

<https://rbgeomorfologia.org.br/>
ISSN 2236-5664



Artigo de Pesquisa

Impacto do aporte do rejeito de mineração sobre a mobilidade da linha de costa na desembocadura do rio Doce-ES

Impact of the input of mining tailings on the mobility of the coastline at the mouth of the Doce River-ES

Branco Eguchi ¹, Maite Noda Zanotti ², Jacqueline Albino ³, Pablo Medeiros Jabor ⁴, Giseli Modolo Vieira Machado ⁵, Luiz Henrique Sielski de Oliveira ⁶, Lucas Bermudes de Castro ⁷, Alexandre Burini ⁸

¹ Universidade Federal do Espírito Santo, Departamento de Oceanografia, Vitória, Brasil. bmeguchi@hotmail.com
ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-9795-780X>

² Universidade Federal do Espírito Santo, Departamento de Oceanografia, Vitória, Brasil. maitenoda@gmail.com
ORCID: <https://orcid.org/0009-0009-4112-3940>

³ Universidade Federal do Espírito Santo, Departamento de Oceanografia, Vitória, Brasil. albino.jacqueline@gmail.com
ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-2890-9227>

⁴ Instituto Jones do Santos Neves, Vitória, Brasil. pmjabor@gmail.com
ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-3580-8937>

⁵ Universidade Federal do Espírito Santo, Departamento de Oceanografia, Vitória, Brasil. giselimodolo@gmail.com
ORCID: <http://orcid.org/0000-0002-2169-4123>

⁶ Universidade Federal do Espírito Santo, Departamento de Oceanografia, Vitória, Brasil. luizion@gmail.com
ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-5069-5619>

⁷ Universidade Federal do Espírito Santo, Departamento de Oceanografia, Vitória, Brasil. lucasbdec@gmail.com
ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-1992-7813>

⁸ Universidade Federal do Espírito Santo, Departamento de Oceanografia, Vitória, Brasil. alexandreburini@hotmail.com
ORCID: <https://orcid.org/0009-0006-6904-6041>

Recebido: 03/04/2025; Aceito: 28/07/2025; Publicado: 24/09/2025

Resumo: O rompimento da barragem de mineração em Mariana-MG ficou marcado como o maior da história. O material composto por uma fração extremamente fina de sedimentos, percorreu mais de 660 km até atingir a desembocadura do rio, na vila de Regência-ES. O presente artigo visa determinar variações na linha de costa em resposta à chegada do rejeito, por meio de imagens de satélite. Além de investigar gatilhos de tais alterações, como descarga fluvial, precipitação e deriva litorânea. Por fim, avalia o equilíbrio morfodinâmico atual das praias afetadas pelo aporte do rejeito, por meio de monitoramento topográfico e granulométrico. Os resultados apontam erosão da linha de costa no intervalo subsequente à chegada do rejeito ao litoral. Este período é marcado por padrões normais de precipitação e deriva litorânea, porém, com redução significativa da descarga fluvial. Para o período atual, a erosão da linha de costa persiste, mesmo com aumento da descarga fluvial. Além disso, o monitoramento mostra tendências de redução granulométrica e aumento no teor de lama. Em conclusão, ficam evidenciados impactos agudos, como resposta imediata à chegada do rejeito. Além de impactos crônicos, relacionados ao aporte recente do rejeito depositado ao longo do rio.

Palavras-chave: Descarga fluvial; Precipitação; Deriva litorânea; Perfil de equilíbrio; Lama na antepraia.

Abstract: The collapse of Mariana dam in Minas Gerais is regarded as the largest disaster of its kind in history. The material, composed of an extremely fine fraction of sediments, traveled more than 660 km until reaching the river mouth, at the village of Regência-ES. This study aims to quantify shoreline changes in response to tailings input, using satellite imagery. Additionally, it investigates triggers responsible for these changes, such as river discharge, precipitation and littoral drift. The

study also evaluates, through topographic and granulometric monitoring, the current morphodynamic equilibrium of the beaches affected by tailing deposition. The results indicate shoreline erosion in the period following the tailing arrival. This period is characterized by normal precipitation and littoral drift patterns, however, with significantly low river discharge. Erosion persists during the current period, even with an increase in river discharge. Moreover, beach monitoring revealed trends of granulometric reduction and increase in mud content. In conclusion, acute impacts are highlighted, as an immediate response to tailing arrival. Also, chronic impacts associated with the recent inputs of tailing mud, previously deposited along the river.

Keywords: River discharge; Precipitation; Littoral drift; Equilibrium beach profile; Mud at upper shoreface.

1. Introdução

Variações temporais da morfologia de praias oceânicas arenosas são controladas pelo transporte longitudinal e transversal de sedimentos. Alterações longitudinais são caracterizadas pela mobilidade da linha de costa e representam escalas temporais mais longas (meses, anos ou décadas). Por outro lado, modificações transversais representam a dinâmica do perfil transversal de praia, representando processos de curta escala temporal (horas, dias ou semanas) (Karunaratna *et al.*, 2016). O equilíbrio morfológico em praias oceânicas arenosas é definido pelo balanço entre sedimento e energia de ondas. Neste sentido, praias de sedimentos grossos estão associadas à alta declividade e baixa energia de ondas. Enquanto praias de sedimentos finos, apresentam baixa declividade e alta energia de ondas (Bascom, 1951; Silvester e Hsu, 1997; Wright e Short, 1984). Alterações no padrão de energia de ondas ou granulometria dos sedimentos tendem a desencadear perturbações na forma da praia, alterando o equilíbrio morfodinâmico (Bird, 2008; Short e Jackson, 2013; Davidson-Arnott, Bauer e Houser, 2019).

Segundo o Ministério Público do estado de Minas Gerais (MPMG), em 5 de novembro de 2015 cerca de 60.000.000 m³ de rejeito de minério de ferro foram despejados na bacia do rio Doce em decorrência do rompimento da barragem de Fundão, controlada pela mineradora Samarco em Mariana-MG. De acordo com o Instituto Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos do Espírito Santo (IEMA-ES), após 17 dias, o destino final deste material foi a desembocadura do rio Doce, localizada na vila de Regência, pertencente ao município de Linhares-ES. Albino, Contti Neto e Oliveira (2016) descrevem as praias na planície do rio Doce como expostas às ondas e compostas por areias siliciclásticas médias à grossas. Portanto, o rejeito de minério de ferro que atingiu a região costeira, representou o aporte de sedimento lamoso, extremamente fino quando comparado ao sedimento presente anteriormente nesta região (Do Carmo *et al.*, 2017; Quaresma *et al.*, 2020). Além disso, nos estágios iniciais da chegada deste material, houve redução da densidade da camada superficial dos depósitos de fundo próximos da desembocadura fluvial, facilitando a remobilização do mesmo pela ação das ondas em direção à zona costeira (Quaresma *et al.*, 2020; Vinzon *et al.*, 2024). Estimativas apontam que aproximadamente metade do rejeito de mineração se encontra preso em reservatórios e ao longo da calha do rio Doce, logo, novos pulsos de lama são esperados na zona litorânea durante períodos de alta descarga do rio (Vinzon *et al.*, 2024).

Embora sejam reconhecidos os impactos físicos gerados pela alteração da composição sedimentológica na região costeira, devido à chegada do rejeito de mineração (Sanchez *et al.*, 2018; Franco *et al.*, 2024), grande parte dos estudos de impactos costeiros abordam alterações na concentração de elementos químicos e suas consequências ao meio biótico e abiótico (Richard *et al.*, 2020; Schettini e Hatje, 2020; Costa *et al.*, 2021; Costa *et al.*, 2022; Marques *et al.*, 2022; Silva *et al.*, 2022). No entanto, Souza *et al.* (2022) e Brahim *et al.* (2024) destacam a importância do controle exercido pela morfodinâmica das praias adjacentes ao rio Doce na acumulação de elementos químicos e na diversidade biológica. Assim, ressaltam a importância da avaliação de alterações morfodinâmicas nas praias geradas pelo aporte do material lamoso oriundo do rejeito de mineração.

O impacto do aporte de lama em praias arenosas é comumente discutido em termos de atenuação da energia de ondas e progradação da linha de costa (Wells e Roberts 1980; Roberts *et al.* 1989; Huh *et al.*, 1991; Calliari *et al.*, 2007). No entanto, nas proximidades da desembocadura do rio Doce, o padrão de progradação da linha de costa decorre do transporte sedimentar gerado pela ação das ondas (Dominguez, Bittencourt e Martin, 1983; Albino, Girardi e Do Nascimento, 2006; Oliveira, Albino e Venancio, 2015; Albino, Contti Neto e Oliveira, 2016). Desta forma, a presença de lama pode ter efeito contrário ao esperado e desencadear processos erosivos ao longo da linha de costa adjacente da desembocadura do rio. Além de reduzir a ação das ondas, a presença de lama pode também

trapear sedimentos arenoso na região da antepraia, limitando o transporte do mesmo e desencadear processos erosivos na linha de costa (Muehe et al., 2010).

Diante deste contraste particular, o presente estudo objetiva elucidar os impactos gerados pelo aporte de lama na zona costeira adjacente à desembocadura do rio Doce através da investigação da descarga fluvial do rio Doce em resposta à precipitação em sua bacia hidrográfica e o transporte de sedimentos gerado pela deriva litorânea, com intuito de identificar padrões responsáveis por alterar a mobilidade da linha de costa antes e após a chegada do rejeito de mineração no litoral. Além disso, aborda o equilíbrio morfodinâmico atual das praias como forma de avaliar impactos do aporte recente do rejeito de mineração. As análises apresentadas permitem uma avaliação multiescalar dos processos costeiros (Karunarithna et al., 2016).

2. Área de Estudo

Segundo Cupolillo; De Abreu e Vianello (2008), a pluviosidade na bacia do rio Doce é controlada principalmente por sistemas frontais e pela convecção tropical, caracterizando uma estação chuvosa entre outubro e março e um período seco de abril a setembro.

As ondas mais representativas nessa região ocorrem do quadrante E/NE e S/SE, geradas, respectivamente, pelo Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul e sistemas frontais originados em maiores latitudes (Pianca; Mazzini e Siegle, 2010). Ondas de tempestades apresentam alturas entre 2,5 m e 3,0 m e períodos de 13 a 15 s (Eguchi e Klumb-Oliveira, 2023). O regime de maré é caracterizado por uma micro-maré com nível médio de 0,78 m; variando de 0,1 m a 1,5 m (DHN, 2025).

