

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

**ANÁLISES ISOTÓPICAS DE CARBONO ORGÂNICO EM SUCESSÕES
TURBIDÍTICAS PLEISTOCÊNICAS DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO**

Kalinne de Lima e Silva

Prof. Dr. Sergio Caetano Filho (orientador)

Rio Claro (SP)

2026

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

KALINNE DE LIMA E SILVA

ANÁLISES ISOTÓPICAS DE CARBONO ORGÂNICO EM
SUCESSÕES TURBIDÍTICAS PLEISTOCÊNICAS DA BACIA DO
ESPÍRITO SANTO

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Instituto
de Geociências e Ciências Exatas - Câmpus de Rio Claro,
da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita
Filho, para obtenção do grau de Geólogo.

Rio Claro - SP
2026

S586a	Silva, Kalinne de Lima e Análises isotópicas de carobono orgânico em sucessões turbidíticas pleistocênicas da Bacia do Espírito Santo / Kalinne de Lima e Silva. -- Rio Claro, 2026 86 p. : il., tabs., fotos Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado - Geologia) - Universidade Estadual Paulista (UNESP), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro Orientador: Sergio Caetano Filho 1. ¹³Corg. 2. Químioestratigrafia. 3. Turbiditos. 4. Sistema de Cânions Watu. 5. Bacia do Espírito Santo. I. Título.
-------	--

KALINNE DE LIMA E SILVA

ANÁLISES ISOTÓPICAS DE CARBONO ORGÂNICO EM
SUCESSÕES TURBIDÍTICAS PLEISTOCÊNICAS DA BACIA DO
ESPÍRITO SANTO

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas -
Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual
Paulista Júlio de Mesquita Filho, para obtenção do
grau de Geólogo.

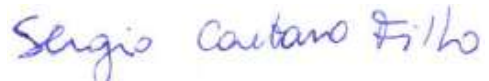
Comissão Examinadora

Prof. Dr. Sergio Caetano Filho (orientador).
MSc. Gabriel Corrêa Antunes.
Dra. Juliana Okubo.

Rio Claro, 07 de julho de 2026.



Assinatura do(a) aluno(a)



assinatura do(a) orientador(a)

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus e à minha família, especialmente aos meus pais, Marizete e Enedi, pelo amor, apoio e incentivo constantes ao longo de toda esta trajetória. Agradeço também ao meu tio Cláudio, pelos conselhos e palavras de incentivo que contribuíram para minha formação pessoal e acadêmica. Aos colaboradores do UNESPetro e do IEAMar, expresso meu sincero agradecimento pelo apoio, pela disponibilidade e pelo acolhimento ao longo desta pesquisa. A infraestrutura e os laboratórios disponibilizados foram essenciais para a realização deste trabalho. Agradeço também a todas as pessoas que contribuíram direta ou indiretamente para que este projeto pudesse ser desenvolvido e concluído com sucesso.

Este Trabalho de Conclusão de Curso foi vinculado no âmbito do projeto de Pesquisa, Desenvolvimento e Inovação (PD&I) intitulado “Modelagem Numérica de Processos Depositionais Relacionados a Fluxos Gravitacionais em Ambiente Marinho Profundo”, sob o Termo de Cooperação nº 0050.0121064.22.9 / SAP 4600665934 – UNESP/Petrobras, Processo 2022/00013-4, ao qual expresso meu agradecimento pelo suporte e pelas condições oferecidas para a realização desta pesquisa. Agradeço, igualmente, ao Centro de Pesquisas, Desenvolvimento e Inovação Leopoldo Américo Miguez de Mello — CENPES/PETROBRAS, pelo fornecimento das amostras utilizadas neste estudo, cuja disponibilização foi indispensável para o desenvolvimento deste trabalho. Agradeço, ainda, o apoio financeiro do Programa de Recursos Humanos da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis - PRH-ANP, gerido pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), Brasil. Processos nº 2025/18013-9 e 2025/03066-0 (PRH-40/UNESP). Aos meus amigos de laboratório, Arielson, Bruno, Caíque, Giovanni e Guilherme, agradeço por toda a ajuda prestada diretamente no desenvolvimento deste projeto, pelos ensinamentos compartilhados e pelos momentos de descontração.

Ao meu namorado, Leonardo Sperling, agradeço pelas longas conversas e discussões sobre este trabalho, pelo apoio emocional e pelo incentivo constante. Sua presença foi fundamental durante essa jornada, especialmente nos momentos mais difíceis. Te amo infinitamente.

Por fim, agradeço especialmente ao meu orientador, Professor Dr. Sergio Caetano Filho, por toda a orientação, dedicação e confiança ao longo deste trabalho. Obrigada pelos ensinamentos, pelas conversas enriquecedoras e por acreditar em mim e no meu potencial.

RESUMO

Este trabalho teve como objetivo avaliar o potencial dos isótopos estáveis de carbono orgânico ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) como ferramenta auxiliar para correlação estratigráfica e interpretação paleoambiental em sucessões turbidíticas pleistocênicas do Sistema de Cânions Watu, Bacia do Espírito Santo, Margem Continental Leste Brasileira. A aplicação dessa ferramenta é relevante em depósitos predominantemente siliciclásticos, nos quais o uso de isótopos em carbonatos e de métodos bioestratigráficos convencionais pode ser limitado pela escassez de componentes carbonáticos autóctones, pelo retrabalhamento sedimentar e pela mistura temporal de bioclastos. Foram estudados três testemunhos representativos de diferentes setores do sistema deposicional: GL-879, localizado no Cânion Watu Norte; GL-752, no Cânion Watu Sul; e GL-640, no Canal de Golfinho. A abordagem integrou descrição macroscópica, análise petrográfica de lâminas delgadas, dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, carbono orgânico total (COT), teor de CaCO_3 e comparação com o arcabouço quimioestratigráfico elementar previamente definido pelas razões elementares de Fe/K e $\ln(\text{K}/\text{Al})$. Os resultados sedimentológicos indicam sucessões marcadas pela alternância entre intervalos lamosos, arenosos e arenoso-lamosos, refletindo variações na energia deposicional e na atuação de fluxos gravitacionais, sedimentação hemipelágica e retrabalhamento. As curvas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ registram excursões positivas, negativas, platôs e intervalos de maior estabilidade, que apresentam potencial de correlação quando interpretados em conjunto com as quimiozonas elementares. A integração entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, razões elementares, fácies sedimentares e Estágios Isotópicos Marinhos (MIS) indica que as variações isotópicas refletem a mistura entre matéria orgânica terrígena, marinha/hemipelágica e retrabalhada. De modo geral, os intervalos interglaciais tendem a registrar maior influência marinha/hemipelágica, enquanto os glaciais apresentam maior participação terrígena e siliciclástica. Assim, o $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ mostrou-se uma ferramenta complementar promissora para a análise de sucessões turbidíticas siliciclásticas, especialmente quando aplicado de forma integrada a dados sedimentológicos e geoquímicos.

Palavras-chave: $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$; quimioestratigrafia; turbiditos; Sistema de Cânions Watu; Bacia do Espírito Santo; Pleistoceno.

ABSTRACT

This study aimed to evaluate the potential of stable organic carbon isotopes ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) as an auxiliary tool for stratigraphic correlation and paleoenvironmental interpretation in Pleistocene turbiditic successions of the Watu Canyon System, Espírito Santo Basin, Eastern Brazilian Continental Margin. The application of this tool is relevant in predominantly siliciclastic deposits, in which the use of carbonate isotopes and conventional biostratigraphic methods may be limited by the scarcity of autochthonous carbonate components, sedimentary reworking, and temporal mixing of bioclasts. Three cores representing different sectors of the depositional system were studied: GL-879, located in the Watu North Canyon; GL-752, in the Watu South Canyon; and GL-640, in the Golfinho Channel. The approach integrated macroscopic description, petrographic analysis of thin sections, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ isotopic data, total organic carbon (TOC), CaCO_3 content, and comparison with the elemental chemostratigraphic framework previously defined by the Fe/K and $\ln(\text{K}/\text{Al})$ elemental ratios. The sedimentological results indicate successions marked by the alternation of muddy, sandy, and sandy-muddy intervals, reflecting variations in depositional energy and the influence of gravity flows, hemipelagic sedimentation, and reworking. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ curves record positive and negative excursions, plateaus, and intervals of greater stability, which show correlation potential when interpreted together with the elemental chemozones. The integration of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, elemental ratios, sedimentary facies, and Marine Isotope Stages (MIS) indicates that the isotopic variations reflect mixing between terrigenous, marine/hemipelagic, and reworked organic matter. In general, interglacial intervals tend to record greater marine/hemipelagic influence, whereas glacial intervals show greater terrigenous and siliciclastic contribution. Thus, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ proved to be a promising complementary tool for the analysis of siliciclastic turbiditic successions, especially when applied in an integrated approach with sedimentological and geochemical data.

Keywords: $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$; chemostratigraphy; turbidites; Watu Canyon System; Espírito Santo Basin; Pleistocene.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	9
1.1. OBJETIVO E JUSTIFICATIVA.....	12
2. ESTADO DA ARTE.....	13
3. GEOLOGIA REGIONAL	16
3.1. Bacia do Espírito Santo.....	16
3.2. Depósitos Quaternários.....	18
3.3. Evolução Quaternária do delta do Rio Doce.....	19
3.4. Oscilações climáticas do Quaternário e os MIS.....	22
3.5. Turbiditos da Bacia do Espírito Santo	24
4. MATERIAIS E MÉTODOS	25
4.1. Testemunhos estudados.....	25
4.2. Descrição de fácies e microfácies.....	27
4.3. Análises isotópicas de carbono orgânico ($\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$).....	29
4.4. Base de dados quimioestratigráficos para os testemunhos do Sistema Watu.....	31
5. RESULTADOS	32
5.1. Fácies e microfácies dos sedimentos do Cânion Watu	32
5.1.1. Testemunho GL-879 – Cânion Watu Norte	32
5.1.2. Testemunho GL-752 – Cânion Watu Sul	36
5.1.3. Testemunho GL-640, no Canal de Golfinho	39
5.2. Análises isotópicas de carbono orgânico ($\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$).....	42
5.2.1. GL-879	42
5.2.2. GL-752	44
5.2.3. GL-640	48
6. DISCUSSÃO	50
6.1. Controle de qualidade dos dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$.....	50

6.2. Químioestratigrafia de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ como ferramenta de correlação estratigráfica em sucessões turbidíticas.....	54
6.3. Controles paleoambientais/paleoclimáticos sobre a químioestratigrafia de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ no Sistema de Cânions Watu	59
7. CONCLUSÕES.....	64
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	66
APÊNDICE 1 – TABELA DE DADOS DAS AMOSTRAS.....	73
APÊNDICE 2 – CÁCULOS E ESTATÍSTICAS DOS DADOS GEOQUÍMICOS.....	81

1. INTRODUÇÃO

Nos últimos anos, os depósitos turbidíticos têm retornado ao papel de destaque devido à nova fronteira exploratória brasileira, especialmente nas margens nordeste e equatorial, onde recentes descobertas em reservatórios cretáceos, como os da Bacia de Sergipe, reforçam o potencial desses sistemas para a acumulação de hidrocarbonetos (EPBR, 2019). Os turbiditos são originados por correntes de turbidez, como fluxos densos e turbulentos carregados de sedimentos, que se deslocam ao longo do talude continental sob altos gradientes batimétricos. Esses fluxos geram desde camadas arenosas finas até vastos leques submarinos, com espessas sucessões sedimentares arenosas (POSAMENTIER e WALKER, 2006). Por resultarem em depósitos com alta permeabilidade e porosidade em fácies específicas, essas rochas figuram entre os principais reservatórios petrolíferos do país, representando cerca de 40% da produção nacional acumulada (BRUHN, 2022).

Desde os primeiros modelos propostos para o reconhecimento de turbiditos, como a sequência de fácies clássica proposta por Bouma (1962), a geologia sedimentar tem avançado na compreensão da complexidade desses sistemas. Estudos posteriores mostraram que não existe um modelo universal capaz de representar toda a variabilidade observada, a qual depende de fatores como área-fonte, relevo submarino e controles hidrodinâmicos locais (BRUHN *et al.*, 2003; POSAMENTIER e WALKER, 2006; MUTTI *et al.*, 2008). A dificuldade de observação direta, devido à grande profundidade e baixa frequência desses eventos, limitou a compreensão dos processos atuantes. Até a década de 1980, os modelos eram dedutivos, baseados no registro geológico (MUTTI e GHIBAUDO, 1972; MUTTI e LUCCHI, 1972) mas, a partir dos anos 1980, o uso de dados sísmicos e oceanográficos permitiu o desenvolvimento de modelos mais realistas, baseados em observações de sistemas modernos (DAMUTH *et al.*, 1983; BOUMA *et al.*, 1985; MACHADO *et al.*, 2004).

Além das análises sedimentológicas, o estudo de sucessões turbidíticas pode ser complementado por ferramentas geoquímicas. Isso é importante porque esses sistemas apresentam grande variação de fácies e são controlados por fatores como a área-fonte, o relevo submarino, o transporte e as condições hidrodinâmicas locais (BRUHN *et al.*, 2003; POSAMENTIER e WALKER, 2006; MUTTI *et al.*, 2008). Entre as ferramentas que podem

contribuir para esse tipo de estudo está a análise da composição isotópica do carbono orgânico ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$).

O $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ corresponde à composição isotópica do carbono presente na matéria orgânica dos sedimentos, determinada a partir da relação entre os isótopos estáveis ^{13}C e ^{12}C . Seus valores podem variar de acordo com a origem da matéria orgânica, que pode ser marinha, continental ou resultar da mistura entre diferentes fontes. Dessa forma, as variações isotópicas podem registrar mudanças no aporte de matéria orgânica e nas condições ambientais ao longo de uma sucessão sedimentar (NEWMAN, 1973; MARIOTTI, 1991; PRAHL, 1994).

Em depósitos turbidíticos, a interpretação do $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ deve ser feita com cuidado, pois as correntes de turbidez podem transportar e misturar sedimentos e matéria orgânica provenientes de diferentes áreas. Processos de transporte, retrabalhamento e deposição podem, portanto, influenciar o sinal isotópico registrado nos testemunhos. Essa característica está ligada à própria complexidade dos sistemas turbidíticos, que apresentam variações relacionadas à proveniência dos sedimentos, à morfologia do fundo marinho e à dinâmica dos fluxos gravitacionais (BRUHN *et al.*, 2003; POSAMENTIER e WALKER, 2006; MUTTI *et al.*, 2008).

Nesse contexto, a análise do $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ pode fornecer informações complementares às análises sedimentológicas, petrográficas e geoquímicas elementares. A identificação de tendências e variações isotópicas ao longo dos testemunhos pode auxiliar na comparação entre diferentes partes do sistema deposicional e na avaliação das mudanças registradas nas sucessões sedimentares.

Este Trabalho de Conclusão de Curso esteve inserido em um projeto maior, intitulado “Modelagem numérica de processos sedimentares relacionados a fluxos gravitacionais em ambiente marinho profundo”, sob o Termo de Cooperação nº0050.0121064.22.9 / SAP 4600665934 UNESP/Petrobras, Processo 2022/00013-4, que teve como objetivo compreender a distribuição das fácies em um sistema turbidítico pleistoceno, por meio da modelagem de processos sedimentares. O estudo desenvolvido integrou o subgrupo de Estudos Complementares e reuniu análises petrográficas, geoquímicas elementares e isotópicas de depósitos turbidíticos pleistocênicos provenientes de testemunhos coletados a pistão (*piston cores*) no Sistema de Cânions do Watu, na Bacia do Espírito Santo (Figura 1),

como subsídio à correlação dos testemunhos e interpretação paleoambiental e de proveniência do sistema.

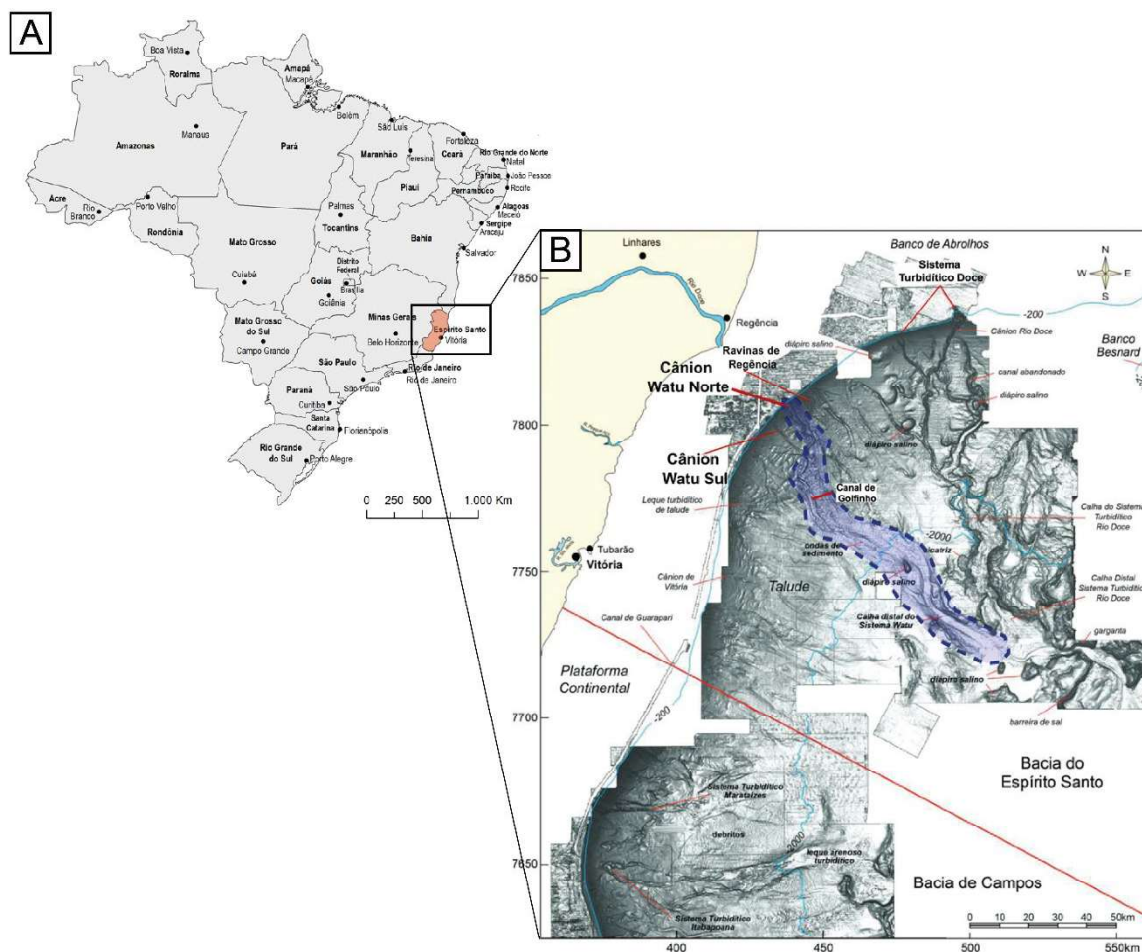


Figura 1 – Localização da área de estudo na Bacia do Espírito Santo. A) Localização da Bacia do Espírito Santo no contexto do território brasileiro, com destaque para o estado do Espírito Santo. B) Detalhe do Sistema de Cânions do Watu, evidenciando os cânions Watu Norte, Watu Sul e canal de Golfinho. Fonte: Adaptado Schreiner et al. (2009).

1.1. OBJETIVO E JUSTIFICATIVA

Este trabalho teve como objetivo principal avaliar a aplicação das assinaturas isotópicas de carbono orgânico ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) na correlação quimioestratigráfica e na interpretação paleoambiental de depósitos turbidíticos pleistocênicos do Sistema de Cânions Watu, localizado na Bacia do Espírito Santo, Margem Continental Leste Brasileira.

O uso de isótopos estáveis como ferramenta estratigráfica e paleoambiental já foi aplicado com sucesso em diferentes contextos geológicos. Na Província Pré-Sal, por exemplo, análises isotópicas de carbono e oxigênio em carbonatos têm sido utilizadas em reconstruções paleoambientais, na modelagem deposicional e digenética e na correlação entre intervalos reservatórios, principalmente em sequências com poucos dados bioestratigráficos (PIETZSCH *et al.*, 2020).

Entretanto, os depósitos turbidíticos estudados apresentam características que dificultam a aplicação direta de ferramentas isotópicas em carbonatos e de métodos bioestratigráficos convencionais. Esses depósitos são formados principalmente por material siliciclástico, além de estarem sujeitos ao transporte, ao retrabalhamento e à mistura de sedimentos e componentes bioclásticos de diferentes áreas e idades. Esses processos podem afetar a preservação dos registros bioestratigráficos e isotópicos.

Dessa forma, este trabalho não busca verificar a validade geral do $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, já demonstrada em estudos anteriores, mas avaliar como essa ferramenta se comporta nas sucessões turbidíticas do Sistema de Cânions Watu. A análise busca identificar tendências e variações isotópicas que possam auxiliar na comparação entre os testemunhos, na correlação dos intervalos estratigráficos e na interpretação das mudanças paleoambientais e deposicionais registradas na área de estudo.

Como objetivos específicos, foram definidos:

- i. Descrever e caracterizar as fácies sedimentares presentes nos testemunhos por meio de análises macroscópicas e microscópicas;
- ii. Caracterizar as variações das assinaturas isotópicas de carbono orgânico ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) ao longo dos testemunhos estudados;
- iii. Avaliar a relação entre as variações de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, as características faciológicas e as diferentes posições dos testemunhos no Sistema de Cânions Watu;

- iv. Comparar a quimioestratigrafia baseada em $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ com os dados de quimioestratigrafia elementar disponíveis para a área;
- v. Avaliar o potencial e as limitações do $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ como ferramenta auxiliar de correlação estratigrafia entre os testemunhos estudados;
- vi. Integrar os dados sedimentológicos, petrográficos, geoquímicos elementares e isotópicos para auxiliar na interpretação paleoambiental e deposicional das sucessões turbidíticas analisadas.

2. ESTADO DA ARTE

O uso dos isótopos estáveis de carbono em matéria orgânica como ferramenta paleoambiental em estudos de margens continentais evoluiu conceitual e metodologicamente ao longo das últimas décadas. Esse desenvolvimento foi marcado por avanços sucessivos que ampliaram a compreensão sobre a origem, o transporte e o destino da matéria orgânica, consolidando o $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ como um importante traçador das interações entre clima, hidrodinâmica e sedimentação (NEWMAN *et al.*, 1973; MARIOTTI *et al.*, 1991; PRAHL *et al.*, 1994; CARREIRA *et al.*, 2015).

Entre os primeiros estudos desenvolvidos na década de 1970 que demonstraram esse potencial, destaca-se o trabalho de Newman *et al.* (1973), realizado no Golfo do México. Os autores mostraram que os valores isotópicos variavam de maneira sistemática ao longo da transição Pleistoceno-Holoceno, com mudanças de até cerca de 6‰, aproximadamente de -19‰ a -25‰, associadas ao aumento do aporte terrígeno durante os períodos glaciais. Além disso, evidenciaram a forte influência do rio Mississippi nesses intervalos, indicando que o principal controle sobre o sinal isotópico era a proporção relativa entre matéria orgânica terrestre e marinha, enquanto o efeito potencial da temperatura sobre o $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ seria pequeno, da ordem de até 1‰ (NEWMAN *et al.*, 1973).

Nas décadas seguintes, o foco deslocou-se para a compreensão da transferência de matéria orgânica desde o continente até a bacia profunda. O estudo de Mariotti *et al.* (1991) realizado no sistema do Rio Congo foi pioneiro ao integrar medições de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ em material particulado fluvial, estuarino e em sedimentos marinhos de talude e bacia profunda. O trabalho evidenciou contrastes claros entre as fontes orgânicas de vegetação C3 (-26‰ a -

28‰), C4 (−18‰) e plâncton marinho (~ −20‰) revelando uma segregação vertical no estuário e na cabeceira do cânion, com águas superficiais com contribuições orgânicas mais marinhas e águas profundas enriquecidas em matéria orgânica continental. O estudo estimou que 40–50% da matéria orgânica sedimentar em bacia profunda era de origem continental, consolidando o conceito e demonstrando que o sinal isotópico continental é preservado até ambientes distais por meio de cânions e fluxos turbidíticos.

Em meados da década de 1990, a ênfase passou da simples identificação qualitativa das fontes orgânicas para a quantificação precisa da fração terrígena. O trabalho de Prahl *et al.* (1994), na margem de Washington (EUA), incorporou modelos de mistura de dois polos baseados em $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e razões C/N, estabelecendo um arcabouço quantitativo reprodutível para a estimativa da contribuição continental. Essa abordagem reduziu as ambiguidades associadas ao uso isolado do $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e forneceu uma metodologia comparável entre diferentes margens e ambientes deposicionais. O estudo marcou um avanço metodológico significativo ao combinar múltiplas ferramentas geoquímicas, fortalecendo as interpretações sobre os mecanismos de transporte e preservação da matéria orgânica em sistemas turbidíticos.

Já na década passada, os esforços voltaram-se à calibração regional moderna em margens brasileiras, buscando contextualizar os valores isotópicos observados em registros quaternários. O trabalho de Carreira *et al.* (2015), desenvolvido na Bacia de Santos, serviu de referência regional ao integrar análises de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, C/N, $\delta^{15}\text{N}$ e biomarcadores lipídicos para caracterizar as províncias de acúmulo de matéria orgânica ao longo da plataforma e do talude continental.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ variaram entre −27‰ e −20‰, refletindo o gradiente entre regiões influenciadas por plumas fluviais (mais negativas) e áreas dominadas pela produção marinha (menos negativas). Entre os períodos chuvoso e seco, os valores apresentaram intervalos semelhantes, variando entre −26,9‰ a −20,3‰. Esses intervalos semelhantes indicam que a principal diferença entre as estações está mais relacionada à distribuição espacial das fontes de matéria orgânica do que à amplitude isotópica total. Próximo à foz, valores mais depletados ($\leq -25,4\text{‰}$) no verão sugerem aporte alóctone; no inverno, valores enriquecidos (~ −22 a −21‰) próximos à foz sugerem matéria orgânica autóctone.

