soils and Sediments, 20:2546-2552. https://doi.org/10.1007/s11368-020-02581-8

Lehn, J., A. Slabon, D. Holthusen, L. Rovelli, A. Fiskal, T. Hoffmann, and C. Borgsmüller (2025), Spring–neap tidal variation of fluid mud occurrence in the hyper-turbid Ems estuary, EGUsphere (preprint), https://doi.org/10.5194/egusphere-egu25-19333.

Li B, Jia Y, Liu X, Wang Z (2020) Effect of wave, current, and lutocline on sediment resuspension in Yellow River delta-front Water. 12(3):845. https://doi.org/10.3390/w12030845.

Li L, Qiao G, Qing X, Zhang H, Liu X, and Liu S (2022) Robust unsupervised Tursiops aduncus whistle-event detection using gammatone multi-channel Savitzky–Golay based whistle enhancement, J. Acoust. Soc. Am., 151, 3509–3521, https://doi.org/10.1121/10.0011402.

Li W, Li M, Zhang X, and Li J (2023) Characteristics of fluid mud in the Yangtze Estuary: Storm, tide, and slope-triggered sediment dynamics and effects, Estuarine Coastal Shelf Sci., 281, 108194, https://doi.org/10.1016/j.ecss.2022.108194.

Li Y, Mehta AJ (2001) Fluid mud in the wave-dominated environment revisited. Proceedings in Marine Science, 3:79-93. https://doi.org/10.1016/S1568-2692(00)80114-X.

Liu S, Li G, Liu X, Qiao L, Wang N, Liu S, Wang X, Yu D, and Zhang L (2025) Impact of wave–current coupling on the bottom boundary layer in Bohai Bay, Front. Mar. Sci., 11, 1521925, https://doi.org/10.3389/fmars.2024.1521925.

Lugo AE, Snedaker SC (1974) The ecology of mangroves. Annu. Rev. Ecol. Syst. 5:39-64.

Lurton X, Jackson D (2004) An Introduction to Underwater Acoustics. Journal of The Acoustical Society of America J ACOUST SOC AMER. 115. 443-443. https://doi.org/10.1121/1.1639324.

Ma X, Kirichek A, Heller K, Draganov D (2022) Estimating P- and S-Wave Velocities in Fluid Mud Using Seismic Interferometry Front. Earth Sci. 10:806721. https://doi.org/10.3389/feart.2022.806721

Madson J, Sommerfield CK (2003) Application of sidescan sonar, sub bottom profiling and echo sounding techniques to study sediment deposition and erosion in estuaries: Results from the lower Delaware River and upper Delaware Bay. Proc., US Hydro Conf., 24–27

Machado DM (2013) Um estudo sobre o clima de ondas e o transporte de lama ao largo da Praia do Cassino, RS. Tese (Doutorado em Engenharia Oceânica) – Programa de Pós-graduação em Engenharia Oceânica, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 346p.

Mallik TK, Mukherji KK, Ramachandran KK (1988) Sedimentology of the Kerala Mud Banks (Fluid muds?). Mar Geo 80:99-118.

Manwell JF, McGowan JG, Rogers AL (2002) Wind Energy Explained: Theory, Design and Application. Wiley. https://doi.org/10.1002/0470846127.

MacDonald I, Vincent C, Thorne P, Maote B (2013) Acoustic scattering from a suspension of flocculated sediments J Geophys Res: Oceans, 118: 2581–2594 https://doi.org/10.1002/jgrc.20197, 2013

Manning AJ, Dyer KR (2007), Mass settling flux offine sediments in Northern European estuaries: Measurements and predictions, Mar. Geol., 245(1–4), 107–122, https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.07.005.

Manwell JF, McGowan JG, Rogers AL (2010) Wind Energy Explained: Theory, Design and Application. John Wiley & Sons, Ltd. DOI:10.1002/0470846127

Marroig PC (2015) Detecção de lama fluida e potencial de mobilidade de sedimentos finos no estuário da Lagoa dos Patos – RS. Dissertação (Mestrado em Ciências em Engenharia Oceânica) COPPE Universidade Federal do Rio de Janeiro. 134p.