Oliveira e Quaresma (2017) afirmam que o aporte do rio Doce é responsável por mais de 70% do sedimento terrígeno da plataforma continental, chegando a 10.000.000 t de sedimentos durante o verão. Segundo Vieira et al. (2019), devido ao aporte terrígeno, a concentração de sedimentos carbonáticos sobre a plataforma continental adjacente à desembocadura do rio Doce é menor do que toda a plataforma, predominantemente carbonática, do estado do Espírito Santo, com valores inferiores a 30%. Os autores destacam a presença desta lama terrígena proveniente do aporte do Rio Doce até a isóbata de 20m (Figura 1).

De acordo com Albino e Suguio (2010), praias próximas e ao norte da desembocadura do Rio Doce apresentam areias finas a grossas. Por outro lado, praias ao sul da desembocadura recebem sedimentos siliciclásticos com grãos grossos (Albino et al., 2016). Este padrão é reflexo da redistribuição do aporte fluvial ao longo da antepraia, que por sua vez é fortemente influenciada pela deriva litorânea gerada pelo ângulo de incidência das ondas na zona de espraiamento (Vinzon et al., 2024). O transporte líquido da carga sedimentar do rio é em direção ao flanco norte da planície deltaica, por meio de correntes resultantes de interações das ondas incidentes com a batimetria e linha de costa local (Bittencourt et al., 2007; Oliveira, Albino e Venancio, 2015). O transporte varia em magnitude entre 80.000 e 120.000 m³/ano e tem um aumento do seu potencial ao norte da desembocadura (Oliveira, Albino e Venancio, 2015). Segundo os autores, embora as ondas de N, NE e E sejam mais recorrentes, a deriva litorânea apresenta o transporte líquido para norte, devido à alta energia das ondas de S e SE.

Albino, Girardi e Do Nascimento (2016), indicam que o litoral adjacente à desembocadura do rio Doce é caracterizado pela progradação da linha de costa, devido ao intenso aporte sedimentar e ao efeito de molhe hidráulico gerado pela descarga fluvial, favorecendo o acúmulo de sedimentos trazidos pela deriva litorânea na região (Dominguez, Bittencourt e Martin, 1983; Oliveira, Albino e Venancio, 2015; Albino, Contti Neto e Oliveira, 2016).

O trecho de litoral estudado possui cerca de 16 km, abrangendo os flancos norte e sul da planície do rio Doce, além de 3 estações fixas de monitoramento localizados em Povoação (Norte), Regênciã (Foz) e na Reserva Biológica de Comboios (Sul). (Figura 1; Tabela 1).

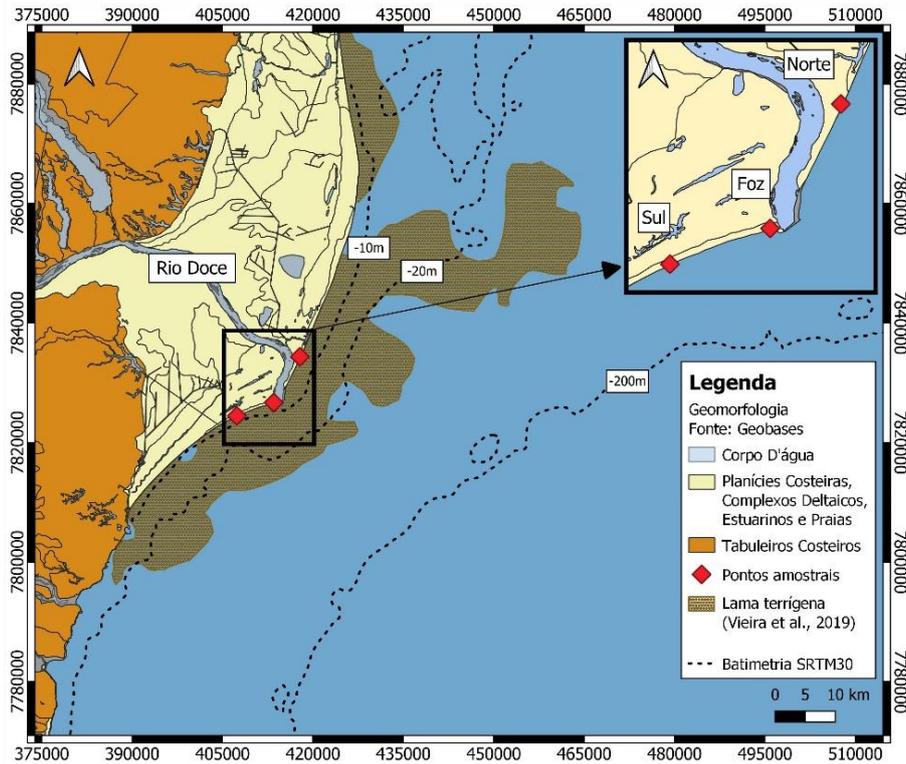


Figura 1. Geomorfologia e localização da área de estudo e estações amostrais.

Tabela 1. Posição UTM das estações amostrais de coleta sedimentar e batimétrica.

Estação	Localidade	X	Y	Distância da desembocadura
Norte	Povoação	417840,0	7834371,4	7,5 km
Foz	Regência	413504,3	7826697,9	< 1 km
Sul	REBio Comboios	407367,1	7824486,8	8 km

3. Materiais e Métodos

3.1 Precipitação e descarga fluvial

Dados de precipitação na bacia do Rio Doce foram obtidos através da plataforma Hidroweb, integrante do Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos (SNIRH) e coordenada pela Agência Nacional de Águas (ANA). As informações consistem em medições das médias mensais realizadas em 80 estações dentro da área de drenagem da bacia nos intervalos 2008-2014 (6 anos), 2014-2020 (6 anos) e 2020-2023 (3 anos) (Figura 2). A descarga fluvial média do Rio Doce foi avaliada por meio de séries temporais entre os mesmos intervalos, a partir da compilação de médias mensais da estação fluviométrica Colatina (código 56994500), administrada pela ANA em parceria com o Serviço Geológico do Brasil (CPRM). A área de drenagem do Rio Doce nesta região é de 76.4000 km², além disso, os principais afluentes com foz localizada na cidade somam uma área de drenagem de 3.006 km².

Com objetivo de viabilizar a comparação entre os diferentes intervalos temporais, foram calculados valores médios acumulados de precipitação e descarga anual (Eq. 1).

$$V_{aa} = \frac{1}{n} \sum_{1}^n \sum V_{an} \tag{1}$$

onde V_{aa} representa a descarga ou precipitação anual acumulada, n é a quantidade de anos de cada intervalo e V_{an} as descargas ou precipitações mensais medidas em cada ano.

3.2 Deriva litorânea gerada por ondas

Os dados de ondas fazem parte da reanálise global ERA5, disponibilizado pelo Centro Europeu Previsões Meteorológicas de Médio Prazo (ECMWF) (Hersbach *et al.*, 2020) e fornece alturas significativas, períodos de pico e direções médias de ondas além da plataforma continental a uma profundidade aproximada de 1300 m.

O presente estudo avaliou as condições de ondas para os intervalos 2008-2014, 2014-2020 e 2020-2023 com resolução espacial de 0,25° x 0,25° e temporal de 1 hora (Figura 2).

Para validação dos dados do modelo ERA5, as informações de ondas modeladas foram comparadas a informações medidas *in situ*, obtidas da boia Vitória, parte do Programa Nacional de Boias (PNBOIA). A boia encontra-se fundeada a uma profundidade de 200 m, distante aproximadamente 21 km do ponto ERA5, e fornece informações de altura significativa, período de pico e direção média entre 2015 e 2017 (Figura 2). A Tabela 2 apresenta o viés (Bias) e a raiz média dos erros quadráticos (RMSE) entre os dados de ondas medidos e modelados. A comparação indica que os dados de ondas modelo ERA5 representam de maneira satisfatória o padrão de altura significativa (Hs) e período de pico (Tp) medido *in situ*. A discrepância de direção média (Dm) pode estar ligada à diferença de profundidade entre os pontos, por consequência de processos de refração e difração sobre a plataforma continental.

Tabela 2. Parâmetros estatísticos de raiz do erro médio quadrático (RSME) e viés (BIAS) entre dados de ondas medidos (PNBOIA) e modelados (ERA5).

	Hs (m)	Tp (s)	Dm (°)
RSME (m)	0,2	1,4	20,3
Bias (m)	0,1	0,5	9,8

O cálculo do transporte gerado pela deriva litorânea para os intervalos 2008-2014, 2014-2020 e 2020-2023 foi realizado pela Eq. 2 (Kamphuis, 2002), levando em consideração o período de pico (Tp), mediana granulométrica (D50), declividade da face praial (mb), ângulo de incidência das ondas na linha de costa (θ_b) e altura de quebra das ondas (Hb). A altura de quebra de ondas foi estimada a partir da Eq. 3 (Le Mehaute e Koh, 1967), com base na altura e comprimento de ondas *offshore* (Ho e Lo, respectivamente) e na declividade do leito marinho (S). Para solucionar a dificuldade em determinar a orientação da linha de costa, principalmente na região da desembocadura do rio Doce, foi utilizado como referencial a orientação da isóbata de 10m. Este limite representa uma região mais estável que a própria linha de costa e próximo da profundidade de fechamento (Hf ~ 9m), determinada com base nos dados de ondas ERA5 através da Eq. 4 (Hallermier, 1981). Logo pode ser considerada uma zona de forte influência das ondas sobre o leito marinho em termos de remobilização do fundo e geração de correntes.

$$Q = 2,22H_b^2 * T_p^{1,5} * m_b^{0,75} * D_{50}^{-0,25} * \text{sen}^{0,6}(2\theta_b) \tag{2}$$

$$H_b = H_o * 0,76 * S^{0,14} * \left(\frac{H_o}{L_o}\right)^{-0,25} \tag{3}$$

$$H_f = 2 * H_s + 11\sigma \tag{4}$$

onde Hs representa a altura significativa e σ o desvio padrão do banco de dados.