A combinação dessas ferramentas permitiu mapear as zonas de transição entre fontes continentais e marinhas e compreender o papel das correntes de contorno, como a Corrente

do Brasil, na redistribuição da matéria orgânica. Este trabalho forneceu um análogo moderno fundamental para a interpretação dos registros isotópicos quaternários da margem sudeste brasileira, especialmente das bacias de Santos e Espírito Santo (CARREIRA *et al.*, 2015).

Essa trajetória científica revela uma clara progressão no entendimento e na aplicação do $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. Nos anos 1970 o foco foi comprovar sua eficácia como marcador paleoambiental, e nas décadas de 1980 e 1990 compreender os mecanismos de transporte e mistura das fontes de matéria orgânica. Nas últimas décadas, quantificar e calibrar os sinais isotópicos em escala regional. Cada avanço superou limitações específicas desde a distinção entre controle térmico e sedimentar por Newman *et al.* (1973), passando pela conexão entre fontes continentais e registros distais estabelecida por Mariotti *et al.* (1991), até quantificação da fração terrígena realizada por Prahl *et al.* (1994) e, finalmente, a calibração regional aplicada às margens brasileiras por Carreira *et al.* (2015). Essa evolução consolidou o $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ como uma ferramenta essencial para a reconstrução de paleoambientes, capaz de registrar oscilações glacioeustáticas, variações na produtividade biológica e padrões de transporte sedimentar em sistemas turbidíticos ao longo do Quaternário.

A utilização de razões isotópicas de carbono em sedimentos carbonáticos apresenta limitações importantes quando aplicada a sucessões predominantemente siliciclásticas, como os sistemas turbidíticos analisados neste estudo. Nesses ambientes, os poucos componentes carbonáticos presentes são, em geral, representados por microfósseis calcários alóctones, frequentemente retrabalhados e com mistura temporal significativa. Essa condição reduz o potencial de preservação do sinal primário e, conseqüentemente, a confiabilidade para correlações estratigráficas e reconstruções paleoambientais (NEWMAN *et al.*, 1973; MARIOTTI *et al.*, 1991).

Dessa forma, opta-se pela análise dos isótopos estáveis de carbono na matéria orgânica ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$), que se mostrou uma ferramenta mais robusta para testar hipóteses de correlação estratigráfica e interpretação paleoambiental em depósitos siliciclásticos. O $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ reflete diretamente a mistura entre matéria orgânica continental (C3/C4) e marinha, respondendo a variações na drenagem, no nível do mar e na produtividade biológica.

3. GEOLOGIA REGIONAL

3.1. Bacia do Espírito Santo

A Bacia do Espírito Santo (Figura 2) está localizada na margem continental leste do Brasil e faz parte do conjunto de bacias da margem passiva brasileira formadas durante a abertura do Atlântico Sul, (França et al., 2007). Sua área varia entre aproximadamente 115.200 km² e 125.000 km², sendo a maior parte situada na porção *offshore*. Seus principais limites são a Bacia de Mucuri ou o Planalto de Abrolhos, ao norte, a Bacia de Campos, ao sul, e a Cadeia Vitória-Trindade, a Leste. Do ponto de vista tectônico, trata-se de uma bacia de margem passiva, originada a partir do rifteamento associado à ruptura do Gondwana no contexto da abertura do Atlântico Sul, (HEINE et al., 2013).

A evolução tectonoestratigráfica da Bacia do Espírito Santo segue o padrão clássico das bacias de margem passiva brasileiras, sendo dividida nas fases rifte, pós-rifte e drifte (CHANG et al., 1992; FRANÇA et al., 2007). A fase rifte marca o início da formação da bacia, em ambiente continental e sob forte controle tectônico, sendo representada principalmente pela Formação Cricaré, composta por depósitos siliciclásticos relacionados a sistemas fluviais, aluviais e lacustres. Na fase pós-rifte, desenvolvida em condições transicionais e com circulação marinha mais restrita, destaca-se a Formação Mariricu, caracterizada por sedimentos siliciclásticos e evaporíticos (VIEIRA et al., 1994; FRANÇA et al., 2007).

A fase drifte, iniciada no Albiano e prolongada até o Recente, corresponde à instalação definitiva do ambiente marinho na bacia, com o desenvolvimento de sistemas deposicionais de plataforma, talude e águas profundas (FRANÇA et al., 2007). Nessa fase, destacam-se as formações São Mateus, Regência, Urucutuca, Caravelas e Rio Doce. Esse conjunto estratigráfico mostra a passagem de condições continentais e restritas para ambientes progressivamente marinhos, incluindo depósitos de plataforma, talude, bacia profunda e também depósitos turbidíticos nas porções mais distais (FIDUK et al., 2004; ALVES et al., 2009).

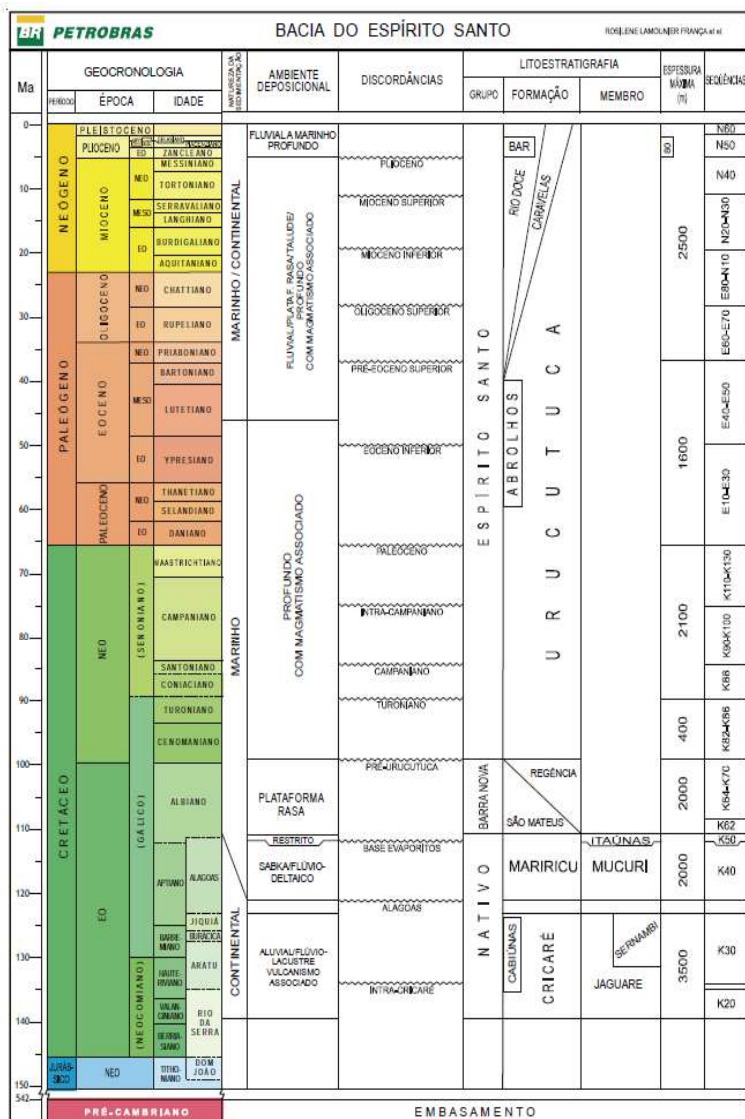


Figura 2 – Carta estratigráfica da Bacia do Espírito Santo, destacando a relação entre as unidades litoestratigráficas, os ambientes deposicionais e a escala geocronológica. A coluna mostra os principais grupos, formações e membros, desde o embasamento pré-cambriano até os depósitos quaternários superficiais. Fonte: França et al. (2007)

3.2. Depósitos Quaternários

Os depósitos quaternários da Bacia do Espírito Santo ocorrem desde a planície costeira do Rio Doce até os setores mais profundos da margem continental, refletindo a atuação de processos costeiros, fluviais, marinhos e gravitacionais ao longo do Quaternário (MARTIN *et al.*, 1997).

Na porção continental e costeira, esses depósitos incluem terraços marinhos pleistocênicos e holocênicos, depósitos lagunares, manguezais, turfas, depósitos fluviais, aluviais, coluviais e arenitos de praia, formando grande parte da planície costeira associada ao delta do Rio Doce (MARTIN *et al.*, 1997; HATUSHIKA, 2005).

Em direção à porção *offshore*, os depósitos quaternários passam a incluir sucessões marinhas profundas relacionadas a dinâmica do talude continental e dos sistemas de cânions submarinos (Figura 3). Nesse contexto, o Sistema de Cânions Watu apresenta depósitos associados a correntes de turbidez, fluxos gravitacionais, sedimentação hemipelágica e depósitos de transporte de massa, constituindo um importante registro da transferência sedimentar da margem para a bacia profunda durante o Pleisto-Holoceno (SCHREINER *et al.*, 2009; VICALVI, 2013). Esses depósitos mostram que a sedimentação quaternária da Bacia do Espírito Santo não se limita à planície costeira e à plataforma continental, mas também inclui expressiva sedimentação em águas profundas, controlada pela fisiografia da margem, pela conexão entre áreas-fonte e cânions submarinos e pelas variações glacioeustáticas que influenciaram o aporte sedimentar ao longo do tempo (FIDUK *et al.*, 2004; ALVES *et al.*, 2009).

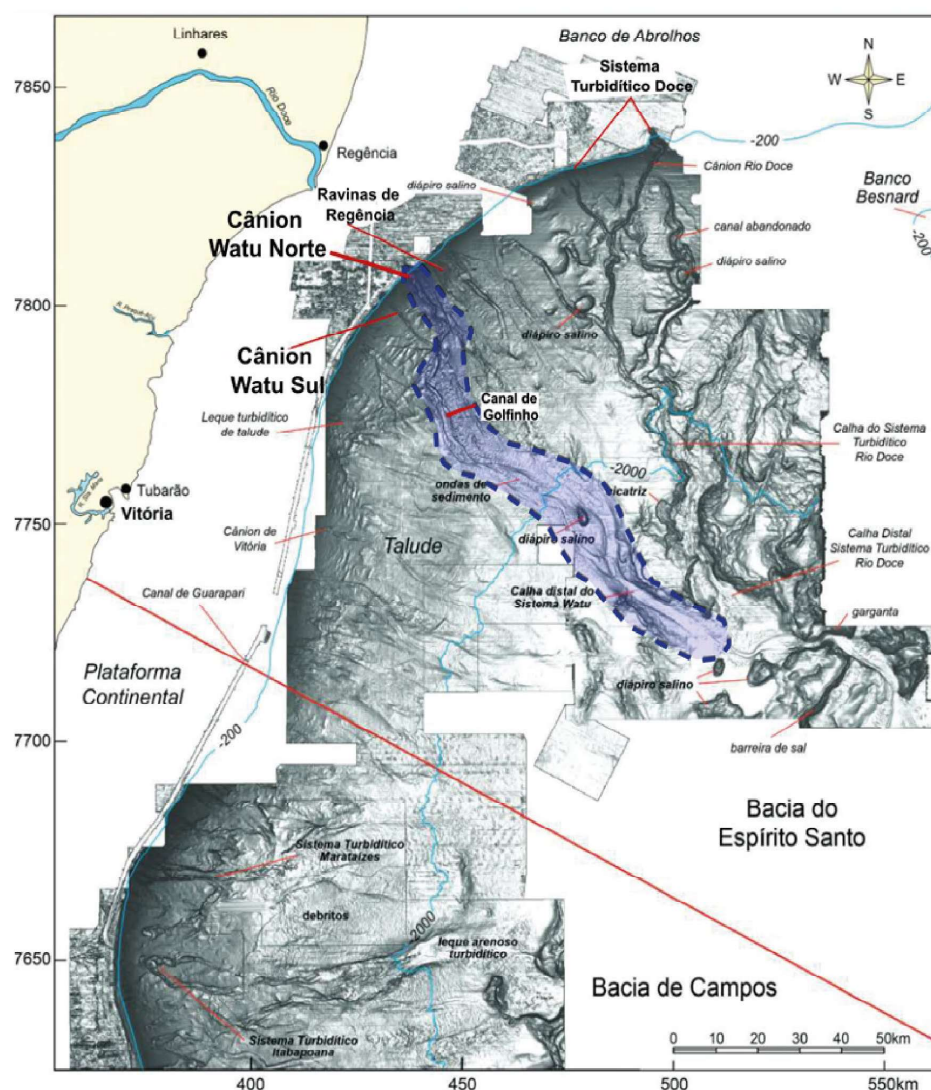


Figura 3 – Modelo digital com os nomes das principais feições geomorfológicas do fundo oceânico do centro-sul da Bacia do Espírito Santo e norte da Bacia de Campos. Fonte: Schreiner et al. (2009).

3.3. Evolução Quaternária do delta do Rio Doce

Na Bacia do Espírito Santo, a evolução quaternária da margem foi fortemente controlada pelas oscilações do nível relativo do mar, que influenciaram tanto a dinâmica costeira quanto a transferência sedimentar para o talude continental. Nesse contexto, a

planície costeira associada ao delta do Rio Doce resultou da atuação conjunta de processos continentais e marinhos ao longo do Quaternário (BANDEIRA JUNIOR *et al.*, 1979).

De acordo com Bandeira Junior *et al.* (1979) e Martin *et al.* (1993), as variações do nível do mar promoveram erosão de depósitos mais antigos, afogamento de vales fluviais e desenvolvimento de estuários, lagunas, terraços litorâneos e barreiras arenosas, compondo uma evolução costeira complexa ao longo do Quaternário. No caso do Rio Doce, esse modelo evolutivo considera uma sucessão de estágios paleogeográficos associados às flutuações marinhas quaternárias. Durante a penúltima transgressão marinha, o nível do mar atingiu cerca de 6 a 10 m acima do atual, promovendo erosão de depósitos continentais e o afogamento dos baixos cursos fluviais, com formação de estuários e lagunas (SUGUIO *et al.*, 1982; MARTIN *et al.*, 1993; HATUSHIKA, 2005). Na regressão subsequente, formaram-se os terraços litorâneos pleistocênicos. Posteriormente, durante a transgressão holocênica, ocorreu novo afogamento parcial das planícies fluviais, favorecendo novamente a formação de estuários, lagunas e ilhas-barreira. Após o máximo transgressivo, a área passou por uma nova fase de progradação, com reocupação parcial de lagunas e desenvolvimento de feições deposicionais associadas ao Rio Doce (SUGUIO *et al.*, 1982; MARTIN *et al.*, 1993; HATUSHIKA, 2005).

A configuração atual da planície costeira do Rio Doce resulta da alternância entre fases transgressivas e regressivas, refletindo a forte influência das oscilações do nível relativo do mar na evolução quaternária da margem. Essa dinâmica não se limita aos ambientes costeiros, mas estende-se ao talude continental, onde se estabelecem importantes rotas de transferência sedimentar para águas profundas (MARTIN *et al.*, 1993; HATUSHIKA, 2005).

Nesse contexto, destacam-se as ravinas de Regência e o Cânion do Rio Doce, posteriormente correlacionado ao Watu Norte e Watu Sul, que atuam como feições fundamentais no transporte de sedimentos desde a borda da plataforma até os setores mais distais da bacia. Desse modo, a evolução costeira e deltaica do Rio Doce encontra-se diretamente vinculada aos sistemas deposicionais profundos da margem, incluindo os depósitos turbidíticos desenvolvidos no talude e na planície abissal (FIDUK *et al.*, 2004; SCHREINER *et al.*, 2009).

Na porção central da bacia, desenvolve-se o Sistema Watu-Golfinho (Figura 4B), uma das principais expressões morfológicas do talude submarino regional. Os cânions Watu Norte

e Watu Sul apresentam diferenças importantes, com o Watu Sul mais curto e menos sinuoso, com menor aporte sedimentar, enquanto o Watu Norte possui geometria mais complexa, maior sinuosidade e registro deposicional mais expressivo (SCHREINER *et al.*, 2009; FRAGOSO *et al.*, 2017), alinhado à desembocadura do Rio Doce.

Na porção média do talude, são observados depósitos marginais interpretados como leques laminares, além de preenchimentos descontínuos de talvegue compostos por canais arenosos sobrepostos, com depósitos de colapso de margem e retrabalhamento erosivo (SCHREINER *et al.*, 2009; FRAGOSO *et al.*, 2017). Em torno de 1300 m de profundidade, os dois cânions convergem e passam a formar o Canal de Golfinho (Figura 4), que prossegue pelo talude inferior transportando sedimentos para áreas mais distais (SCHREINER *et al.*, 2009; FRAGOSO *et al.*, 2017).

A configuração desse sistema foi influenciada por flutuações relativas do nível do mar, além de controles estruturais e halocinéticos. Com isso, a evolução do delta do Rio Doce no Quaternário não deve ser entendida de forma isolada, mas como parte de um sistema sedimentar mais amplo, que integra planície costeira, plataforma, talude e bacia profunda (MARTIN *et al.*, 1993; HATUSHIKA, 2005).

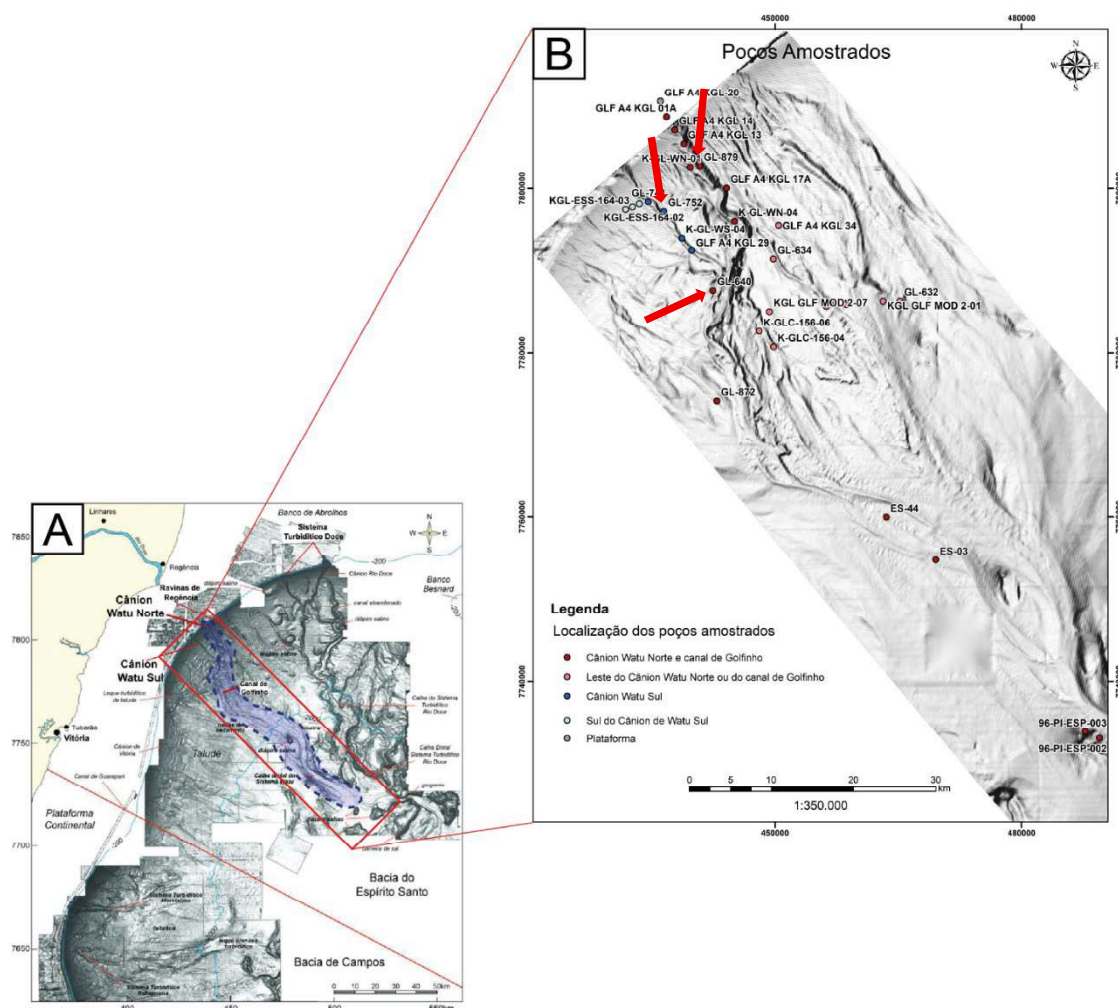


Figura 4 – Localização do Sistema de Cânions Watu e dos poços amostrados na Bacia do Espírito Santo. A) Contexto regional do Sistema de Cânions Watu, com destaque para os cânions Watu Norte e Watu Sul e sua conexão com o Canal de Golfinho. B) Distribuição dos testemunhos amostrados ao longo do sistema deposicional.; setas vermelhas indicam a localização dos testemunhos estudados neste trabalho. Fonte: Adaptado de Schreiner et al. (2009).

3.4. Oscilações climáticas do Quaternário e os MIS

O Quaternário é caracterizado por intensas oscilações climáticas, marcadas pela alternância entre períodos glaciais e interglaciais, especialmente ao longo do último milhão de anos (BERGER e YIN, 2021). Essas variações ocorreram em diferentes escalas temporais e afetaram diretamente a dinâmica dos continentes, dos oceanos e da sedimentação marinha. Entre os principais mecanismos associados a essa variabilidade destaca-se a forçante

astronômica, relacionada às variações da excentricidade da órbita terrestre, da obliquidade do eixo de rotação e da precessão climática (HAYS *et al.*, 1976; BERGER e YIN, 2021). A excentricidade controla a forma da órbita da Terra ao redor do Sol, a obliquidade corresponde à inclinação do eixo terrestre, e a precessão está associada à variação da posição das estações em relação ao periélio, modulando o contraste sazonal. Em conjunto, esses parâmetros controlam a distribuição sazonal e latitudinal da insolação, influenciando a expansão e retração das calotas de gelo, a circulação atmosférica e oceânica e, conseqüentemente, a resposta sedimentar do sistema terrestre (HAYS *et al.*, 1976; BERGER, 1978; BERGER e YIN, 2021).

Uma das principais formas de reconhecer essa variabilidade paleoclimática é por meio dos Estágios Isotópicos Marinhos (Marine Isotope Stages – MIS), definidos a partir das variações de $\delta^{18}\text{O}$ registradas em foraminíferos preservados em sedimentos marinhos (LISIECKI e RAYMO, 2005). Esses registros permitem identificar mudanças no volume global de gelo e na temperatura das águas profundas, funcionando como uma base cronológica importante para a subdivisão do Quaternário. De modo geral, os MIS pares correspondem a períodos glaciais, enquanto os MIS ímpares correspondem a períodos interglaciais (EMILIANI, 1955; LISIECKI e RAYMO, 2005).

As alternâncias entre glaciais e interglaciais tiveram forte influência sobre o nível relativo do mar, promovendo sucessivas fases de regressão e transgressão marinha ao longo do Quaternário (POSAMENTIER *et al.*, 1988). Durante os períodos glaciais, o armazenamento de água nas calotas de gelo provocou queda do nível do mar e maior exposição da plataforma continental (FAIRBANKS, 1989; LAMBECK *et al.*, 2014). Já nos períodos interglaciais, o derretimento dessas massas de gelo levou à elevação do nível do mar, favorecendo o afogamento de áreas costeiras e mudanças na distribuição dos ambientes sedimentares.

Essas variações paleoclimáticas tiveram grande importância na organização dos sistemas deposicionais marinhos, pois controlaram a conectividade entre áreas-fonte continentais, plataforma, talude e bacia profunda (FIDUK *et al.*, 2004). Em fases de nível do mar mais baixo, a transferência sedimentar para o ambiente marinho profundo tornou-se mais eficiente, favorecendo a atuação de cânions submarinos e a deposição de turbiditos (POSAMENTIER *et al.*, 1988). Em fases de nível do mar mais alto, a sedimentação na

plataforma tornou-se mais expressiva e, em águas profundas, passaram a predominar depósitos mais finos, como os hemipelágicos. Dessa forma, a variabilidade paleoclimática do Quaternário e o arcabouço dos MIS são fundamentais para compreender a dinâmica sedimentar e a evolução dos depósitos marinhos profundos (COVAULT *et al.*, 2007).

3.5. Turbiditos da Bacia do Espírito Santo

Os turbiditos são depósitos sedimentares formados pela ação de correntes de turbidez, isto é, fluxos gravitacionais densos e turbulentos que transportam sedimentos da margem continental para regiões mais profundas da bacia (BOUMA, 1964; POSAMENTIER e WALKER, 2006). Esses fluxos ocorrem principalmente em ambientes marinhos profundos, com deposição desde o talude continental proximal até setores mais distais da planície abissal. Por estarem associados a eventos episódicos e de curta duração, os turbiditos constituem registros importantes da dinâmica sedimentar em águas profundas e permitem reconstruir processos de transporte e dispersão de sedimentos ao longo da margem continental (MUTTI e NORMARK, 1987; POSAMENTIER e WALKER, 2006).

De modo geral, as correntes de turbidez correspondem a fluxos de densidade, nos quais a presença de sedimentos em suspensão torna o fluxo mais denso e favorece seu deslocamento (POSAMENTIER e WALKER, 2006). Esses fluxos podem ser desencadeados por diferentes mecanismos, como escorregamentos no talude e na plataforma continental, colapso de frentes deltaicas e eventos de alta descarga sedimentar, capazes de gerar fluxos hiperpicnais que, ao longo do talude, evoluem para fluxos turbidíticos (MULDER e SYVITSKI, 1995). Como resultado, os depósitos formados por esses processos apresentam grande variação de espessura, granulometria e geometria, podendo ocorrer desde camadas individuais centimétricas até sistemas deposicionais de grande escala (MUTTI e NORMARK, 1987).

Os sistemas turbidíticos são marcados por elevada heterogeneidade espacial e por arquiteturas deposicionais complexas, uma vez que sua organização depende de fatores como aporte sedimentar, área-fonte, fisiografia da bacia, confinamento tectônico, variações do nível do mar e frequência dos eventos de fluxo (POSAMENTIER e WALKER, 2006). Por isso, depósitos turbidíticos costumam apresentar grande variabilidade lateral e vertical, o que

pode dificultar sua correlação estratigráfica e a previsão de continuidade faciológica em escala de bacia (READING e RICHARDS, 1994). Ainda assim, justamente por registrarem de forma relativamente direta a transferência sedimentar entre o continente e a bacia profunda, esses depósitos são fundamentais para estudos estratigráficos, paleoambientais e para aplicações ligadas à geologia do petróleo.