Mathew J, Baba M, and Kurian NP (1995) Mudbanks of the South-west Coast of India. I: Wave Characteristics. J Coast Res 11: 168–178.

McAnally WH, Friedrichs C, Hamilton D, Hayter E, Shrestha P, Rodriguez H, Sheremet A, Teeter A (2007a) Management of fluid mud in Estuaries, Bays, and Lakes. I: Present State of Understanding on Character and Behavior. J Hydraul Eng 133(1) https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2007)133:1(9)

McAnally WH, Teeter A, Schoellhamer D, Friedrichs C, Hamilton D, Hayter E, Shrestha P, Rodriguez H, Sheremet A, Kirby R (2007b) Management of fluid mud in Estuaries, Bays, and Lakes II: Measurement, Modeling, and Management. J Hydraul Eng 133(1) https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2007)133:1(23)

McAnally WH and Mehta AJ (2002) Significance of Aggregation of Fine Sediment Particles in Their Deposition. Estuar Coast and Shelf Sci 54:643–653 doi:10.1006/ecss.2001.0847

McNicholas PD, and Murphy TB (2010) Model-based clustering of microarray expression data via latent Gaussian mixture models, Bioinformatics, 26(21), 2705–2712, https://doi.org/10.1093/bioinformatics/btq498.

Mehta AJ (1989) On estuarine cohesive sediment suspension behavior. J Geophys Res. 94(10):14303-14314. https://doi.org/10.1029/JC094iC10p14303

Mehta AJ (1991) Understanding FM in a Dynamic Environment. Geo-Marine Letters 11:113-118. https://doi.org/10.1007/BF02430995.

Mehta AJ, Samsami F, Khare YP, Sahin C (2014) Fluid Mud Properties in Nautical Depth Estimation. Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, Vol. 140, No. 2, March 1, 2014. https://doi.org/10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000228

Meirelles S and Vinzon SB (2016) Field observation ofwave damping by fluid mud. Mar Geo 376:194-201. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.03.006

Melo EF, Romeu MAR, Hammes GR (2010) Condições extremas de agitação marítima ao largo de Rio Grande a partir do modelo WW3. 4º Seminário e Workshop em Engenharia Oceânica.

Menandro PS, Bastos AC, Quaresma VS, Vinzon SB (2015) Acoustic response of Amazon shelf muddy sediments. Rev Bras Geofísica 33(4)

Meshkati E, Tamlon A, Luger D, Bezuijen A (2021) Rheology of clays rich soft sediments: from fluid to geo-mechanics. CEDA Dreading Days. Conference-Proceedings.

Milliman JD, Meade RH (1983) World-wide delivery of river sediment to the oceans. J. Geol. 91:1-21.

Mirlean N, Calliari LJ and Johannesson K (2020) Dredging in an estuary causes contamination by fluid mud on a tourist ocean beach: Evidence via REE ratios, Mar. Pollut. Bull., 159, 111495, https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2020.111495.

Monteiro-Neto C, Cunha LPR, Musick JA (2003) Community structure of surf-zone fishes at Cassino beach, Rio Grande do sul, Brazil. J Coast Res, 35, 492-501

Möller OO, Fernandes E (2010) Hidrologia e hidrodinâmica. In: Seelinger U, Odebrecht C. Estuário da Lagoa dos Patos: um século de transformações. Editora da FURG, 180p.

Möller OO, Castaing P, Salomon J-C and Lazure P (2001) The influence of local and non-local forcing effects on the subtidal circulation of Patos Lagoon, Estuaries, 24, 297–311, https://doi.org/10.2307/1352953.

Motta VF (1969) Relatorio diagnóstico sobre a melhoria e o aprofundamento do acesso pela Barra do Rio Grande. Porto Alegre, 114 p. Instituto de Pesquisas Hidráulicas da UFRGS (IPH/UFRGS).

Muniz P, Danulat E, Yannicelli B, Garcia-Alonso J, Medinae G, Bícego M (2004) Assessment of contamination by heavy metalsand petro- leum hydrocarbons in sediments ofMontevideo harbour (Uruguay). Environ Int 29:1019–1028

Murty TS (1984) Storm surges-meteorological ocean tides. Can. Bull. Fish. Aquat. Sci., v. 212, p 876–897.