Semelhante aos dados de descarga fluvial, foi calculado transporte anual acumulado (Eq. 5), com objetivo de contornar a diferença de intervalos temporais entre os períodos analisado.

$$Q_{aa} = \frac{1}{n} \sum_1^n \sum Q_{a_n} \tag{5}$$

onde Q_{aa} representa o transporte anual acumulado, n é a quantidade de anos de cada intervalo e Q_{a_n} os transportes horários em cada ano.

Com intuito de determinar modificações dos parâmetros hidrológicos e oceanográfico entre os intervalos 2008-2014, 2014-2020 e 2020-2023, foi realizado o teste não paramétrico de Kruskal-Wallis, indicado para comparação de duas ou mais populações (Gilbert, 1987).

3.3 Mobilidade da linha de costa em mesoescala

A posição da linha de costa foi definida utilizando como indicador a linha de vegetação em contato com a praia, sendo este um indicador facilmente detectável e presente em toda extensão da linha de costa (Boak e Turner, 2005). As imagens utilizadas foram produzidas pelo satélite Landsat 8, operado pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) em conjunto com a Administração Nacional da Aeronáutica e Espaço (NASA) e obtidas através do software *Google Earth*. Foram escolhidas imagens dos anos de 2008, 2014, 2020 e 2023 com resolução de 30 m/pixel, abrangendo o trecho entre as estações de monitoramento Norte e Sul (figura 2). Taxas de variação foram calculadas através do software *Digital Shoreline Analysis System (DSAS)*, amplamente aplicado para tal finalidade (Thieler e Danforth, 1994; Baig *et al.*, 2020; Gharnate, Taouali e Mhammdi, 2024). Dentro do DSAS, a análise da variação da linha de costa foi conduzida com base em transectos perpendiculares à linha de costa, espaçados em 100 metros entre si ao longo da costa analisada. A taxa de variação da linha de costa no intervalo 2008-2014 representa a mobilidade antes da chegada do rejeito de mineração à zona costeira. Entre 2014-2020 a taxa de variação diz respeito à mobilidade após a entrada de material lamoso proveniente do rejeito no sistema costeiro. Já entre 2020-2023 a variação da linha de costa representa o cenário atual.

3.4 Monitoramento morfodinâmico

Os trabalhos de campo foram realizados semestralmente entre os anos de 2018 e 2023, totalizando 15 campanhas (Tabela 3). Sedimentos arenosos coletados nas zonas de espraiamento e arrebentação e isóbatas de 5 m e 10 m tiveram sua análise granulométrica realizada por meio de peneiramento a seco nas frações de -2 a 4ϕ (4 a 0,063 mm). Para determinar o teor e granulometria dos sedimentos lamosos foi realizada o peneiramento úmido de toda a amostra na malha de 4ϕ (0,063 mm). A retirada da matéria orgânica foi realizada com peróxido de hidrogênio em chapa aquecedora na capela de exaustão de gases. A determinação da granulometria foi realizada por granulômetro a laser *Malvern*. Por fim, foi calculado o diâmetro médio (DM) para cada região amostrada com base na classificação granulométrica de Wentworth (1922). A tendência de aumento ou redução do diâmetro médio e teor de lama foi calculada utilizando o teste estatístico não paramétrico Mann-Kendall, amplamente utilizado na análise de tendências de séries temporais (Gilbert, 1987; Silva *et al.*, 2010; Lopes e Silva, 2013).

A batimetria foi levantada simultaneamente à coleta de sedimento ao longo de perfis alinhados com os pontos de coleta por meio de ecobatimetria monofeixe com frequências de operação de 210/33Khz, instalado em embarcação dotada de posicionamento por GNSS/GPS. Além disso, foi realizado o mapeamento batimétrico na região da antepraia adjacente à desembocadura do rio Doce em duas campanhas no ano de 2023. A área sondada compreendeu o início da zona de arrebentação até a profundidade de 10 m, seguindo linhas paralelas à costa que se estendem cerca de 8 km para sul e norte da desembocadura do rio, com cerca de 80 m de espaçamento entre elas (Figura 2).

Tabela 3. Datas das coletas de sedimento e batimetria realizadas entre 2018 e 2023 marcados com 'x'.

Datas	Granulometria			Batimetria		
	Sul	Foz	Norte	Sul	Foz	Norte
set/18	x		x	x		x
dez/18	x		x	x		x
abr/19	x		x	x		x
jul/19	x		x	x		x
nov/19	x	x	x			
dez/19				x	x	x
jan/20	x	x		x	x	x
fev/20	x	x	x	x	x	x

jan/21	x	x	x	x	x	x
jul/21	x	x	x	x	x	x
jan/22				x		
fev/22	x	x			x	x
ago/22	x	x	x			
set/22					x	x
jan/23					x	x

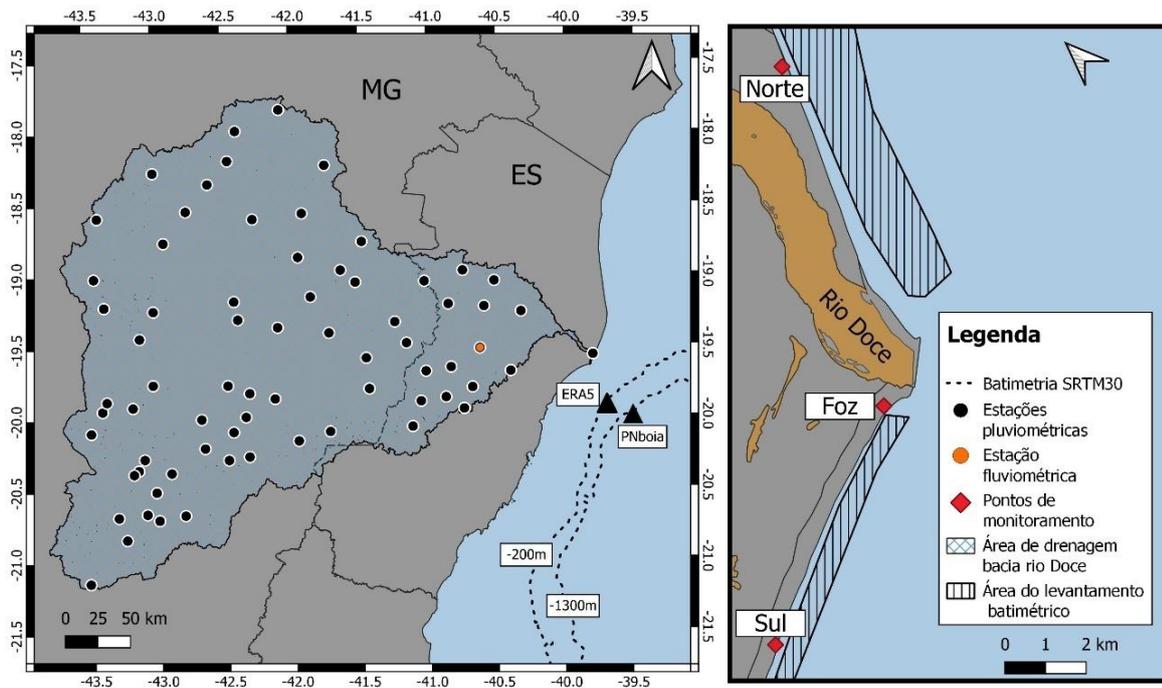


Figura 2. Área da bacia de drenagem do rio Doce e localização das estações pluviométricas e fluviométrica ANA (esquerda). Localização das estações de monitoramento batimétrico/sedimentar e área do levantamento batimétrico realizado (direita).

Para determinar a forma ideal de um perfil transversal da praia em equilíbrio, Dean (1991) propõe a Eq. 6, que leva em consideração a granulometria média da face da praia por meio de parâmetro A (Figura 3). A comparação do perfil medido com o perfil de equilíbrio calculado (PPE) foi realizada a partir de um perfil médio, determinado pela regressão polinomial de todos os dados batimétricos levantados entre 2018-2023.

$$h = A * y^{2/3} \tag{6}$$

sendo h a profundidade do perfil submerso, A o parâmetro baseado na granulometria e y a distância horizontal do perfil submerso.

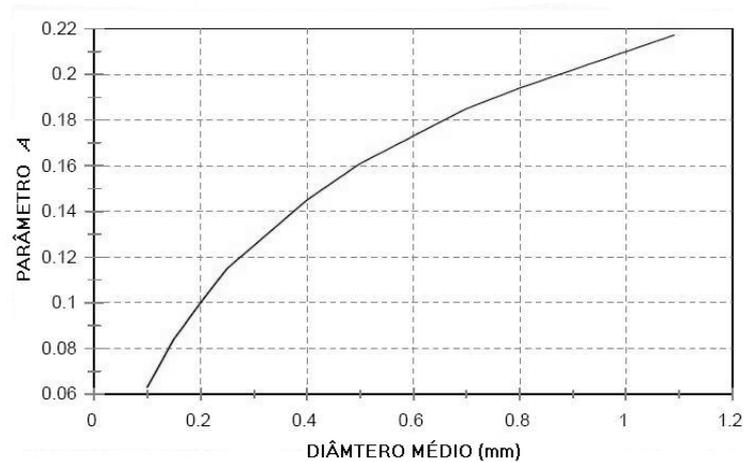


Figura 3. Variação do parâmetro A em relação ao diâmetro médio do sedimento coletado na face praial (adaptado de Dean, 1991).

4. Resultados

4.1 Precipitação e Descarga Fluvial

Durante o período anterior ao rompimento (2008-2014) precipitação e descarga apresentaram médias anuais acumuladas de 5.500 mm e 96.000 m³/s, respectivamente. No período após o rompimento (2014-2020), há uma redução de aproximadamente 16% do acumulado médio anual de precipitação, caindo para 4.600 mm. Já a descarga apresenta uma queda de quase 47%, atingindo o valor acumulado médio anual de 51.000 m³/s. Durante os anos de 2020 e 2023 os acumulados médios anuais de precipitação e descarga retornam aos patamares anteriores ao rompimento, apresentando valores de 5.600 mm e 87.000 m³/s, respectivamente (Figura 4).