Em conjunto, esses depósitos evidenciam a complexidade dos sistemas marinhos profundos da Bacia do Espírito Santo e mostram que a sedimentação quaternária em águas profundas resultou da interação entre processos gravitacionais, aporte sedimentar e dinâmica deposicional ao longo do talude e da bacia. Dessa forma, os turbiditos e os demais depósitos associados ao sistema Watu–Golfinho constituem importantes registros da transferência sedimentar entre a margem continental e os setores mais distais da bacia, sendo fundamentais para a compreensão da evolução sedimentar regional (FIDUK *et al.*, 2004; SCHREINER *et al.*, 2009).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. Testemunhos estudados

As amostras de cedidas para realizar a pesquisa foram fornecidas pelo Centro de Pesquisas, Desenvolvimento e Inovação Leopoldo Américo Miguez de Mello – CENPES/PETROBRAS, provenientes de *piston cores* perfuradas na área do Sistema de Cânions Watu, Bacia do Espírito Santo, sudeste brasileiro (Figura 5). Os testemunhos utilizados para análises correspondem às localidades de três setores do Sistema Watu: o testemunho GL-879, correspondente ao Cânion Watu Norte; o testemunho GL-752, referente ao Cânion Watu Sul; e o testemunho GL-640, localizado no Canal de Golfinho.

Essa escolha permite representar diferentes setores do Sistema Watu, desde os cânions tributários até o canal principal a jusante. O Sistema Watu constitui uma importante feição submarina da Bacia do Espírito Santo, formada por cânions e canais desenvolvidos ao longo do talude continental, com papel relevante na transferência de sedimentos da margem continental para ambientes marinhos profundos (HERCOS e SCHREINER, 2006; SCHREINER *et al.*, 2009; SCHREINER e HERCOS, 2015). Nesse contexto, os cânions Watu Norte e Watu Sul funcionam como tributários principal do sistema, enquanto o Canal

de Golfinho representa a continuidade deposicional para setores mais distais da bacia (SCHREINER *et al.*, 2009). Assim, os testemunhos estudados representam posições complementares dentro de um mesmo sistema sedimentar, desde os cânions principal até os mais distais.

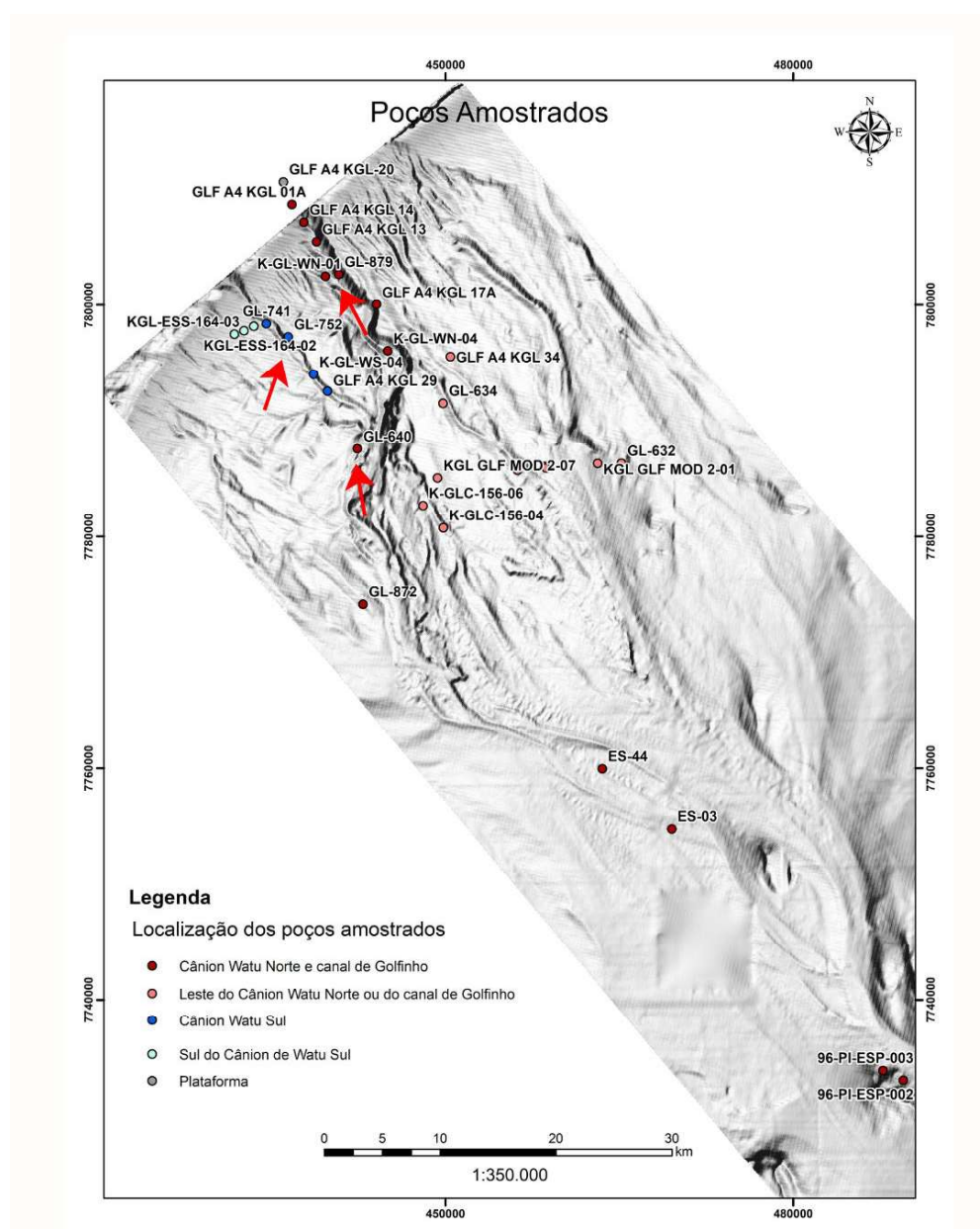


Figura 5 – Mapa de localização dos testemunhos perfurados no Sistema de Cânions Watu, Bacia do Espírito Santo. Os testemunhos utilizados para análises são GL-640, GL-879 e GL-752.

4.2. Descrição de fácies e microfácies

As amostras de *piston cores* foram descritas em escala macroscópica e microscópica, com o objetivo de caracterizar seus principais atributos texturais e composicionais, fornecendo suporte à interpretação dos dados sedimentológicos e geoquímicos. A descrição macroscópica foi realizada na Litoteca no Centro de Ciências Naturais Aplicadas – UNESPetro na Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” – UNESP, com auxílio de Estereoscópio Zeiss Stemi 2000-C (Figura 6), permitindo a observação de aspectos como cor, granulometria, grau de seleção, arredondamento, esfericidade, forma dos grãos, estruturas sedimentares, ocorrência de bioclasto e outras feições relevantes à caracterização faciológica.



Figura 6 – Imagem do microscópio estereoscópico Zeiss Stemi 2000-C, pertencente à Litoteca UNESPetro (IGCE/UNESP).

As análises microscópicas foram realizadas no Laboratório de Microscopia Óptica e Fotomicrografia (LMOF) do UNESPetro, por meio do estudo petrográfico 36 lâminas

delgadas, utilizando microscópio óptico de luz transmitida Zeiss Axio Imager.A2 equipado com uma câmera digital de alta resolução (Figura 7). Nessa etapa, foram descritos os constituintes do arcabouço, matriz e cimento, bem como aspectos texturais relacionados ao empacotamento, granulometria, seleção, arredondamento e esfericidade dos grãos. Para a classificação granulométrica foi adotada a escala de Wentworth (1922) para arredondamento e esfericidade, os critérios de Powers (1953); e para seleção granulométrica Pettijohn et al. (1972). A proporção de matriz foi avaliada segundo Dickinson (1970). A nomenclatura petrográfica das rochas sedimentares foi baseada em Dott (1964) e Folk (1968), enquanto a interpretação da maturidade textural e mineralógica seguiu os critérios de Folk (1974).



Figura 7 – Imagem do microscópio óptico de luz transmitida Zeiss Axio Imager A2, equipado com câmera digital de alta resolução, no Laboratório de Microscopia Óptica e Fotomicrografia (LMOF) do UNESPetro (IGCE/UNESP).

4.3. Análises isotópicas de carbono orgânico ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)

Para as análises isotópicas de carbono orgânico ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$), foram selecionadas 176 amostras provenientes dos três testemunhos citados anteriormente, as quais foram analisadas no Laboratório Isotópico do Instituto de Estudos Avançados do Mar “Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher” (IEAMar), polo UNESP Rio Claro. Inicialmente, cerca de 20 g de cada amostra foram colocadas em um moinho por cerca de 7 minutos, até o sedimento ser pulverizado para a obtenção de material fino. Em seguida, esse material foi lavado para retirada do sal, seco em estufa a 40 °C e novamente homogeneizado em almofariz de ágata.

Para a decarbonatação, uma alíquota de aproximadamente 250 mg de cada amostra foi colocada em tubo Falcon previamente pesado (Figura 8A). Depois disso, foram adicionados cerca de 8 mL de HCl, aos poucos, até o fim do efervescimento, visando a dissolução da fração carbonática. Em seguida, as amostras foram levadas a banho-maria a aproximadamente 60 °C por cerca de 2 horas (Figura 8B) e permaneceram em capela por aproximadamente 24 horas para garantir a completa decarbonatação. Após esse período, o material foi lavado quatro vezes com água ultrapura, com centrifugação a cada lavagem (Figura 8C). Ao final, o resíduo foi seco novamente em estufa a 40 °C e homogeneizado.

Após secos, o resíduo insolúvel (RI) obtido foi pesado, possibilitando do cálculo da fração carbonática presente nas amostras. O RI foi obtido pela relação entre a massa final do resíduo seco e a massa inicial da amostra usada na decarbonatação.

Equação RI(%) (1):

$$\text{RI}(\%) = \left(\frac{\text{Resíduo}}{\text{Inicial}} \right) \times 100 \quad (1)$$

Resíduo corresponde à massa seca final após a decarbonatação e inicial à massa seca inicial da alíquota.

A partir desse valor, o teor de carbonato de cálcio (CaCO_3) foi estimado pela diferença entre a massa inicial da amostra e a fração que permaneceu como resíduo insolúvel.

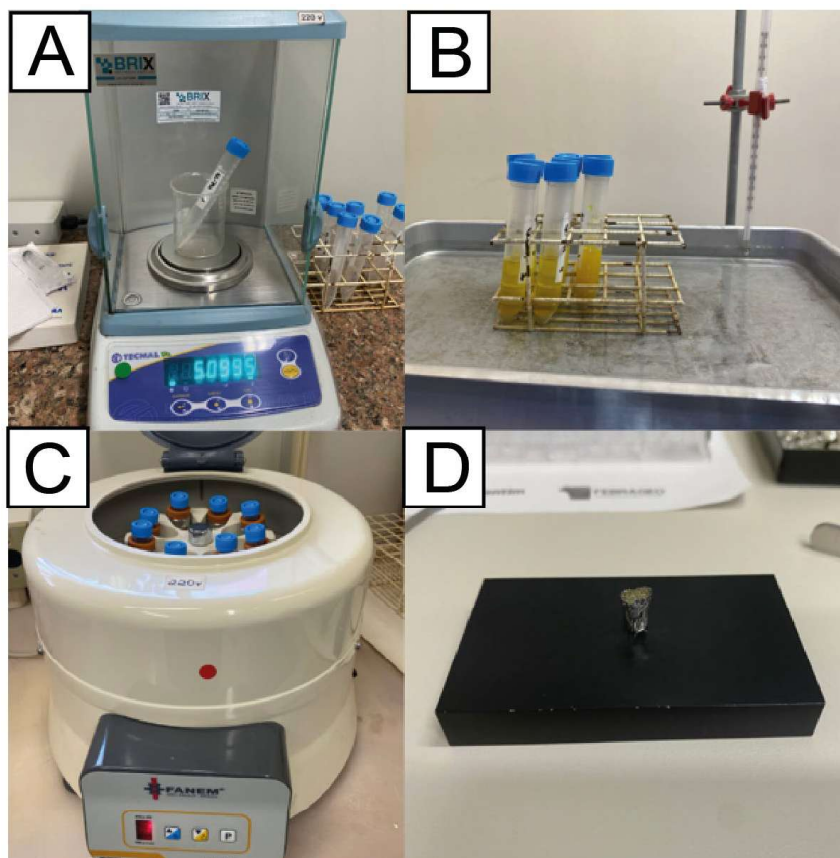


Figura 8 – Etapas da preparação das amostras para análises de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. A) Tubo Falcon com tampa sendo pesado antes da amostra. B) Amostras em banho-maria com temperatura máxima de 60 °C. C) Amostras sendo centrifugadas. D) Cápsula de estanho com amostras já pesado.

Equação CaCO_3 (2)

$$\text{CaCO}_3 (\%) = 100 - \text{RI}(\%) \quad (2)$$

Após a decarbonatação, aproximadamente 5 mg do material foram transferidos para cápsulas de estanho (Figura 8D). A determinação da composição isotópica do carbono orgânico ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) e do teor de carbono ($\%C$) foi realizada por espectrometria de massas de razão isotópica (EA-IRMS), utilizando um Thermo Finnigan Delta V Advantage acoplado a um analisador elementar Flash HT Plus com detector de condutividade térmica (TCD). As amostras foram submetidas à combustão a 1020 °C, promovendo a conversão do carbono em

CO₂, cuja composição isotópica e intensidade do sinal foram utilizadas para a determinação de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e do teor de carbono. As análises foram realizadas no Laboratório de Espectrometria do Departamento de Geologia/IEAMar da UNESP, campus de Rio Claro. A normalização dos dados foi realizada utilizando o padrão certificado de ureia IVA-33802174. Os resultados isotópicos foram expressos na notação delta (δ), em per mil (‰), em relação ao padrão VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite), com desvio padrão analítico entre 0,30 e 1,25‰.

O carbono orgânico total (COT) foi calculado com base no teor de carbono medido no resíduo decarbonatado, corrigido pela fração de resíduo insolúvel, para que o valor final representasse a amostra original.

$$\text{COT}(\%) = \text{C Resíduo}(\%) \times [\text{RI}(\%)/100]$$

Em que C resíduo (%) corresponde ao teor de carbono obtido no material decarbonatado e RI(%) ao percentual de resíduo insolúvel.

4.4. Base de dados quimioestratigráficos para os testemunhos do Sistema Watu

As quimiozonas propostas por Grando (2024) e Giovanni (in prep.) foram definidas a partir da análise integrada das razões elementares Fe/K e $\ln(\text{K}/\text{Al})$, com base na identificação de excursões positivas e negativas, mudanças de platô, inflexões abruptas e, principalmente, no comportamento antitético entre essas curvas ao longo dos perfis. A partir desses critérios, foram reconhecidas sete quimiozonas, nomeadas do topo para a base como WCS0, WCS1A, WCS1B, WCS2, WCS3, WCS4 e WCS5, interpretadas como intervalos geoquimicamente distintos relacionados a mudanças no intemperismo, no aporte sedimentar e nas condições paleoclimáticas.

A calibração dessas quimiozonas foi realizada por meio da comparação entre os perfis isotópicos locais de $\delta^{18}\text{O}$ marinho bentônico e a curva isotópica global proposta por Lisiecki e Raymo (2005), complementada pela calibração bioestratigráfica regional discutida por Costa *et al.* (2018). Nesse procedimento, os valores mais altos de $\delta^{18}\text{O}$ foram interpretados como indicativos de maior volume global de gelo, correspondendo a intervalos glaciais,

enquanto os valores mais baixos foram associados a intervalos interglaciais. Essa relação permite correlacionar os perfis isotópicos locais com os Marine Isotope Stages (MIS), que representam a sucessão de fases glaciais e interglaciais registrada no oceano

Com base nessa integração, as quimiozonas baseadas no arcabouço elementar foram calibradas em relação aos MIS por meio do testemunho GL-752, o qual possibilitou maior recuperação de foraminíferos bentônicos em fácies com menor aloctonia em meio aos depósitos turbidíticos. Com isso, seguem as associações: a WCS4, WCS3 e uma parte da base do WCS2 representantes do MIS 5; WCS2 ao MIS 4 e MIS 3; a WCS1B à transição entre MIS 3 e MIS 2 e maior parte de MIS2; a WCS1A correlaciona com o topo do MIS 2 sendo referente a última transição glacial–interglacial do limite Pleistoceno–Holoceno, e a WCS0 ao MIS 1, correspondente ao Holoceno.

5. RESULTADOS

5.1. Fácies e microfácies dos sedimentos do Cânion Watu

A caracterização das fácies e microfácies sedimentares foi realizada com base na análise macroscópica e de lâminas petrográficas provenientes. A partir, dessas análises foi possível descrever as principais características texturais e composicionais dos sedimentos, considerando aspectos como granulometria, proporção entre matriz e arcabouço, composição mineralógica e presença de bioclásticos ou fragmentos bioclásticos.

5.1.1. Testemunho GL-879 – Cânion Watu Norte

Para o testemunho GL-879, no setor do Cânion Watu Norte, a descrição permitiu reconhecer, da base para o topo, três microfácies principais: lamito micáceo, quartzo wacke micáceo e arenito lítico micáceo. Esses intervalos se diferenciam principalmente, pela quantidade de lama entre os grãos e variação na composição mineralógica ao longo do testemunho.

Na base do testemunho, entre 831 m e 826 m (Figura 9), predominam, macroscopicamente, as frações granulométricas de argila e silte, com participação subordinada de grãos de areia muito fina. É caracterizada por matriz-suportada, com matriz lamosa siliciclástica e proporção aproximada de 80% de matriz e 20% de arcabouço. Nesse

intervalo, a composição varia entre níveis com quartzo 35%, micas 60%, e minerais acessórios em torno de 5%, principalmente rutilo e fosfato. Essa fácies é caracterizada pela elevada proporção de matriz lamosa siliciclástica, pela maior abundância de micas e pelo predomínio de frações finas, sendo classificada como uma microfácies de lamito micáceo.

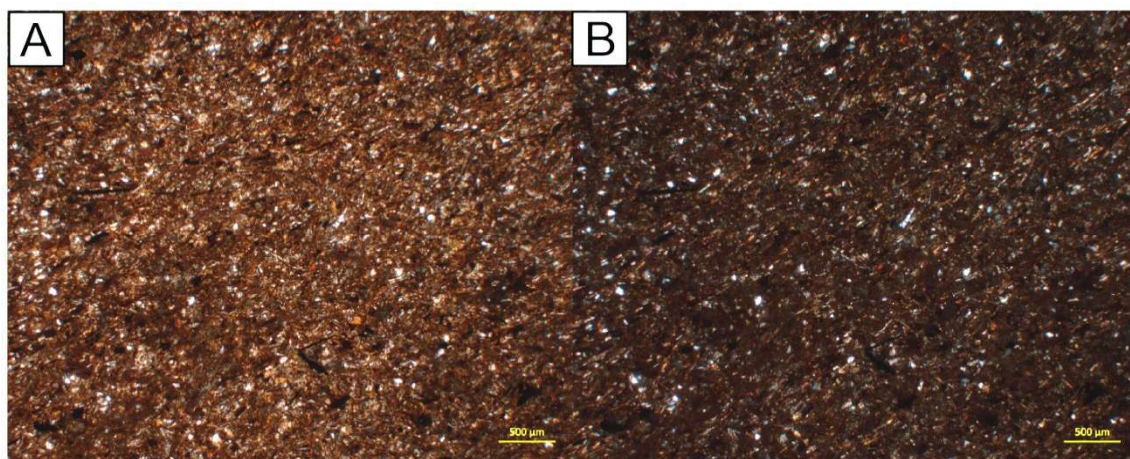


Figura 9 – Fotomicrografias da microfácies de lamitos micáceos do testemunho GL-879. A) Intervalo 827,65–827,68 m, mostra textura matriz-suportada com predomínio de matriz lamosa de coloração castanho-escuro, observam-se grãos de quartzo muito fino dispersos na matriz. B) Intervalo 829,82–829,85 m, em nicóis cruzados, evidenciando a matriz lamosa e micas alongadas sem orientação, realçadas pela birrefringência.

Na porção intermediária do testemunho, aproximadamente entre 826 m e 820 m, observa-se um intervalo mais variável, com alternância entre porções mais finas, compostas por silte e areia muito fina, ricas em lama, e porções relativamente mais arenosas, com predominância de areia fina a média. As camadas mais arenosas apresentam características distintas e puderam ser classificadas em duas microfácies distintas.

As microfácies de quartzo wacke micáceo correspondem a depósitos arenosos-lamosos, com textura matriz-suportada e matriz lamosa siliciclástica, com uma proporção de 60/40 entre arcabouço e matriz. A granulometria varia de argila a areia fina, refletindo a mistura entre frações finas e arenosas. A composição mineralógica é formada por aproximadamente 30% de quartzo, 55% de micas, 10% de feldspato e 5% de minerais acessórios, como rutilo e fosfato. Foram descritas raras carapaças de foraminíferos planctônicos e bioclastos de algas vermelhas. Nessa microfácies, destaca-se a presença recorrente de micas alongadas e achatadas.

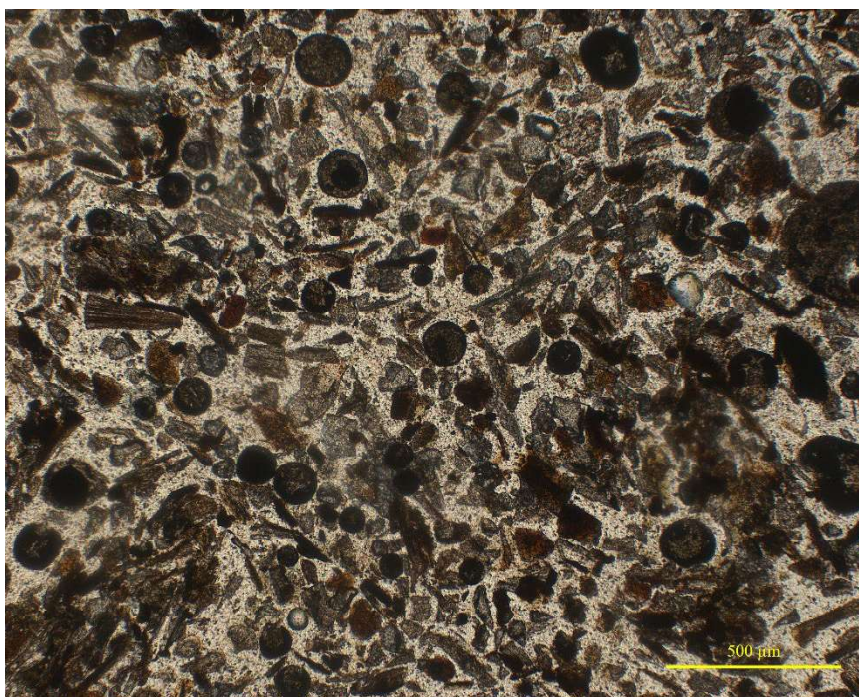


Figura 10 – Fotomicrografias da microfácies de arenito lítico micáceo do testemunho GL-879. Intervalo 824,26–824,32 m, observam-se grãos de quartzo predominantemente angulosos a subangulosos, com ocorrência pontual de fragmentos de algas vermelhas. Destacam-se litoclastos de matriz lamosa dispersos entre os grãos do arcabouço.

As microfácies de arenito lítico micáceo (Figura 10) diferenciam-se dos grupos anteriores por não apresentarem matriz suportada, mas arcabouço-suportada, com menor participação relativa de matriz. A granulometria varia de areia fina a média, embora frações mais finas também possam ocorrer subordinadamente. A composição mineralógica é constituída por 35-60% de quartzo, 30-50% de micas, 5-10% de feldspatos e 5-9% de minerais acessórios, incluindo glauconita, rutilo e fosfato. De forma localizada, algumas lâminas apresentam bioclastos de algas vermelhas, com proporções próximas de 1%. As micas apresentam-se localmente alongadas e achatadas, enquanto os grãos de quartzo e feldspato apresentam formas angulosas a subangulosas e esfericidade média a alta.

Dessa forma, o intervalo intermediário é caracterizado pela intercalação entre depósitos finos, dominados por lamitos micáceos, e níveis arenosos, representados principalmente por quartzo wackes micáceos e arenitos líticos micáceos.

No topo do testemunho, entre 820m e 815 m (Figura 11), ocorre novamente o predomínio de porções lamosas semelhantes às observadas na base, indicando o retorno de

intervalos lamitos micáceos. Entretanto, o topo da sucessão também registra a presença localizada de camadas arenosas, com granulometria média, associadas à microfácies de arenitos líticos micáceos.

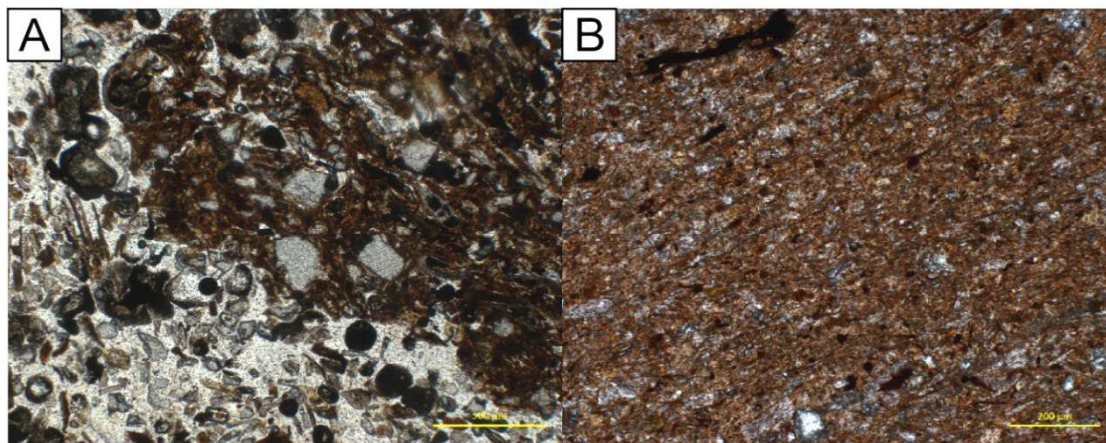


Figura 11 – Fotomicrografias do topo do testemunho GL-879. A) Intervalo 819,99–820,02 m, apresenta grãos de quartzo distribuídos de forma ampla, predominantemente subarredondas a subangulosas e esfericidade média. Parte da lâmina apresenta matriz lamosa, associada à concentração de micas achatadas e alongadas, além de carapaças de foraminíferos preenchidas por lama. B) No intervalo 818,53–818,57m do testemunho GL-879, observa-se o predomínio de matriz lamosa, com micas orientadas paralelamente ao acamamento. Grãos de quartzo subangulosos, de esfericidade média, distribuídos de forma dispersa ao longo da lâmina.