Niedoroda AW, Swift DJP, Figueiredo AG, Freeland GL (1989) Modeling shelf storm beds: controls of bed thickness and bedding sequence. In: Shelf Sandstones, Shelf Depositional Sequences and Petroleum Accumulation: a Symposium, pp. 15–39. https://doi.org/10.5724/gcs.89.07.0015.

Nimer E (1989) Climatologia do Brasil, 2ª edição, IBGE, Rio de Janeiro.

Nederlof L and Van Bochove G (1981) “Manoeuving behavior of ships in muddy canals and harbors.” Dock Harbour Auth. May, 2–6.

Nguyen VT and Le VA (2023) Fluid mud properties and nautical depth estimation: A case study in the navigation channel of Duyen Hai Port, Vietnam. Ocean Engineering 284 (2023) 115163. https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2023.115163

Nisia K, Saraiva JMB, Reboita MS (2002) Normais Climatológicas Provisórias de 1991 a 2000 para Rio Grande, RS. Rio Grande, 104p.

Niu J, Xie J, Lin S, LinP, Gao F, Zhang J and Cai S (2023) Importance of bed liquefaction-induced erosion during the winter wind storm in the Yellow River Delta, China, J. Geophys. Res. Oceans, 128, e2022JC019256, https://doi.org/10.1029/2022JC019256.

Odd NVM and Cooper AJ (1989) A two-dimensional model of the movement of fluid mud in a high energy turbid estuary. J Coast Res 5:185-193. https://www.jstor.org/stable/25735376

Odebrecht C, Bergesch M, Rörig LR, Abreu PC (2010) Phytoplankton interanual variability at Cassino beach, southern Brazil (1992-2007), with emphasis on the surf zone diatom Asterionellopsis glacialis. Estuaries and Coasts 33, 570-583

Odhiambo BK, Stephen KB (2004) Integrated echo sounder, GPS, and GIS for reservoir sedimentation studies: examples from two Arkansas lakes. J. Am. Water Resour. AS. 40(4), 981–997.

Oliveira UR, Simões RS, Porto FS, Caminha ES, Calliari LJ, Romeu MAR (2020) Análise da Dinâmica Praial Após a Deposição de Lama em 2014 na Praia do Cassino (RS, Brasil) Rev. Bras. Geomorfol. (Online), São Paulo, v.21, n.3, (Jul-Set) p.677-695. https://doi.org/10.20502/rbg.v21i3.1462

Palma ED, Matano RP, Piola AR (2008) A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: Stratified ocean response to local and offshore forcing. J Geophys Res, 113(C11010), 22p. DOI:10.1029/2007JC004720.

Papenmeier S, Schrottke K, Bartholomä A, Flemming BW (2013) Sedimentological and Rheological Properties of the Water–Solid Bed Interface in the Weser and Ems Estuaries, North Sea, Germany: Implications for Fluid Mud Classification J Coast Res 29 (4): 797–808 https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-11-00144.1

Parise CK, Calliari LJ and Krusche N (2009) Extreme Storm Surges in the South of Brazil: Atmospheric Conditions and Shore Erosion. Braz. J. Oceanogr, 57(3):175-188. DOI:10.1590/S1679-87592009000300002

Peng Y, Yu Q, Wang A, Gao J, Wang Y and Gao S (2025) Cross-shore sediment transport on an open tidal flat: Wind-driven flow reversal and fluid mud, J.

Geophys. Res. Oceans, 130, e2024JC022043, https://doi.org/10.1029/2024JC022043.

Pereira PS, Calliari LJ, Holman R, Holland KT, Guedes RMC, Amorin CK and Cavalcanti PG (2011) Video and field observations of wave attenuation in a muddy surf zone, Mar. Geol., 279, 210–221, https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.11.004.

Pianca C, Mazzini PLF, and Siegle E. (2010) Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis, Braz. J. Oceanogr., 58(1), 53–70, https://doi.org/10.1590/S1679-87592010000100006.