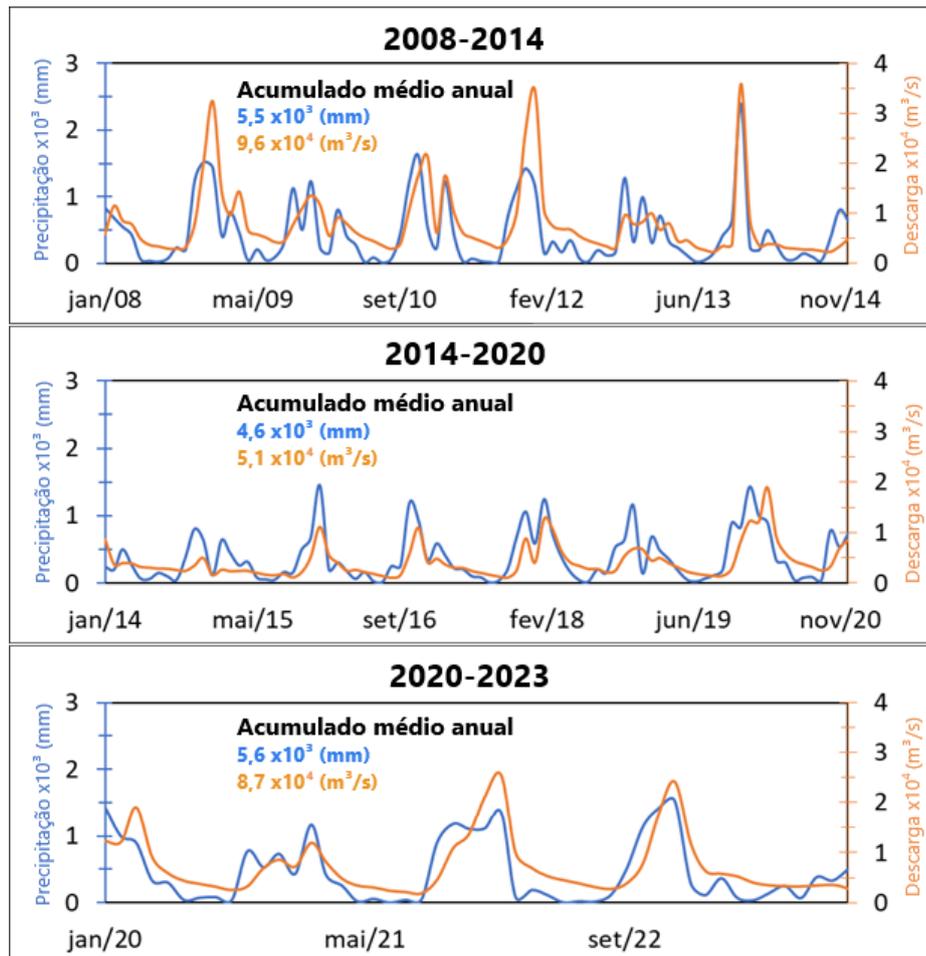


Figura 4. Séries temporais mensais de pluviosidade da área de drenagem da bacia do Rio Doce (azul) e descarga fluvial medida pela estação fluviométrica Colatina-56994500 (laranja) para os intervalos 2008-2014 (acima), 2014-2020 (meio) e 2020-2023 (abaixo). Valores das médias acumuladas anuais de precipitação e descarga em azul e laranja, respectivamente.

4.2 Deriva litorânea gerada por ondas

Na estação de monitoramento Norte, o transporte líquido é para norte, apresentando os maiores valores e menores variações dentre as demais regiões. Entre os intervalos 2008-2014 e 2014-2020 ocorre uma redução de 1%, enquanto entre 2014-2020 e 2020-2023 o transporte reduz 2%. Nota-se neste trecho, uma forte predominância de transportes para norte e inexpressivas inversões para sul (Figura 5A). Na estação Foz, o transporte é preferencialmente para norte, com valores diminuindo 21% entre os intervalos 2008-2014 e 2014-2020, e aumentando 24% durante o período 2020-2023. Neste setor, nota-se o equilíbrio do residual de transporte para sul e norte, no entanto, aqueles para norte apresentam maiores intensidades (Figura 5B). O transporte sedimentar gerado pela ação das ondas na estação Sul, apresenta resultantes para sul e menores intensidades entre todas as estações analisadas. O transporte aumenta 52% de 2008-2014 para 2014-2020 e reduz 40% entre 2014-2020 e 2020-2023. Nota-se neste setor a predominância de transportes para sul com inversões breves, porém intensas da direção para norte (Figura 5C).

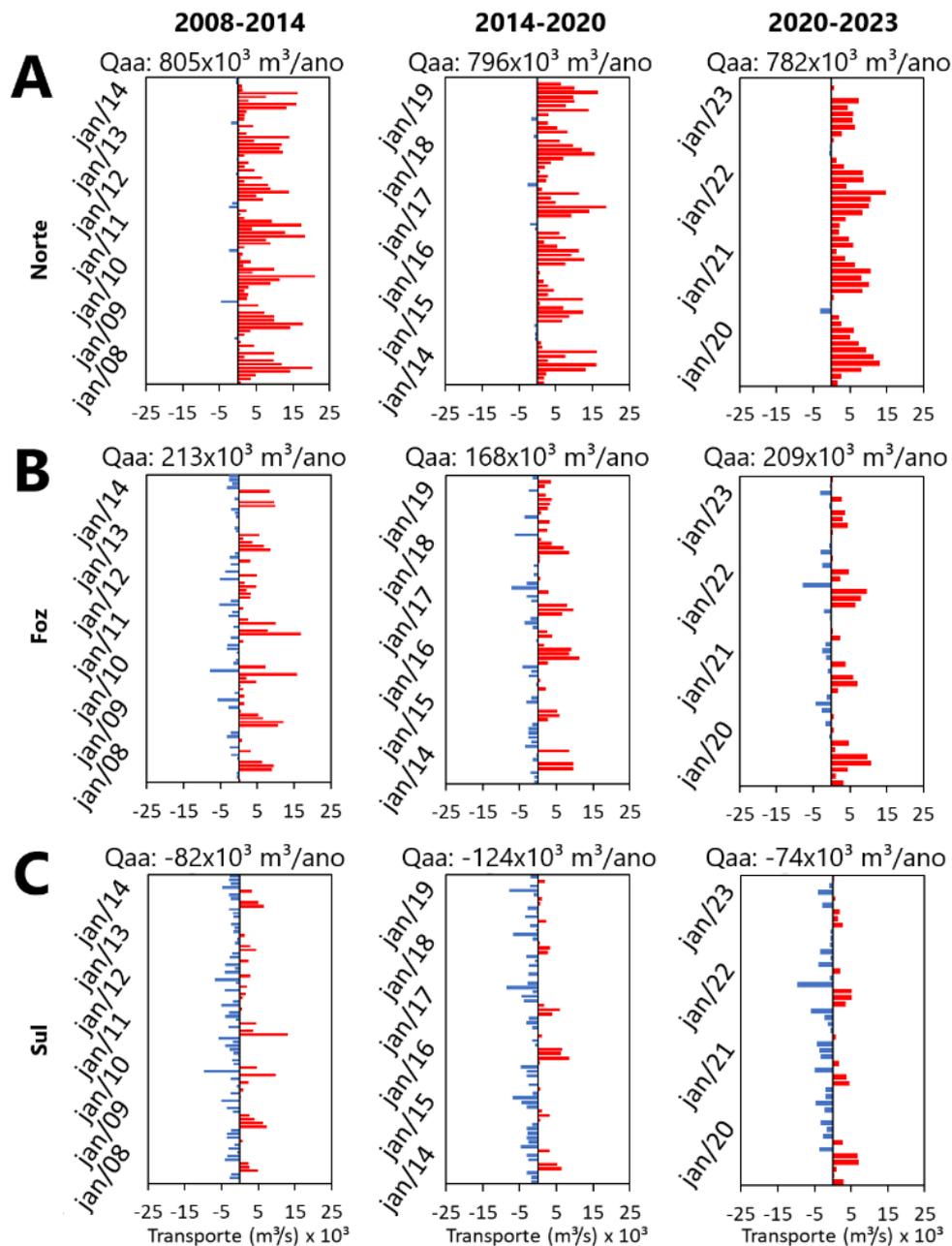
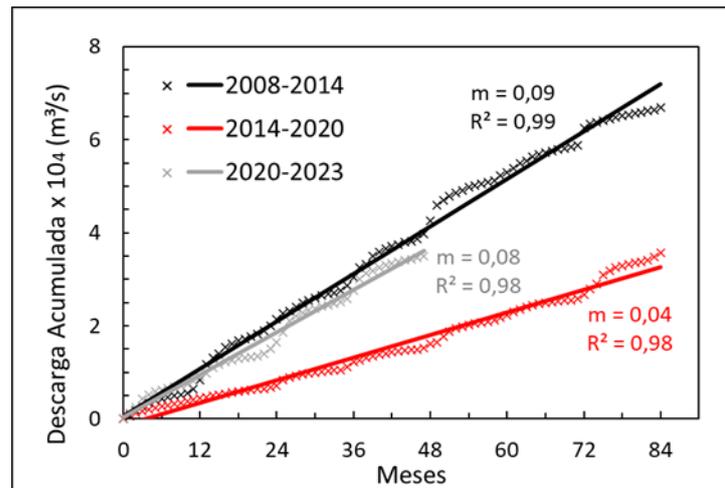


Figura 5. Séries temporais mensais e valores acumulados anuais de transporte longitudinal calculado para as estações Norte (A), Foz (B) e Sul (C) durante os períodos 2008-2014 (esquerda), 2014-2020 (meio) e 2020-2023 (direita). Valores negativos (positivos) em azul (vermelho) indicam transporte para sul (norte).

De acordo com a Tabela 4, os resultados do teste estatístico *Kruskall-Wallis* indicam que apenas a descarga fluvial apresenta diferenças significativas entre os intervalos analisados. A figura 6 traz curvas de descarga acumulada ao longo de cada intervalo, evidenciando as diferenças entre os mesmos. Embora o intervalo atual (2020-2023) seja menor do que os demais, a inclinação da curva mostra que o comportamento da descarga é semelhante ao período anterior ao rompimento da barragem (2008-2014). Já período após o rompimento da barragem (2014-2020), apresenta uma curva menos inclinada, traduzindo menores valores de descargas ocorridas nesse intervalo.

Tabela 4. Resultados do teste estatístico Kruskal-Wallis de semelhança para variáveis descarga, precipitação e deriva litorânea entre os intervalos 2008-2014, 2014-2020 e 2020-2023.