Em resumo, o testemunho GL-879 é dominado por microfácies argilo-siltosas, matriz-suportadas e ricas em micas, compatíveis com deposição por suspensão, em condições de baixa energia relativa, possivelmente associada à sedimentação hemipelágica. Os níveis arenosos, representados por quartzo wackes micáceos e arenitos líticos micáceos, indicam pulsos deposicionais de maior energia relativa, relacionados a eventos turbidíticos arenosos episódicos. Esses intervalos podem estar associados à atuação de fluxos gravitacionais mais concentrados, à dinâmica de canais submarinos ou a depósitos de extravasamento/margem de canal.

5.1.2. Testemunho GL-752 – Cânion Watu Sul

O testemunho GL-752 é composto por uma sucessão predominantemente siliciclástica, com contribuição bioclástica variável ao longo da seção. Com base nas características texturais, granulométricas, composicionais, foram reconhecidos quatro tipos principais de microfácies: quartzo-arenito bioclástico, arenito lítico bioclástico, quartzo-wacke bioclástico e lamito micáceo. De modo geral, a seção apresenta um intervalo basal mais arenoso e rico em bioclastos, seguido por uma porção intermediária representada por depósitos finos a arenosos, com maior participação de matriz, culminando em um intervalo superior marcado pela intercalação de níveis argilosos e arenosos finos.

A base do testemunho, entre aproximadamente 902 m e 898 m (Figura 12), é caracterizada por camadas métricas arenosas, com variações granulométricas importantes. A camada mais basal apresenta granulometria de areia fina a grossa. Os grãos são predominantemente angulosos a subangulosos, com esfericidade baixa a média. A microfácies é sustentada pelo arcabouço, composto principalmente por quartzo, que representa cerca de 90% dos grãos siliciclásticos, seguido por feldspatos com 5%, e minerais acessórios, também em torno de 5%, incluindo fosfato e rutilo. Os componentes bioclásticos representam cerca de 15% da amostra e incluem carapaças de foraminíferos planctônicos e bentônicos, fragmentos de equinoides e briozoários, algas vermelhas, valvas desarticuladas de bivalves e espículas de esponja. Também ocorrem litoclastos de lama. Essas características permitem classificar esse intervalo como quartzo-arenito bioclástico.

Sobreposta a esse nível basal, ainda no intervalo entre 902 m e 898 m, ocorre uma camada de areia fina a média, imatura e mal selecionada. Os grãos são predominantemente angulosos, com esfericidade média. O arcabouço é composto por quartzo, com cerca de 95%, além de minerais acessórios, que representam aproximadamente 5%, incluindo rutilo, fosfato e minerais não identificados. Os bioclastos compõem cerca de 30% e são representados por carapaças de foraminíferos bentônicos, algas calcárias coralináceas articuladas, fragmentos de moluscos e equinoides. A presença expressiva de litoclastos de lama permite classificar essa microfácies como arenito lítico bioclástico.

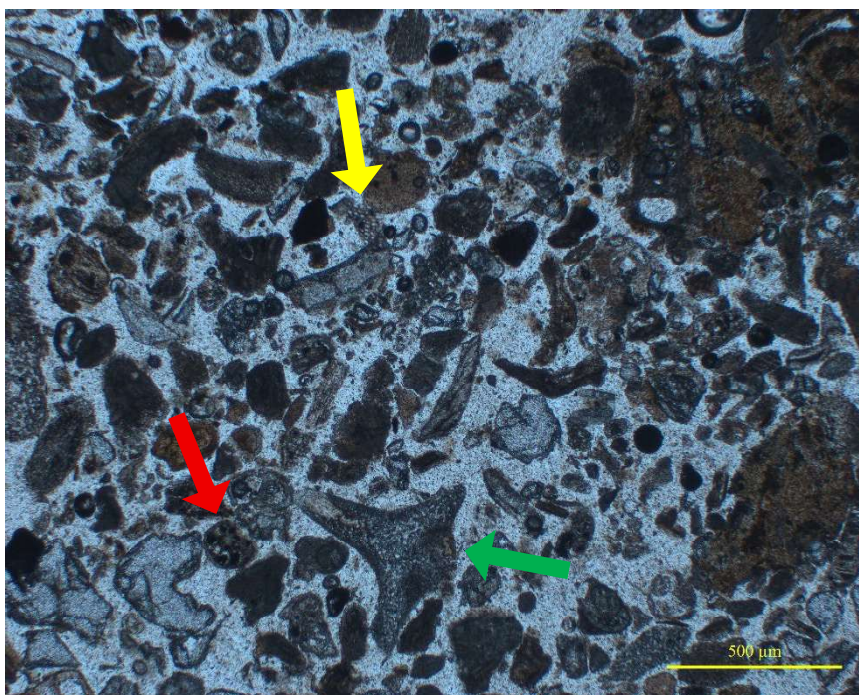


Figura 12 – Fotomicrografias da microfácies de quartzo-arenito bioclástico do testemunho GL-752. No intervalo 902,09–902,12 m, observam-se litoclastos de lama nos cantos superior direito e inferior direito da imagem, além de fragmentos de equinoides, indicados pela seta verde, e de algas vermelhas, indicados pela seta amarela. Também é possível reconhecer uma carapaça de foraminífero bentônico preenchida por pirita, indicada pela seta vermelha. O arcabouço é composto por grãos de quartzo predominantemente subangulosos, com baixa esfericidade.

A porção intermediária do testemunho, entre aproximadamente 898 m e 891 m, é composta por um pacote cuja granulometria varia de argila a areia fina. Esse intervalo apresenta má seleção, com grãos variando de angulosos a subarredondados e apresentam esfericidade baixa a média. A composição do arcabouço é dominada por quartzo, que representa cerca de 80%, seguido por feldspatos, com aproximadamente 15%, e minerais acessórios, em torno de 5%, incluindo micas, rutilo e minerais opacos. Os bioclastos representam cerca de 15% da amostra e incluem carapaças de foraminíferos planctônicos, foraminíferos bentônicos hialinos, microgastrópodes, valvas desarticuladas de microbivalves, algas vermelhas e fragmentos de gastrópodes. Alguns bioclastos encontram-se preenchidos por lama siliciclástica e/ou pirita framboidal eodiagenética. A presença de matriz lamosa siliciclástica, associada ao predomínio de quartzo e à contribuição bioclástica, permite classificar esse intervalo como quartzo-wacke bioclástico.

A parte superior do testemunho, entre aproximadamente 891 m e 884 m (Figura 13), é marcada pela intercalação de níveis argilosos e arenosos finos. As camadas arenosas finas apresentam grãos mal selecionados, que variam de angulosos a subangulosos, com esfericidade média e textura sustentada por matriz lamosa siliciclástica. A composição é marcada pelo predomínio de micas, que representam aproximadamente 55%, seguidas pelo quartzo, com cerca de 40%, e minerais acessórios, em torno de 5%, incluindo fosfato, rutilo e gipsita. Também foram observadas ocorrências localizadas de espículas silicosas e fragmentos de esponja, além de raros gastrópodes e foraminíferos planctônicos. Essas características permitem reconhecer uma microfácies de lamito micáceo.

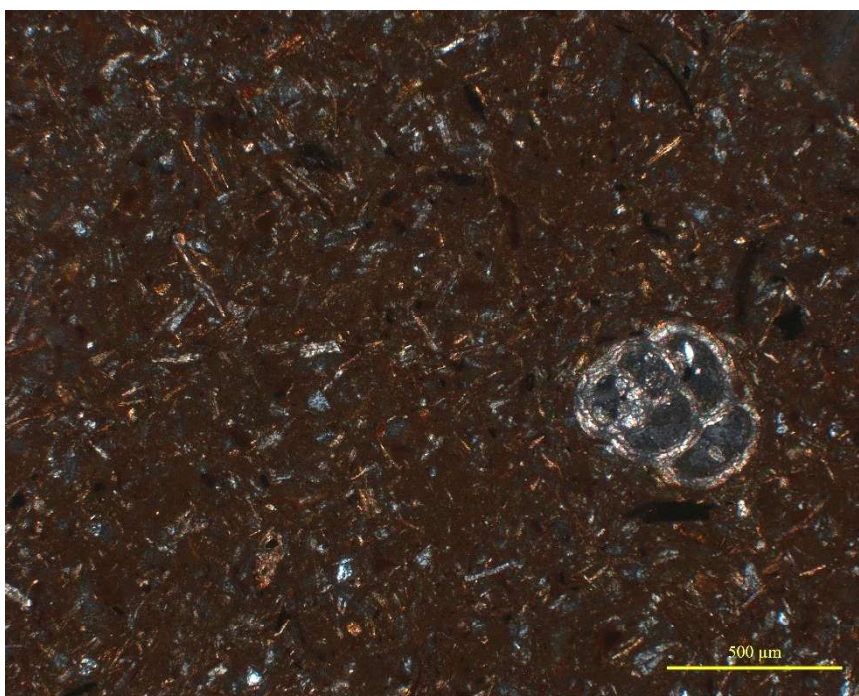


Figura 13 – Fotomicrografia em nicóis cruzados da microfácies lamito micáceo do testemunho GL-752. Intervalo 884,60–884,63 m, nota-se o predomínio de matriz lamosa, com micas alongadas dispersas e sem orientação preferencial, também ocorrem grãos de quartzo subangulosos, distribuídos de forma subordinada na matriz. Na porção direita da imagem, é possível reconhecer uma carapaça de foraminífero planctônico.

Do ponto de vista deposicional, o testemunho GL-752 registra uma tendência geral de diminuição da energia da base para o topo. As microfácies basais, representadas pelo quartzo-arenito bioclástico e pelo arenito lítico bioclástico, são interpretadas como depósitos

associados ao eixo de canal ou ao preenchimento de canais/ravinas de talude, formados por correntes de turbidez mais energéticas, com capacidade de transportar areia, bioclastos retrabalhados e litoclastos de lama. A porção intermediária, composta por quartzo-wacke bioclástico, indica redução relativa da energia deposicional, sendo associada a fluxos turbidíticos mais diluídos ou depósitos de *overbank*, com maior participação de matriz lamosa siliciclástica. Já o intervalo superior, dominado por lamitos micáceos intercalados com níveis arenosos finos, representa condições de menor energia, relacionadas à sedimentação hemipelágica influenciada por pulsos turbidíticos diluídos

5.1.3. Testemunho GL-640, no Canal de Golfinho

O testemunho GL-640 é composto por uma sucessão predominantemente siliciclástica, marcada pela alternância entre níveis arenosos nas porções basal e intermediária e intervalos mais lamosos em direção ao topo. De modo geral, a sucessão apresenta variações verticais na granulometria e na composição das microfácies, com predomínio de arenitos muito finos a finos nos intervalos inferiores e ocorrência de camadas argilo-siltosas intercaladas a níveis arenosos na parte superior.

A base da sucessão, entre aproximadamente 1381 m e 1378 m, é composta por areias muito finas a finas, nas quais foram reconhecidas microfácies distintas. Nesse intervalo, predomina a microfácies de quartzo-arenito micáceo (Figura 14A), sustentada pelo arcabouço e com litoclastos de lama siliciclástica dispersos. O arcabouço é moderadamente mal selecionado, com frações granulométricas variando de argila a areia fina. A composição mineralógica é formada por quartzo, representando cerca de 65%, micas, com aproximadamente 25%, feldspatos, em torno de 5%, e minerais acessórios, também com cerca de 5%, incluindo rutilo e fosfato. Os grãos de quartzo são angulosos a subangulosos, com esfericidade média, enquanto as micas ocorrem como achatadas e alongadas. Os bioclastos são raros, representam menos de 1% da amostra e incluem carapaças de foraminíferos planctônicos e fragmentos de algas vermelhas.

Ainda na porção basal, ocorre uma camada que difere da microfácies anterior, correspondente à microfácies de quartzo-arenito feldspático (Figura 14B), composta por areia muito fina a fina, bem selecionada, com grãos angulosos a subangulosos, indicando caráter moderadamente maduro do ponto de vista granulométrico. A presença reduzida de

litoclastos de lama siliciclástica também sugere maior maturidade textural em relação à microfácies micácea descrita anteriormente. O arcabouço é composto por quartzo, com cerca de 80%, feldspatos, com 15%, e minerais acessórios, com aproximadamente 5%, incluindo rutilo, micas, minerais opacos. Os bioclastos são raros e consistem em carapaças de foraminíferos planctônicos, fragmentos de algas vermelhas e clastos ósseos arredondados, possivelmente relacionados a peixes.

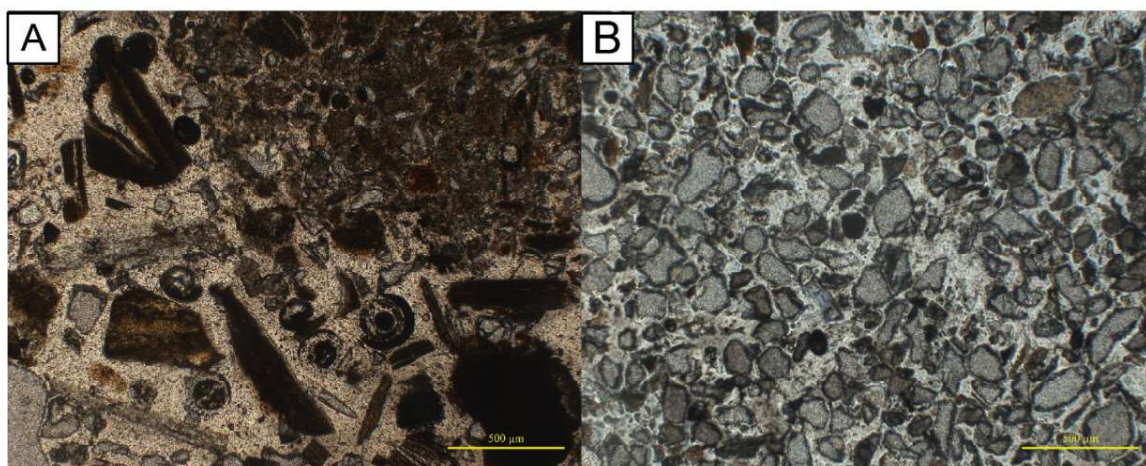


Figura 14 – A) Fotomicrografia da microfácies quartzo-arenito micáceo, intervalo 1380,60–1380,63 m, evidenciando litoclasto de lama siliciclástica, com presença de minerais acessórios como fosfato, fragmento de alga vermelha e carapaças de foraminíferos planctônicos. B) Microfácies quartzo-arenito feldspático, intervalo 1379,85–1379,88 m, observa-se predominância de grãos de quartzos de angulosos a subangulosos, minerais acessórios dispersos de rutilo.

A porção intermediária da sucessão, entre aproximadamente 1378 m e 1370 m, é composta por areias muito finas. Esse intervalo mantém o predomínio de microfácies arenosas, porém apresenta variações internas em sua composição. A parte inferior do intervalo intermediário é caracterizada pela ocorrência de quartzo-arenito feldspático, enquanto a porção superior é representada por quartzo-arenito micáceo. Ao longo do intervalo, permanece o predomínio da sedimentação arenosa, com variação na contribuição relativa de feldspatos e micas entre a base e o topo da porção intermediária.

O topo da sucessão, entre aproximadamente 1370 m e 1362 m (Figura 15), diferencia-se das porções basal e intermediária pela ocorrência de camadas mais argilosas intercaladas com níveis arenosos, cuja granulometria varia de areia muito fina a média. Para os níveis argilo-siltosos, foi descrita a microfácies de lamito avermelhado, constituída por protomatriz

lamosa. O arcabouço é composto por quartzo, que representa cerca de 80%, micas, com aproximadamente 15%, e minerais acessórios, também em torno de 5%, incluindo rutilo, fosfato e minerais opacos. Os grãos de quartzo são angulosos a subangulosos, com esfericidade média. O arcabouço é moderadamente mal selecionado e imaturo. Em algumas camadas localizadas, os lamitos apresentam maior proporção de micas, chegando a aproximadamente 25%, podendo ser classificados como lamitos avermelhados micáceos.



Figura 15 – Microfácies de lamito avermelhado no intervalo 1367,63–1367,66 m, caracterizada por protomatriz lamosa, grãos dispersos de quartzo subangulosos e micas alongadas sem orientação preferencial. Destacam-se foraminíferos bentônicos parcialmente preenchidos por protomatriz lamosa e pirita framboidal.

Nos níveis arenosos médios da porção superior, foi reconhecida a microfácies de quartzo-arenito bioclástico. Nessa microfácies, as frações granulométricas variam de argila a areia média, com má seleção, imaturo. A mineralogia do arcabouço é composta por quartzo, representando cerca de 85%, feldspatos, com aproximadamente 10%, e minerais acessórios em torno de 5%, incluindo rutilo, micas e minerais opacos. Os grãos são predominantemente angulosos a subangulosos, com esfericidade baixa a média. Os bioclastos representam aproximadamente 15% da amostra e incluem carapaças de foraminíferos planctônicos e

bentônicos, comumente preenchidas por lama siliciclástica e/ou pirita framboidal eodiagenética, além de algas vermelhas e valvas desarticuladas de bivalves.

Do ponto de vista deposicional, o testemunho GL-640 registra uma sucessão marcada pela alternância entre depósitos arenosos, predominantes na base e na porção intermediária, e depósitos mais lamosos no topo. As microfácies de quartzo-arenito micáceo e quartzo-arenito feldspático, compostas principalmente por areias muito finas a finas e sustentadas pelo arcabouço, são interpretadas como depósitos associados a fluxos turbidíticos arenosos, possivelmente relacionados ao eixo de canal ou ao preenchimentos de canal. A presença de litoclastos de lama siliciclástica no quartzo-arenito micáceo sugere retrabalhamento do substrato lamoso durante eventos de maior energia.

Na porção superior, a ocorrência de lamitos avermelhados e lamitos avermelhados micáceos indica uma redução relativa da energia deposicional, com maior participação de sedimentação fina por decantação em condições hemipelágicas ou em posições distais de *overbank*. A presença localizada de níveis arenosos médios, representados pelo quartzo-arenito bioclástico, indica a recorrência de pulsos turbidíticos mais energéticos, capazes de transportar areia, bioclastos e material siliciclástico retrabalhado.

5.2. Análises isotópicas de carbono orgânico ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)

5.2.1. GL-879

No testemunho GL-879, além do intervalo condensado atribuído ao Holoceno (MIS 1; WCS0), está presente apenas a quimiozona WCS1A, inserida integralmente no MIS 2. Nessa quimiozona, os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ variam entre -25,7‰ e -23,1‰, com média de -24,2‰, mediana de -24,2‰ e desvio-padrão de 0,7‰. Na base da quimiozona (Figura 16), entre aproximadamente 831 e 827 m, a curva inicia com valores de -24,4‰ e -24,2‰. Em seguida, embora a ausência de amostras em parte do intervalo impeça a construção de uma curva contínua, registra-se uma excursão negativa do $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, atingindo -25,7‰. Logo acima, ocorre uma excursão positiva para valor menos negativo de -23,1‰, seguida por nova excursão negativa para -25,4‰. Após esse intervalo de maior amplitude, o sinal isotópico passa para uma fase de estabilidade relativa até cerca de 827 m, configurando um curto platô isotópico entre -23,3‰ e -23,8‰, com valor médio aproximado de -23,6‰. Na porção média da WCS1A, entre aproximadamente 826 e 821 m, os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ mantêm-se

inicialmente menos negativos, próximos de -23,0‰. Em seguida, a curva passa a registrar um padrão oscilatório de baixa amplitude, marcado por excursões negativas e positivas sucessivas, com mínimos em torno de -25,0‰. Após essas oscilações, o sinal apresenta uma excursão positiva para valores próximos de -23,7‰ e, posteriormente, pequenas variações com tendência suavemente negativa ao longo do restante do intervalo, chegando a -24,4‰. Esse padrão indica instabilidade isotópica, com alternância entre intervalos de maior empobrecimento e menor empobrecimento em ^{13}C .

No topo da WCS1A, entre 821 e 819 m, a curva permanece em platô isotópico mais negativo que -24,0‰, com pequenas excursões de baixa amplitude, encerrando esse segmento em -24,2‰. Na parte final do topo do testemunho, entre 819 e 815 m, os valores tornam-se relativamente mais estáveis, configurando um segundo platô isotópico entre -24,6‰ e -24,0‰, com valor médio aproximado de -24,3‰. Ao final da quimiozona, observa-se uma excursão positiva suave para -23,2‰, de modo que a WCS1A termina com valores isotópicos menos negativos do que aqueles observados em seu início. Para o COT, os valores variam entre 0,0% e 0,5%, com média de 0,4%, mediana de 0,4% e desvio-padrão de 0,1. Já o %CaCO₃ varia entre 0,7% e 2,8%, com média de 1,53%, mediana de 1,6% e desvio-padrão de 0,50.

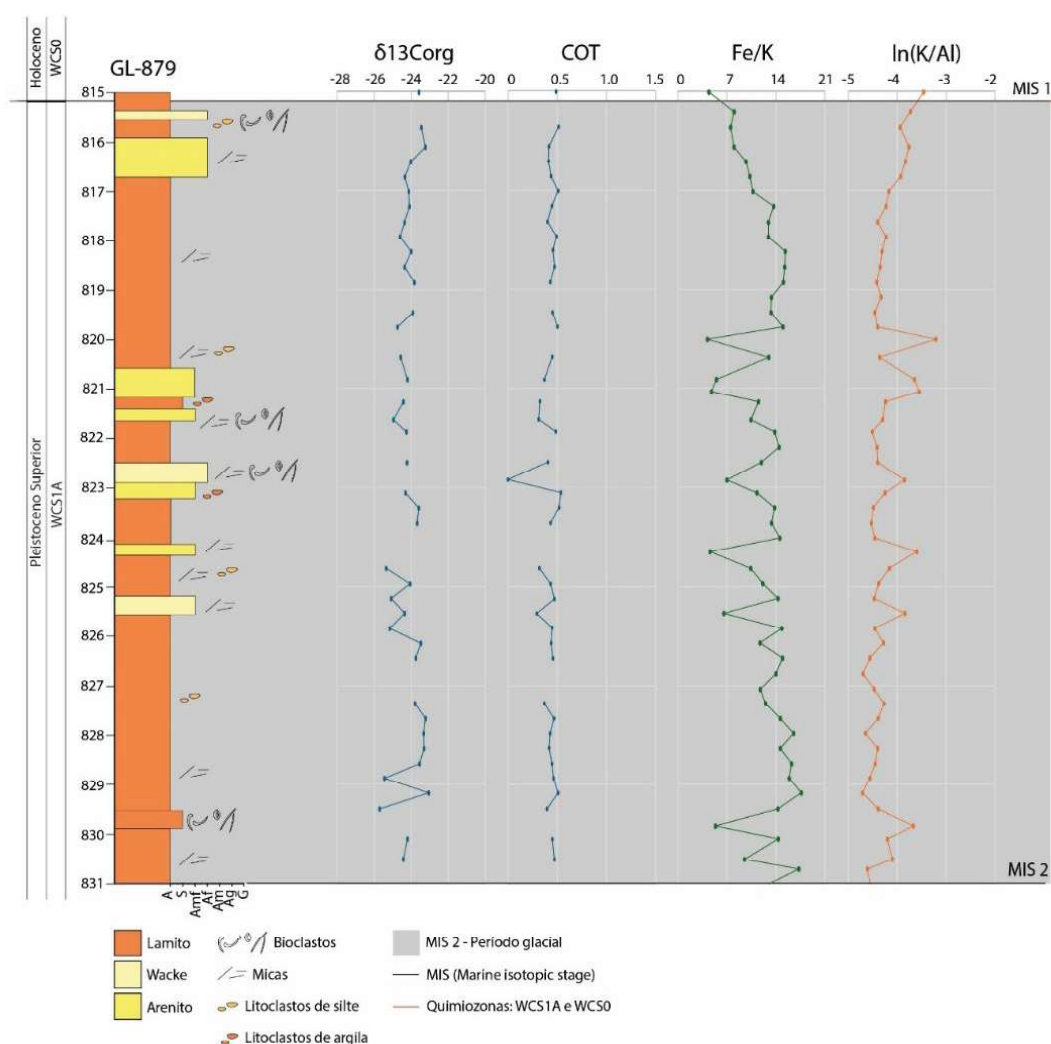


Figura 16 – Perfil estratigráfico do testemunho GL-879 mostrando litologia, granulometria e parâmetros geoquímicos ($\delta^{13}C_{org}$, COT, Fe/K e $\ln(K/Al)$), correlacionados MIS 1–2.

No topo do testemunho, a WCS0 (MIS 1) é representada por apenas uma amostra, com $\delta^{13}C_{org}$ de -23,6‰, COT de 0,5% e %CaCO₃ de 2,2%. Em função do número amostral reduzido, não é possível subdividir essa quimiozona nem reconhecer excursões internas ou platôs isotópicos. Ainda assim, o valor isotópico registrado na WCS0 se posiciona dentro da faixa menos negativa observada no topo da WCS1A.

5.2.2. GL-752

Para o testemunho GL-752, a quimiozona WCS4, na porção basal da sucessão, apresenta valores de $\delta^{13}C_{org}$ entre -25,2‰ e -23,1‰, com média de -24,5‰, mediana de -

24,9‰ e desvio-padrão de 0,9‰. Na base da quimiozona (Figura 17), os valores são mais negativos, em torno de -25,0‰. Em seguida, a curva registra uma excursão positiva ao longo do intervalo, alcançando valores menos negativos, próximos de -24,0‰ a -23,1‰ em direção ao topo da WCS4.

Para o COT, os valores variam entre 0,7% e 1,5%, com média de 1,1%, mediana de 1,0% e desvio-padrão de 0,3%. Já o %CaCO₃ varia entre 5,1% e 9,0%, com média de 6,6%, mediana de 6,6% e desvio-padrão de 1,3%, correspondendo ao intervalo mais carbonático do testemunho.

