

MASCIMILIANO DE LOS SANTO MALY

**Caracterização física de sedimentos quaternários na
Plataforma Continental Sul Brasileira**

Tese apresentada ao Instituto Oceanográfico da
Universidade de São Paulo, como parte dos
requisitos para obtenção do título de Doutor em
Ciências, Programa de Oceanografia, área de
Oceanografia Geológica

Orientador: Prof. Dr. Michel M. de Mahiques

São Paulo

2023

MASCIMILIANO DE LOS SANTOS MALY. **Caracterização física de sedimentos quaternários na Plataforma Continental Sul Brasileira** Tese apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Doutor em Ciências, Programa de Oceanografia, área de Oceanografia Geológica

Aprovado em: _____/_____/_____

Versão original

Banca Examinadora

Prof. Dr. _____ Instituição _____

Presidente

Assinatura _____

Prof. Dr. _____ Instituição _____

Conceito _____ Assinatura _____

Prof. Dr. _____ Instituição _____

Conceito _____ Assinatura _____

Prof. Dr. _____ Instituição _____

Conceito _____ Assinatura _____

Agradecimentos

Expresso o meu agradecimento a todos os amigos, colegas, pessoal técnico e administrativo que contribuíram para a consecução deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Michel Michaelovitch de Mahiques por ter me dado esta oportunidade de valor incalculável, a de partilhar do seu conhecimento, dedicação e amizade.

Ao Prof. Dr. Rubens C. Lopes Figueira pela ajuda proporcionada ainda antes do início deste trabalho.

Ao Dr. Marco Aurélio Guedes, do LABEND-IEE, pelas instrutivas trocas de ideias sobre o funcionamento do MSCL.

Aos meus amigos Jasão e Laps, pelo otimismo transmitido ao longo de todo o processo e pela força na reta final.

À Samara e o Edilson, sempre disponíveis para me assessorar no laboratório.

A todos os colegas dos demais laboratórios, que gentilmente permitiram que incluísse neste trabalho os resultados das granulometrias.

E por último, mas não menos importante, às e aos colegas do LAMA por criarem o melhor ambiente onde já trabalhei.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001 – Bolsa 1794814

Resumo

MASCIMILIANO DE LOS SANTOS MALY. **Caracterização física de sedimentos quaternários na Plataforma Continental Sul Brasileira**. 2023. 219 f. Tese (Doutorado) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2023.

Os estudos oceanográficos de escala regional demandam a coleta de grandes quantidades de dados, cujo tratamento e análise resultam dispendiosos em termos de tempo, recursos humanos e recursos materiais. No caso particular dos estudos que envolvem sistemas deposicionais, as análises químicas e granulométricas e as datações radiométricas são talvez os pontos mais críticos. Uma maneira de contornar essas dificuldades práticas é aproveitar as ferramentas que realizam medições automáticas não invasivas, correlacionando essas medidas indiretas feitas na totalidade das amostras com parâmetros descritivos mais completos obtidos sobre um pequeno conjunto amostral. Por meio dessa abordagem metodológica e utilizando um Multi Sensor Core Logger, foi medida a velocidade de propagação de ondas P (v_p), a densidade γ , a resistividade elétrica e a susceptibilidade magnética de 16 testemunhos coletados na Plataforma Continental Sul Brasileira (PSB), entre 33,8°S e 25,1°S. Desse total foram escolhidos 9 testemunhos para medidas de fluorescência de raios X e, deles, selecionado um subconjunto de 4 para análises granulométricas e datações por radiocarbono. Analisando os padrões de correlação entre as propriedades físicas e a distribuição granulométrica, foi possível estabelecer uma boa correspondência entre a v_p e o conteúdo de areia das amostras e, em menor medida, com o diâmetro médio dos sedimentos. As curvas de variação de v_p , densidade γ e susceptibilidade magnética permitiram realizar correlações litoestratigráficas e assim construir modelos de idade em testemunhos não datados por radiocarbono. Essas correlações, analisadas em conjunto com a correspondência entre a v_p e o tamanho dos grãos, permitiram inferir que existe

um padrão de granodecrescência ascendente ao longo do Holoceno nos depocentros da PSB, sem importar a latitude ou profundidade e também que as poucas exceções são produto de particularidades hidrodinâmicas locais. As razões de elementos maiores - Ti/Ca, Ti/K e Zr/Rb - foram utilizadas como *proxies* de aporte de material terrígeno, de intensidade do intemperismo nas áreas fonte e do tamanho dos grãos, respectivamente. A razão Zr/Rb mostrou boa correlação com o conteúdo de areia e com a v_p , demonstrando o potencial de aplicabilidade como *proxy* para a proporção entre areia e finos. A interpretação da variação da razão Ti/Ca juntamente com a distribuição granulométrica permitiu inferir a ocorrência de mudanças na sedimentação, induzidas pela transgressão marinha do Holoceno médio, assim como a razão Ti/K mostrou boa concordância com o estabelecimento das condições climáticas modernas a partir aproximadamente de 3.000 anos cal AP, como documentado em outros trabalhos.

Palavras-chave: Plataforma Sul Brasileira. Propriedades físicas. Holoceno. Sedimentação.

Abstract

MASCIMILIANO DE LOS SANTOS MALY. **Physical characterization of Quaternary sediments on the Southern Brazilian Continental Shelf**. 2023. 219 f. Tese (Doutorado) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2023.

Oceanographic studies on a regional scale demand the collection of large amounts of data, whose processing and analysis are time-consuming and costly regarding human and material resources. In the particular case of studies involving depositional systems, chemical and granulometric analyzes, and radiometric dating are perhaps the most critical issues. One way to overcome these practical difficulties is to take advantage of tools that perform non-destructive and automated measurements, correlating these indirect measurements performed on all samples with more complete descriptive parameters obtained on a small sample set. Through this methodological approach and using a Multi Sensor Core Logger, it was measured the propagation velocity of P waves (v_p), the bulk density, the electrical resistivity, and the magnetic susceptibility of 16 cores collected in the Southern Brazilian Continental Shelf (SBS) between 33.8°S and 25.1°S. Nine cores were chosen for X-ray fluorescence measurements and a subset of four cores was selected for granulometric analyzes and radiocarbon dating. Analyzing the correlation patterns between the physical properties and the granulometric distribution, it was possible to establish a good correspondence between the v_p and the sand content of the samples and, to a lesser extent, with the mean diameter of the sediments. Lithostratigraphic correlations were carried out through the variation curves of v_p , γ density, and magnetic susceptibility. These correlations, analyzed together with the correspondence between v_p and grain size, allowed us to infer that there is a fining upward pattern throughout the Holocene in the SBS

depocenters, regardless of latitude or depth, and also that the few exceptions are owed to local hydrodynamic features. Ratios of major elements - Ti/Ca, Ti/K, and Zr/Rb - were used as proxies for the contribution of terrigenous material, the intensity of weathering in the source areas, and the grain size, respectively. The Zr/Rb ratio showed a good correlation with sand content and v_p , showing its potential applicability as a proxy for the proportion between sand and fine sediments. The interpretation of the variation of the Ti/Ca ratio together with the granulometric distribution allowed inferring the occurrence of changes in sedimentation induced by the marine transgression of the middle Holocene, as well as the Ti/K ratio showed good agreement with the establishment of modern climatic conditions from approximately 3,000 cal years BP reported in other works.

Keywords: South Brazilian Shelf. Physical properties. Holocene. Sedimentation.

Lista de Figuras

- Figura 1. Plataforma Sul Brasileira sem a região ao Norte da Ilha de São Sebastião. Os pontos de coleta estão representados pelos triângulos brancos e os segmentos vermelhos mostram a posição dos perfis sísmicos. CCB: Corrente Costeira Brasileira. 5
- Figura 2. Teor de lama em sedimentos superficiais da PSB e no talude entre 34°S e 26°S. Obtido em Mahiques et al. (2021). 10
- Figura 3. Raios refletidos e incidentes associados a incidência normal de uma onda compressiva. 24
- Figura 4. Variação das propriedades físicas dos testemunhos 368, 369 e 372. Esquerda v_p e densidade γ . Centro: impedância e resistividade. Direita: susceptibilidade magnética. 33
- Figura 5. Perfis de v_p (linha fina, vermelha) e densidade γ (linha mais grossa, preta) ao longo dos testemunhos coletados em torno da isóbata de 60 m. Da esquerda (Sul) para direita (Norte): 556, 557, 560, 565, 370 e 373. 35
- Figura 6. Perfis de resistividade (linha fina, vermelha) e impedância (linha mais grossa, preta) ao longo dos testemunhos coletados em torno da isóbata de 60 m. Da esquerda (Sul) para direita (Norte): 556, 557, 560, 565, 370 e 373. 36
- Figura 7. Perfis de susceptibilidade magnética χ dos testemunhos coletados próximo da isóbata de 60 m. Da esquerda (Sul) para direita (Norte): 556, 557, 560, 565, 370 e 373. As linhas tracejadas indicam os horizontes de correlação litoestratigráfica. 38
- Figura 8. Perfis de razões metal/metal de testemunhos localizados na isóbata de 60 m: MDBT 556, 557 e 565. Esquerda: *Proxies* de aporte terrígeno

(Ti/Ca e Fe/Ca). Direita: *Proxies* de intensidade de intemperismo químico (Ti/K).
..... 40

Figura 9. Perfis de v_p (linha fina, vermelha) e densidade γ (linha mais grossa, preta) ao longo dos testemunhos coletados em torno da isóbata de 90 m. Da esquerda (Sul) para direita (Norte): 561, 569, 573, 576, 367, 377 e 378.
..... 42

Figura 10. Perfis de resistividade (linha fina, vermelha) e impedância (linha mais grossa, preta) ao longo dos testemunhos coletados em torno da isóbata de 90 m. Da esquerda (Sul) para direita (Norte): 561, 569, 573, 576, 367, 377 e 378. 43

Figura 11. Perfis susceptibilidade magnética χ ao longo dos testemunhos coletados em torno da isóbata de 90 m. Da esquerda (Sul) para direita (Norte): 561, 569, 573, 576, 367, 377 e 378. 44

Figura 12. Perfis das razões Ti/Ca e Fe/Ca, *proxies* de aporte terrígeno, em testemunhos localizados na isóbata de 90 m. De Sul para Norte: MDBT 561, 573, 576, 377 e 378. 45

Figura 13. Perfis das razões Ti/K e Zr/Rb, *proxies* de intensidade de intemperismo químico e tamanho dos grãos respectivamente, em testemunhos localizados na isóbata de 90 m. De Sul para Norte: MDBT 561, 573, 576, 377 e 378. 46

Figura 14. Variação das propriedades físicas ao longo dos testemunhos MDBT 562 e 574, localizados nas proximidades da quebra da plataforma (profundidade > 100 m). Esquerda: v_p e densidade γ . Centro: Impedância acústica e resistividade. Direita: Susceptibilidade magnética. 48

Figura 15. Modelos de idade (linha preta pontilhada) e taxas de sedimentação calculadas (linha vermelha) dos testemunhos MDBT 378, 557, 561 e 576. Interpolação obtida por meio de análise bayesiana conforme Blaauw & Christen (2011). As linhas tracejadas em cinza indicam o intervalo de confiança de 95%. Barras de incerteza $\pm 1\sigma$ das idades calibradas..... 50

Figura 16. Perfil sísmico de *chirp* do paleovale do RdP indicando a localização dos testemunhos MDBT 556 e 557, e arquitetura deposicional interpretada conforme Lantzsch et al. (2014). A localização do perfil pode ser vista na Figura 1 56

Figura 17. Detalhe do perfil sísmico da Figura 16 mostrando o testemunho MDBT 556 atravessando um refletor de relativa alta amplitude, que possivelmente corresponde a um horizonte mais arenoso. 57

Figura 18. Perfil sísmico de *chirp* entre a plataforma média e a quebra mostrando a localização dos testemunhos MDBT 560, 561 e 562. A localização do perfil pode ser vista na Figura 1 58

Figura 19. Perfil sísmico de *chirp* na plataforma média mostrando a localização do testemunho MDBT 565. A localização do perfil pode ser vista na Figura 1..... 59

Figura 20. Perfil sísmico de *chirp* na plataforma média mostrando a localização do testemunho MDBT 569. A localização do perfil pode ser vista na Figura 1 60