Pion LM (2017) Lama fluida e fundo náutico-conceito e aplicação no Complexo Portuário de Itajaí, SC. Dissertação de Mestrado, Escola Politécnica, Universidade de São Paulo. 10.11606/D.3.2017.tde-17072017-111803

Porz L, Zhang W, Hanebuth TJJ, and Schrum C. (2021) Physical processes controlling mud depocenter development on continental shelves: Geological, oceanographic, and modeling concepts, Mar. Geol., 432, 106402, https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106402.

Plumstead EE, Prinsloo JF, Schoonbee HJ (1989) A survey of the fish fauna of Transkei estuaries. Part Two: The Mbashe estuary. South African Journal of Zoology 24: 273–281

Quaresma VS, Bastos AC, Loureiro DV, Paixão S (2011) Utilização de métodos geofísicos para mapeamento de lama fluida no porto de tubarão, Vitória (ES-Brasil). BrJG 29(3), 487−496.

Richardson MD, Briggs KB (1996) In situ and laboratory geoacoustic measurements in soft mud and hard-packed sand sediments: Implications for high-frequency acoustic propagation and scattering. Geo-Mar Lett 16:196-203.

Reboita MS, Kruche S (2018) Normais climatológicas provisórias de 1991 a 2010 para Rio Grande, RS, Rev. Bras. Meteorol., 33(1), Jan.–Mar. 2018, https://doi.org/10.1590/0102-7786331010.

Reboita MS, Ambrizzi T, Silva BA, Pinheiro RF and da Rocha RP (2019) The South Atlantic Subtropical Anticyclone: Present and future climate, Front. Earth Sci., 7, 8, https://doi.org/10.3389/feart.2019.00008.

Reed AH, Faas RW, Mead AA, Calliari LJ, Holland KT, O'Reilly SE, Vaughan WC, Alves A (2009) Characterization of a mud deposit offshore of the Patos Lagoon, southern Brazil Cont Shelf Res 29:597-608 https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.02.001

Rial MB, van den Bosch B, Winterwerp H, van Paassen L, Griffioen J, van Kessel T (2017) The effect of initial conditions on the consolidation of mud. 21-22. Abstract from INTERCOH 2017, Montevideo, Uruguay.

Ricciotti L, Picone M, Pollice A, and Maruotti A (2024), Modelling and clustering sea conditions: Bivariate finite mixtures of generalized additive models for location, shape, and scale applied to the analysis of meteorological tides and wave heights, J. Mar. Sci. Eng., 12, 740, https://doi.org/10.3390/jmse12050740.

Richardson MD and Briggs KB (1996) In situ and laboratory geoacoustic measurements in soft mud and hard-packed sand sediments: Implications for high-frequency acoustic propagation and scattering. Geo-Mar Lett 16, 196–203 https://doi.org/10.1007/BF01204509

Ross MA, Mehta AJ (1989) On the mechanics of lutoclines and fluid mud. J Coast Res, SI5:51-62. https://www.jstor.org/stable/25735365

Rouhnia M, Keyvani A, Strom K (2014) Do changes in the size of mud flocs affect the acoustic backscatter values recorded by a Vector ADV? Cont Shelf Res 84. 10.1016/j.csr.2014.05.015.

Sá LP, Oliveira UR, Albuquerque MG, Façanha MC, Cruz LF (2024) Beach-Dune Frontal Limit Variability between 2012-2022 at Cassino Beach, Southern Brazil. J Coast Res 113:351-355. DOI: 10.2112/JCR-SI113-069.1

Samsami F, Abbas Haghshenas S, Soltanpour M 956 (2022) Physical and Rheological Characteristics of Sediment for Nautical Depth Assessment in Bushehr Port and Its Access Channel. Water 2022, 14, 4116. https://doi.org/10.3390/w14244116

Santhosh Kumar, S., Reshma, K.N., Mani Murali, R., Vidya ,P.J., 2022. Spatial variability of mud bank along the Southwest Coast of India and its impacts. Estuaries and Coasts. 45, 1967−1982. https://doi.org/10.1007/s12237-022-01059-9.

Santos JG, Garcia CAE (2023) Vertical structure and variability of currents on the southern Brazilian inner shelf at 32oS. Ocean and Coastal Res. 71, e23027.