Por sua vez, a quimiozona WCS3 registra valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ entre -22,2‰ e -21,9‰, com média e mediana de -22,1‰ e desvio-padrão de 0,1‰. A entrada dessa quimiozona é marcada por uma mudança abrupta para valores menos negativos em relação à WCS4, caracterizando uma excursão positiva na base. A partir desse ponto, a curva passa a apresentar comportamento muito homogêneo, configurando um platô isotópico bem definido em torno de -22,1‰. Em direção ao topo da quimiozona, observa-se apenas uma leve inflexão para valores ligeiramente mais negativos. Dessa forma, a WCS3 corresponde ao setor de maior estabilidade isotópica do testemunho. Os valores de COT variam entre 0,8% e 1,0%, com média de 0,9%, mediana de 0,8% e desvio-padrão de 0,1%. O %CaCO₃ varia entre 3,2% e 5,2%, com média de 4,1%, mediana de 4,1% e desvio-padrão de 0,7%.

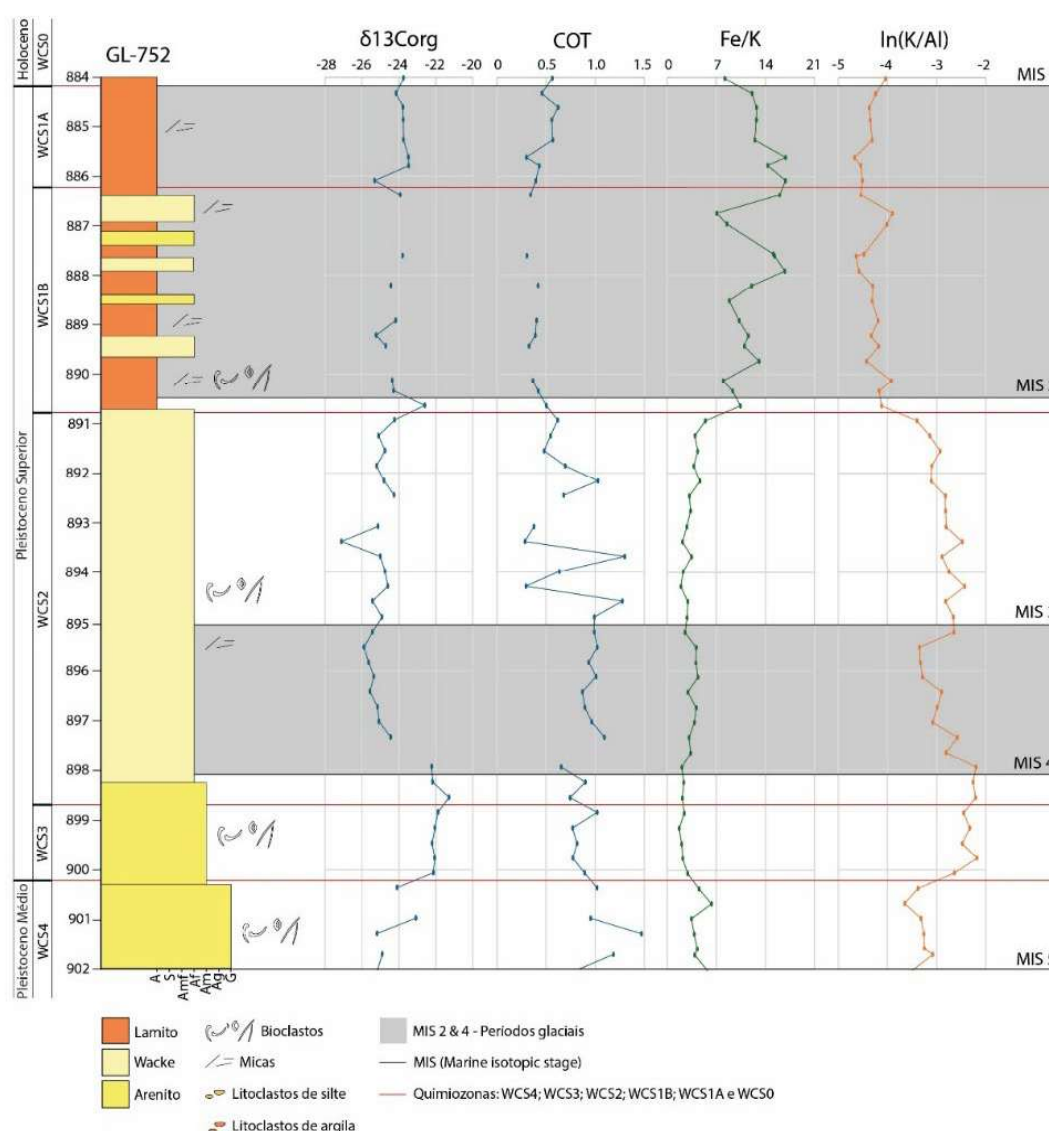


Figura 17 – Perfil estratigráfico do testemunho GL-752 mostrando litologia, granulometria e proxies geoquímicos ($\delta^{13}C_{org}$, COT, Fe/K e $ln(K/Al)$), correlacionados MIS 1–5.

Já a quimiozona WCS2 se destaca pela maior amplitude isotópica do testemunho, com valores de $\delta^{13}C_{org}$ entre -27,1‰ e -21,3‰, média de -24,7‰, mediana de -25,0‰ e desvio-padrão de 1,3‰. No gráfico, a curva dessa quimiozona apresenta o comportamento mais irregular e heterogêneo de toda a sucessão. Na base da WCS2, o sinal isotópico inicia com valores relativamente menos negativos, em torno de -22,3‰, e evolui progressivamente para valores mais negativos, próximos de -25,2‰, caracterizando uma excursão negativa. Na porção média da quimiozona, essa tendência se intensifica e culmina no valor mais negativo

registrado no testemunho, de -27,1‰. Após esse mínimo isotópico, observa-se uma recuperação gradual da curva, com retorno progressivo para valores menos negativos, caracterizando uma excursão positiva que antecede a passagem para a WCS1B. Para o COT, os valores variam entre 0,3% e 1,3%, com média de 0,8%, mediana de 0,9% e desvio-padrão de 0,3%. Já o %CaCO₃ varia entre 3,3% e 5,8%, com média de 4,2%, mediana de 4,1% e desvio-padrão de 0,7%.

No intervalo correspondente à quimiozona WCS1B, os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ variam entre -25,2‰ e -22,6‰, com média de -24,2‰, mediana de -24,3‰ e desvio-padrão de 0,7‰. Na base da quimiozona, observa-se uma excursão negativa em relação ao topo da WCS2, marcada pelo retorno para valores mais negativos, em torno de -24,3‰. Em seguida, o sinal passa a registrar oscilações de baixa amplitude, alternando entre valores mais negativos e menos negativos na porção intermediária, sem a formação de um platô isotópico bem definido. Para o COT, os valores variam entre 0,3% e 0,5%, com média e mediana de 0,4% e desvio-padrão de 0,1%, correspondendo aos menores teores do testemunho. O %CaCO₃ varia entre 1,1% e 3,0%, com média de 1,9%, mediana de 1,7% e desvio-padrão de 0,6%.

Em direção ao topo da sucessão, a quimiozona WCS1A apresenta valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ entre -25,3‰ e -23,5‰, com média de -24,0‰, mediana de -23,8‰ e desvio-padrão de 0,6‰. Na base da quimiozona, observa-se uma excursão negativa, com deslocamento de -23,9‰ para -25,3‰. Em seguida, na porção média, ocorre uma excursão positiva para valores menos negativos, próximos de -23,5‰, indicando leve enriquecimento isotópico relativo. Após esse intervalo, o sinal passa a apresentar um platô isotópico relativamente menos negativo, entre -23,5‰ e -23,8‰, com valor médio aproximado de -23,6‰. No topo da WCS1A, observa-se uma leve excursão negativa, expressa pelo retorno da curva para valores mais negativos, em torno de -24,2‰. Para o COT, os valores variam entre 0,3% e 0,6%, com média de 0,5%, mediana de 0,5% e desvio-padrão de 0,1%. O %CaCO₃ varia entre 1,8% e 3,8%, com média de 2,4%, mediana de 2,2% e desvio-padrão de 0,7%.

Por fim, a quimiozona WCS0 é representada por apenas uma amostra, com $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ de -23,8‰, COT de 0,6% e %CaCO₃ de 3,2%. Em função do número amostral reduzido, não é possível reconhecer excursões internas ou definir tendências quimioestratigráficas para essa quimiozona.

5.2.3. GL-640

Na porção basal do testemunho GL-640 (Figura 18), correspondente à WCS3, os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ variam entre -26,1‰ e -24,9‰, com média de -25,6‰, mediana de -25,7‰ e desvio-padrão de 0,6‰. A curva inicia com valores mais negativos, em torno de -26,1‰, e evolui para valores menos negativos, próximos de -24,9‰, em direção ao topo, caracterizando uma excursão positiva de aproximadamente 1,2‰ no final da quimiozona. Para o COT, os valores variam entre 0,7% e 1,7%, com média de 1,0%, mediana de 0,7% e desvio-padrão de 0,5%. Já o %CaCO₃ varia entre 0,4% e 2,3%, com média de 1,3%, mediana de 1,3% e desvio-padrão de 0,7%.

A WCS2 apresenta valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ entre -27,1‰ e -22,5‰, com média de -25,6‰, mediana de -25,8‰ e desvio-padrão de 1,0‰. Essa quimiozona corresponde ao intervalo de maior variabilidade isotópica do testemunho, sem desenvolvimento de um platô isotópico persistente. Na base da WCS2, a curva registra uma excursão positiva inicial, alcançando valores menos negativos em torno de -22,5‰. Em seguida, ocorre uma excursão negativa acentuada até -27,1‰, que corresponde ao valor mais negativo registrado no testemunho. Após esse mínimo isotópico, o sinal apresenta nova excursão positiva, com retorno para valores próximos de -23,4‰, seguida por outra excursão negativa até -26,4‰. Após essa alternância inicial, até cerca de 1375 m, os valores passam a apresentar menor amplitude, variando entre -26,3‰ e -25,4‰, caracterizando um intervalo de estabilidade relativa, embora sem configurar um platô isotópico bem definido. Entre aproximadamente 1373 e 1371 m, a curva volta a registrar uma excursão negativa, atingindo -26,6‰, seguida por uma excursão positiva suave até -25,1‰. No topo da WCS2, entre 1371 e 1370 m, observa-se uma nova excursão negativa para -27,1‰, encerrada por uma excursão positiva até -24,7‰.

Para o COT, os valores variam entre 0 e 0,9%, com média de 0,4%, mediana de 0,4% e desvio-padrão de 0,2 indicando teores baixos a moderados de carbono orgânico total. O %CaCO₃ varia entre 0,8% e 15,8%, com média de 2,4%, mediana de 1,3% e desvio-padrão de 3,5.

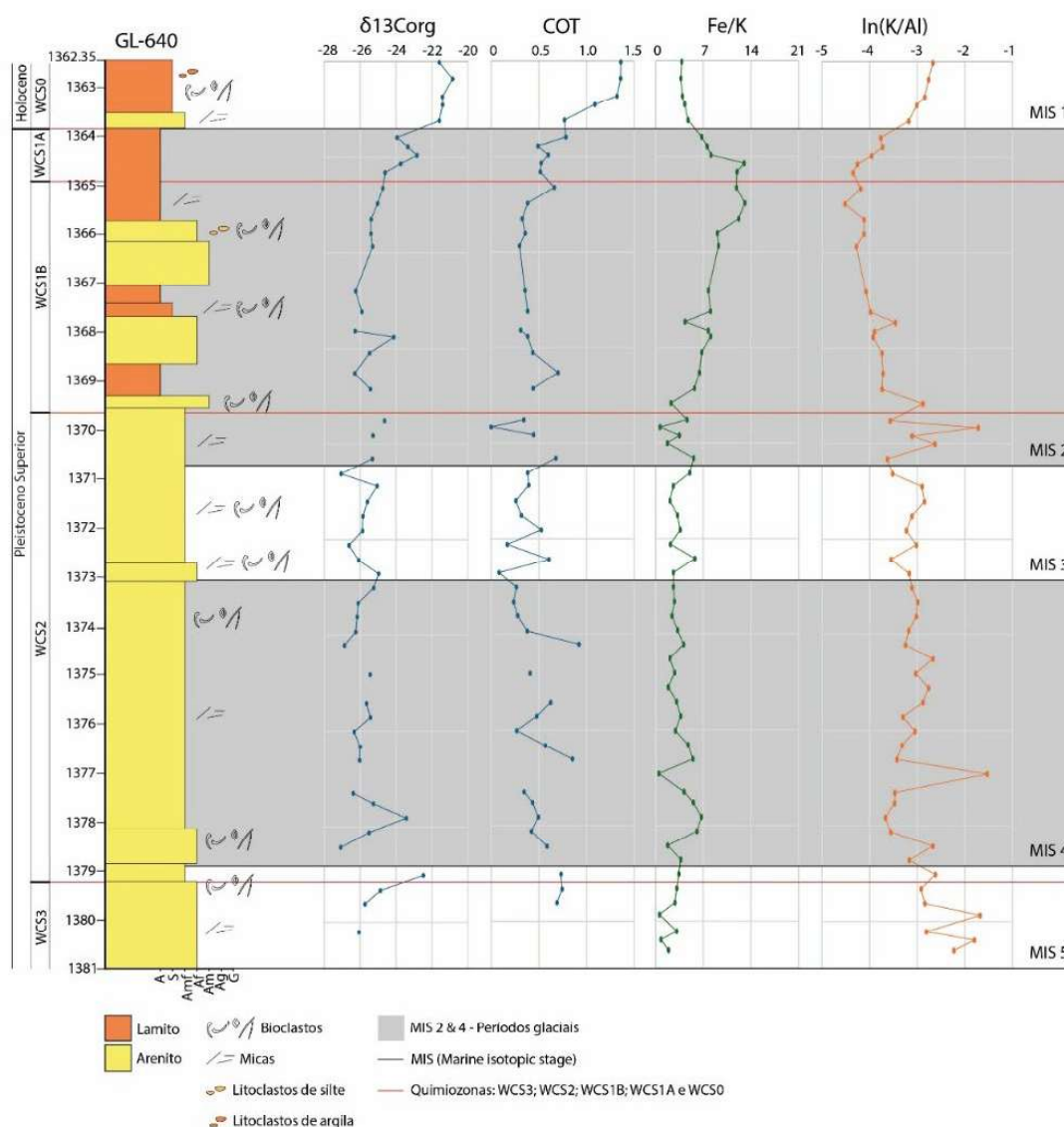


Figura 18 – Perfil estratigráfico do testemunho GL-640 mostrando litologia, granulometria e proxies geoquímicos ($\delta^{13}C_{org}$, COT, Fe/K e $ln(K/Al)$), correlacionados MIS 1–5.

Na WCS1B, os valores de $\delta^{13}C_{org}$ variam entre -26,3‰ e -24,1‰, com média de -25,5‰, mediana de -25,4‰ e desvio-padrão de 0,7‰. Na base do intervalo, observa-se inicialmente uma excursão negativa até -26,3‰, seguida por uma excursão positiva para -24,1‰. Em seguida, ocorre uma nova excursão negativa, levando o sinal novamente a valores próximos ao mínimo da quimiozona (-26,3‰). Após essa alternância inicial, a curva passa a apresentar uma excursão positiva gradual até o final da quimiozona, chegando a -24,8‰, o que indica deslocamento progressivo para valores menos negativos em direção ao topo.

Dessa forma, a WCS1B corresponde a um intervalo de variabilidade intermediária, marcado por oscilações iniciais mais evidentes e por tendência final de enriquecimento isotópico ascendente. Para o COT, os valores variam entre 0,3% e 0,7%, com média de 0,4%, mediana de 0,4% e desvio-padrão de 0,1%. O %CaCO₃ varia entre 0,8% e 3,3%, com média de 1,9%, mediana de 1,7% e desvio-padrão de 0,7%.

Em direção ao topo da sucessão, a WCS1A apresenta valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ entre -24,6‰ e -22,8‰, com média de -23,7‰, mediana de -23,7‰ e desvio-padrão de 0,7‰. Na base da quimiozona, os valores ainda são relativamente mais negativos, em torno de -24,6‰. Ao longo do intervalo, observa-se uma excursão positiva para -22,8‰, seguida por uma excursão negativa para -24,0‰. A passagem para a WCS0 é marcada por nova excursão positiva, com deslocamento para -21,6‰ no início da quimiozona superior. Para o COT, os valores variam entre 0,5% e 0,8%, com média de 0,6%, mediana de 0,5% e desvio-padrão de 0,1%. Já o %CaCO₃ varia entre 1,0% e 1,8%, com média de 1,5%, mediana de 1,7% e desvio-padrão de 0,4%.

No topo do testemunho, a WCS0 apresenta os valores menos negativos de toda a sucessão, com $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ entre -21,6‰ e -20,9‰, média de -21,4‰, mediana de -21,4‰ e desvio-padrão de 0,3‰. A curva mostra comportamento relativamente homogêneo, com baixa amplitude de variação, configurando o intervalo isotopicamente mais enriquecido do testemunho. Esse padrão permite reconhecer a WCS0 como um curto platô isotópico menos negativo no topo da sucessão. Para o COT, os valores variam entre 0,8% e 1,4%, com média de 1,2%, mediana de 1,3% e desvio-padrão de 0,3%. O %CaCO₃ varia entre 3,0% e 3,5%, com média e mediana de 3,2% e desvio-padrão de 0,2%.

6. DISCUSSÃO

6.1. Controle de qualidade dos dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$

Antes da interpretação paleoambiental dos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, foi realizada uma avaliação de controle de qualidade dos dados isotópicos, com o objetivo de verificar possíveis interferências analíticas ou laboratoriais no sinal orgânico medido. Essa etapa é importante porque amostras com baixo teor de COT podem ser mais sensíveis à contaminação por matéria orgânica externa durante o preparo laboratorial (GAO *et al.*, 2023). Além disso, a

remoção incompleta da fração carbonática durante a descarbonatação pode deslocar os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ para composições menos negativas, uma vez que os carbonatos tendem a apresentar valores isotópicos mais enriquecidos em ^{13}C em relação à matéria orgânica (NEWMAN *et al.*, 1973).

Nesse sentido, o diagrama binário entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e $\%\text{CaCO}_3$ (Figura 19) foi utilizado para avaliar a possível influência de carbonato remanescente nas amostras após o processo de descarbonatação. O testemunho GL-879 apresenta ausência de correlação entre as variáveis, com $R^2 = 0,04$, indicando que o teor de CaCO_3 não exerce controle significativo sobre os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. De forma semelhante, o testemunho GL-752 apresenta $R^2 = 0,01$, reforçando a ausência de relação direta entre o teor de carbonato e a composição isotópica da matéria orgânica.

Por outro lado, o testemunho GL-640 apresenta $R^2 = 0,38$, indicando uma tendência positiva moderada entre $\%\text{CaCO}_3$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. Essa relação sugere que, nesse testemunho, parte das amostras com valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ menos negativos também apresenta maiores teores de CaCO_3 . Como destacado por Blasco *et al.* (2021), correlações positivas entre carbonato e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ podem indicar possível influência de carbonato residual, associada a uma remoção incompleta da fração inorgânica durante a descarbonatação. No entanto, quando os três testemunhos são avaliados em conjunto, o R^2 total é baixo, com valor de 0,05, indicando ausência de correlação sistemática entre $\%\text{CaCO}_3$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ na base de dados como um todo.

Dessa forma, embora o GL-640 apresente uma tendência positiva moderada que deve ser considerada com cautela, os resultados integrados não indicam contaminação sistemática por carbonatos remanescentes nas amostras analisadas, considerando que todas passaram pelo mesmo protocolo analítico. Portanto, a ausência de correlação observada no conjunto total dos dados sugere que o protocolo de descarbonatação foi, de modo geral, eficiente para a remoção da fração carbonática.

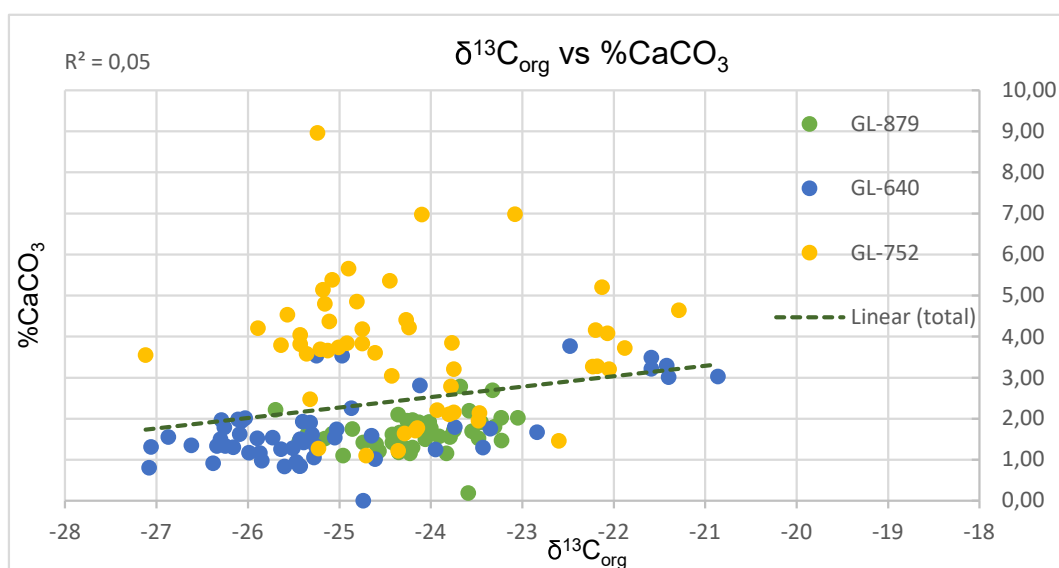


Figura 19 – Relação entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e o teor de CaCO_3 (%) para as amostras GL-879, GL-640 e GL-752, com linhas de tendência linear e coeficientes de determinação (R^2) calculados para o conjunto total das amostras dos três testemunhos.

Os diagramas binários $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ vs COT e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ vs %C (Figuras 20 e 21) foram utilizados para avaliar se o teor de carbono orgânico poderia estar influenciando artificialmente os valores isotópicos, especialmente em amostras com baixo conteúdo de matéria orgânica. Essa avaliação é relevante porque, em amostras pobres em carbono orgânico, pequenas contribuições externas durante o preparo laboratorial poderiam produzir alterações proporcionais mais expressivas no sinal isotópico medido.

No diagrama $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ vs COT, os testemunhos GL-879 e GL-752 apresentam correlação ausente, com $R^2 = 0,05$ e $R^2 = 0,00$, respectivamente. O GL-640 apresenta uma tendência positiva moderada, com $R^2 = 0,28$, indicando maior dispersão e possível relação entre o teor de carbono orgânico e os valores isotópicos nesse testemunho. Entretanto, quando os três testemunhos são avaliados conjuntamente, o R^2 total é de apenas 0,06, indicando que o COT não controla de forma sistemática os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ na base de dados total.

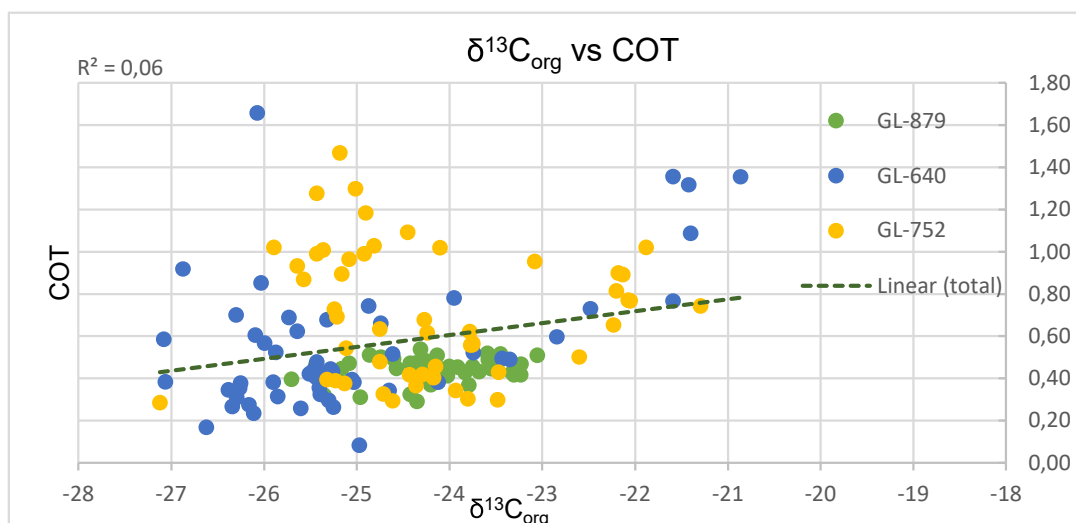


Figura 20 – Relação entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e o carbono orgânico total (COT) para as amostras GL-879, GL-640 e GL-752 com linhas de tendência linear e coeficientes de determinação (R^2) calculados para o conjunto total das amostras dos três testemunhos.

Resultado semelhante é observado no diagrama $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ vs %C. Os testemunhos GL-879 e GL-752 apresentam $R^2 = 0,07$ e $R^2 = 0,00$, respectivamente, indicando ausência de correlação entre as variáveis. O GL-640 apresenta novamente uma tendência positiva moderada, com $R^2 = 0,28$. Apesar disso, o R^2 total para o conjunto dos três testemunhos é de 0,07, demonstrando que o teor de carbono no resíduo também não controla, de maneira sistemática, os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$.

A interpretação conjunta dos diagramas $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ vs COT e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ vs %C indica que o teor de carbono orgânico não exerce controle generalizado sobre os valores isotópicos obtidos. Relações bem definidas entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e COT poderiam indicar alteração do sinal isotópico, especialmente em amostras com baixo teor de matéria orgânica. No entanto, os baixos coeficientes de determinação obtidos para o conjunto total dos dados sugerem que não há evidência de contaminação laboratorial sistemática por matéria orgânica externa. Assim, as variações de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ observadas ao longo dos testemunhos são interpretadas, de modo geral, como representativas da composição isotópica da matéria orgânica sedimentar, e não como artefatos do preparo ou da análise laboratorial (NEWMAN *et al.*, 1973; BLASCO *et al.*, 2021).