Figura 21. Perfil sísmico de *chirp* entre a plataforma externa e a quebra mostrando a localização dos testemunhos MDBT 573, e 574. A localização do perfil pode ser vista na Figura 1. 61

| | |
|--|----|
| Figura 22. Perfil sísmico de <i>chirp</i> na plataforma externa mostrando a localização do testemunho MDBT 576. A posição do perfil pode ser vista na Figura 1 | 62 |
| Figura 23. Perfil sísmico de <i>chirp</i> na plataforma externa mostrando a localização do testemunho MDBT 584. A posição do perfil pode ser vista na Figura 1 | 63 |
| Figura 24. Perfil sísmico de <i>chirp</i> na plataforma externa mostrando a localização do testemunho MDBT 367. A posição do perfil pode ser vista na Figura 1 | 64 |
| Figura 25. Perfil sísmico de <i>chirp</i> na plataforma interna mostrando a localização do testemunho MDBT 372. A posição do perfil pode ser vista na Figura 1 | 65 |
| Figura 26. Perfil sísmico de <i>chirp</i> na plataforma média mostrando a localização do testemunho MDBT 372. A posição do perfil pode ser vista na Figura 1 | 66 |
| Figura 27. Perfil sísmico <i>strike</i> de <i>chirp</i> na plataforma externa mostrando a localização do testemunho MDBT 377. A posição do perfil pode ser vista na Figura 1 | 67 |
| Figura 28. Perfil sísmico <i>strike</i> de <i>chirp</i> na plataforma externa mostrando a localização do testemunho MDBT 378. A posição do perfil pode ser vista na Figura 1 | 67 |
| Figura 29. Esquerda: <i>Cross-plot</i> de v_p x diâmetro médio dos sedimentos de três ambientes marinhos diferentes: Plataforma continental e talude, planície abissal e colina abissal. Direita: Equações de regressão dos dados do gráfico. Modificado de Hamilton (1970)..... | 69 |

| | |
|--|----|
| <p>Figura 30. <i>Cross-plot</i> de v_p x densidade γ mostrando a dependência dessas propriedades físicas com a litologia. Modificado de Ortiz & Rack (1999)</p> <p>..... 70</p> | 70 |
| <p>Figura 31. Gráficos de dispersão de v_p X densidade e variação do conteúdo de areia em função da idade dos testemunhos MDBT 378, 557, 561 e 576. A escala de cores dos gráficos de dispersão é a mesma para todos os testemunhos e representa a idade das amostras..... 73</p> | 73 |
| <p>Figura 32. Gráfico de dispersão de densidade Vs. v_p com o correspondente teor de água de cada amostra, conforme escala de cores associada. Os menores teores de água correspondem às amostras entre 5.000 e 7.500 anos cal AP, mesmo grupo que o de maior conteúdo de areia. 74</p> | 74 |
| <p>Figura 33. Conteúdo em volume de argila, silte e areia do testemunho MDBT 576 75</p> | 75 |
| <p>Figura 34. Estruturas sedimentares: (A) Uma única classe de grãos com bom contato intergranular; (B) estrutura de sedimentos pobremente selecionados, com os espaços intergranulares ocupados pela fração fina e pouco contato entre os grãos da fração arenosa. (C) Silte argiloso ilustrando o efeito de ponte dos minerais laminares. Modificado de Hamilton (1970) 76</p> | 76 |
| <p>Figura 35. Gráfico de dispersão de v_p X densidade e variação do conteúdo de areia total em função da idade do testemunho MDBT 76 77</p> | 77 |
| <p>Figura 36. Painel mostrando os gráficos de dispersão de densidade em função de v_p de todos os testemunhos. A escala de cores é a mesma para todos os gráficos e representa a profundidade de cada amostra sob a superfície do fundo. 79</p> | 79 |

Figura 37. Perfis de v_p dos testemunhos MDBT 377, 378, 576 e 573, de densidade dos testemunhos 576 e 569, e de impedância dos testemunhos 561 e 562 mostrando os pontos utilizados para efetuar a correlação litoestratigráfica.

..... 81

Figura 38. Modelos de idade dos testemunhos MDBT 556, 560, 562, 565, 378 e 573, construídos a partir das correlações litoestratigráficas..... 83

Figura 39. Variação ao longo do testemunho MDBT 557 de: (A) taxa de sedimentação; (B) densidade γ e conteúdo total de areia; (C) *proxies* de aporte terrígeno (Ti/Ca e χ); (D) *proxies* de intensidade de intemperismo químico (Ti/K) e do tamanho dos grãos (Zr/Rb); (E) distribuição granulométrica e tamanho médio dos grãos. A curva de variação do NRM para o holoceno aparece no painel (A) na base da figura, e o *inset* mostra a mesma variação do NRM para os últimos 8000 anos com escala vertical maior. 85

Figura 40. Variação ao longo do testemunho MDBT 556 de: (A) taxa de sedimentação; (B) densidade γ ; (C) *proxies* de aporte terrígeno (Ti/Ca e χ); (D) *proxies* de intensidade de intemperismo químico (Ti/K) e do tamanho das partículas detríticas (Zr/Rb); A curva de variação do NRM para o holoceno aparece no painel (A) na base da figura, e o *inset* mostra a mesma variação do NRM para os últimos 8000 anos com escala vertical maior 86

Figura 41. Variação ao longo do testemunho MDBT 556 de: (A) taxa de sedimentação; (B) densidade γ e SM. A curva de variação do NRM para o holoceno aparece no painel (A) na base da figura, e o *inset* mostra a mesma variação do NRM para os últimos 8000 anos com escala vertical maior 87

Figura 42. Variação ao longo do testemunho MDBT 565 de: (A) taxa de sedimentação; (B) densidade γ ; (C) *proxies* de aporte terrígeno (Ti/Ca e χ); (D)

proxies de intensidade de intemperismo químico (Ti/K) e do tamanho das partículas detríticas (Zr/Rb). 88

Figura 43. Variação ao longo do testemunho MDBT 561 de: (A) taxa de sedimentação; (B) densidade γ e conteúdo total de areia; (C) *proxies* de aporte terrígeno (Ti/Ca e χ) e do tamanho do tamanho dos grãos (Zr/Rb); (D) *proxy* de intensidade de intemperismo químico (Ti/K); (E) distribuição granulométrica e tamanho médio dos grãos. A curva de variação do NRM para o holoceno aparece no painel (A) na base da figura, e o *inset* mostra a mesma variação do NRM para os últimos 8000 anos com escala vertical maior. 90

Figura 44. Variação ao longo do testemunho MDBT 562 de: (A) taxa de sedimentação; (B) densidade γ ; (C) *proxies* de aporte terrígeno (Ti/Ca e χ); (D) *proxies* de intensidade de intemperismo químico (Ti/K) e do tamanho das partículas detríticas (Zr/Rb). 92

Figura 45. **Acima esquerda:** variação ao longo do testemunho MDBT 561 da taxa de sedimentação, densidade γ e conteúdo total de areia, *proxies* de aporte terrígeno (Ti/Ca e χ), *proxy* de intensidade de intemperismo químico (Ti/K), e do tamanho dos grãos (Zr/Rb) e distribuição granulométrica e tamanho médio dos grãos. A curva de variação do NRM para o holoceno aparece no painel na base da figura. **Acima direita:** variação ao longo do testemunho MDBT 573 da taxa de sedimentação, densidade γ , *proxies* de aporte terrígeno (Ti/Ca e χ), *proxy* de intensidade de intemperismo químico (Ti/K), e do tamanho das partículas detríticas (Zr/Rb). **Embaixo:** Variação ao longo do testemunho MDBT 569 da taxa de sedimentação, impedância acústica e susceptibilidade magnética. 94

Figura 46. **Direita:** Variação ao longo do testemunho MDBT 378 da taxa de sedimentação, densidade γ e conteúdo total de areia, *proxies* de aporte terrígeno (Ti/Ca) e do tamanho dos grãos (Zr/Rb), *proxies* de intensidade de intemperismo químico (Ti/K), distribuição granulométrica e tamanho médio dos grãos. A curva de variação do NRM para o holoceno aparece no painel na base da figura. **Esquerda:** Variação ao longo do testemunho MDBT 377 da taxa de sedimentação, densidade γ e conteúdo total de areia, *proxies* de aporte terrígeno (Ti/Ca) e do tamanho dos grãos (Zr/Rb) e *proxies* de intensidade de intemperismo químico (Ti/K). A curva de variação do NRM para o holoceno aparece no painel na base da figura 95

Figura 47. Variação da abundância de Ca, Fe e Ti ao longo do testemunho MDBT 5557, entre 4500 e 6.500 anos cal AP. 102

Lista de Tabelas

| | |
|---|----|
| Tabela 1. Síntese das principais características da MCSB, sem o setor Cabo de São Tomé-Cabo Frio. (Modificado de Zemruski, 1979) | 8 |
| Tabela 2. Relação de testemunhos analisados: Profundidade local, recuperação e análise a que foram submetidos: datação, granulometria, Multi Sensor Core Logger (MSCL) e flourescência de Raios X (XRF). Os testemunhos MDBT 368 a 370 e MDBT 570 não forma aproveitados..... | 14 |
| Tabela 3. Coeficiente de correlação entre v_p e densidade γ , valores mínimos e máximos das grandezas físicas mensuradas no testemunho 372.. | 32 |
| Tabela 4. Coeficiente de correlação entre v_p e densidade γ , valores mínimos e máximos das grandezas físicas mensuradas nos testemunhos 556, 557, 560, 565 e 373 | 37 |
| Tabela 5. Coeficiente de correlação entre v_p e densidade γ , valores mínimos e máximos das grandezas físicas mensuradas nos testemunhos 561, 569, 573, 576, 367, 377 e 378..... | 41 |
| Tabela 6. Coeficiente de correlação entre v_p e densidade γ , valores mínimos e máximos das grandezas físicas mensuradas nos testemunhos MDBT 562, 574 e 584. | 49 |
| Tabela 7. Resultados das datações por radiocarbono dos testemunhos MDBT 378, 557, 561 e 576. | 52 |
| Tabela 8. Coeficientes de correlação entre densidade, v_p , impedância acústica, Zr/Rb, tamanho médio dos grãos, conteúdo de areia, de silte e de argila, e teor de carbonato dos testemunhos MDBT 378, 557, 561 e 576. | 71 |

| | |
|---|----|
| Tabela 9. Correspondência entre idades dos testemunhos de referência e profundidade dos testemunhos datados por meio de correlações litoestratigráficas. | 82 |
|---|----|

Sumário

| | | |
|-------|---|----|
| 1 | Introdução..... | 1 |
| 2 | Objetivos..... | 4 |
| 3 | Área de estudo | 5 |
| 3.1 | Fisiografia da Plataforma Sul Brasileira | 6 |
| 3.1.1 | Aspectos gerais | 6 |
| 3.1.2 | Embaçamento de São Paulo | 7 |
| 3.1.3 | Florianópolis-Mostardas | 7 |
| 3.1.4 | Cone do Rio Grande..... | 8 |
| 3.2 | Sedimentação | 8 |
| 3.3 | Condições oceanográficas atuais | 11 |
| 3.4 | Clima durante o Holoceno..... | 12 |
| 4 | Metodologia | 14 |
| 4.1 | Propriedades físicas dos sedimentos..... | 16 |
| 4.1.1 | Velocidade de onda P (v_p)..... | 17 |
| 4.1.2 | Densidade γ ou densidade <i>bulk</i> | 18 |
| 4.1.3 | Susceptibilidade magnética (SM) | 20 |
| 4.1.4 | Resistividade elétrica..... | 21 |
| 4.1.5 | Impedância acústica | 23 |
| 4.2 | Fluorescência de raios-X (XRF) | 25 |
| 4.3 | Geocronologia..... | 27 |

| | | |
|-------|--|----|
| 4.4 | Granulometria | 28 |
| 4.5 | Densidade dos grãos | 28 |
| 4.6 | Nível relativo do mar | 29 |
| 5 | Resultados..... | 30 |
| 5.1 | Testemunhos de plataforma interna..... | 30 |
| 5.1.1 | Propriedades físicas (MSCL)..... | 30 |
| 5.2 | Isóbata de 60 m | 34 |
| 5.2.1 | Propriedades físicas (MSCL)..... | 34 |
| 5.2.2 | Fluorescência de raios X (XRF)..... | 38 |
| 5.3 | Isóbata de 90 m | 40 |
| 5.3.1 | Propriedades físicas (MSCL)..... | 40 |
| 5.3.2 | Fluorescência de raios X (XRF)..... | 45 |
| 5.4 | Quebra da plataforma | 47 |
| 5.5 | Geocronologia..... | 49 |
| 5.6 | Descrição dos testemunhos | 53 |
| 5.6.1 | MDBT 378 | 53 |
| 5.6.2 | MDBT 557 | 53 |
| 5.6.3 | MDBT 561 | 53 |
| 5.6.4 | MDBT 576 | 54 |
| 6 | Discussão | 55 |
| 6.1 | Arquitetura dos depósitos sedimentares | 55 |
| 6.2 | Densidade, v_p e resistividade | 68 |

| | | |
|-------|--|-----|
| 6.3 | Correlações litoestratigráficas | 80 |
| 6.4 | Testemunhos do extremo Sul – Isóbata de 60 m..... | 84 |
| 6.4.1 | Granulometria, elementos maiores e propriedades físicas..... | 84 |
| 6.5 | Testemunhos do extremo Sul – Isóbata de 90 m..... | 88 |
| 6.5.1 | Granulometria, elementos maiores e propriedades físicas..... | 88 |
| 6.6 | Testemunhos do extremo Sul – Quebra da plataforma..... | 91 |
| 6.7 | Testemunhos de latitudes médias – Isóbata de 90 m | 92 |
| 6.8 | Testemunhos do extremo Norte – Isóbata de 90 m | 95 |
| 6.8.1 | Granulometria, elementos maiores e propriedades físicas..... | 95 |
| 6.9 | Implicações paleoceanográficas e climáticas..... | 96 |
| 7 | Conclusões | 103 |
| 8 | Referências..... | 105 |

1 Introdução

Desde os estudos pioneiros levados a cabo por Shumway (1960), Nafe & Drake (1961), Hamilton (1963), (1971) e Hamilton & Bachman (1982) foi se desenvolvendo um largo campo de aplicação sobre propriedades físicas, notadamente a velocidade de propagação do som (v_p) e a densidade γ de sedimentos marinhos inconsolidados, com estudos relacionados a reconstruções paleoclimáticas (Chi & Mienert, 1996; Presti et al., 2003), classificação de unidades sísmicas e sedimentares (Narantsetseg et al., 2014; Kim et al., 2019), elaboração de modelos geoacústicos vinculados a propriedades texturais dos sedimentos (Kim et al., 2011; Bae et al., 2014; Tian et al., 2019) ou a análises de risco geológico (Brand et al., 2003).

Além desses estudos, que são apenas uma pequena amostra de um vasto universo, não se pode deixar de chamar a atenção para a importância das análises de propriedades físicas dos sedimentos durante as expedições do Ocean Drilling Program (ODP e IODP), ferramentas sempre presentes nos relatórios gerados por essas expedições (Hagelberg et al., 1992; Rack et al., 1996; Arculus et al., 2015; Maffione & Morris, 2017; Graw et al., 2021; entre outros).