Saraiva JMB (1996) Previsão de tempo na região sul: efeitos locais e influência da liberação de calor latente. 197p. Tese (Doutorado em meteorologia). Instituto de Astronomia e Geofísica, Universidade de São Paulo.

Saraiva JMB, Bedran C, and Carneiro C (2003) Monitoring of storm surges on Cassino Beach, RS, Brazil, in Proc. Brazilian Symposium on Sandy Beaches: Morphodynamics and Ecology, 35, 323–331.

Seo JY, Há HK, Im J, Hwang JH, Choi SM, Won N-I, Kim Y (2018) Impact of seasonal vertical stratification on the dispersion patterns of dredging plumes off the south coast of Korea. Mar Geo 395:14-21. http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2017.09.005

Shakeel A, Kirichek A, Chassagne C (2019) Is density enough to predict the rheology of natural sediments? Geo-Mar Lett 39:427–434 https://doi.org/10.1007/s00367-019-00601-2

Shakeel A, Kirichek A, Chassagne C (2020) Rheological analysis of mud from port of Hamburg, Germany. J. Soils Sediments. 19, 1–10. https:// doi.org/10.1007/s11368-019- 02448-7.

Shakeel A, Kirichek A, Talmon A, Chassagne C (2021) Rheological analysis and rheological modelling of mud sediments: What is the best protocol for maintenance of ports and waterways? Estuar, Coast and Shelf Sci 257:107407 https://doi.org/10.1016/j.ecss.2021.107407

Shchepetkina A, Gingras MK, Pemberton GS (2017) Modern observations of flocule ripples: Petitcodiac River estuary, New Brunswick, Canada. Sedimentology, 65(2), 582-596. https://doi.org/10.1111/sed.12393

Slabon A, Rovelli L, Holthusen D, Lehn J, Fiskal A, Rössler O, Borgsmüller C, and Hoffmann TO (2025) Vertical and temporal fluid mud dynamics during spring–neap tidal cycles, EGUsphere (preprint), https://doi.org/10.5194/egusphere-2025-5706.

Soares AES (2019) Geoacoustic methods in port áreas: a multifrequency approach. Dissertação de Mestrado no Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental. Universidade Federal do Espírito Santo. 73p.

Sondermann M, Chou SC, Souza CRG, Rodrigues J, Caprace JD (2023) Atmospheric patterns favourable to storm surge events on the coast of São Paulo State, Brazil. Natural Hazards 117:93–111. https://doi.org/10.1007/s11069-023-05851-z

Souza LAP (2006) Revisão Crítica da aplicabilidade dos métodos geofísicos na investigação de áreas submersas rasas. Tese de Doutorado, Programa de Pós Graduação em Oceanografia Química e Geológica, IO, USP, SP. 311p.

Sperle M, Vinzón S, Calliari LJ, Rech M, Fabri JB, Bispo L (2005) Aplicacão de métodos geofísicos na avaliacão da ocorrência de lamas fluidas na praia do Cassino, Rio Grande. Anais do II Congresso Brasileiro de Oceanografia. 3p.

Stech JL, and Lorenzzetti J (1992) The response of the South Brazil Bight to the passage of wintertime cold fronts, J. Geophys. Res. Oceans, 97(C6), 9507–9520, https://doi.org/10.1029/92JC00486.

Strahler A and Strahler A (1996) Introducing Physical Geography, John Wiley and Sons, Inc., New York.

Suneela SS, Sureshkumar S. (2021) Characteristics of mudbanks along the southwest coast of India. Earth Environ. Sci. Res. Rev. 4, 1–12.

Swift DJP, Niederoda AW, Vincent CE, Hopkins TS (1985) Barrier island. evolution, middle Atlantic shelf, U.S.A. Part I: Shoreface dynamics. Mar. Geol. 63 (1–4), 331–361. https://doi.org/10.1016/0025-3227(85)90089-1.

Tang J, Wu H, Xing F, Zhang F, Tang B, Li G, Wang YP (2023) Formation and transport of fluid mud triggered by typhoon events in front of the subaqueous Changjiang Delta. Mar Geo 460:107052. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2023.107052

Telford WM, Geldard LP, Sherif RE, Keys DA (1990) Applied geophysics. First Edition. Cambridge. University Press. 860p.