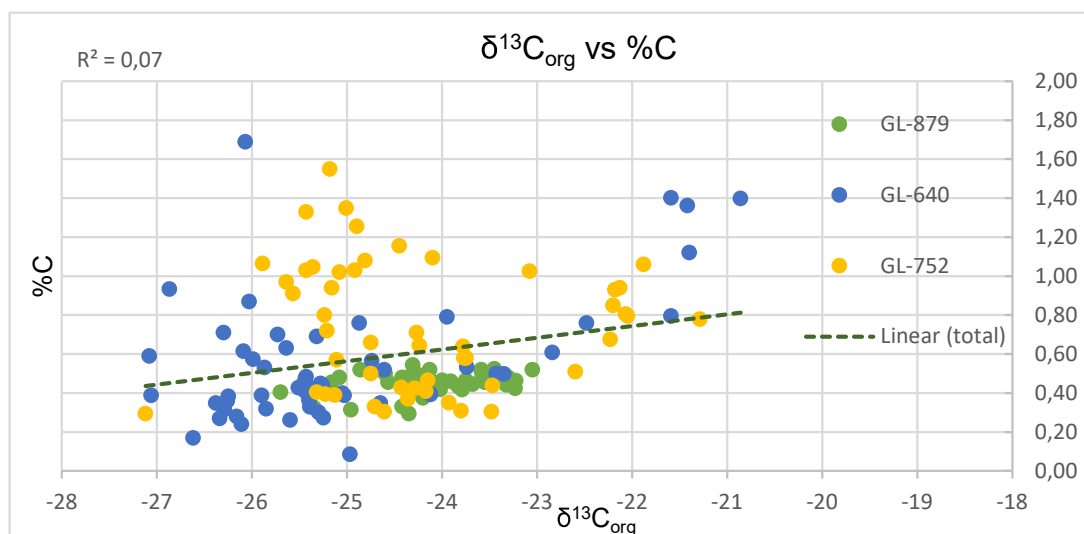


Figura 21 – Relação entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e o teor de carbono (%C) para as amostras GL-879, GL-640 e GL-752, com linhas de tendência linear e coeficientes de determinação (R^2) calculados para o conjunto total das amostras dos três testemunhos.

6.2. Químioestratigrafia de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ como ferramenta de correlação estratigráfica em sucessões turbidíticas

Em sucessões turbidíticas siliciclásticas, a correlação estratigráfica é especialmente complexa, pois o registro sedimentar pode ser marcado por erosão, *bypass* sedimentar, amalgamação de camadas arenosas, retrabalhamento e variações laterais rápidas de fácies (MUTTI *et al.*, 2008; POSAMENTIER e WALKER, 2006; STETTEN *et al.*, 2015; HAGE *et al.*, 2020; HAGE *et al.*, 2024). Esses processos dificultam a equivalência direta entre limites litológicos e espessuras preservadas nos diferentes testemunhos (MUTTI *et al.*, 2008; POSAMENTIER e WALKER, 2006; HAGE *et al.*, 2020). Além disso, o uso de isótopos em carbonatos pode apresentar limitações nesse tipo de sistema, uma vez que bioclastos carbonáticos podem reunir material autóctone, transportado ou retrabalhado, com possível mistura temporal entre componentes depositados em momentos distintos, o que também limita as abordagens bioestratigráficas (STETTEN *et al.*, 2015; HAGE *et al.*, 2020; HAGE *et al.*, 2024). Nesse contexto, a químioestratigrafia de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ foi avaliada como uma ferramenta auxiliar para reconhecer tendências isotópicas, excursões e intervalos de maior estabilidade que possam ser comparados entre os testemunhos GL-640, GL-752 e GL-879 (Figura 22).

A análise foi conduzida de forma integrada com as razões elementares Fe/K e $\ln(K/Al)$, previamente utilizadas para a definição das quimiozonas do Sistema de Cânions Watu (GRANDO, 2024; GIOVANNI *et al.*, in prep.). Assim, o objetivo não foi correlacionar os testemunhos apenas por valores absolutos de $\delta^{13}C_{org}$, mas verificar se a tendência das curvas, i.e., as excursões positivas e negativas, os intervalos de platô ou semiplatô e as zonas de inflexão, acompanham as mudanças composicionais indicadas pelas ferramentas elementares. Essa abordagem é importante porque o $\delta^{13}C_{org}$ registra variações na composição da matéria orgânica, relacionadas à mistura entre fontes marinhas, continentais e retrabalhadas, enquanto Fe/K e $\ln(K/Al)$ refletem mudanças no aporte siliciclástico e na composição sedimentar influenciada pelos regimes de intemperismo químico ao longo dos ciclos glaciais e interglaciais (NEWMAN *et al.*, 1973; PRAHL *et al.*, 1994; STETTEN *et al.*, 2015; HAGE *et al.*, 2020; HAGE *et al.*, 2024).

A transição WCS4-WCS3 é registrada apenas no testemunho GL-752 e, portanto, possui aplicação correlativa restrita ao setor do Cânion Watu Sul. Ainda assim, essa passagem constitui um bom exemplo do comportamento quimioestratigráfico do $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ nesse testemunho, pois é marcada por uma excursão positiva bem definida, acompanhada por queda na razão Fe/K e aumento de $\ln(\text{K}/\text{Al})$. A associação entre enriquecimento isotópico e mudança nas razões elementares indica uma alteração composicional coerente entre essas ferramentas, definindo a WCS3 como um intervalo relativamente enriquecido em $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e mais estável em relação à zona subjacente. Por não estar preservada nos demais testemunhos, essa transição não deve ser utilizada como superfície regional, mas como marcador local da base da sucessão no GL-752.

A passagem WCS3-WCS2 apresenta maior importância para a correlação entre os testemunhos GL-752 e GL-640, embora sua expressão não seja igual nos dois registros. No GL-752, a transição marca a ruptura de um intervalo relativamente enriquecido em ^{13}C e estável, representado pela WCS3, para uma zona mais empobrecida e oscilatória, correspondente à WCS2. Essa mudança é acompanhada por aumento de Fe/K e diminuição de $\ln(\text{K}/\text{Al})$, indicando que a reorganização da curva isotópica ocorre junto com uma mudança composicional do sedimento. No GL-640, a mesma passagem é marcada por rápida excursão positiva do $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ para uma queda dos valores na quimiozona sobrejacente.

A WCS2 corresponde ao intervalo de maior variabilidade isotópica nos testemunhos principais. Diferentemente de uma zona de platô, essa quimiozona é caracterizada por um envelope amplo de variação de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, com alternância de excursões positivas e negativas, mas no geral entre -26 e -24‰ . Esse comportamento sugere uma zona quimioestratigráfica instável, na qual a matéria orgânica provavelmente registra mistura de fontes e/ou preservação diferencial ao longo do sistema turbidítico. Ainda assim, na maior tendência, pode ser inferido uma variação em torno de -26‰ para a maior parte do intervalo, marcado por uma aparente excursão positiva para -24‰ no topo. Do ponto de vista correlativo, a importância da WCS2 não está em um valor isotópico fixo, mas no padrão de alta amplitude da curva e com a tendência geral observada que, em conjunto com mudanças nos perfis de Fe/K e $\ln(\text{K}/\text{Al})$, permitem reconhecer a passagem para as quimiozonas superiores mais bem definidas.

A transição WCS2-WCS1B constitui um dos limites quimioestratigráficos mais consistentes da sucessão, principalmente pela resposta clara das razões elementares. Nos testemunhos GL-640 e GL-752, essa passagem é marcada por aumento expressivo de Fe/K e por

queda de $\ln(K/Al)$, indicando uma mudança composicional importante no sedimento. O $\delta^{13}C_{org}$, por sua vez, não define o limite por uma mudança abrupta e isolada, mas registra uma inflexão positiva suave e uma reorganização do padrão da curva entre a WCS2, mais variável, e a WCS1 indivisa (WCS1B + WCS1A) relativamente mais contínua. Assim, a transição WCS2-WCS1B tem maior robustez quando interpretada de forma integrada, pois o limite elementar é bem marcado e a curva isotópica contribui para reconhecer a mudança de tendência entre as quimiozonas.

A passagem WCS1B-WCS1A não apresenta uma assinatura clara e independente no perfil de $\delta^{13}C_{org}$. Nos testemunhos GL-640 e GL-752, a curva isotópica não mostra uma excursão diagnóstica que permita separar essas duas subzonas com segurança. Em vez disso, o $\delta^{13}C_{org}$ sugere uma tendência positiva mais ampla ao longo da WCS1, que pode ser interpretada como uma excursão ou semiplatô isotópico relativamente contínuo. A subdivisão entre WCS1B e WCS1A, portanto, é melhor definida pelas razões Fe/K e $\ln(K/Al)$, enquanto o $\delta^{13}C_{org}$ atua apenas como ferramenta complementar, reforçando a tendência geral da quimiozona, mas sem resolução suficiente para individualizar o limite.

A transição WCS1A-WCS0 é limitada pela condensação do intervalo holocênico e pela menor resolução amostral no topo dos testemunhos. Mesmo assim, essa passagem apresenta significado quimioestratigráfico por representar a instalação de um intervalo superior mais enriquecido e relativamente estável, associado ao presente interglacial e a condições de mar alto. No GL-640 e no GL-879, a passagem para a WCS0 é marcada por uma excursão positiva de $\delta^{13}C_{org}$, acompanhada por aumento de COT e $CaCO_3$ e por queda de Fe/K , enquanto $\ln(K/Al)$ tende a aumentar onde esse dado está disponível. No GL-752, a variação isotópica é menos expressiva, mas as tendências de aumento de COT e $CaCO_3$ e de redução de Fe/K indicam comportamento compatível com a transição superior do sistema. Dessa forma, a WCS0 deve ser entendida mais como um intervalo isotopicamente enriquecido e estabilizado do que como uma superfície pontual de alta resolução.

Em síntese, a quimioestratigrafia de $\delta^{13}C_{org}$ permite reconhecer intervalos e transições correlativas no Sistema de Cânions Watu, especialmente quando analisada em conjunto com Fe/K e $\ln(K/Al)$. As transições WCS3-WCS2 e WCS2-WCS1B são as mais relevantes para a correlação, embora apresentem diferentes níveis de expressão entre os testemunhos. A WCS2 se destaca por seu padrão de alta variabilidade isotópica, com excursão isotópica positiva sugestiva em seu topo, enquanto a WCS1 tende a registrar uma excursão positiva mais ampla e bem definida, sem

subdivisão clara pelo $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ como é possível se definir pelas razões elementares. Assim, o $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ não substitui estas ferramentas na definição das quimiozonas, mas acrescenta uma dimensão paleoambiental e estratigráfica importante ao arcabouço de correlação. Sua principal contribuição é permitir a identificação de excursões, platôs relativos e mudanças de tendência em sucessões turbidíticas siliciclásticas, especialmente em contextos nos quais os carbonatos autóctones são escassos ou pouco confiáveis para fins isotópicos (PRAHL *et al.*, 1994; MUTTI *et al.*, 2008; STETTEN *et al.*, 2015; HAGE *et al.*, 2020; HAGE *et al.*, 2024; GRANDO, 2024; GIOVANNI., in prep.).

6.3. Controles paleoambientais/paleoclimáticos sobre a quimioestratigrafia de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ no Sistema de Cânions Watu

As variações de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ no Sistema de Cânions Watu refletem mudanças na composição da matéria orgânica preservada e devem ser interpretadas principalmente como resultado da mistura entre fontes terrígenas, marinhas/hemipelágicas e retrabalhadas. Valores mais negativos são condizentes com maior contribuição de matéria orgânica isotopicamente leve, geralmente associada a fontes continentais, solos, plantas ou matéria orgânica retrabalhada. Valores menos negativos indicam maior contribuição relativa marinha/hemipelágica ou menor influência do componente terrígeno leve (NEWMAN *et al.*, 1973; MARIOTTI *et al.*, 1991; PRAHL *et al.*, 1994).

A avaliação dos controles paleoambientais e paleoclimáticos sobre a assinatura de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ foi realizada a partir da comparação dos dados agrupados por Estágios Isotópicos Marinhos (MIS), previamente reconhecidos para as seções estudadas com base em trabalhos anteriores (GIOVANNI., in prep.). A distribuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ por MIS é apresentada nos boxplots (Figura 23), que permitem avaliar as tendências isotópicas internas de cada testemunho ao longo da sucessão estratigráfica, considerando a mediana, a amplitude e a dispersão dos dados em cada estágio. Dessa forma, a comparação não se baseia nos valores absolutos entre diferentes testemunhos, mas na recorrência de tendências isotópicas associadas aos intervalos glaciais e interglaciais previamente reconhecidos nas seções estudadas.

Os gráficos (Figura 21) mostram a distribuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ em cada MIS, permitindo avaliar tendências internas de enriquecimento ou empobrecimento isotópico ao longo da sucessão estratigráfica. No GL-640, observa-se tendência relativamente menos negativa no MIS 1, com mediana de $-21,4\text{‰}$, e maior empobrecimento de ^{13}C no MIS 4, com mediana de $-26,0\text{‰}$.

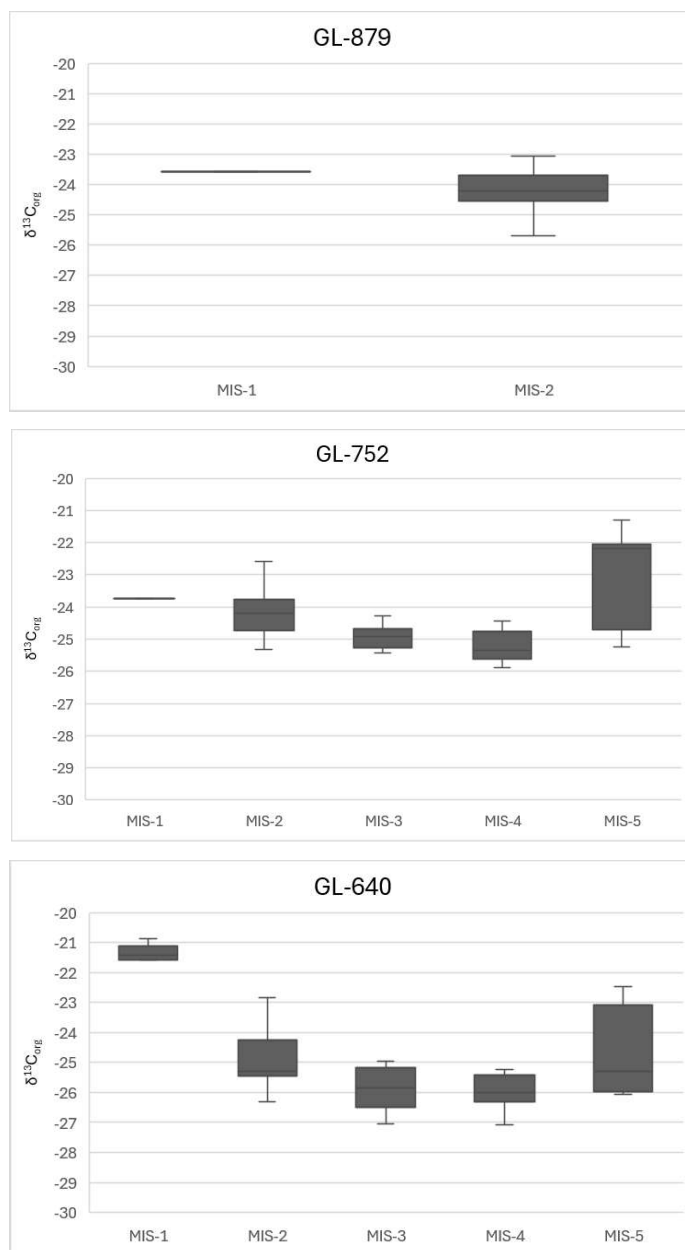


Figura 23 – Boxplots de $\delta^{13}C_{org}$ por MIS nos testemunhos GL-879, GL-752 e GL-640, os gráficos mostram a distribuição dos valores de $\delta^{13}C_{org}$ em cada estágio isotópico marinho. No GL-640, o MIS-1 apresenta os valores menos negativos, com mediada de $-21,4\%$, enquanto o MIS-4 apresenta a mediana mais negativa $-26,0\%$. No GL-752 o MIS-5 registra valores menos negativos, com mediana de $-22,2\%$, enquanto o MIS-4 apresenta mediana de $-25,4\%$. No GL-879, o registro é restrito ao MIS-2 e a uma única amostra do MIS-1, limitando a interpretação estatística desse testemunho, entretanto, com essa única amostra superando o terceiro quartil na distribuição dos valores do MIS-2.

No GL-752, o MIS 5 apresenta tendência relativamente menos negativa, com mediana de $-22,2\text{‰}$, enquanto o MIS 4 registra valores mais empobrecidos, com mediana de $-25,4\text{‰}$. No GL-879, o registro é restrito principalmente ao MIS 2, com apenas uma amostra atribuída ao MIS 1, o que limita a interpretação estatística para esse testemunho.

A partir dessas tendências, os intervalos interglaciais MIS 1 e MIS 5 apresentam os sinais mais compatíveis com maior influência marinha/hemipelágica. No GL-640, o MIS 1 registra uma tendência relativamente menos negativa de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ dentro do testemunho, com mediana de $-21,4\text{‰}$, associada a COT mediano de $1,3\%$ e CaCO_3 de $3,2\%$. Esse conjunto indica maior contribuição marinha/hemipelágica e menor aporte terrígeno no topo da sucessão (NEWMAN *et al.*, 1973; MARIOTTI *et al.*, 1991; CARREIRA *et al.*, 2015), o que seria condizente com intervalos interglaciais, com deposição associada a fontes marinhas distais em condições de nível do mar relativamente alto.

No GL-752, o MIS 5 apresenta mediana de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ de $-22,2\text{‰}$, COT de $0,9\%$ e CaCO_3 de $5,2\%$, também sugerindo maior participação marinha/hemipelágica. A diferença entre GL-640 e GL-752 no MIS 5 sugere variação lateral na resposta do sistema deposicional, não pela comparação direta dos valores absolutos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ entre os testemunhos, mas pelo contraste entre as tendências internas de cada registro. No GL-752, o MIS 5 representa uma tendência relativamente menos negativa dentro da sucessão, enquanto no GL-640 essa tendência interglacial é menos evidente. Isso indica que a influência marinha/hemipelágica lateralmente no Sistema de Cânions Watu. Há também de ser considerada a influência de correntes de contorno no sopé do talude, trazendo complexidade para as fontes sedimentares no GL-640.

O MIS 4 representa o intervalo que melhor preserva o sinal orgânico isotopicamente leve. No GL-640, esse estágio apresenta a mediana mais negativa de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, com $-26,0\text{‰}$, associada a COT de $0,4\%$ e CaCO_3 de $1,3\%$. No GL-752, o MIS 4 também apresenta tendência empobrecida em $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, com mediana de $-25,4\text{‰}$, COT relativamente alto, de 1% , e CaCO_3 de $4,4\%$. Esses dados indicam que o MIS 4 registra maior contribuição ou preservação de matéria orgânica terrígena/retrabalhada (NEWMAN *et al.*, 1973; MARIOTTI *et al.*, 1991; STETTEN *et al.*, 2015). No GL-640, esse sinal ocorre em contexto mais pobre em carbonato; no GL-752, ocorre associado a COT relativamente alto e CaCO_3 ainda expressivo, indicando que o empobrecimento do $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ pode ocorrer sob diferentes condições sedimentares internas ao sistema.

A transição MIS 5-MIS 4 reforça essa mudança. No GL-752, o $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ passa de $-22,2\text{‰}$ para $-25,4\text{‰}$, representando empobrecimento de $-3,2\text{‰}$, acompanhado por queda de CaCO_3 , de $5,2\%$ para $4,4\%$. No GL-640, a mudança é menor, de $-25,3\text{‰}$ para $-26,0\text{‰}$, mas ocorre no mesmo sentido. Essa passagem indica uma tendência de enriquecimento relativo em $^{13}\text{C}_{\text{org}}$ durante o MIS 5 para empobrecimento no MIS 4, compatível com aumento da contribuição terrígena/retrabalhada durante condição glacial. Esse padrão é coerente com registros quaternários em que fases glaciais favorecem maior transferência de matéria orgânica continental para ambientes profundos devido à queda do nível do mar e maior conectividade continente–talude–bacia (NEWMAN *et al.*, 1973; POSAMENTIER *et al.*, 1988; MARIOTTI *et al.*, 1991).

O MIS 2 apresenta comportamento diferente. Embora seja um intervalo glacial, ele não registra os valores mais negativos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ dentro de cada testemunho. No GL-640, o MIS 2 tem mediana de $-25,3\text{‰}$, menos negativa que o MIS 4. No GL-752, a mediana é $-24,2\text{‰}$, também menos negativa que o MIS 4. No GL-879, o MIS 2 apresenta mediana de $-24,2\text{‰}$. Portanto, o MIS 2 possui sinal isotópico moderadamente negativo, mas não representa o principal intervalo de empobrecimento em $^{13}\text{C}_{\text{org}}$.

Por outro lado, o MIS 2 concentra o principal sinal de transferência de material siliciclástico intemperizado para a bacia (GIOVANNI in prep.). Essa tendência é reconhecida nos três testemunhos pelo aumento relativo de Fe/K e pela diminuição de $\ln(\text{K}/\text{Al})$ em relação aos intervalos adjacentes, bem como marcado pela mineralogia de alteração intempérica mais abundante. Esse comportamento indica intensificação do aporte siliciclástico associado a produtos de intemperismo, denotando maior denudação durante o último máximo glacial, mas sem correspondência direta com o maior empobrecimento em $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$.

Esse contraste entre MIS 2 e MIS 4 é fundamental para a interpretação paleoambiental, pois indica que os intervalos glaciais não produziram respostas sedimentares e isotópicas equivalentes no Sistema de Cânions Watu. Embora ambos estejam associados a condições glaciais, o MIS 4 preserva o sinal orgânico isotopicamente mais leve, em tese relacionado à maior contribuição ou preservação de matéria orgânica terrígena/retrabalhada, enquanto o MIS 2 registra principalmente a tendência de aumento da fração mineral siliciclástica/intemperizada durante o último máximo glacial, conforme indicado pelas razões elementares. Dessa forma, a diferença entre esses estágios pode refletir glaciais de intensidades distintas, variações na composição da matéria orgânica continental transferida para a bacia, controlada pela variação da vegetação associada, e, em

conjunção com estes fatores, a influência de ciclos de maior escala superimpostos à dinâmica glacial-interglacial, modulados pela variabilidade astronômica. Assim, o sinal de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ não deve ser interpretado apenas como resposta direta ao aumento do aporte siliciclástico, mas como resultado integrado entre intensidade glacial, fonte da matéria orgânica e dinâmica deposicional.

O MIS 3 corresponde a um intervalo interglacial curto situado entre dois estágios glaciais, MIS 4 e MIS 2. No GL-640, possui $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ mediano de $-25,9\text{‰}$, COT de $0,4\%$ e CaCO_3 de $1,3\%$. No GL-752, apresenta $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ de $-24,9\text{‰}$, COT de $0,7\%$ e CaCO_3 de $3,8\%$. Esses dados indicam uma resposta isotópica intermediária, sem o empobrecimento orgânico mais acentuado observado no MIS 4 e sem a tendência mineral siliciclástica/intemperizada mais marcada do MIS 2. Dessa forma, o MIS 3 pode ser interpretado como um intervalo interglacial curto, no qual a assinatura de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ reflete uma condição de transição climática pouco expressiva entre dois glaciais, marcada por mistura de fontes orgânicas e menor intensidade de aporte siliciclástico/intemperizado em relação ao último máximo glacial (NEWMAN *et al.*, 1973; PRAHL *et al.*, 1994).

A integração entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, COT e CaCO_3 permite refinar essas interpretações. Valores relativamente menos negativos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ associados a COT e CaCO_3 elevados, como no MIS 1 do GL-640, indicam maior influência marinha/hemipelágica (MARIOTTI *et al.*, 1991; CARREIRA *et al.*, 2015). Valores mais negativos associados a COT relativamente alto, como no MIS 4 do GL-752, sugerem maior preservação ou contribuição de matéria orgânica terrígena/retrabalhada (PRAHL *et al.*, 1994; STETTEN *et al.*, 2015). Já valores negativos associados a COT e CaCO_3 baixos, como no MIS 4 do GL-640 e em parte do MIS 2, podem refletir diluição siliciclástica, dada a maior energia deposicional das fácies de eixo e preenchimento de canal. Essa leitura integrada é necessária porque sistemas turbidíticos podem transportar matéria orgânica continental até ambientes profundos, mas também modificar sua composição durante o transporte e deposição (STETTEN *et al.*, 2015; HAGE *et al.*, 2020; HAGE *et al.*, 2024).

Portanto, os dados indicam que os controles paleoambientais e paleoclimáticos sobre o $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ no Sistema de Cânions Watu não seguem uma relação simples entre glaciais e interglaciais. Em escala ampla, MIS 1 e MIS 5 tendem a representar intervalos de maior influência marinha/hemipelágica, enquanto MIS 4 e MIS 2 registram maior influência terrígena. O MIS 3, por sua vez, representa um intervalo interglacial curto entre dois glaciais, com assinatura isotópica intermediária e sem a mesma expressão mineral observada no MIS 2. Contudo, a influência climática aparece de formas distintas: o MIS 4 preserva melhor o sinal orgânico

terrígeno/retrabalhado, conforme postulado pela literatura, enquanto o MIS 2 registra principalmente o aumento da fração mineral siliciclástica/intemperizada, com valores não tão negativos comparados ao penúltimo glacial. Essa diferença pode refletir a atuação de glaciais de diferentes intensidades, mudanças na composição da matéria orgânica continental fornecida ao sistema e/ou a superposição de ciclos climáticos de maior escala controlados pela dinâmica astronômica. Portanto, o $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ possui alto potencial paleoambiental, desde que interpretado em conjunto com COT, CaCO_3 , Fe/K, $\ln(\text{K}/\text{Al})$ e um arcabouço quimioestratigráfico e litoestratigráfico suficientemente detalhado (NEWMAN *et al.*, 1973; PRAHL *et al.*, 1994; STETTEN *et al.*, 2015; HAGE *et al.*, 2020; HAGE *et al.*, 2024).