Por outro lado, exceto pelo estudo publicado por Neto et al. (2013) e por um mais recente de Galvão et al.(2023) em área estuarina, o que se percebe é uma total ausência de informação relacionada com as propriedades físicas de sedimentos na Plataforma continental Sul Brasileira (PSB).

Até aproximadamente duas décadas atrás, o conhecimento disponível sobre a PSB estava limitado aos estudos publicados no contexto do Projeto

REMAC¹. Foi a partir desses estudos que formou-se a ideia de que a PSB era 'faminta' em termos de aporte sedimentar (Kowsmann & Costa, 1974; Kowsmann et al., 1977), ideia que perdurou até o início dos anos 2000 com a publicação dos trabalhos de Mahiques et al. (2002), (2004), (2008) e Figueiredo & Madureira (2004).

Desde então, têm sido conduzidos diversos estudos que abordam desde a determinação de área-fonte e mecanismos de transporte (Mahiques et al., 2004; 2008, op cit.; Razik et al., 2015), passando pela influência da hidrodinâmica na dispersão dos sedimentos (Nagai et al., 2014a), até a distribuição espacial dos sedimentos e evolução durante o Quaternário (Mahiques et al., 2010), além da a variabilidade climática durante o Holoceno (Mahiques et al., 2009; Mathias et al., 2014).

As abordagens metodológicas também têm sido bastante variadas, com estudos baseados em análises químicas (de Mahiques et al., 2017; Bicego et al., 2021; Timoszczuk et al., 2021; Dias et al., 2023), mineralógicas (Campos et al., 2008; Nagai et al., 2014a op cit.), ou texturais (de Mahiques et al., 2021).

Apesar da quantidade e variedade de estudos desenvolvidos durante os últimos vinte anos sobre a evolução holocênica dos depocentros da PSB, a maioria deles se restringe à área ao norte de 27°S (de Mahiques et al., 2009; Gyllencreutz et al., 2010; Nagai et al., 2020), e mais ao sul, à margem uruguaia (Bender et al., 2013; Franco-Fraguas et al., 2014). Embora o setor compreendido

¹ Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira – Programa de pesquisa geológica da Margem Continental Brasileira que teve início com o convênio assinado em 21 de abril de 1972 entre a PETROBRAS, o Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), a Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM), a Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) e o Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq)

entre 27°S e 33°S constitua o destino potencial para os sedimentos transportados pelo Rio da Prata (Urien & Ewing, 1974), com exceção do trabalho de Reed et al. (2009), pouco se conhece sobre essa parte da PSB.

Nesse contexto, o presente trabalho se propõe a mapear, em escala regional, a variação latitudinal da assinatura de mudanças ambientais e oceanográficas ocorridas durante o Holoceno já documentadas na literatura científica, com uma abordagem *multi-proxy* que inclui análises granulométricas, análise de elementos maiores e de propriedades físicas, entendendo que essas mudanças afetaram a sedimentação de forma tal que é possível estabelecer uma correlação entre elas e as propriedades físicas mensuradas.

A abordagem metodológica proposta resulta em um importante ganho de tempo e recursos, porque possibilita, pelo menos de forma qualitativa, a extrapolação de resultados de análises granulométricas de uns poucos testemunhos, para todo um ambiente de plataforma continental. Além disso, permite a datação indireta por meio de correlaciones litoestratigráficas.

2 Objetivos

Este trabalho tem como objetivo principal entender a variação latitudinal da sedimentação entre o Holoceno médio e o superior, em depocentros da Plataforma Continental Sul Brasileira.

Para isso, será necessário alcançar os seguintes objetivos específicos:

- Determinar o vínculo entre as propriedades físicas dos sedimentos coletados e as suas características texturais;
- Determinar o vínculo entre as propriedades físicas e as taxas de sedimentação e a compactação;
- Explorar a aplicabilidade das propriedades físicas para realizar correlações litoestratigráficas;
- Entender a relação entre a abundância relativa de elementos maiores e mudanças climáticas e oceanográficas;
- Entender a relação entre variações das propriedades físicas e mudanças climáticas e oceanográficas

3 Área de estudo

Os testemunhos, objeto do presente estudo, foram coletados ao longo da PSB, entre a Lagoa da Mangueira, extremo sul do Rio Grande do Sul, e as proximidades da Ilha de São Sebastião (Figura 1), cobrindo de forma esparsa os três principais compartimentos fisiográficos da PSB, cujas características principais são descritas a seguir.

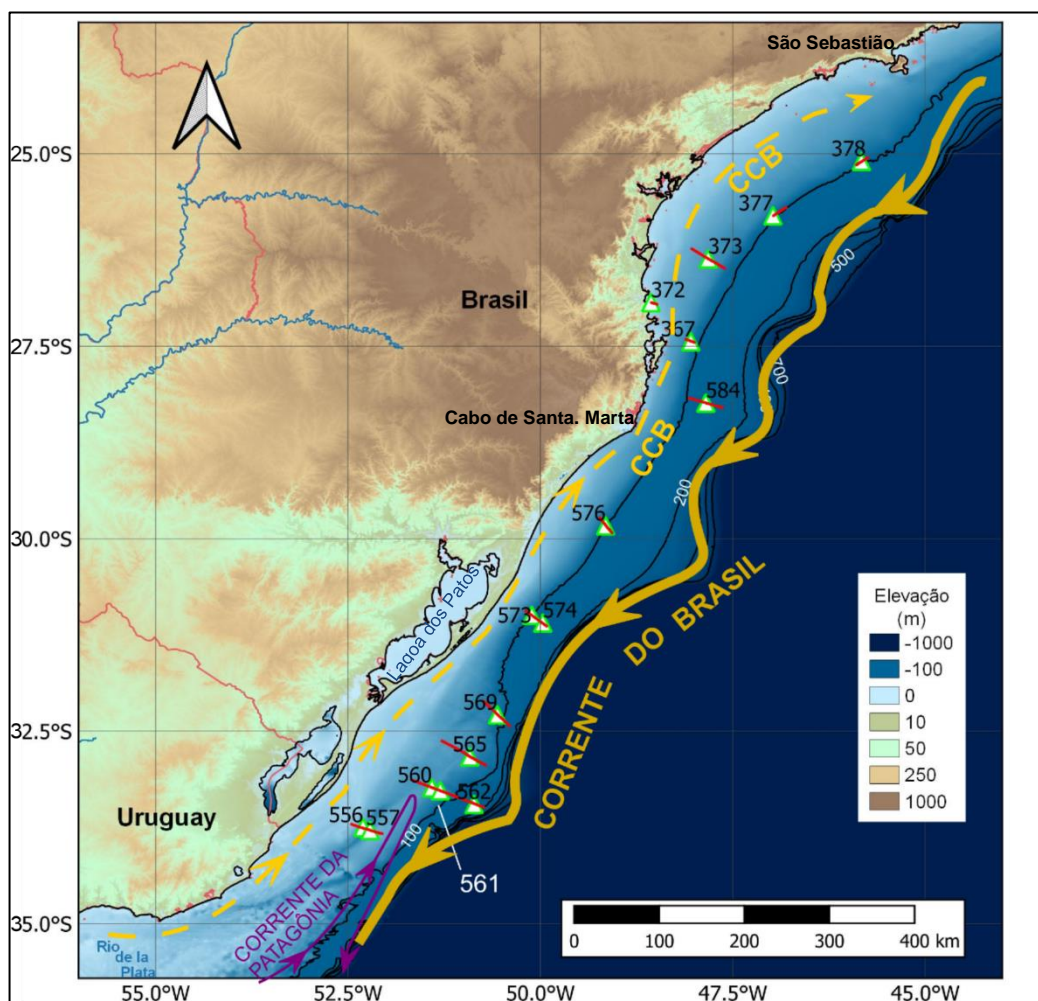


Figura 1. Plataforma Sul Brasileira sem a região ao Norte da Ilha de São Sebastião. Os pontos de coleta estão representados pelos triângulos brancos e os segmentos vermelhos mostram a posição dos perfis sísmicos. CCB: Corrente Costeira Brasileira.

3.1 Fisiografia da Plataforma Sul Brasileira

3.1.1 Aspectos gerais

A PSB estende-se aproximadamente do paralelo 34°S até 19°S e é dividida em quatro setores principais: Cabo de São Tomé - Cabo Frio, Embaiamento de São Paulo, Florianópolis - Mostardas e Cone do Rio Grande como o setor mais meridional. De acordo com Zembruski (1979), essa compartimentação "...não tem cunho fisiográfico da importância inerente às províncias e unidades fisiográficas maiores", senão que essa divisão visa "...simplificar a organização, ordenação e citação de certos agrupamentos e detalhes semelhantes e mais notórios". Esses detalhes semelhantes aos que o autor se refere são principalmente as características do relevo do fundo e parâmetros dimensionais.

O mesmo autor define a plataforma como uma unidade fisiográfica ampla, de largura média de 130 km e cuja largura máxima pode ser observada aproximadamente na altura de Santos, com 230 km. Em escala regional, as isóbatas acompanham a linha de costa que, a partir do Cabo Frio, sofre uma inflexão brusca dando início ao Embaiamento de São Paulo. Neste ponto, a linha de costa passa de uma orientação SE-NE para aproximadamente E-W, gradando suavemente de modo a formar uma feição côncava até adquirir novamente orientação aproximada N-S a partir das proximidades da Baía de Babitonga.

Com relação à superfície do fundo, esta apresenta um pequeno declive de 7 a 15 km de largura junto à linha de costa em quase toda a sua extensão, compreendido entre as isóbatas de 0 e 20 m podendo chegar até 60 m. Esta

feição é conhecida como 'primeiro declive'. Em uma escala maior, a declividade pode ser considerada uniforme nos setores Florianópolis-Mostardas e Cone do Rio Grande, onde varia entre 1:500 e 1:700 nas porções mais estreitas e entre 1:1000 e 1:1350 nas mais largas. Já no Embaiamento de São Paulo, a declividade pode ser dividida em três desníveis: uma plataforma interna que se estende ao longo de quase todo o Embaiamento com declividade entre 1:700 e 1:1300, uma plataforma externa na região norte com declividade entre 1:800 e 1:400, separada da interna por um degrau com declividade média de 1:550. Finalmente, na metade sul observam-se a plataforma interna, a média – considerada um prolongamento alargado do degrau intermediário - e a externa, mais estreita que na parte norte, com declividade em torno de 1:1700. A Tabela 1 apresenta uma síntese das principais características da PSB e os setores em que é dividida.

3.1.2 Embaiamento de São Paulo

Este setor da plataforma é cortado por uma série de canais rasos e estreitos, de direção geral perpendicular às isóbatas. Em sua maioria partem da costa e em alguns casos chegam a ultrapassar a quebra da plataforma. Os canais principais são os de Rio de Janeiro, Ilha Grande e Cananeia. Esses canais podem ou não estar relacionados com cânions no talude continental e representam os principais sistemas de drenagens durante os períodos de nível baixo do mar (Mahiques et al., 2010).

3.1.3 Florianópolis-Mostardas

É o setor mais homogêneo e regular da PSB, tanto na sua largura quanto na declividade; não ocorrem canais de maior relevância a não ser por alguns de

curta extensão que dão início aos complexos de Vales de Santa Marta e Porto Alegre.

3.1.4 Cone do Rio Grande

A declividade suave deste setor da plataforma contrasta com a irregularidade do seu relevo. Na plataforma interna, observam-se feições de microrrelevo consistentes em altos e depressões circulares e alongadas, além de bancos arenosos alongados com eixo oblíquo à linha de costa. Outros altos topográficos e escarpas localizados na plataforma média foram associados a períodos de estabilização do nível do mar durante a transgressão pós-Último Máximo Glacial (UMG) (Kowsmann et al., 1977a).

Tabela 1. Síntese das principais características da MCSB, sem o setor Cabo de São Tomé-Cabo Frio. (Modificado de Zemruscki, 1979)

| | Embaimento de São Paulo | Florianópolis-Mostardas | Cone de Rio Grande |
|-------------------------------|-------------------------|-------------------------|--------------------|
| Superfície (km ²) | 143000 | 56350 | 68350 |
| Largura (km) | 70 - 230 | 100 - 160 | 100 - 200 |
| Declividade | 1:650/1330 | 1:600/1000 | 1:660/1000 |
| Prof. quebra (m) | 120 - 180 | 140 - 180 | 100 - 160 |

3.2 Sedimentação

O litoral adjacente à PSB ao norte de 30°S caracteriza-se por ser conformado por planícies costeiras estreitas, limitadas pelos platôs elevados (>1000 m) (Figura 1) da Serra do Mar e da Serra Geral no Rio Grande do Sul e Sul de Santa Catarina. Esse relevo é responsável por direcionar o fluxo dos principais cursos de água em direção ao interior do continente, permitindo apenas a formação de uma curta rede fluvial que desagua diretamente no mar,

limitando a descarga de sedimentos por essa via. Dessa maneira, segundo Gyllencreutz et al. (2010), a sedimentação moderna da PSB é de origem predominantemente alóctone.

Ao sul do paralelo 30, a escarpa da Serra Geral dá lugar a largas planícies costeiras onde se formam alguns cursos de água que desembocam no litoral adjacente, sendo o mais importante a Lagoa dos Patos com uma vazão média anual de 2.000 m³/s (Vaz et al., 2006), menos de uma décima parte da vazão média do Rio da Prata, de 23.000 m³/s (Campos et al., 2008b).

Mahiques et al. (2004) observaram a existência de duas zonas sedimentares com limite muito bem definido, uma ao norte e outra ao sul da Ilha de São Sebastião. A diferença entre essas duas zonas estaria representada pelas frações orgânicas e inorgânicas dos sedimentos, sendo que a região ao sul está sujeita à penetração sazonal da Pluma do Rio da Prata (Möller et al., 2008).