Teste Kruskal-Wallis	H	Hc	p
Deriva margem norte	0	0	1
Deriva foz	0	0	1
Deriva margem sul	0	0	1
Precipitação	0,2	0,2	0,9
Descarga	34,9	34,9	0

**Figura 6.** Curvas de descarga fluvial acumulada para os intervalos 2008-2014 (Preto), 2014-2020 (Cinza) e 2020-2023 (Vermelho). As curvas foram obtidas através de regressão linear (Linhas) dos dados de descargas médias mensais medidas pela estação fluviométrica Colatina-56994500 (marcadores "x"). Os parâmetros m e R^2 representam a inclinação e o coeficiente de determinação da reta de regressão calculada.

4.3 Alteração da linha de costa

No intervalo anterior ao rompimento da barragem (2008-2014) apresenta, de maneira geral, estabilidade da linha de costa nas margens norte e sul da desembocadura do rio. No entanto, constata-se progradação baixa e média, entre 6 e 18 m, nas proximidades da desembocadura e na porção entre as estações Foz e Sul, onde a isóbata de 10 m se aproxima da linha de costa (Figura 7).

No intervalo posterior ao rompimento (2014-2020), a linha de costa no extremo norte da área de estudo permanece estável, enquanto o extremo sul passa a apresentar progradação baixa e moderada, entre 6 e 18 m. Nas imediações sul e norte da desembocadura há um processo erosivo médio (12 a 18 m) a alto (>18 m). A porção entre as estações Sul e Foz, anteriormente progredante, passa a apresentar estabilidade e baixa erosão entre 6 e 12 m (Figura 7).

O panorama atual (2020-2023) apresenta um padrão de mobilidade de linha de costa semelhante ao intervalo após rompimento (2014-2020). A linha de costa na região extremo norte da área de estudo segue com comportamento estável. A progradação no extremo sul se intensifica e expande ao longo da linha de costa em direção a desembocadura. Nas proximidades da desembocadura, o comportamento segue como erosão média entre 12 e 18 m, com uma intensificação na margem sul do rio (Figura 7).

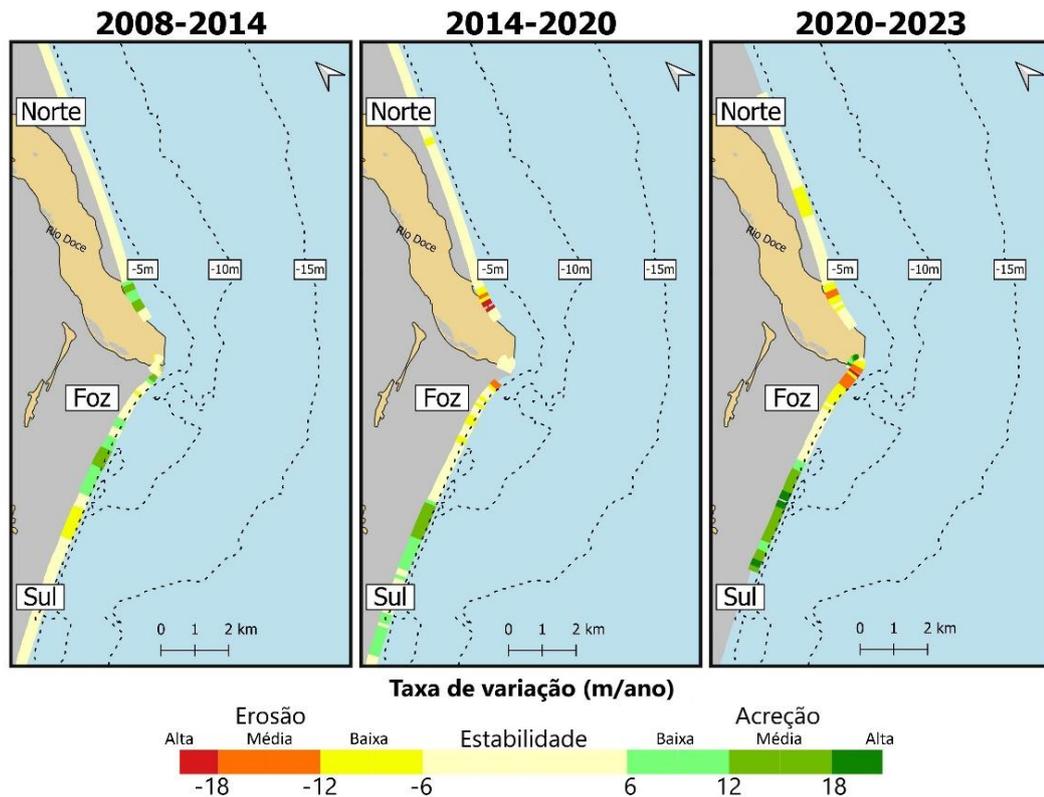


Figura 7. Taxas de variação da linha de costa calculadas a partir de imagens de satélite para os intervalos 2008-2014 (Esquerda), 2014-2020 (Centro) e 2020-2023 (Direita). As Linhas tracejadas representam as isóbatas de 5m, 10m e 15m medidas a partir do levantamento de detalhe realizado por meio de ecobatímetro monofeixe de dupla frequência.

4.4 Equilíbrio Morfodinâmico

A granulometria indica a presença de areias grossas na face inferior (Zona de espraiamento) nas três estações medidas, embora a Norte, apresente grãos ligeiramente mais grossos, tendendo a areia muito grossa. Na antepraia rasa (Zona de arrebenção), os perfis Norte e Foz apresentam areias variando de muito grossa à média, enquanto na estação Sul, predominam areias grossas à médias. Na isóbata de 5 m, predomina areia muito fina no perfil Norte e areia fina à média nas estações Foz e Sul. Nesta isóbata, a estação Sul apresenta maior variabilidade e grãos mais grossos quando comparado aos demais. As amostras da isóbata de 10 m apresentam as maiores variabilidades em comparação às demais profundidades para todas estações. O perfil Norte apresenta as granulometrias mais finas dentre as estações, variando de areia muito fina a silte médio. Na estação Foz, a granulometria varia de areia fina a silte médio. Na estação Sul, compreende desde areia fina a silte fino. De forma geral, a isóbata de 10m mostra um gradiente de afinamento dos grãos de sul para norte (Figura 8A).

O teor de lama nas amostras coletadas na zona de espraiamento e de arrebenção apresentaram valores muito próximos de zero. Já as amostras coletadas em 5 m de profundidade mostram um gradiente espacial com aumento da porcentagem de lama de sul para norte. O perfil Norte apresenta teor médio de 61% e máximo de 98%. No perfil Foz, o teor de lama apresenta valores próximos de 4%. Apesar de apresentar uma única medição alta (~55%), o teor de lama na estação Sul é praticamente nulo nas demais amostragens. Para profundidade de 10 m o gradiente espacial de teor de lama é semelhante ao granulométrico, com valores aumentando da estação Sul para a Norte (Figura 8B).

De acordo com o teste estatístico Mann-Kendall normalizado (Tabela 5), o perfil Norte apresenta fortes tendências de aumento do teor de lama e redução do diâmetro médio dos sedimentos na isóbata de 5 m. No perfil Foz, há uma leve tendência de redução do diâmetro médio dos sedimentos nas zonas de espraiamento e arrebenção. O perfil Sul apresenta uma tendência moderada de redução do diâmetro médio dos sedimentos da zona de arrebenção e forte tendência de redução no teor de lama na isóbata de 10 m.

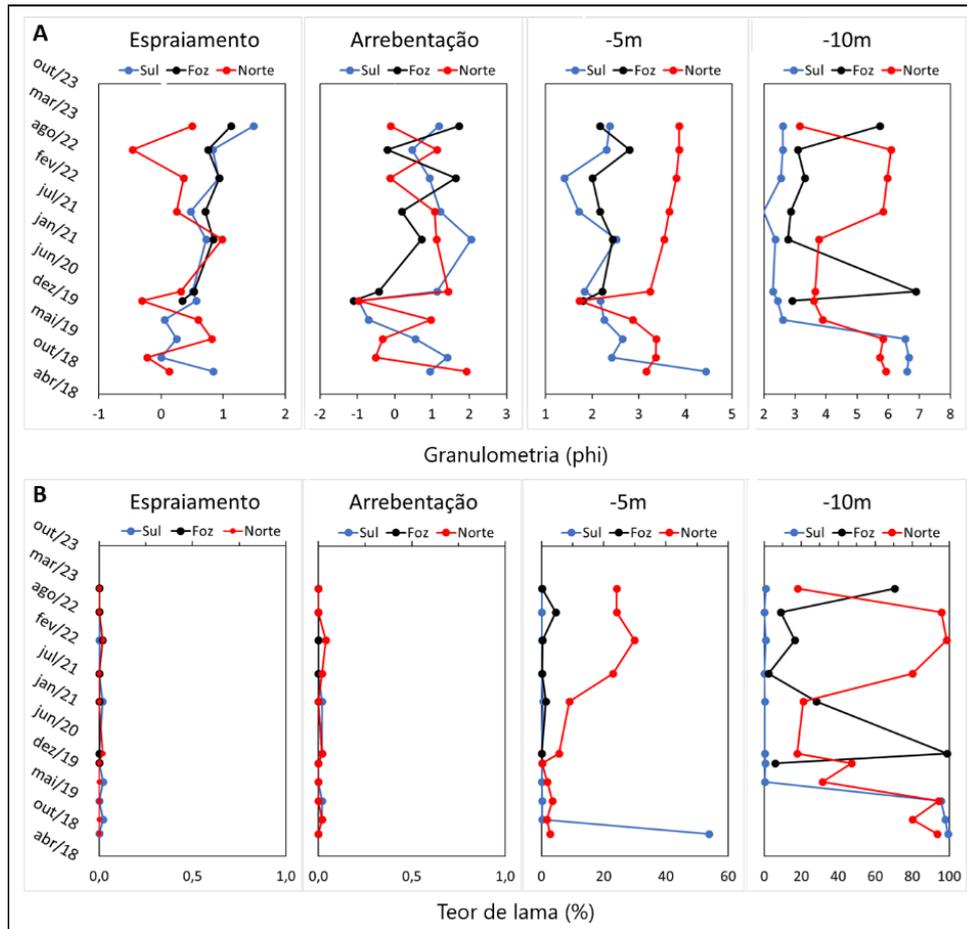


Figura 8. Série temporal do diâmetro médio (A) e teor de lama (B) das amostras de sedimentos coletados entre 2018 e 2023 nas regiões da face inferior (Zona de espraiamento), antepraia rasa (Zona de arrebentação) e isóbatas de 5 e 10 m.