7. CONCLUSÕES

Este trabalho avaliou o uso das assinaturas isotópicas de carbono orgânico ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) como ferramenta auxiliar para correlação estratigráfica e interpretação paleoambiental em sucessões turbidíticas pleistocênicas do Sistema de Cânions Watu, na Bacia do Espírito Santo. A utilização dessa ferramenta proposta está relacionada à dificuldade de correlacionar depósitos turbidíticos siliciclásticos, marcados por variações laterais e verticais de fácies, retrabalhamento sedimentar, bypass, erosão e mistura de componentes autóctones, transportados e retrabalhados, para os quais componentes carbonáticos são escassos e com forte mistura temporal. Nesse contexto, os resultados obtidos indicam que o $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ possui potencial relevante para complementar o arcabouço sedimentológico e geoquímico já disponível para a área.

A caracterização faciológica e petrográfica dos testemunhos GL-879, GL-752 e GL-640 mostrou que o Sistema de Cânions Watu registra uma sucessão heterogênea. Essa organização reflete a interação entre fluxos gravitacionais, sedimentação hemipelágica, variações de energia deposicional e processos de retrabalhamento ao longo dos diferentes setores do sistema. Os testemunhos analisados representam posições complementares dentro do sistema deposicional, desde os cânions Watu Norte e Watu Sul até o Canal de Golfinho, permitindo avaliar como o sinal isotópico se comporta em setores distintos de uma mesma arquitetura turbidítica.

Os dados de controle de qualidade indicam que o sinal de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ não apresenta controle sistemático pelo teor de CaCO_3 , COT ou %C quando os três testemunhos são avaliados em conjunto. Dessa forma, os dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ podem ser considerados adequados para a discussão quimioestratigráfica e paleoambiental, mesmo na condição de amostras pobres em matéria

orgânica, desde que interpretados de forma integrada com os demais parâmetros sedimentológicos e geoquímicos.

A comparação entre as curvas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e o arcabouço elementar baseado em Fe/K e $\ln(\text{K}/\text{Al})$ demonstrou que o $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ não atende a mesma resolução de quimiozoneamento comparada as razões elementares na definição das quimiozonas, mas acrescenta uma dimensão paleoambiental importante à correlação estratigráfica. As curvas isotópicas permitiram reconhecer excursões positivas, excursões negativas, intervalos de maior estabilidade, platôs e mudanças de tendência que auxiliam na comparação entre os testemunhos. As transições WCS3-WCS2 e WCS2-WCS1B, quimiozonas previamente definidas pela geoquímica elementar, se destacam como intervalos de maior relevância correlativa, enquanto a passagem WCS1B-WCS1A apresenta menor resolução pelo $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ isoladamente. Já a WCS0 representa um intervalo superior mais enriquecido e relativamente estável, associado a condições interglaciais e de mar alto.

Do ponto de vista paleoambiental, os resultados indicam que as variações de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ refletem principalmente mudanças na composição da matéria orgânica preservada, relacionadas à mistura entre fontes terrígenas, marinhas/hemipelágicas e retrabalhadas. Valores mais negativos tendem a indicar maior participação de matéria orgânica continental, isotopicamente leve, ou retrabalhada, enquanto valores menos negativos sugerem maior contribuição relativa marinha/hemipelágica ou menor influência do componente terrígeno. No entanto, essa relação não é simples nem linear, pois os sistemas turbidíticos podem transportar, misturar e modificar a matéria orgânica durante os processos de erosão, transporte e deposição.

A integração dos dados isotópicos com os Estágios Isotópicos Marinhos permitiu reconhecer uma relação geral entre as variações de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e as oscilações paleoclimáticas do Pleistoceno. Os intervalos interglaciais, como MIS 1 e MIS 5, tendem a registrar maior influência marinha/hemipelágica, enquanto os intervalos glaciais, como MIS 4 e MIS 2, indicam maior participação terrígena e siliciclástica. O MIS 3 apresenta comportamento intermediário, compatível com um intervalo interglacial curto entre dois glaciais. Ainda assim, os dados mostram que diferentes glaciais podem produzir respostas distintas no registro isotópico e elementar, dependendo da intensidade climática, da composição da matéria orgânica continental fornecida ao sistema e da superposição de ciclos climáticos de maior escala.

Conclui-se, que o $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ constitui uma ferramenta promissora para auxiliar a correlação e a interpretação paleoambiental de sucessões turbidíticas siliciclásticas, especialmente em contextos

em que carbonatos autóctones são escassos ou pouco confiáveis para fins isotópicos e bioestratigráficos. Sua aplicação deve ser feita de forma integrada, considerando fácies sedimentares, COT, CaCO_3 e razões elementares em um contexto de reconstrução paleodeposicional integrado. A principal contribuição deste trabalho é demonstrar que a matéria orgânica preservada em depósitos turbidíticos pode registrar tendências paleoambientais e paleoclimáticas úteis à compreensão da dinâmica sedimentar de sistemas marinhos profundos. Assim, os resultados colaboram para o avanço da quimioestratigrafia aplicada a depósitos siliciclásticos de águas profundas e fornecem subsídios para estudos futuros de correlação estratigráfica, proveniência orgânica e reconstrução paleoambiental na margem continental brasileira.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVES, T. M.; CARTWRIGHT, J.; DAVIES, R. J. Faulting of salt-withdrawal basins during early halokinesis: effects on the Paleogene Rio Doce Canyon system, Espírito Santo Basin, Brazil. **AAPG Bulletin**, v. 93, n. 5, p. 617-652, 2009. DOI: 10.1306/02030908105.
- BANDEIRA JUNIOR, A. N.; SUGUIO, K.; PETRI, S. The Doce River Delta: an example of a “highly destructive wave-dominated” Quaternary delta on the Brazilian Atlantic coastline, state of Espírito Santo. In: **INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY**, 1979, São Paulo. **Proceedings [...]** São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1979. Disponível em: <<https://repositorio.usp.br/item/002160499>>. Acesso em: 24 maio 2026.
- BERGER, A. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 35, n. 12, p. 2362-2367, 1978. DOI: 10.1175/1520-0469(1978)035<2362:LTVODI>2.0.CO;2.
- BERGER, A.; YIN, Q. Orbital forcing: astronomical theory of paleoclimates. In: ALDERTON, D.; ELIAS, S. A. (ed.). **Encyclopedia of Geology**. 2. ed. Oxford: Academic Press, 2021. p. 435-443. DOI: 10.1016/B978-0-12-409548-9.11990-6.
- BLASCO, T.; MIGON, C.; MORIN, G.; DUFOUR, A.; VIGIER, N.; MARTY, S.; DOXARAN, D. Carbon stable isotope ratio as a revealer of incomplete decarbonation for particulate organic carbon measurement in river plumes. **Geo-Marine Letters**, v. 41, p. 4, 2021. DOI: 10.1007/s00367-020-00676-2.
- BOUMA, A. H. **Sedimentology of some Flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation**. Amsterdam: Elsevier Publishing Company, 1962. 168 p.

BOUMA, A. H. Turbidites. In: BOUMA, A. H.; BROUWER, A. (ed.). **Developments in Sedimentology**. Amsterdam: Elsevier, 1964. v. 3, p. 247-256. DOI: 10.1016/S0070-4571(08)70967-1.

BOUMA, A. H.; NORMARK, W. R.; BARNES, N. E. **Submarine fans and related turbidite systems**. New York: Springer-Verlag, 1985. 372 p. DOI: 10.1007/978-1-4612-5114-9.

BRUHN, C. H. L. A importância da área de geociências de reservatórios na revitalização do pós-sal da Bacia de Campos e no desenvolvimento do pré-sal da Bacia de Santos. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**, 50., 2021, evento online. **Programação [...]** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2021. Disponível em: <<https://50cbg.sbgeo.org.br/programacao-virtual/29-junho/>>. Acesso em: 24 maio 2026.

BRUHN, C. H. L.; GOMES, J. A. T.; DEL LUCCHESI JUNIOR, C.; JOHANN, P. R. S. Campos Basin: reservoir characterization and management: historical overview and future challenges. In: **OFFSHORE TECHNOLOGY CONFERENCE**, 2003, Houston. **Proceedings [...]** Houston: OTC, 2003. OTC-15220-MS. 14 p. DOI: 10.4043/15220-MS.

CARREIRA, R. S.; CORDEIRO, L. G. M. S.; OLIVEIRA, D. R. P.; BAÊTA, A.; WAGENER, A. L. R. Source and distribution of organic matter in sediments in the SE Brazilian continental shelf influenced by river discharges: an approach using stable isotopes and molecular markers. **Journal of Marine Systems**, v. 141, p. 80-89, 2015. DOI: 10.1016/j.jmarsys.2014.05.017.

CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F.; BENDER, A. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. **Tectonophysics**, v. 213, n. 1-2, p. 97-138, 1992. DOI: 10.1016/0040-1951(92)90253-3.

COSTA, K. B.; TOLEDO, F. A. L.; LEIPNITZ, I. I.; QUADROS, J. P.; CAMILLO JUNIOR, E.; SANTAROSA, A. C. A.; IWAI, F. S. Menardiiform planktonic foraminifera stratigraphy from Middle Pleistocene to Holocene in the Western South Atlantic. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 21, n. 3, p. 225-237, 2018. DOI: 10.4072/rbp.2018.3.03.

COVAULT, J. A.; NORMARK, W. R.; ROMANS, B. W.; GRAHAM, S. A. Highstand fans in the California borderland: the overlooked deep-water depositional systems. **Geology**, v. 35, n. 9, p. 783-786, 2007. DOI: 10.1130/G23800A.1.

DAMUTH, J. E.; KOWSMANN, R. O.; FLOOD, R. D.; BELDERSON, R. H.; GORINI, M. A. Age relationships of distributary channels on Amazon deep-sea fan: implications for fan growth pattern. **Geology**, v. 11, n. 8, p. 470-473, 1983. DOI: 10.1130/0091-7613(1983)11<470:ARODCO>2.0.CO;2.

DEGENS, E. T.; GUILLARD, R. R. L.; SACKETT, W. M.; HELLEBUST, J. A. Metabolic fractionation of carbon isotopes in marine plankton-I. Temperature and respiration experiments. **Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts**, v. 15, n. 1, p. 1-9, 1968. DOI: 10.1016/0011-7471(68)90024-7.

DICKINSON, W. R. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 40, n. 2, p. 695-707, 1970. DOI: 10.1306/74D72018-2B21-11D7-8648000102C1865D.

DOTT, R. H. Wacke, graywacke and matrix: what approach to immature sandstone classification? **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 34, n. 3, p. 625-632, 1964. DOI: 10.1306/74D71109-2B21-11D7-8648000102C1865D.

EIXOS. Descoberta gigante de gás em Sergipe tem até 24,4 bi de m³. **Eixos**, 22 abr. 2019. Disponível em: <<https://eixos.com.br/energia/descoberta-em-sergipe-tem-de-58-bi-a-244-bi-de-m3-de-gas-2/>>. Acesso em: 24 maio 2026.

EMILIANI, C. Pleistocene temperatures. **The Journal of Geology**, v. 63, n. 6, p. 538-578, 1955. DOI: 10.1086/626295.

FAIRBANKS, R. G. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. **Nature**, v. 342, p. 637-642, 1989. DOI: 10.1038/342637a0.

FIDUK, J. C.; BRUSH, E. R.; ANDERSON, L. E.; GIBBS, P. B.; ROWAN, M. G. Salt deformation, magmatism, and hydrocarbon prospectivity in the Espírito Santo Basin, offshore Brazil. In: POST, P. J.; OLSON, D. L.; LYONS, K. T.; PALMES, S. L.; HARRISON, P. F.; ROSEN, N. C. (ed.). **Salt-sediment interactions and hydrocarbon prospectivity: concepts, applications, and case studies for the 21st century**. Houston: Gulf Coast Section SEPM Foundation, 2004. v. 24, p. 370-392. DOI: 10.5724/gcs.04.24.0640.

FOLK, R. L. **Petrology of sedimentary rocks**. Austin: Hemphill Publishing Company, 1968. 182 p.

FOLK, R. L. **Petrology of sedimentary rocks**. 2. ed. Austin: Hemphill Publishing Company, 1974. 182 p.

FONTUGNE, M. R.; DUPLESSY, J.-C. Organic carbon isotopic fractionation by marine plankton in the temperature range -1 to 31 °C. **Oceanologica Acta**, v. 4, n. 1, p. 85-90, 1981. Disponível em: <<https://archimer.ifremer.fr/doc/00121/23239/>>. Acesso em: 24 maio 2026.

FRAGOSO, D. G. C.; HERCOS, C. M.; KOWSMANN, R. O. Interpretação de dados sísmicos de alta resolução da região do talude continental da Bacia do Espírito Santo e considerações sobre o uso destes dados como análogos para a geologia de reservatórios. In: **GEOSUDESTE 2017**, 2017, Diamantina. **Anais [...]** Diamantina: Sociedade Brasileira de Geologia, 2017. Disponível em: <https://www.researchgate.net/publication/321685605_INTERPRETACAO_DE_DADOS_SISMICOS_DE_ALTA_RESOLUCAO_DA_REGIAO_DO_TALUDE_CONTINENTAL_DA_BACIA_DO_ESPIRITO_SANTO_E_CONSIDERACOES SOBRE_O_USO_DESTES_DADOS_COMO_ANALOGOS_PARA_A_GEOLOGIA_DE_RESERVATORIOS>. Acesso em: 24 maio 2026.

FRANÇA, R. L.; DEL REY, A. C.; TAGLIARI, C. V.; BRANDÃO, J. R.; FONTANELLI, P. R. Bacia do Espírito Santo. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 501-509, 2007. Disponível em: <<https://bgp.petrobras.com.br/bgp/article/view/352>>. Acesso em: 24 maio 2026.

GAO, Y.; ZHANG, X.; HAO, S.; SHEN, Y. Overprinting of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ signatures in the sedimentary record linked to hydrocarbon migration: evidence from Paleozoic drill cores from the Ordos Basin, China. **Marine and Petroleum Geology**, v. 150, p. 106174, 2023. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2023.106174.

GIOVANNI, CAÍQUE. Análise de proveniência e quimioestratigrafia de depósitos marinhos profundos no Sistema de Cânions Watu, Bacia do Espírito Santo. 2026. Dissertação (Mestrado) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2026. Em preparação.

GRANDO, G. **Quimioestratigrafia elementar e isotópica em sucessões marinhas profundas do intervalo Pleistoceno-Holoceno da Bacia do Espírito Santo**. 2024. Trabalho de Conclusão de Curso — Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2024.

HAGE, S.; BAKER, M. L.; BABONNEAU, N.; SOULET, G.; DENNIELOU, B.; SILVA JACINTO, R.; HILTON, R. G.; GALY, V.; BAUDIN, F.; RABOUILLE, C.; VIC, C.; SAHIN, S.; AÇIKALIN, S.; TALLING, P. J. How is particulate organic carbon transported through the river-fed submarine Congo Canyon to the deep sea? **Biogeosciences**, v. 21, p. 4251-4272, 2024. DOI: 10.5194/bg-21-4251-2024.

HAGE, S.; GALY, V. V.; CARTIGNY, M. J. B.; AÇIKALIN, S.; CLARE, M. A.; GRÖCKE, D. R.; HILTON, R. G.; HUNT, J. E.; LINTERN, D. G.; MCGHEE, C. A.; PARSONS, D. R.; STACEY, C. D.; SUMNER, E. J.; TALLING, P. J. Efficient preservation of young terrestrial organic carbon in sandy turbidity-current deposits. **Geology**, v. 48, n. 9, p. 882-887, 2020. DOI: 10.1130/G47320.1.

HATUSHIKA, R. S. **Investigação sismoestratigráfica do Lago Juparanã: baixo curso do Rio Doce, Linhares (ES)**. 2005. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) — Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005. Disponível em: <<https://pantheon.ufrj.br/handle/11422/5131>>. Acesso em: 24 maio 2026.

HAYS, J. D.; IMBRIE, J.; SHACKLETON, N. J. Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the Ice Ages. **Science**, v. 194, n. 4270, p. 1121-1132, 1976. DOI: 10.1126/science.194.4270.1121.

HEINE, C.; ZOETHOUT, J.; MÜLLER, R. D. Kinematics of the South Atlantic rift. **Solid Earth**, v. 4, p. 215-253, 2013. DOI: 10.5194/se-4-215-2013.

KAHN, J. S. The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments: 1. On the measurement of packing in sandstones. **The Journal of Geology**, v. 64, n. 4, p. 385-395, 1956. DOI: 10.1086/626372.

LAMBECK, K.; ROUBY, H.; PURCELL, A.; SUN, Y.; SAMBRIDGE, M. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 111, n. 43, p. 15296-15303, 2014. DOI: 10.1073/pnas.1411762111.

LISIECKI, L. E.; RAYMO, M. E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. **Paleoceanography**, v. 20, n. 1, p. PA1003, 2005. DOI: 10.1029/2004PA001071.

MACHADO, L. C. R.; KOWSMANN, R. O.; ALMEIDA JUNIOR, W.; MURAKAMI, C. Y.; SCHREINER, S.; MILLER, D. J.; PIAUILINO, P. O. V. Geometria da porção proximal do sistema deposicional turbidítico moderno da Formação Carapebus, Bacia de Campos: modelo para heterogeneidades de reservatório. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 2, p. 287-315, 2004. Disponível em: <<https://bgp.petrobras.com.br/bgp/article/view/182>>. Acesso em: 24 maio 2026.

MARIOTTI, A.; GADEL, F.; GIRESE, P.; KINGA-MOUZEO. Carbon isotope composition and geochemistry of particulate organic matter in the Congo River, Central Africa: application to the study of Quaternary sediments off the mouth of the river. **Chemical Geology: Isotope Geoscience Section**, v. 86, n. 4, p. 345-357, 1991. DOI: 10.1016/0168-9622(91)90016-P.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J.-M. **Geologia do Quaternário costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo**. Belo Horizonte: CPRM; FAPESP, 1997. 112 p. Disponível em: <<https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/25022>>. Acesso em: 24 maio 2026.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. As flutuações de nível do mar durante o Quaternário Superior e a evolução geológica de “deltas” brasileiros. **Boletim IG-USP. Publicação Especial**, n. 15, p. 1-186, 1993. DOI: 10.11606/issn.2317-8078.v0i15p01-186.

MULDER, T.; SYVITSKI, J. P. M. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. **The Journal of Geology**, v. 103, n. 3, p. 285-299, 1995. DOI: 10.1086/629747.

MUTTI, E.; BERNOULLI, D.; LUCCHI, F. R.; TINTERRI, R. Turbidites and turbidity currents from Alpine “flysch” to the exploration of continental margins. **Sedimentology**, v. 56, n. 1, p. 267-318, 2008. DOI: 10.1111/j.1365-3091.2008.01019.x.

MUTTI, E.; GHIBAUDO, G. Un esempio di torbiditi di conoide sottomarina esterna: le Arenarie di San Salvatore, Formazione di Bobbio, Miocene, nell’Appennino di Piacenza. **Memorie dell’Accademia delle Scienze de Torino, Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali**, v. 4, 1972.

MUTTI, E.; LUCCHI, F. R. Le torbiditi dell’Appennino Settentrionale: introduzione all’analisi di facies. **Memorie della Società Geologica Italiana**, v. 11, p. 161-199, 1972.

MUTTI, E.; NORMARK, W. R. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. In: LEGGETT, J. K.; ZUFFA, G. G. (ed.). **Marine clastic sedimentology: concepts and case studies**. Dordrecht: Springer Netherlands, 1987. p. 1-38. DOI: 10.1007/978-94-009-3241-8_1.

- NEWMAN, J. W.; PARKER, P. L.; BEHRENS, E. W. Organic carbon isotope ratios in Quaternary cores from the Gulf of Mexico. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 37, n. 2, p. 225-238, 1973. DOI: 10.1016/0016-7037(73)90130-0.
- PETTIJOHN, F. J.; POTTER, P. E.; SIEVER, R. **Sand and sandstone**. New York: Springer-Verlag, 1972. 618 p. DOI: 10.1007/978-1-4615-9974-6.
- PIETZSCH, R.; TEDESCHI, L. R.; OLIVEIRA, D. M.; ANJOS, C. W. D.; VAZQUEZ, J. C.; FIGUEIREDO, M. F. Environmental conditions of deposition of the Lower Cretaceous lacustrine carbonates of the Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazil, based on stable carbon and oxygen isotopes: a continental record of pCO₂ during the onset of the Oceanic Anoxic Event 1a, OAE 1a, interval? **Chemical Geology**, v. 535, p. 119457, 2020. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2019.119457.
- POSAMENTIER, H. W.; JERVEY, M. T.; VAIL, P. R. Eustatic controls on clastic deposition I: conceptual framework. In: WILGUS, C. K.; HASTINGS, B. S.; KENDALL, C. G. St. C.; POSAMENTIER, H. W.; ROSS, C. A.; VAN WAGONER, J. C. (ed.). **Sea-level changes: an integrated approach**. Tulsa: SEPM Society for Sedimentary Geology, 1988. p. 109-124. (SEPM Special Publication, n. 42). DOI: 10.2110/pec.88.01.0109.
- POSAMENTIER, H. W.; WALKER, R. G. Deep-water turbidites and submarine fans. In: POSAMENTIER, H. W.; WALKER, R. G. (ed.). **Facies models revisited**. Tulsa: SEPM Society for Sedimentary Geology, 2006. p. 397-520. (SEPM Special Publication, n. 84). DOI: 10.2110/pec.06.84.0399.
- POWERS, M. C. A new roundness scale for sedimentary particles. **Journal of Sedimentary Research**, v. 23, n. 2, p. 117-119, 1953. DOI: 10.1306/D4269567-2B26-11D7-8648000102C1865D.
- PRAHL, F. G.; ERTEL, J. R.; GOÑI, M. A.; SPARROW, M. A.; EVERSMEYER, B. Terrestrial organic carbon contributions to sediments on the Washington margin. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 58, n. 14, p. 3035-3048, 1994. DOI: 10.1016/0016-7037(94)90177-5.
- READING, H. G.; RICHARDS, M. Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. **AAPG Bulletin**, v. 78, n. 5, p. 792-822, 1994. DOI: 10.1306/A25FE3BF-171B-11D7-8645000102C1865D.
- SCHREINER, S.; SOUZA, M. B. F. M.; MIGLIORELLI, J. P. R. Modelo digital da geomorfologia do fundo oceânico do centro-sul da Bacia do Espírito Santo e norte da Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 17, n. 2, p. 365-369, 2009. Disponível em: <<https://bgp.petrobras.com.br/bgp/article/view/248>>. Acesso em: 24 maio 2026.
- STETTEN, E.; BAUDIN, F.; REYSS, J.-L.; MARTINEZ, P.; CHARLIER, K.; SCHNYDER, J.; RABOUILLE, C.; DENNIELOU, B.; COSTON-GUARINI, J.; PRUSKI, A. M. Organic matter characterization and distribution in sediments of the terminal lobes of the Congo deep-sea fan: evidence for the direct influence of the Congo River. **Marine Geology**, v. 369, p. 182-195, 2015. DOI: 10.1016/j.margeo.2015.08.020.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L. Evolução da planície costeira do Rio Doce, ES, durante o Quaternário: influência das flutuações do nível do mar. In: **SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO NO BRASIL**, 4., 1982, Rio de Janeiro. **Atas [...]** Rio de Janeiro: [s. n.], 1982.

VICALVI, M. A. Distribuição estratigráfica quantitativa de foraminíferos planctônicos no Quaternário da margem continental do Sudeste brasileiro. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 21, n. 2, p. 357-368, 2013. Disponível em: <<https://bgp.petrobras.com.br/bgp/article/view/61>>. Acesso em: 24 maio 2026.

VIEIRA, R. A. B.; MENDES, M. P.; VIEIRA, P. E.; COSTA, L. A. R.; TAGLIARI, C. V.; BACELAR, A. P.; FEIJÓ, F. J. Bacias do Espírito Santo e Mucuri. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 191-202, 1994. Disponível em: <<https://bgp.petrobras.com.br/bgp/article/view/626>>. Acesso em: 24 maio 2026.

WENTWORTH, C. K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **The Journal of Geology**, v. 30, n. 5, p. 377-392, 1922.