Na plataforma média observa-se a presença de extensa fácies lamosa que preenche depressões alongadas formadas durante último período regressivo. Esses depósitos lamosos são classificadas como *mudbelts* (Hanebuth et al., 2015, 2021; Mahiques et al., 2021).

A sedimentação nesse setor está fundamentalmente dominada pelo aporte da Pluma do Rio da Prata transportada pela Corrente Costeira do Brasil (CCB) e, em menor medida, pela influência dos sistemas lagunares costeiros do Sul do Brasil (Nagai et al., 2014a), sendo que na plataforma interna ao Norte da Ilha de Santa Catarina, Mahiques et al. (2020) sugerem que existe um aporte secundário de sedimentos cuja fonte é o continente adjacente e que seriam em parte responsáveis pela ocorrência de sedimentos mais arenosos nesse setor.

Os sedimentos lamosos são dominantes entre a plataforma média e o talude, entre 34 e 26°S (Figura 2) (Mahiques et al., 2021).

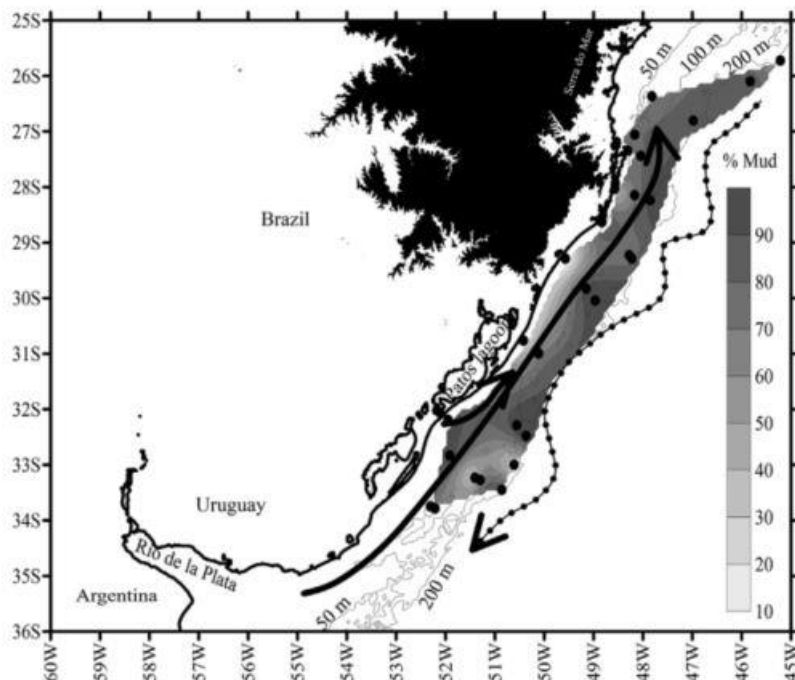


Figura 2. Teor de lama em sedimentos superficiais da PSB e no talude entre 34°S e 26°S. Obtido em Mahiques et al. (2021)

Por outro lado, em latitudes menores que 25°S, a plataforma externa e o talude superior estão submetidos à ação da Corrente do Brasil (Mahiques et al. 2009), que exerceria um efeito erosivo de ‘enceradeira’. A fração carbonática dos sedimentos torna-se mais expressiva na plataforma externa (Mahiques et al., 2020; Nagai et al., 2014a)

As taxas de sedimentação atuais foram estimadas numa faixa entre 5 a 90 cm/ka (Maly et al., *submetido*), com os valores mais baixos observados na plataforma externa, principalmente no setor do Embaiamento de São Paulo, cuja superfície do fundo estaria submetida a ressuspensão de sedimentos pela ação de meandros da Corrente do Brasil (Mahiques et al., 2002).

3.3 Condições oceanográficas atuais

A PSB está dominada fundamentalmente pela ação de dois sistemas de correntes: na plataforma externa e no talude, o fluxo de direção sul da Corrente do Brasil (CB) (Campos et al., 1995) transporta Água Tropical (AT) nos estratos superiores e Água Central do Atlântico Sul (ACAS) em níveis picnoclinais (Silveira et al., 2000). Por outro lado, a Corrente Costeira Brasileira (CCB) (de Souza & Robinson, 2004) é a responsável pelo transporte de uma pluma de baixa salinidade e baixa temperatura, com intensa variabilidade sazonal, originada pela descarga do Rio da Prata (Pimenta et al., 2005; Möller et al., 2008; Piola et al., 2008).

Na região norte da área de estudo, Castro Filho et al. (1987) determinaram dois domínios, interior costeiro e exterior, separados por um limite bem definido pelo campo de temperatura para o inverno. Durante o verão, o domínio interior apresenta estratificação em duas camadas, enquanto que no inverno esse domínio resulta mais homogêneo.

Nos meses de novembro a março, a camada superficial é ocupada pela Água Costeira (AC), que sofre mistura com a Água Tropical (AT) mais ao largo. Nesta mesma época, a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) ingressa na plataforma pela camada de fundo, misturando-se com a AC nas proximidades da costa.

Durante o inverno ocorre uma inversão da situação, com a ACAS mais afastada da costa, a AT ocupando o domínio exterior e a AC ocupando o domínio interior. Segundo Mahiques et al. (2004) essa movimentação da AC seria um

fator fundamental no transporte de sedimentos terrígenos para áreas mais profundas da plataforma.

Para a região meridional da PSB, Piola et al. (2000) descrevem o cenário do inverno para uma larga área costeira dominada pela pluma de baixa salinidade do Prata, até regiões ao Norte de 27°S. Em áreas mais externas, uma cunha de água fria da Água Subantártica (AS) separa a Pluma do Prata das águas menos frias e mais salinas da Corrente do Brasil.

Durante o verão, com o aparecimento de uma termoclina muito marcada, a estratificação passa a ser controlada pelo campo de temperatura. No entanto, conexões isopicnais promovem uma mistura que dá lugar à formação de duas variedades de Água Subtropical de Plataforma (ASTP): uma morna, formada pela mistura da água do talude com água da Pluma do Prata e outra fria, produto da mistura da água do talude com AS. Nesta época, a Pluma do Prata retrai-se para o sul. Nesse mesmo trabalho, os autores descrevem a ocorrência de uma estreita zona frontal que separa a Água de Plataforma do Atlântico Sul (APAS) da ASTP, à qual atribuíram o nome de Frente Subtropical de Plataforma (FSTP).

3.4 Clima durante o Holoceno

Araujo et al. (2005) chamam a atenção para a dificuldade de estabelecer modelos climáticos de caráter regional durante o Holoceno, devido tanto a divergências metodológicas, quanto a particularidades microclimáticas e orográficas. Os autores descrevem um cenário para as regiões Sul e Sudeste do Brasil dividido em dois setores: um núcleo com características de savana com uma marcada tendência de aumento da umidade ao Longo do Holoceno e uma área periférica ao sul e leste desse núcleo, onde se observam maiores

oscilações na umidade, possivelmente relacionada com incursões de massa de ar polar e períodos áridos durante o Holoceno superior devidos a um incremento da atividade de El Niño, ou a uma migração para o Norte da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

Por outro lado, Behling et al. (2004) documentam o início de condições mais úmidas a partir de 6850 anos cal AP para a região Sudeste e aproximadamente em 3200 anos cal AP para a região Sul. Esse trabalho acha-se em concordância com os resultados publicados por Iriarte (2006), que relata a ocorrência de três fases climáticas durante o Holoceno no Uruguai: o Holoceno inferior, entre 10.000 e 6.660 anos ^{14}C AP, de condições úmidas evidenciadas pela ocorrência de turfas típicas de zonas de banhados. Segue-se uma fase de transição para condições áridas que atingiu o ápice em torno de 4020 anos ^{14}C AP. Finalmente, a partir de 4000 anos ^{14}C AP apareceram os primeiros indícios de uma fase úmida que caracterizaria todo o Holoceno superior. No entanto, Iriando & Garcia (1993) relatam a ocorrência de um período mais seco entre 3.500 e 1.000 anos ^{14}C AP, na região Norte da Pampa Argentina.

4 Metodologia

Foram analisados os dados de 20 testemunhos (*gravity cores*) coletados a bordo do N/OC Alpha Crucis durante os cruzeiros Mudbelts I e Mudbelts II, levados a cabo nos meses de junho/julho de 2017 e janeiro/fevereiro de 2019, respectivamente. Os locais de coleta dos testemunhos (Figura 1) foram escolhidos a bordo imediatamente após a análise de perfis sísmicos adquiridos com a utilização de um *chirp* monocanal de KNUDSEN 3260, de 3,5 kHz. Tanto os detalhes de recuperação, quanto os métodos aplicados em cada um dos testemunhos podem ser vistos na Tabela 2.

Tabela 2. Relação de testemunhos analisados: Profundidade local, recuperação e análise a que foram submetidos: datação, granulometria, Multi Sensor Core Logger (MSCL) e fluorescência de Raios X (XRF). Os testemunhos MDBT 368 a 370 e MDBT 570 não foram aproveitados.

| Testemunho | Profundidade (m) | Recuperação (cm) | Datação | Granulometria | MSCL | XRF |
|------------|------------------|------------------|---------|---------------|------|-----|
| 367 | 84 | 120 | | | X | |
| 368 | 47.5 | 175 | | | X | |
| 369 | 10 | 175 | | | X | |
| 370 | 56 | 195 | | | X | |
| 372 | 19.8 | 138 | | | X | |
| 373 | 62 | 100 | | | X | |
| 377 | 93 | 150 | | | X | X |
| 378 | 94 | 195 | X | X | X | X |
| 556 | 67 | 307 | | | X | X |
| 557 | 61 | 280 | X | X | X | X |
| 560 | 62 | 300 | | | X | |
| 561 | 80 | 195 | X | X | X | X |
| 562 | 142 | 318 | | | X | X |
| 565 | 71 | 270 | | | X | X |
| 569 | 89 | 194 | | | X | |
| 570 | 138 | 220 | | | X | |
| 573 | 100 | 245 | | | X | X |
| 574 | 130 | 243 | | | X | |
| 576 | 97 | 215 | X | X | X | X |
| 584 | 125 | 125 | | | X | |

Desses 20 testemunhos, foram efetivamente aproveitados 16, já que quatro deles (faixas cinzas na Tabela 2) sofreram congelamento devido a uma

falha nas geladeiras onde eram armazenados. A Figura 4 mostra um exemplo de como o congelamento afeta as medidas realizadas.

A primeira série de medidas foi realizada no Multi Sensor Core Logger (MSCL) da GEOTEK, instalado no Laboratório de Ensaio Não Destrutivos (LABEND) do Instituto de Energia e Meio ambiente da USP, sobre os testemunhos ainda fechados. Os testemunhos de comprimento maior que 1,50 m foram cortados em seções respeitando esse limite, que é o máximo que o MSCL admite, e as medições de todas as propriedades foram feitas a cada 2 mm. Posteriormente, durante a análise dos dados, foram removidos os *outliers* e feita uma média móvel a cada cinco amostras, extraído-se dados a cada 1 cm a fim de correlacioná-los com os modelos de idade.

A partir da análise visual dos gráficos dessas medidas, foram escolhidas as amostras para serem datadas, sendo que o critério adotado foi o de amostrar os pontos de maior variação nas propriedades físicas mensuradas, principalmente v_p e densidade γ . Consequentemente, as amostras datadas não estão equiespaçadas ao longo dos testemunhos.

O passo seguinte consistiu em escolher um conjunto de 9 testemunhos para medidas de fluorescência de raios X (XRF), a serem feitas sobre uma das calhas dos testemunhos abertos; o espaçamento adotado foi de 2 cm. Finalmente, os testemunhos datados foram amostrados também a cada 2 cm para análise granulométrica.

Finalmente, efetuou-se a correlação litoestratigráfica utilizando como testemunhos de referência os que foram datados. O procedimento para realizar as correlações consistiu em uma seleção inicial de testemunhos cujas propriedades físicas exibiam variações de relativo longo comprimento de onda,

visualmente correlacionáveis. No seguinte passo foi feita uma análise de correlação entre pares de testemunhos, descartando aqueles com coeficiente menor que 0,8.

Finalmente, assumindo que as oscilações que estão presentes em um testemunho, também estão no seu par correspondente, e que o topo representa a mesma idade, a correlação foi feita por meio da contagem dos picos.

4.1 Propriedades físicas dos sedimentos

As propriedades físicas dos sedimentos são comumente utilizadas como indicativos da composição, microestrutura e condições ambientais durante e após a deposição dos materiais, fornecendo também uma descrição litológica e geotécnica dos mesmos (Breitzke, 2006). Essas propriedades dependem fundamentalmente da textura e do arranjo geométrico dos sólidos, assim como do teor dos fluidos intersticiais, e são divididas em dois grupos:

- I. Parâmetros volumétricos
- II. Parâmetros elásticos ou acústicos

Os parâmetros volumétricos dependem da proporção entre sólidos e fluidos constituintes de uma determinada amostra de material, dos quais o peso específico aparente e a porosidade são os exemplos mais comuns. Já os parâmetros elásticos, além de depender da razão entre sólidos e líquidos, também são função do arranjo geométrico dos sólidos, forma e tamanho das partículas.

Os primeiros estudos detalhados sobre a relação entre propriedades físicas, acústicas e texturais do sedimentos podem ser encontrados em Hamilton (1963), Hamilton (1970), Hamilton (1978), ou Nafe & Drake (1961).

4.1.1 Velocidade de onda P (v_p)

A velocidade de propagação de uma onda de corpo em um meio homogêneo e isotrópico é função da densidade do meio e do módulo elástico correspondente. Assim, a velocidade de propagação v_p de uma onda de corpo compressiva que envolve deformação uniaxial do meio é dada pela seguinte expressão:

$$v_p = \left(\frac{\frac{1}{\beta} + \frac{4}{3}\mu}{\rho} \right)^{1/2} \quad (1)$$

sendo β o módulo volumétrico, μ o módulo de cisalhamento e ρ a densidade do meio por onde se propaga a onda.