Throne P and Hanes DM (2002) A review of acoustic measurement of small-scale sediment processes. Cont Shelf Res 22: .03-632.

Thorne P, MacDonald I, Vincent C (2014) Modelling acoustic scattering by suspended flocculating sediment Cont Shelf Res 88. https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.07.003.

Tomazelli LJ, Villwock JA (2000) O Cenozóico Costeiro do Rio Grande do Sul, in: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.), Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. pp. 375−406.

Tomazelli LJ, Dillenburg SR, Villwock JA (2000) Late Quaternary geological history of Rio Grande do Sul coastal plain, southern Brazil. Revista Brasileira de Geociências, 30(3), 474–476. https://doi.org/10.25249/0375-7536.2000303474476

Tomazelli LJ and Villwock J (1992) Considerações Sobre o Ambiente Praial e a Deriva Litorânea de Sedimentos ao Longo do Litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil. Pesquisas em Geociências 19(1):3-12. DOI: https://doi.org/10.22456/1807-9806.21318

Tonge AS, Peakall J, Lockwood APG, Barnes M, Hunter TN (2023) Characterizing Flocculated Mineral Sediments with Acoustic Backscatter, Using Solid and Hybrid Scattering Models. Ind. Eng. Chem. Res 62(42): 17328-17342. https://doi.org/10.1021/acs.iecr.3c01874

Torfs H, Mitchener H, Huysentruyt H, Toorman E (1996) Settling and consolidation of mud/sand mixtures. Coast Eng. 29:27-45.

Torres RJ (2000) Uma Análise Preliminar dos Procesos de Dragagem do Porto de Rio Grande, RS. Dissertação. Programa Pós-Graduação em Engenharia Oceânica. Universidade Ferderal do Rio Grande (FURG). 190p.

Tozzi HAM, Calliari LJ (2000) Morfodinâmica da Praia do Cassino, RS. Pesq. Geociênc., v. 27, n. 1, p 29-42.

Traykovski P, Wiberg PL, Geyer WR (2007) Observations and modeling of wave-supported sediment gravity flows on the Po prodelta and comparison to prior observations from the Eel shelf. Cont. Shelf Res. 27, 375−399. https://doi.org/10.1016/j.csr.2005.07.008.

Tseng CM, Amouroux D, Abril G, Tessier E, Etcheber H, Donard FX (2001) Speciation of mercury in a fluid mud profile of a high turbid macrotidal estuary (Gironde, France). Environ Sci Technol 35(13):2627-2633. doi: 10.1021/es001750b

Tu J, Fan D, Sun F, Kaminski A, and Smyth W (2022) Shear instabilities and stratified turbulence in an estuarine fluid mud, J. Phys. Oceanogr., 52: 2257-2271, https://doi.org/10.1175/JPO-D-21-0230.1.

Tuttle M (2000) Evaluation of coastal wave attenuation due to viscous fluid sediment at Jefferson County, Texas. https://hdl.handle.net/1969.1/ETD-TAMU-2000-THESIS-T767 (accessed 10 June 2025).

Van Rijn LC (2016) Fluid mud formation. https://www.leovanrijn-sediment.com/papers/Fluidmudformation2016.pdf (accessed 17 July 2024).

Van Rijn LC, Barth R (2019) Settling and consolidation of soft mud layers. J. of Waterway, Port, Coastal, Ocean Eng. 145(1).

Vantorre M, Laforce E, Delefortrie G (2006) A novel methodology for revisiono f the natucial bottom.