APÊNDICE 1 – TABELA DE DADOS DAS AMOSTRAS

Testemunho	Profundidade	Localização	Quimiozona	MIS	Fe/K	ln(K/Al)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$	COT	% CaCO ₃	%C
GL-879	815,02	Canal Norte	WCS0	MIS-1	4,42	-3,46	-23,58	0,49	2,20	0,50
GL-879	815,41	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	8,03	-3,73			1,27	
GL-879	815,72	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	7,52	-3,94	-23,45	0,51	1,91	0,53
GL-879	816,11	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	8	-3,76	-23,23	0,42	2,02	0,43
GL-879	816,41	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	9,74	-3,83	-24,02	0,41	1,92	0,42
GL-879	816,72	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	10,27	-3,93	-24,34	0,44	1,66	0,45
GL-879	817,02	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	10,7	-4,17	-24,13	0,51	1,91	0,52
GL-879	817,32	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	13,68	-4,23	-24,1	0,45	1,83	0,46
GL-879	817,64	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	12,93	-4,4	-24,36	0,40	2,10	0,41
GL-879	817,94	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	12,92	-4,23	-24,6	0,49	1,38	0,50
GL-879	818,24	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	15,34	-4,31	-24	0,46	1,77	0,47
GL-879	818,55	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	15,26	-4,35	-24,36	0,47	1,28	0,48
GL-879	818,85	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	15,07	-4,42	-23,83	0,43	1,16	0,44
GL-879	819,15	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	13,36	-4,33			1,46	
GL-879	819,46	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	13,3	-4,46	-23,91	0,45	1,57	0,46
GL-879	819,76	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	15	-4,4	-24,74	0,50	1,42	0,51
GL-879	820,01	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	4,21	-3,21			0,73	
GL-879	820,37	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	12,98	-4,36	-24,57	0,45	1,21	0,46
GL-879	820,82	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	5,51	-3,65	-24,2	0,37	1,29	0,38
GL-879	821,07	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	4,79	-3,55			0,92	
GL-879	821,28	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	11,51	-4,24	-24,42	0,33	1,42	0,33
GL-879	821,64	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	10,43	-4,3	-24,96	0,31	1,10	0,32
GL-879	821,88	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	13,83	-4,51	-24,26	0,49	1,95	0,50
GL-879	822,19	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	14,45	-4,41			1,56	
GL-879	822,49	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	11,91	-4,4	-24,23	0,41	1,15	0,41
GL-879	822,85	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	6,99	-3,85		0,00	0,99	
GL-879	823,11	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	11,29	-4,25	-24,31	0,54	1,32	0,55
GL-879	823,41	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	13,81	-4,49	-23,59	0,52	0,19	0,52

GL-879	823,71	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	13,38	-4,53	-23,68	0,43	2,79	0,45
GL-879	824,01	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	14,55	-4,46			-0,12	
GL-879	824,29	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	4,58	-3,6			1,05	
GL-879	824,63	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	10,4	-4,16	-25,35	0,32	1,63	0,33
GL-879	824,94	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	12,13	-4,38	-24,06	0,43	1,50	0,44
GL-879	825,24	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	14,31	-4,47	-25,08	0,47	1,63	0,48
GL-879	825,54	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	6,56	-3,84	-24,35	0,29	1,18	0,30
GL-879	825,85	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	14,84	-4,46	-25,16	0,45	1,52	0,46
GL-879	826,15	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	11,72	-4,28	-23,48	0,44	1,52	0,45
GL-879	826,45	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	14,95	-4,56	-23,75	0,46	1,71	0,47
GL-879	826,76	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	14	-4,7			1,75	
GL-879	827,07	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	11,77	-4,47			1,68	
GL-879	827,36	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	12,54	-4,27	-23,79	0,37	1,55	0,42
GL-879	827,67	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	14,64	-4,39	-23,23	0,47	1,47	0,46
GL-879	827,97	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	16,53	-4,65	-23,33	0,43	2,69	0,44
GL-879	828,27	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	14,64	-4,4	-23,31	0,42	1,80	0,48
GL-879	828,58	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	16,26	-4,45	-23,55	0,45	1,70	0,46
GL-879	828,88	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	15,9	-4,56	-25,44	0,46	1,44	0,47
GL-879	829,18	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	17,62	-4,71	-23,05	0,51	2,02	0,52
GL-879	829,5	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	14,29	-4,39	-25,7	0,40	2,21	0,41
GL-879	829,84	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	5,35	-3,67			1,00	
GL-879	830,1	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	14,35	-4,2	-24,2	0,45	1,97	0,46
GL-879	830,51	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	9,5	-4,1	-24,42	0,47	1,61	0,48
GL-879	830,71	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	17,27	-4,61			1,98	
GL-879	831,01	Canal Norte	WCS1A	MIS-2	13,03	-4,55	-24,86	0,51	1,75	0,52
GL-640	1362,02	Golfinho	WCS0	MIS-1	3,82	-2,67	-21,59	1,36	3,21	1,40
GL-640	1362,37	Golfinho	WCS0	MIS-1	3,68	-2,76	-20,86	1,36	3,03	1,40
GL-640	1362,74	Golfinho	WCS0	MIS-1	3,91	-2,84	-21,42	1,32	3,30	1,36
GL-640	1362,92	Golfinho	WCS0	MIS-1	4,28	-3,01	-21,4	1,09	3,01	1,12

GL-640	1363,25	Golfinho	WCS0	MIS-1	4,74	-3,18	-21,59	0,77	3,48	0,80
GL-640	1363,6	Golfinho	WCS1A	MIS-2	6,77	-3,77	-23,95	0,78	1,25	0,79
GL-640	1363,79	Golfinho	WCS1A	MIS-2	7,54	-3,73	-23,35	0,49	1,76	0,50
GL-640	1363,97	Golfinho	WCS1A	MIS-2	8,12	-3,96	-22,84	0,60	1,67	0,61
GL-640	1364,14	Golfinho	WCS1A	MIS-2	13	-4,26	-23,74	0,52	1,80	0,53
GL-640	1364,32	Golfinho	WCS1A	MIS-2	11,96	-4,35	-24,61	0,51	1,01	0,52
GL-640	1364,65	Golfinho	WCS1B	MIS-2	11,87	-4,19	-24,74	0,66	ND	0,57
GL-640	1364,98	Golfinho	WCS1B	MIS-2	13,1	-4,52	-25,03	0,38	1,74	0,39
GL-640	1365,31	Golfinho	WCS1B	MIS-2	12,2	-4,12	-25,39	0,32	1,42	0,33
GL-640	1365,61	Golfinho	WCS1B	MIS-2	9,07	-4,12	-25,4	0,36	1,93	0,36
GL-640	1365,87	Golfinho	WCS1B	MIS-2	9,24	-4,28	-25,3	0,30	1,62	0,30
GL-640	1366,82	Golfinho	WCS1B	MIS-2	7,74	-4,08	-26,26	0,35	1,79	0,36
GL-640	1367,25	Golfinho	WCS1B	MIS-2	8,05	-3,98	-25,9	0,38	1,52	0,39
GL-640	1367,47	Golfinho	WCS1B	MIS-2	4,31	-3,46			2,83	
GL-640	1367,65	Golfinho	WCS1B	MIS-2	7,73	-3,9	-26,29	0,31	1,97	0,32
GL-640	1367,77	Golfinho	WCS1B	MIS-2	8,09	-3,93	-24,12	0,38	2,81	0,39
GL-640	1368,1	Golfinho	WCS1B	MIS-2	6,77	-3,74	-25,47	0,43	0,94	0,44
GL-640	1368,52	Golfinho	WCS1B	MIS-2	6,42	-3,72	-26,3	0,70	1,50	0,71
GL-640	1368,86	Golfinho	WCS1B	MIS-2	5,71	-3,74	-25,43	0,44	0,84	0,44
GL-640	1369,17	Golfinho	WCS1B	MIS-2	2,23	-2,88			3,27	
GL-640	1369,52	Golfinho	WCS2	MIS-2	4,6	-3,57	-24,65	0,34	1,59	0,35
GL-640	1369,67	Golfinho	WCS2	MIS-2	0,62	-1,72		0,00	15,58	
GL-640	1369,84	Golfinho	WCS2	MIS-2	3,47	-3,11	-25,28	0,44	1,06	0,45
GL-640	1370,01	Golfinho	WCS2	MIS-2	1,7	-2,63			3,22	
GL-640	1370,32	Golfinho	WCS2	MIS-2	5,58	-3,63	-25,32	0,68	1,91	0,69
GL-640	1370,64	Golfinho	WCS2	MIS-3	5	-3,52	-27,06	0,38	1,31	0,39
GL-640	1370,91	Golfinho	WCS2	MIS-3	2,57	-2,9	-25,05	0,39	1,54	0,40
GL-640	1371,22	Golfinho	WCS2	MIS-3	2,09	-2,85	-25,6	0,26	0,83	0,26
GL-640	1371,52	Golfinho	WCS2	MIS-3	3,19	-3,11	-25,85	0,32	0,98	0,32

GL-640	1371,82	Golfinho	WCS2	MIS-3	3,6	-3,23	-25,87	0,52	1,16	0,53
GL-640	1372,12	Golfinho	WCS2	MIS-3	2,15	-3,02	-26,62	0,17	1,35	0,17
GL-640	1372,42	Golfinho	WCS2	MIS-3	5,75	-3,55	-26,09	0,61	1,62	0,62
GL-640	1372,72	Golfinho	WCS2	MIS-3	2,6	-3,17	-24,97	0,08	3,53	0,09
GL-640	1373,02	Golfinho	WCS2	MIS-4	2,59	-3,11	-25,25	0,26	3,53	0,27
GL-640	1373,32	Golfinho	WCS2	MIS-4	2,74	-2,99	-26,11	0,24	1,98	0,24
GL-640	1373,62	Golfinho	WCS2	MIS-4	2,38	-3,02	-26,16	0,28	1,30	0,28
GL-640	1373,92	Golfinho	WCS2	MIS-4	3,21	-3,18	-26,25	0,38	1,33	0,38
GL-640	1374,22	Golfinho	WCS2	MIS-4	4,1	-3,25	-26,87	0,92	1,55	0,93
GL-640	1374,52	Golfinho	WCS2	MIS-4	2,08	-2,67			1,22	
GL-640	1374,82	Golfinho	WCS2	MIS-4	2,77	-3,03	-25,44	0,41	0,85	0,41
GL-640	1375,12	Golfinho	WCS2	MIS-4	1,85	-2,76			1,02	
GL-640	1375,42	Golfinho	WCS2	MIS-4	3,06	-2,88	-25,64	0,62	1,26	0,63
GL-640	1375,72	Golfinho	WCS2	MIS-4	3,67	-3,3	-25,43	0,48	1,50	0,48
GL-640	1376,02	Golfinho	WCS2	MIS-4	2,89	-3,05	-26,34	0,27	1,34	0,27
GL-640	1376,32	Golfinho	WCS2	MIS-4	4,75	-3,32	-25,99	0,57	1,17	0,57
GL-640	1376,62	Golfinho	WCS2	MIS-4	5,47	-3,43	-26,03	0,85	2,01	0,87
GL-640	1376,92	Golfinho	WCS2	MIS-4	0,45	-1,53			15,79	
GL-640	1377,3	Golfinho	WCS2	MIS-4	4,15	-3,47	-26,38	0,35	0,91	0,35
GL-640	1377,52	Golfinho	WCS2	MIS-4	5,53	-3,48	-25,26	0,43	1,34	0,44
GL-640	1377,82	Golfinho	WCS2	MIS-4	6,72	-3,67	-23,43	0,49	1,30	0,50
GL-640	1378,12	Golfinho	WCS2	MIS-4	6,06	-3,56	-25,51	0,42	1,28	0,43
GL-640	1378,42	Golfinho	WCS2	MIS-4	1,75	-2,67	-27,08	0,59	0,80	0,59
GL-640	1378,72	Golfinho	WCS2	MIS-4	3,69	-3,17			1,00	
GL-640	1379,02	Golfinho	WCS2	MIS-5	3,4	-2,62	-22,48	0,73	3,77	0,76
GL-640	1379,32	Golfinho	WCS3	MIS-5	3,1	-2,92	-24,87	0,74	2,26	0,76
GL-640	1379,62	Golfinho	WCS3	MIS-5	2,83	-2,84	-25,73	0,69	1,54	0,70
GL-640	1379,87	Golfinho	WCS3	MIS-5	0,54	-1,68			0,44	
GL-640	1380,22	Golfinho	WCS3	MIS-5	3,09	-2,81	-26,07	1,66	1,95	1,69

GL-640	1380,4	Golfinho	WCS3	MIS-5	0,77	-1,8	0,63
GL-640	1380,62	Golfinho	WCS3	MIS-5	1,87	-2,23	1,04
GL-752	884,02	Canal Sul	WCS0	MIS-1	8,22	-4,04	-23,75 0,56 3,21 0,58
GL-752	884,32	Canal Sul	WCS1A	MIS-2	12,1	-4,24	-24,15 0,46 1,77 0,47
GL-752	884,62	Canal Sul	WCS1A	MIS-2	12,73	-4,37	-23,78 0,62 2,78 0,64
GL-752	884,87	Canal Sul	WCS1A	MIS-2	12,71	-4,35	-23,77 0,56 3,84 0,58
GL-752	885,27	Canal Sul	WCS1A	MIS-2	12,49	-4,31	-23,75 0,57 2,16 0,58
GL-752	885,62	Canal Sul	WCS1A	MIS-2	16,88	-4,67	-23,48 0,30 1,95 0,31
GL-752	885,78	Canal Sul	WCS1A	MIS-2	14,32	-4,54	-23,47 0,43 2,14 0,44
GL-752	886,08	Canal Sul	WCS1A	MIS-2	16,86	-4,51	-25,32 0,39 2,47 0,41
GL-752	886,38	Canal Sul	WCS1B	MIS-2	16,03	-4,54	-23,93 0,34 2,21 0,35
GL-752	886,75	Canal Sul	WCS1B	MIS-2	7,07	-3,9	2,43
GL-752	886,97	Canal Sul	WCS1B	MIS-2	8,51	-4,01	1,71
GL-752	887,57	Canal Sul	WCS1B	MIS-2	15,15	-4,48	2,40
GL-752	887,61	Canal Sul	WCS1B	MIS-2	15,31	-4,64	-23,8 0,30 2,11 0,31
GL-752	887,91	Canal Sul	WCS1B	MIS-2	16,77	-4,58	2,45
GL-752	888,21	Canal Sul	WCS1B	MIS-2	12,04	-4,3	-24,43 0,42 3,04 0,43
GL-752	888,52	Canal Sul	WCS1B	MIS-2	8,85	-4,31	1,73
GL-752	888,92	Canal Sul	WCS1B	MIS-2	10,27	-4,19	-24,17 0,40 1,71 0,41
GL-752	889,22	Canal Sul	WCS1B	MIS-2	11,57	-4,33	-25,23 0,39 1,28 0,40
GL-752	889,43	Canal Sul	WCS1B	MIS-2	10,98	-4,18	-24,71 0,33 1,10 0,33
GL-752	889,73	Canal Sul	WCS1B	MIS-2	13,09	-4,43	1,28
GL-752	890,13	Canal Sul	WCS1B	MIS-2	7,98	-3,92	-24,36 0,37 1,22 0,37
GL-752	890,34	Canal Sul	WCS1B	MIS-2	9,34	-4,17	-24,29 0,42 1,64 0,43
GL-752	890,64	Canal Sul	WCS1B	MIS-2	10,43	-4,12	-22,6 0,50 1,46 0,51
GL-752	890,94	Canal Sul	WCS2	MIS-2	5,43	-3,4	-24,24 0,62 4,22 0,65
GL-752	891,24	Canal Sul	WCS2	MIS-2	3,96	-3,14	-25,11 0,55 4,37 0,57
GL-752	891,55	Canal Sul	WCS2	MIS-2	4,35	-2,93	-24,75 0,48 4,18 0,50
GL-752	891,85	Canal Sul	WCS2	MIS-2	3,8	-3,1	-25,21 0,69 3,69 0,72

GL-752	892,16	Canal Sul	WCS2	MIS-3	4,66	-3,11	-24,81	1,03	4,85	1,08
GL-752	892,46	Canal Sul	WCS2	MIS-3	3,16	-2,82	-24,27	0,68	4,41	0,71
GL-752	892,76	Canal Sul	WCS2	MIS-3	3,34	-2,82			4,15	
GL-752	893,08	Canal Sul	WCS2	MIS-3	2,79	-2,81	-25,13	0,38	3,66	0,39
GL-752	893,38	Canal Sul	WCS2	MIS-3	2,19	-2,48	-27,12	0,28	3,55	0,30
GL-752	893,68	Canal Sul	WCS2	MIS-3	3,48	-2,89	-25,01	1,30	3,74	1,35
GL-752	893,99	Canal Sul	WCS2	MIS-3	2,27	-2,75	-24,75	0,63	3,83	0,66
GL-752	894,29	Canal Sul	WCS2	MIS-3	1,97	-2,43	-24,61	0,29	3,61	0,31
GL-752	894,59	Canal Sul	WCS2	MIS-3	2,94	-2,82	-25,43	1,28	4,04	1,33
GL-752	894,91	Canal Sul	WCS2	MIS-3	2,84	-2,66	-24,92	0,99	3,84	1,03
GL-752	895,21	Canal Sul	WCS2	MIS-4	2,55	-2,65	-25,43	0,99	3,82	1,03
GL-752	895,51	Canal Sul	WCS2	MIS-4	4,13	-3,35	-25,89	1,02	4,21	1,07
GL-752	895,82	Canal Sul	WCS2	MIS-4	4,09	-3,33	-25,64	0,93	3,79	0,97
GL-752	896,12	Canal Sul	WCS2	MIS-4	4,38	-3,29	-25,36	1,01	3,58	1,05
GL-752	896,42	Canal Sul	WCS2	MIS-4	2,95	-2,9	-25,57	0,87	4,53	0,91
GL-752	896,73	Canal Sul	WCS2	MIS-4	4,13	-2,99	-25,16	0,89	4,80	0,94
GL-752	897,03	Canal Sul	WCS2	MIS-4	3,88	-3,08	-25,08	0,97	5,38	1,02
GL-752	897,33	Canal Sul	WCS2	MIS-4	3,12	-2,58	-24,45	1,09	5,36	1,16
GL-752	897,64	Canal Sul	WCS2	MIS-4	3,36	-2,81			5,76	
GL-752	897,94	Canal Sul	WCS2	MIS-4	2,1	-2,2	-22,23	0,65	3,27	0,68
GL-752	898,24	Canal Sul	WCS2	MIS-5	2,36	-2,26	-22,18	0,90	3,28	0,93
GL-752	898,55	Canal Sul	WCS2	MIS-5	2,17	-2,21	-21,29	0,74	4,64	0,78
GL-752	898,85	Canal Sul	WCS3	MIS-5	2,44	-2,45	-21,88	1,02	3,72	1,06
GL-752	899,15	Canal Sul	WCS3	MIS-5	1,72	-2,33	-22,05	0,77	3,21	0,80
GL-752	899,46	Canal Sul	WCS3	MIS-5	2,08	-2,48	-22,2	0,81	4,16	0,85
GL-752	899,76	Canal Sul	WCS3	MIS-5	2,23	-2,18	-22,07	0,77	4,08	0,81
GL-752	900,06	Canal Sul	WCS3	MIS-5	2,9	-2,64	-22,13	0,89	5,20	0,94
GL-752	900,37	Canal Sul	WCS4	MIS-5	4,54	-3,38	-24,1	1,02	6,98	1,10
GL-752	900,67	Canal Sul	WCS4	MIS-5	6,33	-3,65			5,67	

GL-752	900,97	Canal Sul	WCS4	MIS-5	3,46	-3,32	-23,08	0,95	6,98	1,03
GL-752	901,28	Canal Sul	WCS4	MIS-5	3,86	-3,26	-25,18	1,47	5,14	1,55
GL-752	901,58	Canal Sul	WCS4	MIS-5	4,3	-3,25			6,55	
GL-752	901,71	Canal Sul	WCS4	MIS-5	3,94	-3,08	-24,9	1,18	5,66	1,26
GL-752	902,11	Canal Sul	WCS4	MIS-5	6,25	-3,6	-25,24	0,73	8,96	0,80

APÊNDICE 2 – CÁCULOS E ESTATÍSTICAS DOS DADOS GEOQUÍMICOS

GL-640						
δ13C _{org}						
Quimiozona	Nº de amostra	min.	máx.	média	mediana	dp
WCS0	5	-21,59	-20,86	-21,37	-21,42	0,30
WCS1A	5	-24,61	-22,84	-23,70	-23,74	0,66
WCS1B	12	-26,30	-24,12	-25,47	-25,42	0,66
WCS2	28	-27,08	-22,48	-25,64	-25,75	0,99
WCS3	3	-26,07	-24,87	-25,56	-25,73	0,62
WCS4	-	-	-	-	-	-
COT						
Quimiozona	Nº de amostra	min.	máx.	média	mediana	dp
WCS0	5	0,77	1,36	1,18	1,32	0,25
WCS1A	5	0,49	0,78	0,58	0,52	0,12
WCS1B	12	0,30	0,70	0,42	0,38	0,13
WCS2	29	0,00	0,92	0,43	0,41	0,21
WCS3	3	0,69	1,66	1,03	0,74	0,54
WCS4	-	-	-	-	-	-
%CaCO ₃						
Quimiozona	Nº de amostra	min.	máx.	média	mediana	dp
WCS0	5	3,01	3,48	3,21	3,21	0,20
WCS1A	5	1,01	1,80	1,50	1,67	0,35
WCS1B	14	0,84	3,27	1,86	1,74	0,72
WCS2	34	0,80	15,79	2,41	1,33	3,46
WCS3	6	0,44	2,26	1,31	1,29	0,73
WCS4	-	-	-	-	-	-
δ13C _{org}						
MIS	Nº de amostra	min.	máx.	média	mediana	dp

MIS-1	5	-21,59	-20,86	-21,37	-21,42	0,30
MIS-2	20	-26,3	-22,84	-24,97	-25,29	0,97
MIS-3	8	-27,06	-24,97	-25,89	-25,86	0,72
MIS-4	16	-27,08	-23,43	-25,82	-26,01	0,84
MIS-5	4	-26,07	-22,48	-24,79	-25,3	1,62
COT						
MIS	Nº de amostra	min.	máx.	média	mediana	dp
MIS-1	5	0,77	1,36	1,18	1,32	0,25
MIS-2	21	0,00	0,78	0,45	0,43	0,17
MIS-3	8	0,08	0,61	0,34	0,35	0,17
MIS-4	16	0,24	0,92	0,47	0,43	0,20
MIS-5	4	0,69	1,66	0,96	0,74	0,47
%CaCO ₃						
MIS	Nº de amostra	min.	máx.	média	mediana	dp
MIS-1	5	3,01	3,48	3,21	3,21	0,20
MIS-2	24	0,84	15,58	2,39	1,74	2,95
MIS-3	8	0,83	3,53	1,54	1,33	0,85
MIS-4	20	0,80	15,79	2,13	1,30	3,27
MIS-5	7	0,44	3,77	1,66	1,54	1,14
GL-879						
δ13C _{org}						
Quimiozona	Nº de amostra	min.	máx.	média	mediana	dp
WCS0	1	-23,58	-23,58	-23,58	-23,58	-
WCS1A	40	-25,7	-23,05	-24,18	-24,2	0,65
WCS1B	-	-	-	-	-	-
WCS2	-	-	-	-	-	-

WCS3	-	-	-	-	-	-
WCS4	-	-	-	-	-	-
COT						
Quimiozona	Nº de amostra	min.	máx.	média	mediana	dp
WCS0	1	0,49	0,49	0,49	0,49	-
WCS1A	41	0,00	0,54	0,43	0,45	0,09
WCS1B	-	-	-	-	-	-
WCS2	-	-	-	-	-	-
WCS3	-	-	-	-	-	-
WCS4	-	-	-	-	-	-
%CaCO ₃						
Quimiozona	Nº de amostra	min.	máx.	média	mediana	dp
WCS0	1	2,20	2,20	2,20	2,20	-
WCS1A	52	-0,12	2,79	1,53	1,56	0,50
WCS1B	-	-	-	-	-	-
WCS2	-	-	-	-	-	-
WCS3	-	-	-	-	-	-
WCS4	-	-	-	-	-	-
δ13C _{org}						
MIS	Nº de amostra	min.	máx.	média	mediana	dp
MIS-1	1	-23,58	-23,58	-23,58	-23,58	-
MIS-2	40	-25,7	-23,05	-24,18	-24,2	0,65
MIS-3	-	-	-	-	-	-
MIS-4	-	-	-	-	-	-
MIS-5	-	-	-	-	-	-
COT						
MIS	Nº de amostra	min.	máx.	média	mediana	dp
MIS-1	1	0,49	0,49	0,49	0,49	-
MIS-2	41	0,00	0,54	0,43	0,45	0,09

MIS-3	-	-	-	-	-	-	-
MIS-4	-	-	-	-	-	-	-
MIS-5	-	-	-	-	-	-	-
%CaCO ₃							
MIS	Nº de amostra	min.	máx.	média	mediana	dp	
MIS-1	1	2,20	2,20	2,20	2,20	-	-
MIS-2	52	-0,12	2,79	1,53	1,56	0,50	0,50
MIS-3	-	-	-	-	-	-	-
MIS-4	-	-	-	-	-	-	-
MIS-5	-	-	-	-	-	-	-
GL-752							
δ13C _{org}							
Quimiozona	Nº de amostra	min.	máx.	média	mediana	dp	
WCS0	1	-23,75	-23,75	-23,75	-23,75	-	-
WCS1A	7	-25,32	-23,47	-23,96	-23,77	0,64	0,64
WCS1B	9	-25,23	-22,6	-24,17	-24,29	0,72	0,72
WCS2	24	-27,12	-21,29	-24,74	-25,045	1,25	1,25
WCS3	5	-22,2	-21,88	-22,07	-22,07	0,12	0,12
WCS4	5	-25,24	-23,08	-24,50	-24,9	0,91	0,91
COT							
Quimiozona	Nº de amostra	min.	máx.	média	mediana	dp	
WCS0	1	0,56	0,56	0,56	0,56	-	-
WCS1A	7	0,30	0,62	0,48	0,46	0,11	0,11
WCS1B	9	0,30	0,50	0,39	0,39	0,06	0,06
WCS2	24	0,28	1,30	0,80	0,88	0,28	0,28
WCS3	5	0,77	1,02	0,85	0,81	0,11	0,11
WCS4	5	0,73	1,47	1,07	1,02	0,28	0,28

%CaCO ₃						
Quimiozona	Nº de amostra	min.	máx.	média	mediana	dp
WCS0	1	3,21	3,21	3,21	3,21	-
WCS1A	7	1,77	3,84	2,44	2,16	0,70
WCS1B	15	1,10	3,04	1,85	1,71	0,57
WCS2	26	3,27	5,76	4,18	4,09	0,65
WCS3	5	3,21	5,20	4,07	4,08	0,73
WCS4	7	5,14	8,96	6,56	6,55	1,27
δ13C _{org}						
MIS	Nº de amostra	min.	máx.	média	mediana	dp
MIS-1	1	-23,75	-23,75	-23,75	-23,75	-
MIS-2	20	-25,32	-22,6	-24,23	-24,21	0,70
MIS-3	9	-27,12	-24,27	-25,12	-24,92	0,82
MIS-4	9	-25,89	-22,23	-24,98	-25,36	1,11
MIS-5	12	-25,24	-21,29	-23,03	-22,19	1,43
COT						
MIS	Nº de amostra	min.	máx.	média	mediana	dp
MIS-1	1	0,56	0,56	0,56	0,56	-
MIS-2	20	0,30	0,69	0,46	0,42	0,11
MIS-3	9	0,28	1,30	0,76	0,68	0,40
MIS-4	9	0,65	1,09	0,94	0,97	0,13
MIS-5	12	0,73	1,47	0,94	0,90	0,22
%CaCO ₃						
MIS	Nº de amostra	min.	máx.	média	mediana	dp
MIS-1	1	3,21	3,21	3,21	3,21	-
MIS-2	26	1,10	4,37	2,36	2,15	0,98
MIS-3	10	3,55	4,85	3,97	3,84	0,41
MIS-4	10	3,27	5,76	4,45	4,37	0,86
MIS-5	14	3,21	8,96	5,30	5,17	1,64