Por outro lado, o principal fator que controla a capacidade de definir estruturas, ou seja, a resolução de uma onda, é seu espectro de frequência (Breitzke, 2006). Assim, uma onda de alta frequência dominante e grande largura de banda será afetada pelas microestruturas associadas aos espaços intergranulares (porosidade) do meio. Dessa forma, a v_p em sedimentos marinhos, medida no MSCL, é função da litologia, densidade do corpo (*bulk*), porosidade, grau de consolidação e arranjo geométrico dos grãos.

O cálculo da v_p é feito por meio da medição do tempo de trânsito na direção radial do testemunho. Esse tempo é o tempo de trânsito total (TOT) entre a fonte do pulso e o receptor, dado em μs , sendo necessário aplicar um fator de correção para eliminar o efeito das paredes do *liner* de PVC e outros atrasos

próprios do equipamento. O valor desse fator de correção para os tubos de PVC² utilizados nas coletas é de 24,49 e a equação para o cálculo de v_p vem dada pela seguinte expressão:

$$v_p = \frac{0,0762}{(TOT - 24,49)/1 \times 10^6} \quad (2)$$

Devido a variações na espessura da parede do *liner*, é aceita uma acurácia de 3 m/s no cálculo da v_p . O MSCCL conta com transdutores piezelétricos de 500 kHz.

No presente trabalho, os perfis de v_p foram utilizados como *proxy* para inferir de forma qualitativa o tamanho dos grãos, assim como para estabelecer correlações litoestratigráficas entre testemunhos.

4.1.2 Densidade γ ou densidade *bulk*

A densidade *bulk*, conhecida na geotecnia como peso específico natural, é um conceito aplicado a materiais granulados, como sedimentos e solos, e é definida como a massa das partículas dividida pelo volume total que ocupam (Eq.3). O volume total inclui o volume das próprias partículas e o volume dos poros. A densidade de uma amostra pode refletir tanto características composicionais quanto o grau de compactação.

$$\rho = \frac{\text{massa da amostra saturada}}{\text{volume total da amostra}} = \frac{m}{V} \quad (3)$$

Assumindo que a densidade dos grãos (ρ_g) e a densidade do fluido que preenche os poros (ρ_f) são homogêneos é possível deduzir que:

² 0,0762 m de diâmetro interno

$$\rho = (1 - \Phi)\rho_g + \Phi\rho_f \quad (4)$$

sendo Φ a porosidade. Caso a densidade dos grãos não seja uniforme, considera-se a média da densidade dos grãos que compõe a amostra.

A medida da densidade (Telford et al., 1990; Rider, 2006) é realizada por meio da emissão de um feixe de raios γ originados por uma fonte de ^{137}Cs com uma energia de 0,662 MeV e uma atividade de 10 mCi. Os fótons emitidos passam através de um colimador de 0,5 mm e atravessam o testemunho até incidir num detector composto por um cintilador de NaI(Tl) e um fotomultiplicador. Os raios γ são atenuados devido ao espalhamento que os fótons sofrem ao interagir com os elétrons presentes na amostra, num fenômeno conhecido como espalhamento Compton (Christillin, 1986). Essa atenuação é função da densidade de elétrons na seção atravessada pelos fótons.

A equação básica para o cálculo da densidade a partir da atenuação γ é dada pela seguinte expressão:

$$\rho = \frac{1}{\mu d} \ln \frac{I_0}{I} \quad (5)$$

com:

ρ = densidade

μ = coeficiente de atenuação Compton

d = espessura dos sedimentos (diâmetro interno do *liner*)

I_0 = intensidade de fonte γ

I = intensidade medida

No entanto, a incidência de fatores como o espalhamento do feixe γ , a atenuação produzida pelas paredes do *liner* e pela presença de água nos poros precisam ser avaliados por meio de um procedimento de calibração. Essa

calibração fornece uma equação que permite a conversão das contagens (cps) em valores de densidade:

$$\ln(\text{cps}) = 0,0058\rho^2 - 0,3151\rho + 11,65 \quad (6)$$

O valor de ρ é a raiz positiva dessa equação.

No presente trabalho, os perfis de densidade γ foram utilizados como proxy para inferir de forma qualitativa o tamanho dos grãos, assim como para estabelecer correlações litoestratigráficas entre testemunhos (Chi and Mienert, 1996).

4.1.3 Susceptibilidade magnética (SM)

A SM é definida como a resposta magnética de um material na presença de um campo magnético externo. Se essa resposta for positiva, ou seja, o campo magnético externo resulta reforçado, o material pode ser paramagnético, ferromagnético, ferrimagnético ou antiferromagnético. Caso contrário, quando o campo resultante é menor que o indutor o material é classificado como diamagnético. Os materiais mais abundantes encontrados em sedimentos marinhos são paramagnéticos - compostos principalmente por filossilicatos - e diamagnéticos, cujo principal componente é o CaCO_3 . O balanço entre esses materiais é determinado pelas variações do aporte de material terrígeno na bacia e pela produtividade primária (Thompson and Oldfield, 1986; Evans and Heller, 2003; Liu et al., 2012).

Se uma amostra de rocha que contém minerais magnéticos é submetida a um campo indutor \vec{H} , a susceptibilidade magnética κ (capa) corresponde à razão entre a magnetização induzida \vec{M} e o campo magnético aplicado (Eq. 7).

$$\kappa = \vec{M}/\vec{H} \quad (7)$$

No sistema internacional (SI), \vec{M} e \vec{H} são medidos em A/m, então κ é adimensional. Este valor de susceptibilidade, κ , também é chamado de susceptibilidade por unidade de volume. Assim, para obter a susceptibilidade por unidade de massa é necessário dividir κ pela densidade ρ do material (Eq. 8)

$$\chi = \kappa/\rho \quad (8)$$

Dessa maneira, χ (Qui) terá unidades de m³/kg.

A susceptibilidade magnética vem sendo largamente utilizada em estudos sedimentares na PSB (de Mahiques et al., 2009; Razik et al., 2013; 2015; Mathias et al., 2014). Neste caso, as causas primárias das variações na susceptibilidade magnética são mudanças no aporte e natureza dos materiais terrígenos depositados no fundo marinho.

Para medir a SM no MSCL, o testemunho fechado passa dentro de um anel formado por uma bobina conectada a um oscilador. Estes dois dispositivos geram um campo magnético alternado de 80 A/m RMS e 565 Hz.

Os valores de κ foram divididos pelos correspondentes valores de densidade em cada ponto, de forma a expressar a SM por unidade de massa (χ).

4.1.4 Resistividade elétrica

Uma das propriedades físicas dos materiais mais utilizadas para investigar as características dos solos, rochas e sedimentos, é a resistividade elétrica.

Existem três mecanismos principais de condução elétrica nos materiais em subsuperfície:

- Condução eletrônica
- Condução iônica ou eletrolítica
- Condução dielétrica

A condução iônica é notadamente a forma de condução dominante na maioria dos ambientes, em particular em sedimentos marinhos. Nesse mecanismo, os portadores de corrente são os íons presentes na água intersticial que se movimentam através dos poros dos sedimentos, dos solos e das rochas. Pelo fato de o transporte de corrente ser feito por meio de moléculas que têm excesso ou deficiência de elétrons, a resistividade varia em função da mobilidade, concentração e grau de dissociação dos íons. Assim, a condutividade elétrica é utilizada para estimar a porosidade de uma amostra, saturada, de rocha ou sedimentos.

A relação de dependência da resistividade com a porosidade foi formalizada inicialmente por Archie (1942) (Eq. 9), a partir de estudos em laboratório sobre amostras de areia e arenito limpos, saturadas com salmouras de diferentes concentrações.

$$\frac{R_0}{R_w} = F \quad (9)$$

com R_0 igual à resistividade da amostra quando todos os poros estão preenchidos com salmoura, R_w igual à resistividade da salmoura e F o fator de formação.

Nesse mesmo trabalho, foi estabelecida a seguinte relação empírica entre o fator de formação F e a porosidade:

$$F = \theta^{-m} \quad (10)$$

sendo θ a porosidade da amostra e m igual ao coeficiente angular da reta do ajuste de $\log F$ x $\log \theta$.

Combinando as equações (9) e (10) obtém-se:

$$R_0 = \theta^{-m} R_w \quad (11)$$

Apesar de a Eq. (11) ter sido inicialmente concebida para ser aplicada em areias e arenitos limpos (livres de argilas ou silte), logo seu uso foi generalizado para todo tipo de sedimentos (Boyce, 1968; Worthington, 1993). Mais recentemente, alguns estudos têm focado em novos modelos que levam em consideração diferentes mecanismos de condução elétrica devidos à presença de argilas (Revil et al., 1998; Conin et al., 2011). Trabalhos mais recentes como o de Sun et al. (2023) tentam dar conta das complexas relações não lineares entre a resistividade e demais propriedades físicas dos sedimentos por meio de algoritmos de inversão baseados em redes neurais e aprendizagem de máquina.

Os fundamentos teóricos sobre os mecanismos de condução elétrica e técnicas de medição da resistividade podem ser encontradas em Orellana (1972), Telford et al. (1990) e Reynolds (1997).

4.1.5 Impedância acústica

A impedância acústica é um parâmetro geoacústico que determina como é feita a partição da energia das ondas sísmicas em meios estratificados.

Consideremos uma onda compressiva de amplitude A_0 incidindo de forma normal sobre a interface entre dois meios – 1 e 2 - de velocidade de propagação v_1 e v_2 densidade ρ_1 e ρ_2 respectivamente, uma onda de amplitude A_2 que se

propaga pelo meio 2 no mesmo sentido de A_0 e uma terceira onda de amplitude A_1 que retorna pelo mesmo caminho de A_0 (Figura 3).

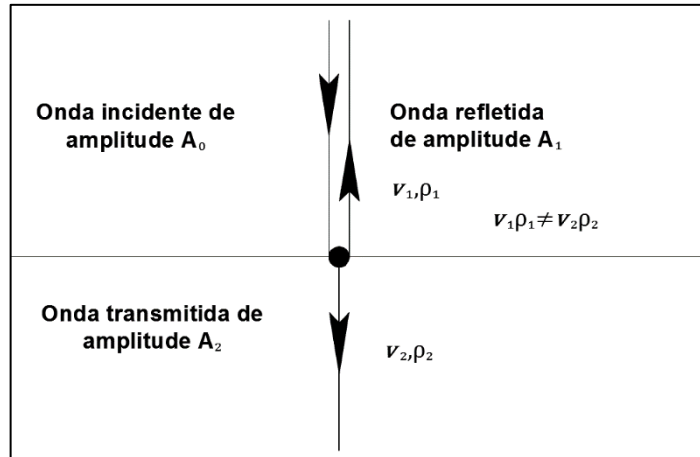


Figura 3. Raios refletidos e incidentes associados a incidência normal de uma onda compressiva.

O total de energia transmitida e refletida é igual à energia incidente, e a partição da energia na interface é determinada pelo contraste de impedância acústica Z entre os meios. A impedância acústica é o produto da densidade ρ do meio pela velocidade de propagação de ondas compressivas v :

$$Z = \rho v \quad (12)$$

O contraste de impedância acústica determinará a fração de energia que será transmitida para as camadas mais profundas, e a que será refletida de volta para a superfície.

O coeficiente de reflexão R é uma medida do efeito de uma interface na propagação de ondas e é calculado como a razão entre a amplitude da onda refletida A_1 e da incidente A_0 :

$$R = \frac{A_1}{A_0} \quad (13)$$

Para o caso de incidência normal, o coeficiente de reflexão pode ser escrito como

$$R = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (14)$$

analogamente, o coeficiente de transmissão T é a razão entre a amplitude da onda transmitida A_2 e da incidente A_0 :

$$T = \frac{A_2}{A_0} \quad (15)$$

que para o caso de incidência normal pode ser escrito em função da impedância acústica como:

$$T = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (16)$$

Nos casos extremos de $R=1$ ou -1 , tem-se que toda a energia incidente é refletida na interface, como o caso aproximado da interface água-ar. Valores típicos de R raramente ultrapassam $\pm 0,2$, portanto, a maior parte da energia é transmitida para o substrato

4.2 Fluorescência de raios-X (XRF)

XRF é uma técnica não destrutiva utilizada para medir a abundância relativa de alguns elementos. Fótons incidentes nos sedimentos 'arrancam' elétrons dos orbitais mais internos. O espaço vazio é preenchido por elétrons de orbitais mais externos, de maior energia, que ao 'caírem' em orbitais de menor energia liberam essa diferença em forma de radiação X com comprimento de

onda característico de cada elemento. A intensidade dessa radiação é função da abundância do elemento detectado (Rothwell and Rack, 2006).

O uso do XRF permite a determinação semiquantitativa da composição química dos sedimentos (Jansen et al., 1998), possibilitando inferir variações ambientais por meio da análise de diferentes razões elementares que são utilizadas, por exemplo, como proxies para o grau de intemperismo (Ti/K) ou variações no aporte de sedimentos terrígenos (Fe/Ca e Ti/Ca).

A opção pela razão Ti/K ocorre porque as fontes primárias de K, a illita e o feldspato potássio, são produtos de ambientes de baixo intemperismo químico (Zabel et al., 2001). Dessa maneira, a razão Ti/K é utilizada como proxy para inferir mudanças nas condições climáticas na área fonte dos sedimentos (Xie et al., 2014).

Considerando que o Ca é o principal componente da calcita e da aragonita, é de se esperar que a presença desse elemento decorra da deposição de carbonato de origem marinha. Ao mesmo tempo, tanto o Fe quanto o Ti são materiais tipicamente de origem detrítica. Assim, as razões Fe/Ca e Ti/Ca foram utilizadas para determinar variações no aporte de sedimentos terrígenos (Govin et al. 2012; Zhang et al. 2015; Bicego et al., 2021; de Mahiques et al., 2009).