Tabela 5. Resultados do teste estatístico de Mann-Kendall para determinação de tendências de aumento (vermelho) ou redução (azul) do diâmetro médio dos grãos em phi (DM) e do teor de lama (%) entre os anos de 2020 e 2023 ao longo das zonas de espraiamento, arrebentação e isóbatas de 5 m e 10m.

Parâmetros	p Mann-Kendall			S Mann-Kendall normalizado		
	Sul	Foz	Norte	Sul	Foz	Norte
DM Espraiamento	0,04	0,02	.	0,8	0,4	.
Dm Arrebentação	.	0,04	.	.	0,4	.
DM 5m	.	.	0,01	.	.	0,9
DM 10m
%Lama
Arrebentação
%Lama 5m	.	.	0,01	.	.	1,0
%Lama 10m	-0,002	.	.	-0,8	.	.
Escala S Mann Kendal normalizado						
Tendência	Redução			Aumento		
	Baixa	Média	Alta	Baixa	Média	Alta
Intervalos	$S \geq 0,4$	$-0,4 > S \geq -0,8$	$S < -0,8$	$S \leq 0,4$	$0,4 < S \leq 0,8$	$S > 0,8$

O perfil médio Norte apresenta erosão em relação ao perfil de equilíbrio (PPE) até aproximadamente a profundidade de 9 m, embora a inclinação de ambos seja semelhante. A partir dos 9 m de profundidade há uma forte inflexão do perfil médio e este passa a apresentar um padrão de acreção em relação ao PPE, com

profundidades até 6 m mais rasas do que o calculado (Figura 9A). O perfil médio Foz apresenta um padrão de acreção em relação ao PPE logo nos primeiros metros de profundidade, aumentando até aproximadamente a profundidade de 9 m. Embora haja diferença nas profundidades, ambos perfis apresentam inclinação semelhante até aproximadamente 12 m de profundidade. (Figura 9B). A Figura 9C ilustra um padrão de erosão do perfil médio em relação ao PPE a partir dos 2 m de profundidade na estação Sul. Este padrão se intensifica em profundidades superiores aos 5 m, onde a inclinação dos perfis deixa de apresentar semelhança e o perfil médio torna-se íngreme.

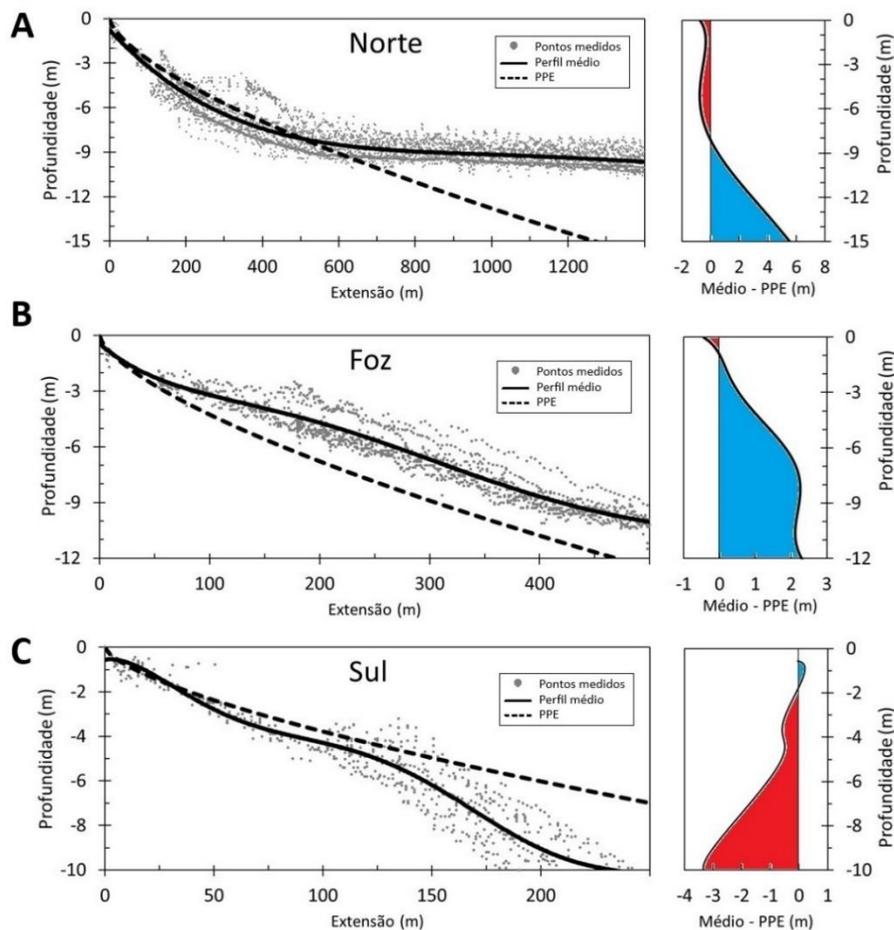


Figura 9. Esquerda: Perfis médios (Linha sólida) calculados com base em aproximação polinomial dos pontos batimétricos levantados entre 2018 e 2023 (Pontos cinza). Perfis praias de equilíbrio (PPE) calculados com base na granulometria da face da praia coletada durante o monitoramento 2018-2023 (Linha tracejada). Direita: Gráficos de variação entre as profundidades dos perfis médios e dos PPEs. Valores positivos (Negativos) em azul (Vermelho) indicam que o perfil médio se encontra em profundidades menores (maiores) que o PPE.

5. Discussão

Para o intervalo posterior ao rompimento da barragem, os resultados apontam a manutenção dos regimes de deriva litorânea e precipitação na bacia de drenagem do rio Doce, no entanto há redução da descarga fluvial. Em resposta a este padrão, a linha de costa apresenta erosão nas proximidades com a desembocadura do rio. No período atual (2018-2023) a linha de costa segue apresentando um comportamento erosivo nas imediações da desembocadura, mesmo com o aumento da descarga fluvial. Os resultados do monitoramento morfodinâmico desta região corroboram com tal padrão erosivo, visto que o perfil medido se mostra erodido em comparação ao PPE.

Assim como em Sanchez *et al.* (2018) e Franco *et al.* (2024), os resultados apresentados fornecem uma avaliação de impactos físicos nas praias adjacentes ao Rio Doce desencadeadas pela chegada do rejeito de mineração. Estes impactos se mostraram importantes também no entendimento do padrão de acumulação de elementos químicos e na diversidade biológica da zona costeira (Souza *et al.*, 2022; Brahim *et al.*, 2024).

A morfodinâmica das praias ao longo de planícies deltaicas do Rio Doce é fortemente controlada pela exposição às ondas e pela influência fluvial (Albino, Girardi e Do Nascimento, 2006; Albino e Suguio, 2010; Albino, Contti Neto e Oliveira, 2016; Albino; Girardi e Do Nascimento 2018). Neste sentido, os resultados apontam para a descarga fluvial como principal agente causador das modificações constatadas após o rompimento da barragem, visto que esta foi a única das variáveis analisadas a demonstrar alteração. Além disso, tal alteração não mostra ligação com o padrão de precipitação, dado que este também não apresenta modificação ao longo do tempo. Desta forma, discute-se a redução da descarga fluvial após o rompimento da barragem como resultado da obstrução do fluxo do rio, decorrente da deposição do rejeito de mineração ao longo da calha do rio (Vinzon *et al.*, 2024).

O comportamento da linha de costa nas proximidades da desembocadura se mostra fortemente influenciado também, pelos padrões de descarga fluvial encontrados. No período anterior ao rompimento da barragem, os níveis de descarga fluvial promovem o aporte sedimentar. Este sedimento é retrabalhado pela deriva litorânea e formação de bancos arenosos que migram em direção ao continente, promovendo progradação ou estabilidade da linha de costa, em concordância com monitoramentos prévios (Albino, Girardi e Do Nascimento, 2006; Albino, Contti Neto e Oliveira, 2016; Albino, Girardi e Do Nascimento, 2018; Rosa, 2023).

Além da redução da descarga nos estágios iniciais da chegada do rejeito à costa, outro fator importante é a granulometria deste material. O rejeito de minério de ferro que atingiu a região costeira em momentos posteriores representou um aporte de sedimento lamoso (Do Carmo *et al.*, 2017; Quaresma *et al.*, 2020). A presença de lama na região da antepraia atenua a energia de ondas e é capaz de gerar uma zona de deposição de sedimentos trazidos pela deriva litorânea, promovendo progradação da linha de costa (Wells e Roberts 1980; Roberts *et al.*, 1989; Huh *et al.*, 1991; Calliari *et al.*, 2007). No entanto, os resultados mostram que a direção preferencial da deriva litorânea não favorece a chegada de sedimentos nas imediações da desembocadura, pelo contrário, promove a saída de sedimentos em direção à margem norte (Oliveira, Albino e Venancio, 2015) e restringe a chegada de sedimentos vindos do flanco sul (Dominguez, 2006). Logo, a atenuação da competência das ondas pela presença de lama, reduz a formação e migração dos bancos arenosos em direção ao continente, desencadeando assim o recuo da linha de costa. Este processo é mais evidente na margem norte da desembocadura, devido aos maiores teores de lama transportados pela deriva litorânea (Oliveira, Albino e Venancio, 2015; Vinzon *et al.*, 2024). Além disso, após o rompimento da barragem, a redução da descarga fluvial reduz o potencial deposicional gerado pelo molhe hidráulico (Dominguez, Bittencourt e Martin, 1983), desencadeando o processo erosivo nas proximidades da desembocadura do rio, também evidenciado por Rosa (2023).