Vilaça DRC (2015) O Complexo Logístico Industrial Portuário do Açu (Clipa) e seus Reflexos na Dinâmica Ecossistêmica da Lagoa de Iquipari, São João da Barra/RJ [Dissertation] Instituto Federal de Educação, Ciência e

Tecnologia Fluminense, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Macaé, RJ.
Villwock JA (1972) Contribuição a Geologia do Holoceno da Província Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. Pós-graduação em Geociências.
Villwock JA, Martins LR (1972) Depósitos Lamíticos de Pós-Praia, Cassino - RS. Pesquisas em Geociências 1:69–85. https://doi.org/10.22456/1807-9806.21882
Villwock JA, Tomazelli LJ, Loss EL, Dehnhardt EA, Horn PNO, Bachi FA, Dehnhardt BA (1986) Geology of The Rio Grande do Sul Coastal Province. In: J. Rabassa (ed.) Quaternary of South America and Antarctic Peninsula. Rotterdam, Balkema, 4:79-97.
Villwock JA, Tomazelli LJ (1995) Geologia costeira da Província costeira do Rio Grande do Sul. Notas Técnicas, v.8, p.1-45.
Vinzon SB, Winterwerp JC, Nogueira R, and de Boer GJ (2009) Mud deposit formation on the open coast of the larger Patos Lagoon–Cassino Beach system, Cont. Shelf Res., 29, 572–588, https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.09.021
Wang A, Ye X, Du X, and Zheng B (2014) Observations of cohesive sediment behaviors in the muddy area of the northern Taiwan Strait, China, Cont. Shelf Res., 946, 173987, https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.04.002
Wells JT (1983) Dynamics of Coastal Fluid Muds in Low-, Moderate-, and High-Tide-Range Environments. CJFAS https://doi.org/10.1139/f83-276
Whitehouse R, Soulsby R, Roberts W, Mitchener H (2000) Dynamics of Estuarine Muds (HR Wallingford Titles). London, England: Institution of Civil Engineers.
Winterwerp JC (2001) Stratification effects by cohesive and noncohesive sediment. J. Geophys. Res. 106. https://doi.org/10.1029/2000JC000435.
Winterwerp JC and van Kesteren WGM (2004) Introduction to the physics of cohesive sediment dynamics in the marine environment, Elsevier, Amsterdam.
Winterwerp JC, de Graaff RF, Groeneweg J, Luijendijk AP (2007) Modelling of wave damping at Guyana mud coast. Coast Eng 54(3): 249-261. https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2006.08.012
Wong Y-S, Tam NFY (1995) Mangrove ecosystems. In: Proceedings of the Asia-Pacific Symposium on Mangrove Ecosystems, Hong Kong (1-3 September, 1993). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 368 pp.
Wu H, Tang J, Li W, Xing F, Yang H, Zhang F, and Wang YP (2023) Fluid mud induced by periodic tidal advection and fine-grained sediment settling in the Yangtze estuary, Front. Mar. Sci., 10, 1323692, https://doi.org/10.3389/fmars.2023.1323692.
Wu J-H, and Lin B-S (2023) Unsupervised learning and similarity comparison of water mass characteristics with Gaussian mixture model for visualizing ocean data, AIP Conf. Proc., 2685, 030043, https://doi.org/10.1063/5.0119670.

Wurpts R (2005) 15 years of experience with fluid mud: Definition of the nautical bottom with rheological parameters, Terra et Aqua, 99, 1–8.

Xie M, Zhang W, Guo W (2010) A validation concept for cohesive sediment transport model and application on Lianyungang Harbor, China. Coast Eng 57:585-596.

Xu C, Chen Y, Pan Y, and Yu L (2020) The effects of flocculation on the entrainment of fluid mud layer, Estuarine Coastal Shelf Sci., 240, 106784, https://doi.org/10.1016/j.ecss.2020.106784.

Ye X and Zhou W (2025) Unsupervised Classification of Global Temperature Profiles Based on Gaussian Mixture Models. J. Mar. Sci. Eng. 13(1), 92; https://doi.org/10.3390/jmse13010092

Zadehali E, Benaich S, Huang SH, Bourg IC, Yang JQ (2025) Salinity reduces yield stress and erosion threshold in sand-clay mixtures: Evidence from rheometry and flume experiments. Water Resour Res, 61, e2024WR039529. https://doi.org/10.1029/2024WR039529

Zawisza J, Radosz I, Biegowski J, Kaczmarek LM (2023) Sand Transport with Cohesive Admixtures…—Laboratory Tests and Modeling. Water. 15(4):804. https://doi.org/10.3390/w15040804