Com relação à afinidade dos elementos químicos com determinadas frações granulométricas, é sabido que o Zr ocorre associado a minerais pesados, principalmente zircão ($ZrSiO_4$) e por ser um elemento estável e resistente à ação do intemperismo físico e químico (Pettijohn, 1941) usualmente é encontrado associado à fração relativamente mais grossa de sedimentos siliciclásticos (Fralick & Kronberg, 1997). Por outro lado, o Rb possui afinidade com a illita, além de que argilitos e siltitos estão comumente enriquecidos em Rb. Dessa maneira,

a razão Zr/Rb é utilizada como proxy para identificar variações granulométricas que envolvem frações finas e arenosas.

Para determinar as abundâncias elementares utilizou-se um analisador Olympus Delta Professional XRF equipado com uma fonte de excitação de 4 W , consistente em um tubo de raios X de ânodo de Au e Ta. Foram realizadas medidas a cada 2 cm sobre os testemunhos abertos.

4.3 Geocronologia

A estratégia de amostragem visou obter informações de idade em alguns pontos de propriedades físicas relevantes, principalmente feições de densidade γ , o que explica o espaçamento amostral irregular (Tabela 7). Devido à falta de material carbonático adequado, a fração orgânica do sedimento foi utilizada para datação por radiocarbono por espectrometria de massa (AMS) no Beta Analytic Laboratory (Miami, EUA). Uma amostra do testemunho MDBT 561 foi a única exceção, já que sendo que para datar a base do testemunho foi utilizada uma concha muito bem preservada de um molusco bivalve, aplicando uma correção de efeito de reservatório ΔR de 71 ± 40 anos obtida a partir dos valores da base de dados para a região próxima de onde foi coletado o testemunho, que consta em <http://calib.org/marine/> (Reimer & Reimer, 2001). As idades calibradas foram calculadas com o uso do software Calib (Stuiver et al., 2021) e o banco de dados do Hemisfério Sul (SH20) (Hogg et al., 2020). As curvas profundidade-idade (Figura 30) foram construídas usando um modelo bayesiano proposto por Blaauw & Christen (2011).

4.4 Granulometria

A análise do tamanho dos grãos foi feita em duas etapas. A primeira consistiu no peneiramento úmido em malha de 63 μm do total de cada amostra extraída a cada 10 cm, nos testemunhos que também foram datados, incluindo a fração de carbonato e matéria orgânica.

Posteriormente, foi realizada a análise granulométrica completa dos mesmos testemunhos sobre amostras coletadas a cada 2 cm. As análises foram realizadas sobre a fração não carbonática dos sedimentos no analisador de partículas Malvern Mastersizer 2000 após a remoção da matéria orgânica e do carbonato mediante tratamento com uma solução de 30% peróxido de hidrogênio e 10 %HCl, respectivamente, e da adição de uma solução de 20% hexametáfosfato de sódio para evitar floculação.

A distribuição granulométrica foi obtida por meio do programa GRADISTAT v9.1, seguindo a classificação de Folk & Ward (1957).

4.5 Densidade dos grãos

A medida da densidade dos grãos foi feita sobre as mesmas amostras nas quais foi medido o conteúdo total de areia, com o uso de picnômetros e adotando o seguinte procedimento conforme norma DNER-ME 093/94:

Utilizando amostras de 10g de sedimentos secos e macerados,

1. Pesa-se o picnômetro vazio, seco e limpo (**P₁**);
2. Coloca-se a amostra no picnômetro e pesa-se (**P₂**);
3. Adicionando-se água destilada até cobrir a amostra com excesso;
4. Com uma bomba de vácuo retira-se o ar retido entre as partículas;

5. Completa-se o volume do picnômetro com água destilada, mede-se a temperatura e pesa-se com o conteúdo (**P₃**);
6. Retira-se todo o material de dentro do picnômetro, lava-se e completa-se com água destilada;
7. Pesa-se o conjunto picnômetro mais água (**P₄**)

A densidade dos sedimentos a uma temperatura t é dada pela seguinte equação:

$$D_t = \frac{P_1 - P_2}{(P_4 - P_1) - (P_3 - P_2)} \quad (17)$$

Os valores de densidades foram corrigidos para $t=20^\circ\text{C}$, conforme tabela constante na norma técnica acima citada.

4.6 Nível relativo do mar

A curva de variação do nível do mar para o Holoceno foi construída a partir da interpolação por um polinômio de quinta ordem obtido por meio da recalibração de datações por radiocarbono disponíveis em Angulo et al. (2006), Cavallotto (2004), Martínez & Rojas (2013) e Prieto et al.(2017). A análise estatística foi realizada utilizando o programa Past, v4.05 (Hammer et al., 2001).

5 Resultados

A denominação dos testemunhos obedece à seguinte nomenclatura: **MuDBelTs** “número de estação”. Assim, o testemunho do projeto *Mudbelts*, coletado na estação 370, será o MDBT 370. No entanto, para facilitar a leitura, os testemunhos poderão aparecer denominados indistintamente segundo o nome completo, ou apenas conforme o número de estação.

Também, os termos “densidade”, “densidade γ ” e “ densidade *bulk*” poderão ser aplicados ao mesmo conceito, ou seja, à densidade medida por meio de atenuação de radiação γ no MSCL. Qualquer outra densidade, como a “densidade dos grãos”, será denominada de forma explícita.

No presente trabalho a única impedância calculada foi a acústica, assim como lidamos apenas com resistividade elétrica e nenhuma outra. Dessa maneira, poderão ser usados os termos “impedância” e “resistividade”, sem risco de incorrer em ambiguidades.

Ainda para evitar ambiguidades, optou-se por nomear a densidade e resistividade por extenso, ao invés de utilizar a letra grega ρ (Rô) usada para simbolizar ambas as grandezas físicas.

5.1 Testemunhos de plataforma interna

5.1.1 Propriedades físicas (MSCL)

A Figura 4 mostra os perfis de v_p , densidade, impedância e resistividade de testemunhos coletados próximos à costa. Os testemunhos 368 e 369 sofreram congelamento. Isso produz expansão da água intersticial com a

consequente quebra do arranjo da matriz sedimentar, além de perda de água e compactação dos sedimentos após o descongelamento.

Os efeitos desse problema manifestam-se tanto na desconexão dos perfis de v_p , densidade e resistividade, quanto nas variações abruptas e de grande amplitude, seguidas de trechos retilíneos, principalmente no MDBT 368. Por conseguinte, esses testemunhos não foram aproveitados para tecer nenhum tipo de interpretação.

Com relação ao testemunho 372, o mesmo apresenta valores relativamente altos de v_p , de densidade e de resistividade nos primeiros 30 cm a partir da base. Após uma queda abrupta de aproximadamente 50% da variação total, todos os valores oscilam dentro de uma tendência decrescente no intervalo entre 100 e 50 cm abaixo do fundo, para ficarem estáveis nos 50 cm superiores.

O perfil de SM do testemunho 372 (Figura 4) também apresenta três fases, com os valores mais altos entre a base e 56 cm abaixo do fundo. Nesse ponto, inicia-se um ciclo completo de descida e subida que se estende até 15 cm de profundidade, onde os valores voltam a diminuir.

A Tabela 3 resume os valores mínimos e máximos das grandezas mensuradas ou calculadas, como a impedância acústica e o coeficiente de correlação entre a v_p e a densidade.

Tabela 3. Coeficiente de correlação entre v_p e densidade γ , valores mínimos e máximos das grandezas físicas mensuradas no testemunho 372.

| Grandeza | Mínimo | Máximo | Coeficiente de correlação de v_p x densidade |
|---------------------|--|---|--|
| v_p | 1689 m/s | 1909 m/s | 0,98 |
| Densidade γ | 1,13 g/cm ³ | 1,30 g/cm ³ | |
| Impedância acústica | 1911 kg/s .m ² | 2474 kg/s .m ² | |
| Resistividade | 0,21 Ohm.m | 0,48 Ohm.m | |
| SM | 9 m ³ /kg x10 ⁻⁵ | 15,5 m ³ /kg x10 ⁻⁵ | |

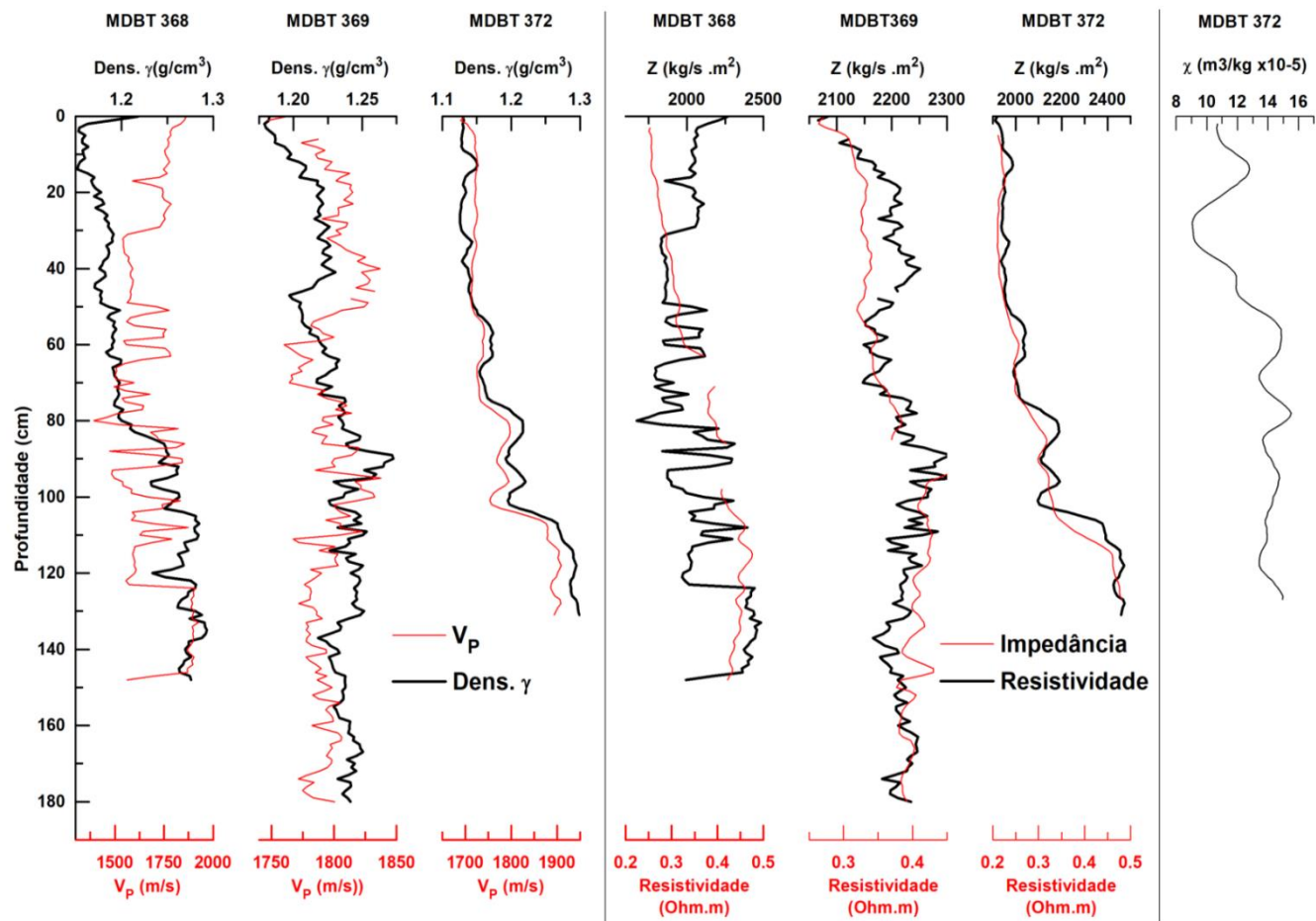


Figura 4. Variação das propriedades físicas dos testemunhos 368, 369 e 372. Esquerda v_p e densidade γ . Centro: impedância e resistividade. Direita: susceptibilidade magnética.

5.2 Isóbata de 60 m

5.2.1 Propriedades físicas (MSCL)

O painel da Figura 5 mostra os perfis de v_p e densidade γ ao longo dos testemunhos situados próximos da isóbata de 60 m, ordenados de Sul para Norte. A escala de profundidade é a mesma para todos os testemunhos, diferentemente da horizontal, na qual se observam valores mínimos de v_p em torno 1620 m/s e máximo de 1880 m/s. Já a densidade γ oscila em um intervalo compreendido entre 1,15 e 1,30 g/cm³.

Com exceção do testemunho 370, que sofreu congelamento, a modulação da v_p e a densidade em cada testemunho são muito próximas, quando não idênticas, como no caso do 557 e 573. Além disso, é possível identificar um aspecto comum nesse conjunto de testemunhos, que é a tendência geral de diminuição da densidade em direção ao topo, com exceção do testemunho MDBT557.

Analisando de forma individual cada testemunho, destacam-se como feições mais relevantes o intervalo de altos valores relativos de v_p e de densidade nos 60 cm a partir da base do testemunho 556, e entre 115 e 70 cm no 557.