Wright e Short (1984) descrevem o equilíbrio morfológico de uma praia oceânica arenosa como o balanço entre sedimento e energia de ondas. Durante o intervalo 2020-2023 a descarga fluvial retorna aos níveis anteriores ao rompimento da barragem enquanto a deriva gerada por ondas se mantém. No entanto, o comportamento da linha de costa nas proximidades da desembocadura segue um padrão erosivo, como no período após o rompimento. Neste sentido, discute-se a intensificação do recuo da linha de costa nas proximidades da desembocadura como consequência da alteração granulométrica e composicional dos sedimentos, decorrentes da atual disponibilização do rejeito de mineração para a zona costeira (Vinzon *et al.*, 2024.) A chegada deste material pode ser evidenciada pelo aumento no teor de lama e redução do diâmetro médio dos sedimentos nas praias entre os anos de 2018 e 2023. O afinamento do sedimento nas zonas de espraiamento e arrebentação reduz a declividade do perfil praiado emerso, intensificando o processo de inundação e favorecendo a erosão. Já o afinamento do sedimento na região submersa, reduz a declividade do perfil submerso, aumentando a distância horizontal de troca sedimentar e potencialmente reduzindo a altura da praia emersa (Hallermier, 1981; Bird, 2008; Short e Jackson, 2013; Davidson-Arnott, Bauer e Houser, 2019).

Na estação de monitoramento Foz, a acreção do perfil médio na comparação com o PPE pode estar ligada ao preenchimento da região submersa pelo aporte sedimentar oriundo da praia emersa, devido ao afinamento do sedimento das zonas de espraiamento e arrebentação. O recuo da linha de costa nesta região corrobora com esta afirmativa, ilustrando a perda de sedimento da praia emersa para submersa. Na margem norte da desembocadura, o processo erosivo da linha de costa está de acordo com o aplainamento da região submersa, seguindo o comportamento do perfil Norte, que apresenta redução do diâmetro médio dos sedimentos e aumento do teor de lama em 5 m de profundidade.

O aumento da descarga fluvial entre 2020 e 2023 favorece também a deposição sedimentar a distâncias da linha de costa e profundidades maiores, exigindo maior energia de ondas para o retrabalhamento do sedimento. Desta forma, a atenuação das ondas gerada pela lama, intensifica processos erosivos ao longo da linha de costa.

A presença de lama também atenua a deriva litorânea reduzindo a ação das ondas e traçando sedimentos arenosos (Muehe *et al.*, 2010), desta forma, depósitos lamosos coesivos tendem a permanecer na antepraia adjacente a desembocadura do Rio Doce, uma vez que necessitam de altas velocidades de corrente para serem remobilizados e transportados (Hjulström, 1935; Van Rijn, 2007). Este padrão é corroborado pela limitação espacial da erosão da linha de costa nas imediações da desembocadura do rio.

Localizados nos extremos da área de estudo, as estações Norte e Sul apresentam estabilidade e progradação da linha de costa, ressaltando a redução da influência fluvial com o distanciamento da desembocadura (Vespremeanu e Proeteasa, 2007; Hansen, Elias e Barnard, 2013; Anthony *et al.*, 2017). Na estação Norte, a estabilidade da linha de costa é função do contínuo aporte sedimentar transportando pela deriva litorânea (Oliveira, Albino e Venancio, 2015). A condição de acreção do perfil médio comparado ao PPE, decorre da chegada e deposição de sedimentos finos na região submersa, marcada pela inflexão do perfil batimétrico além da profundidade de 9 m, provavelmente delimitando a profundidade de fechamento (Hallermier, 1981). O comportamento erosivo deste perfil até os 9 m de profundidade pode estar ligado à presença de sedimento grossos zona de espraiamento e arrebentação (Albino e Suguio, 2010; Albino, Contti Neto e Oliveira, 2016), aumentando a declividade da antepraia rasa e deixando este trecho do perfil médio mais profundo. Da mesma forma, no perfil Sul, o comportamento erosivo do perfil médio comparado ao PPE pode ser atribuído a granulometria mais grossa da região submersa (Albino e Suguio, 2010; Albino, Contti Neto e Oliveira, 2016), conferindo maiores declividades e um perfil médio mais profundo. A estabilidade da linha de costa nesta estação está ligada à presença de cordões arenosos e dunas frontais que representam fonte sedimentar para a região (Albino, Girardi e Do Nascimento, 2006; Albino e Suguio, 2010). Além disso, os resultados mostram inversões da deriva litorânea nas proximidades da desembocadura e uma deriva preferencial para sul na margem sul do Rio Doce, conferindo o aporte sedimentar nesta região. A redução no teor de lama desta estação marca a forte troca transversal de sedimentos, desencadeada pelo elevado grau de exposição às ondas (Albino e Suguio, 2010; Albino, Contti Neto e Oliveira, 2016).

6. Conclusões

A chegada do rejeito de mineração desencadeou processos erosivos ao longo da linha de costa adjacente à desembocadura do rio Doce. Os autores discutem que os principais mecanismos desta erosão estão ligados a: 1) Redução da descarga fluvial, provocada pela retenção do rejeito ao longo do rio; 2) Atenuação da migração de bancos arenosos em direção à linha de costa, devido ao aporte de material lamoso e 3) Aplainamento do perfil praiado, por conta da redução da granulometria.

Os efeitos do aporte do material lamoso sobre a mobilidade da linha de costa são inversamente proporcionais à distância da desembocadura.

A erosão da linha de costa adjacente à desembocadura do rio Doce se mantém, mesmo com o aumento da descarga fluvial. Esta dinâmica, corroborada pela redução do diâmetro médio dos sedimentos e pelo PPE, evidencia o impacto atual e contínuo do aporte de lama sobre as praias.

A mobilidade da linha de costa corrobora com as alterações morfodinâmicas nos perfis transversais, destacando a característica multiescalar deste estudo.

Contribuições dos Autores: Concepção, B.E., M.N.Z. e J.A.; metodologia, B.E. e P.J.; software, B.E. e P.J.; validação, J.A., P.J., G.M.V.M., L.B.C., L.H.S.O. e A.B.; coleta e preparação de dados, B.E., M.N.Z., J.A., P.J., G.M.V.M., L.B.C., L.H.S.O. e A.B.; escrita do artigo, B.E. e J.A.; revisão, J.A. e G.M.V.M.; supervisão, J.A. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito".

Disponibilidade de dados: Os dados serão disponibilizados mediante solicitação através dos canais de correspondência eletrônica.

Financiamento: Esta pesquisa foi financiada pelo Programa de Monitoramento de Biodiversidade Aquática (PMBA), através do acordo técnico-científico (001/2018) entre a Universidade Federal do Espírito Santo, Fundação Espírito-Santense de Tecnologia (FEST) e Fundação Renova.

Agradecimentos: Os autores agradecem os revisores pelos comentários construtivos. Agradecem também os alunos e parceiros do Laboratório de Geomorfologia Costeira e Sedimentologia da Universidade Federal do Espírito Santo (LAGES).

Conflito de Interesse: Os autores declaram não haver conflito de interesse. Os financiadores não tiveram interferência no desenvolvimento do estudo; na coleta, análise ou interpretação dos dados; na redação do manuscrito, ou na decisão de publicar os resultados.

Referências

1. ALBINO, J.; COELHO, A. L. N.; GIRARDI, G.; NASCIMENTO, K. A. D. In: MUEHE, D. C. E. H. Espírito Santo. Panorama da Erosão Costeira no Brasil. Brasília: Ministério do Meio Ambiente. 433-478. 2018.
2. ALBINO, J.; GIRARDI, G.; NASCIMENTO, K. A. D. Espírito Santo. *Erosão e progradação do litoral brasileiro*. Brasília: MMA, 227-264. 2006.
3. ALBINO, J.; NETO, N. C.; OLIVEIRA, T. C. A. The Beaches of Espírito Santo. In: SHORT, A. D.; KLEIN, A. H. D. F. (Ed.). *Brazilian beach systems*. Springer, p. 333-361. 2016.
4. ALBINO, J.; SUGUIO, K. Sedimentation processes and beach morphodynamics active at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 82, 1031-1044. 2010.
5. ANTHONY, E. J.; DUSSOUILLEZ, P.; DOLIQUE, F.; BESSET, M.; BRUNIER, G.; NGUYEN, V. L.; GOICHOT, M. Morphodynamics of an eroding beach and foredune in the Mekong River delta: Implications for deltaic shoreline change. *Continental Shelf Research* 147, p 155-164. 2017.
6. BAIG, M. R. I.; AHMAD, I. A.; SHAHFAHAD, TAYYAB, M.; RAHMAN, A. Analysis of shoreline changes in Vishakhapatnam coastal tract of Andhra Pradesh, India: an application of digital shoreline analysis system (DSAS). *Annals of GIS*, 26(4), 361-376. 2020.
7. BASCOM, W. N. The relationship between sand size and beach-face slope. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 32(6), 866-874. 1951.
8. BIRD, E. C. *Coastal geomorphology: an introduction*. John Wiley & Sons. 2008.
9. BITTENCOURT, A. C.; DOMINGUEZ, J. M.; MARTIN, L.; SILVA, I. R.; DE-MEDEIROS, K. O. Past and current sediment dispersion pattern estimates through numerical modeling of wave climate: an example of the Holocene delta of the Doce River, Espírito Santo, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 79, 333-341. 2007.
10. BOAK, E. H.; TURNER, I. L. Shoreline definition and detection: a review. *Journal of coastal research*, 21(4), 688-703. 2005.
11. BRAHIM, S.; SOBRINHO, T. G.; ALBINO, J.; ZANETTI, G.; DO AMARAL, V. S.; CARNEIRO, M. T. W.; DA COSTA, K. G. Benthic fauna along sandy beaches enriched by metals after mining disaster. *Marine Ecology Progress Series*, 726, 181-196. 2024.
12. CALLIARI, L. J.; HOLLAND, K. T.; PEREIRA, P. S.; GUEDES, R. M.; SANTO, R. E. The influence of mud on the inner shelf, shoreface, beach, and surf zone morphodynamics—Cassino, Southern Brazil. In *Coastal Sediments' 07* (pp. 1455-1465). 2007.
13. COSTA, E. S.; CAGNIN, R. C.; DA SILVA, C. A.; LONGHINI, C. M.; SÁ, F.; LIMA, A. T.; NETO, R. R. Iron ore tailings as a source of nutrients to the coastal zone. *Marine Pollution Bulletin*, 171, 112725. 2021.
14. COSTA, P. G.; MARUBE, L. C.; ARTIFON, V.; ESCARRONE, A. L.; HERNANDES, J. C.; ZEBRAL, Y. D.; BIANCHINI, A. Temporal and spatial variations in metals and arsenic contamination in water, sediment and biota of freshwater, marine and coastal environments after the Fundão dam failure. *Science of The Total Environment*, 806, 151340. 2022.
15. CUPOLILLO, F.; DE ABREU, M. L.; VIANELLO, R. L. Climatologia da bacia do rio Doce e sua relação com a topografia local. *Revista Geografias*, 4(2), 45-60. 2008.
16. DAVIDSON-ARNOTT, R.; BAUER, B.; HOUSER, C. *Introduction to coastal processes and geomorphology*. Cambridge university press. 2019.
17. DEAN, R. G. Equilibrium beach profiles: characteristics and applications. *Journal of coastal research*, 53-84. 1991.
18. DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO (DHN). Centro de hidrografia da marinha. Banco nacional de dados oceanográficos. Previsões de maré. Disponível em: <http://www.mar.mil.br>. Acesso em: 20 mar. 2025.
19. DO CARMO, F. F.; KAMINO, L. H. Y.; JUNIOR, R. T.; DE CAMPOS, I. C.; DO CARMO, F. F.; SILVINO, G.; PINTO, C. E. F. Fundão tailings dam failures: the environment tragedy of the largest technological disaster of Brazilian mining in global context. *Perspectives in ecology and conservation*, 15(3), 145-151. 2017.
20. DOMINGUEZ, J. M. L. The coastal zone of Brazil: an overview. *Journal of Coastal Research*, 16-20. 2006.

21. DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L. O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocaduras dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, 13(2), 98-105. 1983.
22. EGUCHI, B. M. M.; KLUMB-OLIVEIRA, L. Clima de ondas de tempestades na costa brasileira utilizando 41 anos de dados da reanálise ECMWF ERA5. *Revista Brasileira de Climatologia*, 32, 544-565. 2023.
23. FRANCO, T.; ZORZAL-ALMEIDA, S.; SÁ, F.; BIANCHINI, A.; DERGAM, J. A.; ESKINAZI-SANT'ANNA, E. M.; BASTOS, A. C. Ex-post impact assessment on a large environmental disaster. *Environmental challenges*, 15, 100889. 2024.
24. GHARNATE, A.; TAOUALI, O.; MHAMMDI, N. Shoreline Change Assessment of the Moroccan Atlantic Coastline Using DSAS Techniques. *Journal of Coastal Research*, 40(2), 418-435. 2024.
25. GILBERT, R. O. *Statistical methods for environmental pollution monitoring*. John Wiley & Sons. 1987.
26. HALLERMEIER, R. J. A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal engineering*, 4, 253-277. 1981.
27. HANSEN, J. E.; ELIAS, E.; BARNARD, P. L. Changes in surfzone morphodynamics driven by multi-decadal contraction of a large ebb-tidal delta. *Marine Geology* 345, p. 221-234, 2013.
28. HERSBACH, H.; BELL, B.; BERRISFORD, P.; HIRAHARA, S.; HORÁNYI, A.; MUÑOZ-SABATER, J.; THÉPAUT, J. N. The ERA5 global reanalysis. *Quarterly journal of the royal meteorological society*, 146(730), 1999-2049. 2020.
29. HJULSTRÖM, F. *Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris* (Doctoral dissertation, The Geological institution of the University of Upsala). 1935.
30. HUH, O. K.; ROBERTS, H. H.; ROUSE, L. J.; RICKMAN, D. A. Fine grain sediment transport and deposition in the Atchafalaya and Chenier Plain sedimentary system. 1991.
31. KAMPHUIS, J.W. Alongshore transport of sand. Proceedings of the 28th International Conference on Coastal Engineering, American Society of Civil Engineers, Cardiff, Wales, 2478-2490. 2002.
32. KARUNARATHNA, H.; HERRILLO-CARABALLO, J.; KURIYAMA, Y.; MASE, H.; RANASINGHE, R.; REEVE, D. E. Linkages between sediment composition, wave climate and beach profile variability at multiple timescales. *Marine Geology*, 381, 194-208. 2016.
33. LE MÉHAUTÉ, B.; KOH, R. C. Y. On the breaking of waves arriving at an angle to the shore. *Journal of Hydraulic Research*, 5(1), 67-88. 1967.
34. LOPES, J. R. F.; SILVA, D. D. Aplicação do teste de Mann-Kendall para análise de tendência pluviométrica no estado do Ceará. *Revista de Geografia (Recife)*, 30(3), 192-208. 2013.
35. MARQUES, J. A.; COSTA, S. R.; MARASCHI, A. C.; VIEIRA, C. E.; COSTA, P. G.; MARTINS, C. D. M. G.; BIANCHINI, A. Biochemical response and metals bioaccumulation in planktonic communities from marine areas impacted by the Fundão mine dam rupture (southeast Brazil). *Science of the Total Environment*, 806, 150727. 2022.
36. MUEHE, D., SPERLE, M., TESSLER, M. G., & SOUZA, S. R. Can the trapping of shoreface sand by mud layers induce coastal erosion? The example of the Paraíba do Sul river outlet, Northern Rio de Janeiro state. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58, 65-68. 2010.
37. OLIVEIRA, K. S. S.; DA SILVA QUARESMA, V. Temporal variability in the suspended sediment load and streamflow of the Doce River. *Journal of South American Earth Sciences*, 78, 101-115. 2017.
38. OLIVEIRA, T. C. A.; ALBINO, J.; VENANCIO, I. Transporte longitudinal de sedimentos no litoral da planície deltaica do Rio Doce. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 6(1), 20-25. 2015.
39. PIANCA, C.; MAZZINI, P. L. F.; SIEGLE, E. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58, 53-70. 2010.
40. QUARESMA, V. S.; BASTOS, A. C.; LEITE, M. D.; COSTA JR, A.; CAGNIN, R. C.; GRILO, C. F.; OLIVEIRA, K. S. S. The effects of a tailing dam failure on the sedimentation of the eastern Brazilian inner shelf. *Continental Shelf Research*, 205, 104172. 2020.
41. RICHARD, E. D. C.; ESTRADA, G. C. D.; BECHTOLD, J. P.; DE AGUIAR DUARTE JR, H.; MAIOLI, B. G.; DE FREITAS, A. H. A.; FIGUEIREDO, L. H. M. Water and sediment quality in the coastal zone around the mouth of Doce River after the Fundão tailings dam failure. *Integrated Environmental Assessment and Management*, 16(5), 643-654. 2020.

42. ROBERTS, H. H.; HUH, O. K.; HSU, S. A.; ROUSE JR, L. J.; RICKMAN, D. A. Winter storm impacts on the chenier plain coast of southwestern Louisiana. 1989.
43. ROSA, M.F. Mapeamento da mobilidade da linha de costa adjacente à desembocadura do rio Doce-ES, entre 2007-2021. Monografia – Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2023.
44. SÁNCHEZ, L.E.; ALGER, K.; ALONSO, L.; BARBOSA, F.A.R.; BRITO, M.C.W.; LAUREANO, F.V.; MAY, P.; ROESER, H.; KAKABADSE, Y. Impacts of the Fundão Dam failure. A pathway to sustainable and resilient mitigation. Rio Doce Panel Thematic Report No. 1. Gland, Switzerland: IUCN. 2018.
45. SANTOS, D. N. D.; DA SILVA, V. D. P.; SOUSA, F. D. A.; SILVA, R. A. Estudo de alguns cenários climáticos para o Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 14, 492-500. 2010.
46. SCHETTINI, C. A.; HATJE, V. The suspended sediment and metals load from the Mariana's tailing dam failure to the Coastal Sea. *Integrated Environmental Assessment and Management*, 16(5), 661-668. 2020.
47. SHORT, A. D.; JACKSON, D. W. T. Beach morphodynamics. *Treatise on geomorphology*, 106-129. 2013.
48. SILVA, C. V. V.; ALMEIDA, J. R.; SILVA, C. E.; CARVALHO, L. O.; SILVA, C. D. Physical-chemical monitoring of the linhares (es) and são mateus (es) aquatic ecosystem after the breaking of the fundão dam, mariana, minas gerais. In *OPEN SCIENCE RESEARCH I* (Vol. 1, pp. 273-286). Editora Científica Digital. 2022.
49. SILVESTER, R.; HSU, J. R. *Coastal stabilization* (Vol. 14). Singapore: World Scientific. 1997.
50. SOUZA, J. R.; SIELSKI, L. H.; KRAUSE, M.; SOUZA, B. S.; BRANDÃO, G. P.; ALBINO, J.; CARNEIRO, M. T. W. D. The influence of beach geology and morphodynamics on chemical pollution assessments following a mining accident. *Marine Pollution Bulletin*, 174, 113230. 2022.
51. THIELER, E. R.; DANFORTH, W. W. Historical shoreline mapping (I): improving techniques and reducing positioning errors. *Journal of Coastal Research*, 549-563. 1994.
52. VAN RIJN, L. C. Unified view of sediment transport by currents and waves. I: Initiation of motion, bed roughness, and bed-load transport. *Journal of Hydraulic engineering*, 133(6), 649-667. 2007.
53. VESPREMEANU-STROE, A.; PREOTEASA, L. Beach–dune interactions on the dry–temperate Danube delta coast. *Geomorphology*, 86(3-4), 267-282. 2007.
54. VIEIRA, F. V.; BASTOS, A. C.; QUARESMA, V. S.; LEITE, M. D.; COSTA JR, A.; OLIVEIRA, K. S.; AMADO FILHO, G. M. Along-shelf changes in mixed carbonate-siliciclastic sedimentation patterns. *Continental Shelf Research*, 187, 103964. 2019.
55. VINZON, S. B.; GALLO, M. N.; GABIOUX, M.; FONSECA, D. L.; ACHETE, F. M.; GHISOLFI, R. D.; MACHADO, L. G. The role of waves in the resuspension and transport of fine sediment and mine tailings from the Fundão Dam failure, Doce River, Brazil. *International Journal of Sediment Research*, 39(1), 44-60. 2024.
56. WELLS, J. T.; ROBERTS, H. H. Fluid mud dynamics and shoreline stabilization: Louisiana chenier plain. In *Coastal Engineering* (pp. 1382-1401). 1980.
57. WRIGHT, L. D.; SHORT, A. D. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine geology*, 56(1-4), 93-118. 1984.



Esta obra está licenciada com uma Licença Creative Commons Atribuição 4.0 Internacional (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) – CC BY. Esta licença permite que outros distribuam, remixem, adaptem e criem a partir do seu trabalho, mesmo para fins comerciais, desde que lhe atribuam o devido crédito pela criação original.