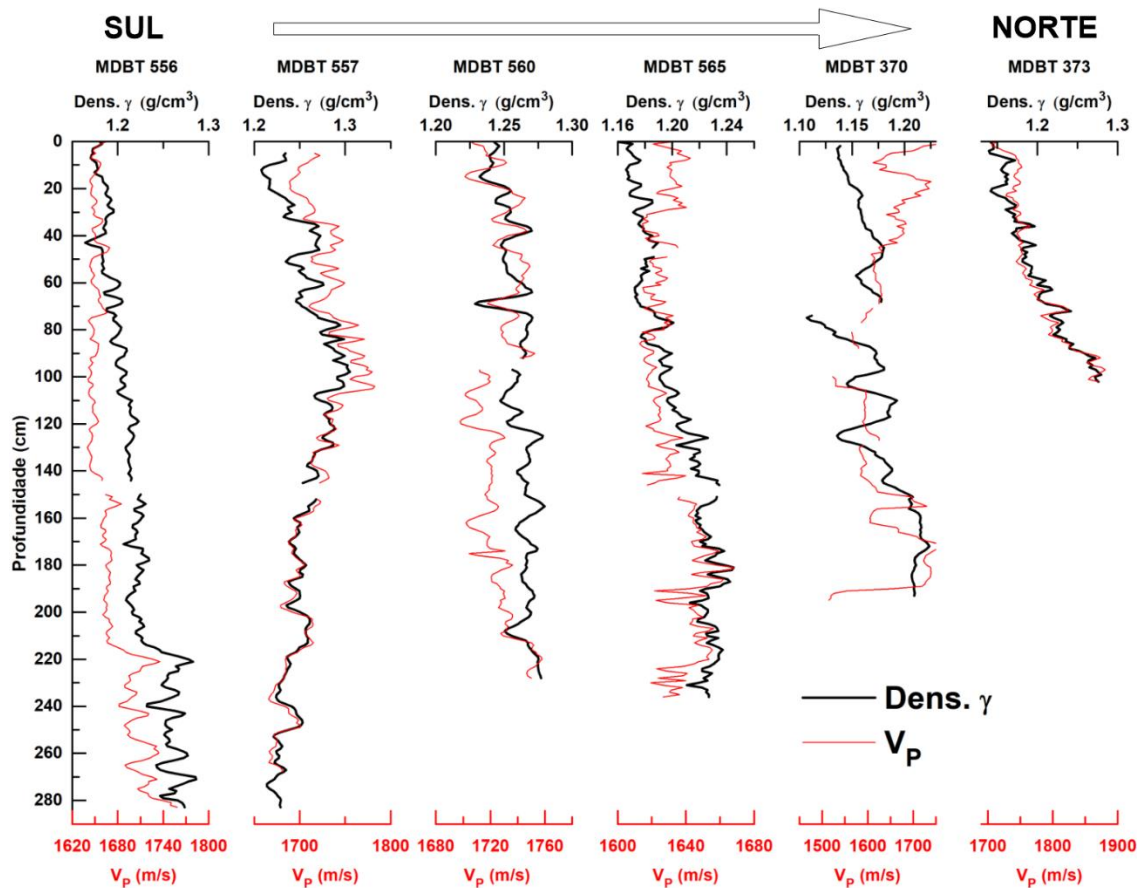


Figura 5. Perfis de v_p (linha fina, vermelha) e densidade γ (linha mais grossa, preta) ao longo dos testemunhos coletados em torno da isóbata de 60 m. Da esquerda (Sul) para direita (Norte): 556, 557, 560, 565, 370 e 373.

As observações realizadas acerca das variações gerais, como a diminuição em direção ao topo, e feições de destaque nos perfis de densidade e de v_p podem ser estendidas aos perfis de impedância acústica e resistividade elétrica da Figura 6, em que as variações de resistividade ocorrem de forma ‘suavizada’ e defasada em alguns pontos com relação à impedância.

Os perfis de SM desta faixa de profundidade (Figura 7) apresentam as menores variações entre a base e aproximadamente 120 - 100 cm abaixo da superfície do fundo, com suave tendência de aumento, sendo que, com exceção do MDT556, em todos aparecem três estágios: em 556, o primeiro se estende da base até 200 cm de profundidade onde a SM oscila em torno de $10 \text{ m}^3/\text{kg} \times 10^{-5}$. No segundo, compreendido entre 200 e 118 cm, a SM aumenta e se mantém

oscilando em torno de $15 \text{ m}^3/\text{kg} \times 10^{-5}$. No estágio superior, após um mínimo local, a SM volta a aumentar alcançando o valor máximo no topo do testemunho.

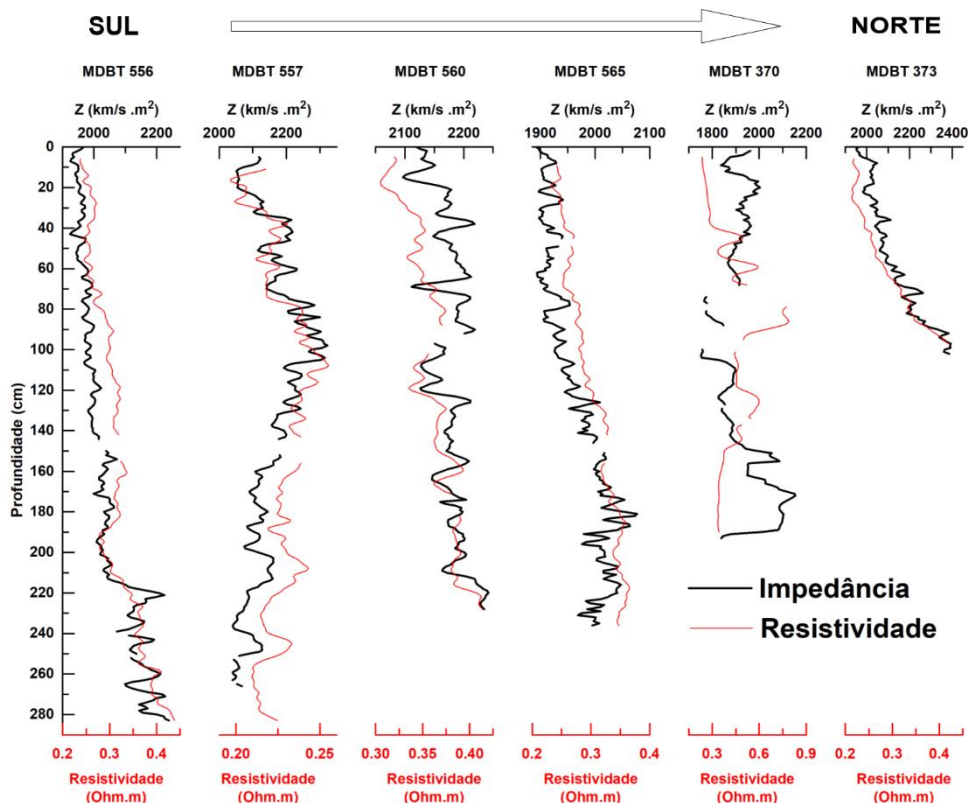


Figura 6. Perfis de resistividade (linha fina, vermelha) e impedância (linha mais grossa, preta) ao longo dos testemunhos coletados em torno da isóbara de 60 m. Da esquerda (Sul) para direita (Norte): 556, 557, 560, 565, 370 e 373

Na fase inferior dos testemunhos 557, 560 e 565, compreendida entre a base e 110 - 120 cm de profundidade, a SM varia de forma suave entre 15 e 25 $\text{m}^3/\text{kg} \times 10^{-5}$ no 557 e 560, e entre 6 e 8 $\text{m}^3/\text{kg} \times 10^{-5}$ no 565. Entre esse nível e 20 - 35 cm, a SM atinge seus máximos valores para cair novamente, situando-se em torno de 25 $\text{m}^3/\text{kg} \times 10^{-5}$. Na fase superior, após uma oscilação negativa, a SM situa-se próximo de 27 $\text{m}^3/\text{kg} \times 10^{-5}$ e 12 27 $\text{m}^3/\text{kg} \times 10^{-5}$ no 565.

Apesar de os valores absolutos de SM no testemunho MDBT 565 serem até três vezes menores que nos três testemunhos anteriores, a variação relativa

é da mesma ordem. No testemunho 373, observa-se uma rápida subida nos 40 cm mais superficiais.

Os valores extremos de cada testemunho indicam uma diminuição da SM do Sul para o Norte.

A Tabela 4 resume os valores mínimos e máximos das grandezas mensuradas ou calculadas, como a impedância acústica.

Tabela 4. Coeficiente de correlação entre v_p e densidade γ , valores mínimos e máximos das grandezas físicas mensuradas nos testemunhos 556, 557, 560, 565 e 373

| | | 556 | 557 | 560 | 565 | 373 |
|--|------|------|------|------|------|------|
| v_p (m/s) | Mín. | 1640 | 1666 | 1698 | 1612 | 1705 |
| | Max. | 1758 | 1782 | 1758 | 1668 | 1881 |
| Dens. γ (g/cm ³) | Mín. | 1,16 | 1,21 | 1,23 | 1,16 | 1,14 |
| | Max. | 1,29 | 1,31 | 1,28 | 1,24 | 1,28 |
| Z (kg/s m ²) | Mín. | 1924 | 2039 | 2096 | 1892 | 1952 |
| | Max. | 2239 | 2322 | 2242 | 2077 | 2394 |
| Resistividade (Ohm.m) | Mín. | 0,24 | 0,20 | 0,30 | 0,23 | 0,21 |
| | Max. | 0,44 | 0,26 | 0,41 | 0,36 | 0,42 |
| X (m ³ /kg x 10 ⁻⁵) | Mín. | 7 | 15 | 15 | 5,6 | 3,6 |
| | Max | 22 | 36 | 28 | 14,2 | 10,1 |
| Coef. de correlação v_p x densidade γ | | 0,87 | 0,88 | 0,43 | 0,67 | 0,96 |

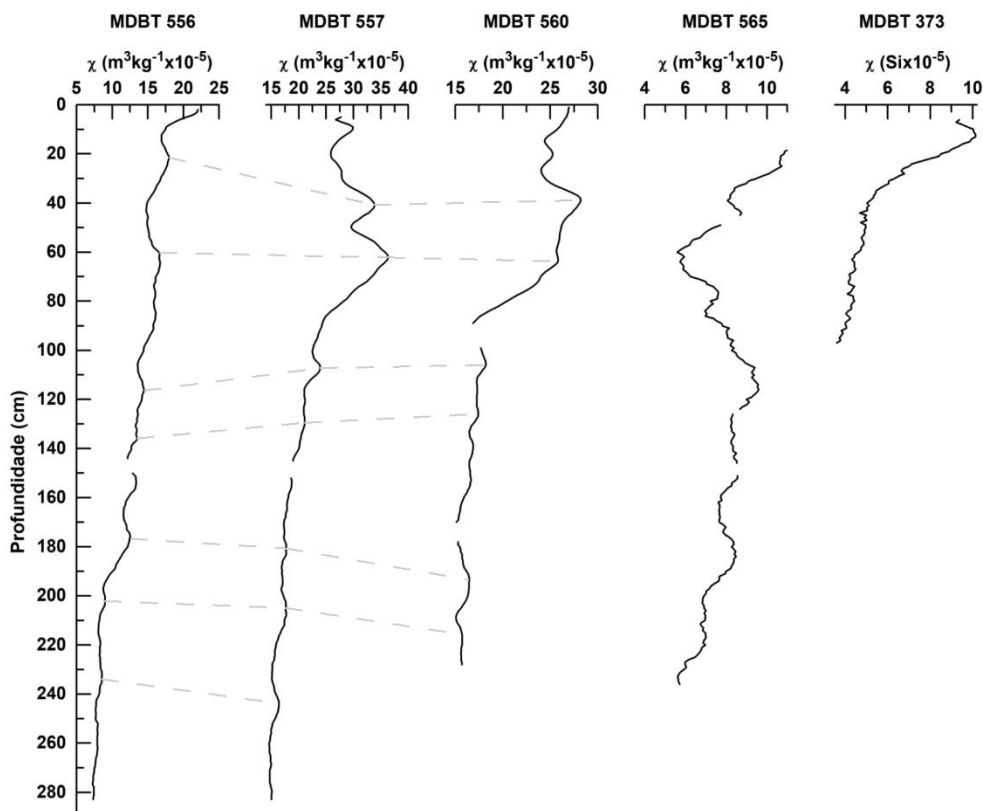


Figura 7. Perfis de susceptibilidade magnética χ dos testemunhos coletados próximo da isóbata de 60 m. Da esquerda (Sul) para direita (Norte): 556, 557, 560, 565, 370 e 373. As linhas tracejadas indicam os horizontes de correlação litoestratigráfica.

5.2.2 Fluorescência de raios X (XRF)

Os painéis da Figura 8 mostram a variação das razões de elementos maiores utilizadas como *proxies* de aporte terrígeno e de intensidade do intemperismo químico, ao longo dos testemunhos MDBT 556, 557 e 565.

No painel da esquerda, os perfis das razões Ti/Ca e Fe/Ca podem ser divididos em três grandes intervalos: No 556, entre a base e o mínimo local em 130 cm ocorre um ciclo de descida e subida. Segue-se uma fase de subida em que alcança os valores máximos para cair ao mínimo local em 35 cm de

profundidade sob o fundo. A partir desse ponto as razões Ti/Ca e Fe/Ca aumentam novamente.

A primeira fase de MDBT 557 é de valores virtualmente constantes e se estende entre a base do testemunho e 115 cm sob o fundo. Entre essa profundidade e 48 cm, a amplitude das oscilações aumenta dentro de uma tendência de subida de comprimento de onda maior. Nos 48 cm do topo, a tendência de aumento das razões sofre uma inflexão e se torna mais pronunciada.

O ciclo completo de subida e descida entre a base e o mínimo em 149 cm conforma o intervalo inferior do testemunho 565, o qual é seguido de um novo ciclo de menor amplitude, que finaliza em torno de 50 cm sob o fundo. A fase de aumento das razões Ti/Ca e Fe/Ca do topo é análoga à do 557.

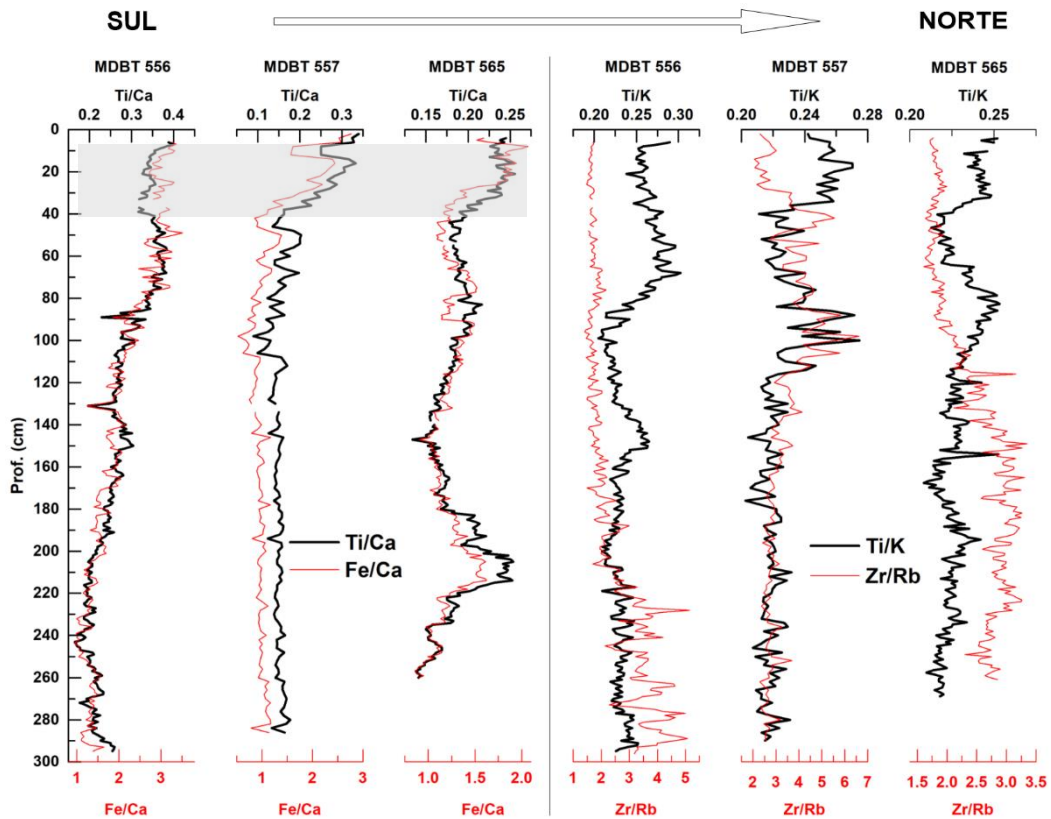


Figura 8. Perfis de razões metal/metal de testemunhos localizados na isóбата de 60 m: MDBT 556, 557 e 565. Esquerda: *Proxies* de aporte terrígeno (Ti/Ca e Fe/Ca). Direita: *Proxies* de intensidade de intemperismo químico (Ti/K).

5.3 Isóбата de 90 m

5.3.1 Propriedades físicas (MSCL)

O painel da Figura 9 mostra os perfis de v_p e densidade γ ao longo dos testemunhos situados próximos da isóбата de 90 m, ordenados de Sul para Norte. A escala de profundidade é a mesma para todos os testemunhos.

De forma análoga aos perfis da isóбата de 60 m, é possível observar boa correspondência na modulação das curvas de v_p e densidade, exceto pela metade superior do MDBT 576. Além disso, neste conjunto de dados os valores também decrescem em direção ao topo, com uma queda mais marcada na densidade nos 40 cm superiores do testemunho 561 e nos 30 cm superiores do

573, 576 e 377. Os perfis de resistividade e impedância da Figura 10 refletem o padrão observado nos perfis de v_p e densidade.

Finalmente, no painel da Figura 11 observa-se uma clara tendência de diminuição dos valores de SM no sentido Sul - Norte. Observando a variação vertical, vemos algumas oscilações de relativa baixa amplitude entre a base e 50 cm de profundidade, onde ocorre uma forte inflexão após a ocorrência de um máximo e um mínimo locais. O MDBT 378 conforma uma exceção nesse conjunto, já que o máximo valor de SM ocorre em um pico em 142 cm sob a superfície do fundo.

A Tabela 5 resume os valores mínimos e máximos das grandezas mensuradas ou calculadas, como a impedância acústica.

Tabela 5. Coeficiente de correlação entre v_p e densidade γ , valores mínimos e máximos das grandezas físicas mensuradas nos testemunhos 561, 569, 573, 576, 367, 377 e 378.

| | | 561 | 569 | 573 | 576 | 367 | 377 | 378 |
|--|------|------|------|------|------|------|------|------|
| v_p (m/s) | Mín. | 1685 | 1629 | 1669 | 1631 | 1713 | 1671 | 1694 |
| | Max. | 1905 | 1710 | 1728 | 1672 | 1742 | 1707 | 1756 |
| Dens. γ (g/cm ³) | Mín. | 1,19 | 1,15 | 1,18 | 1,15 | 1,16 | 1,11 | 1,13 |
| | Max. | 1,32 | 1,24 | 1,25 | 1,22 | 1,20 | 1,18 | 1,21 |
| Z (kg/s m ²) | Mín. | 2032 | 1880 | 1980 | 1887 | 1990 | 1860 | 1919 |
| | Max. | 2510 | 2119 | 2167 | 2018 | 2090 | 2003 | 2123 |
| Resistividade (Ohm.m) | Mín. | 0,26 | 0,20 | 0,26 | 0,19 | 0,50 | 0,17 | 0,22 |
| | Max. | 0,56 | 0,34 | 0,40 | 0,30 | 0,64 | 0,25 | 0,30 |
| χ (m ³ /kg x 10 ⁻⁵) | Mín. | 13 | 6 | 4 | 5 | 5,5 | 4 | 4,8 |
| | Max. | 32 | 14 | 10 | 8 | 9 | 8,2 | 6,4 |
| Coef. de correlação v_p x densidade γ | | 0,94 | 0,88 | 0,43 | 0,83 | 0,91 | 0,49 | 0,79 |

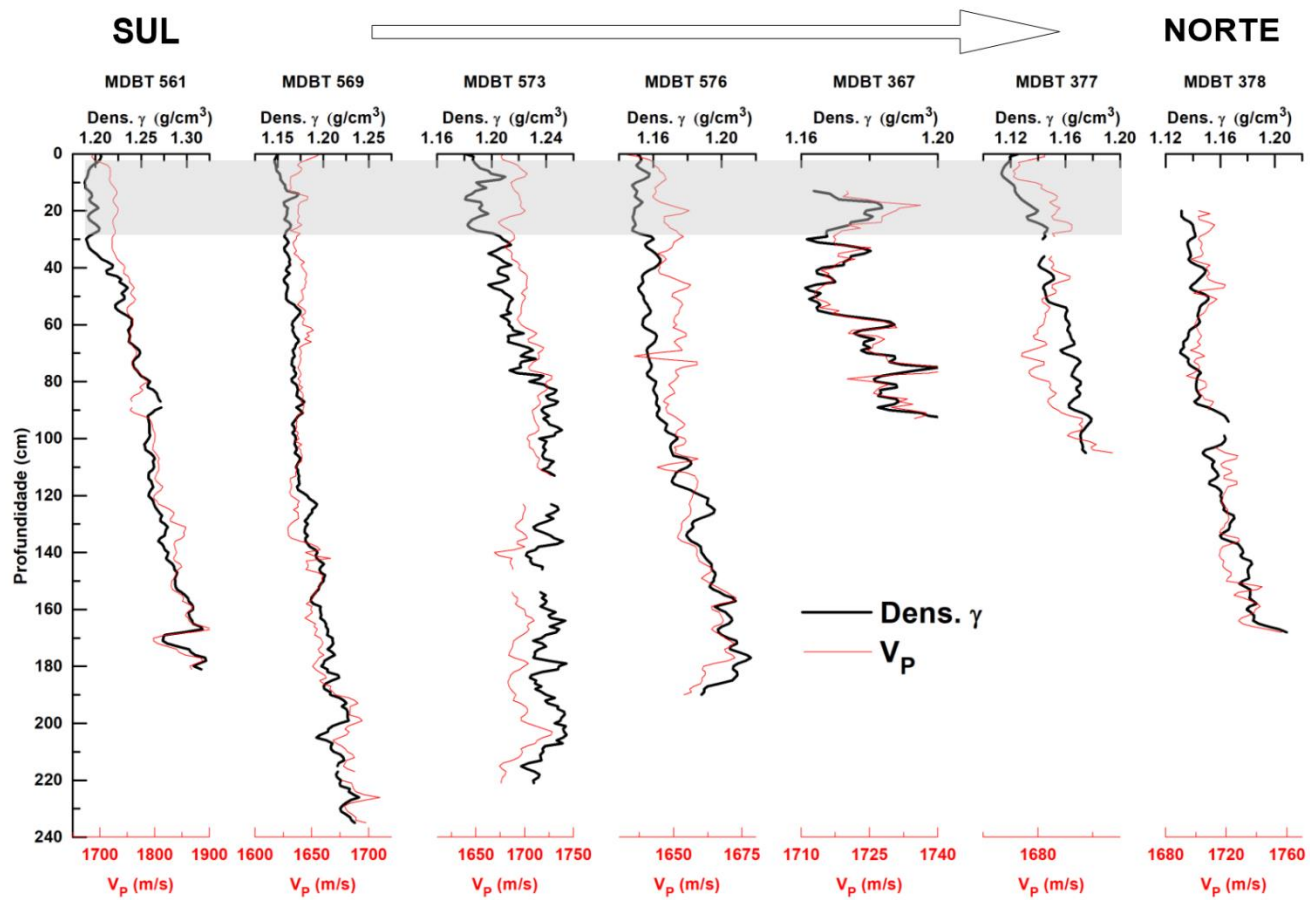


Figura 9. Perfis de v_P (linha fina, vermelha) e densidade γ (linha mais grossa, preta) ao longo dos testemunhos coletados em torno da isóbata de 90 m. Da esquerda (Sul) para direita (Norte): 561, 569, 573, 576, 367, 377 e 378.

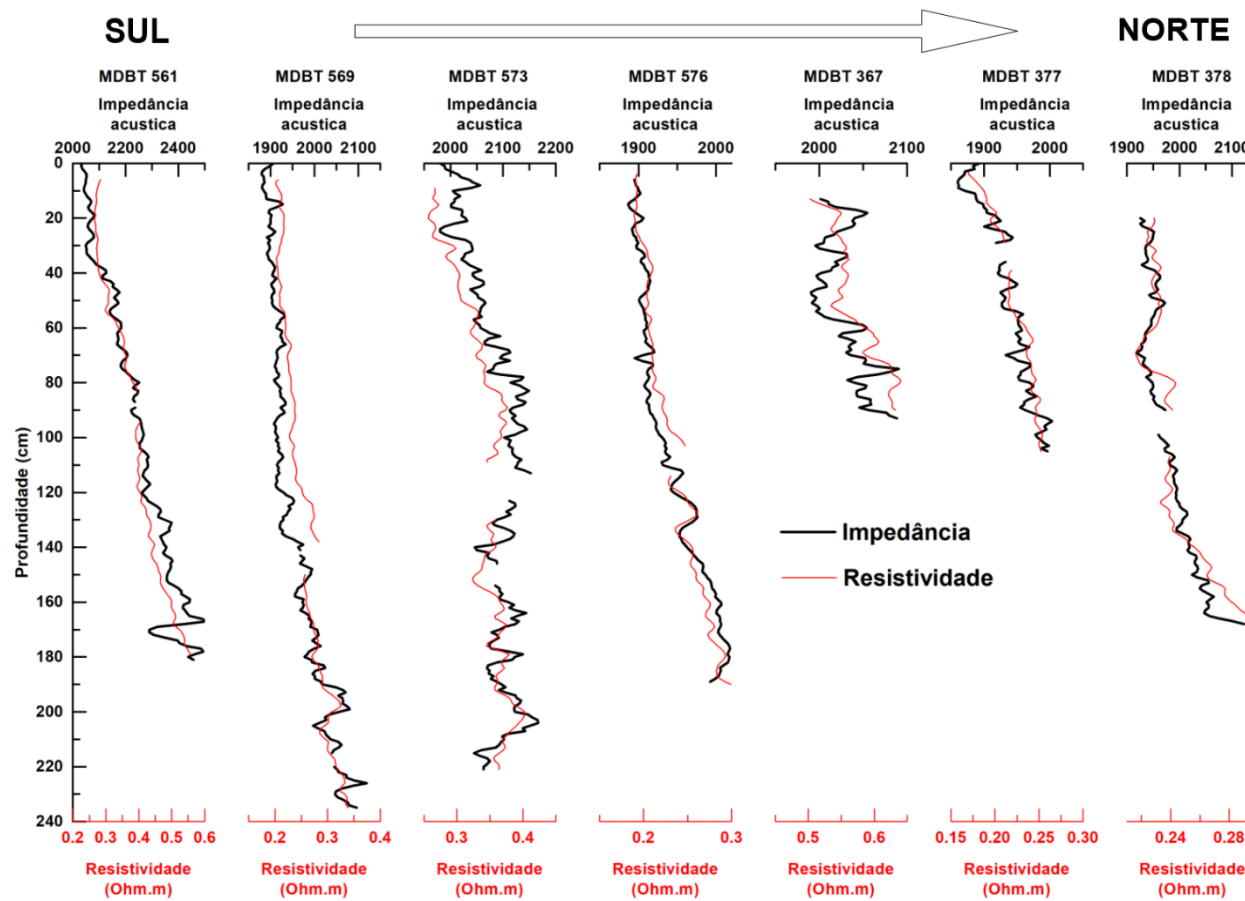


Figura 10. Perfis de resistividade (linha fina, vermelha) e impedância (linha mais grossa, preta) ao longo dos testemunhos coletados em torno da isóbata de 90 m. Da esquerda (Sul) para direita (Norte): 561, 569, 573, 576, 367, 377 e 378.

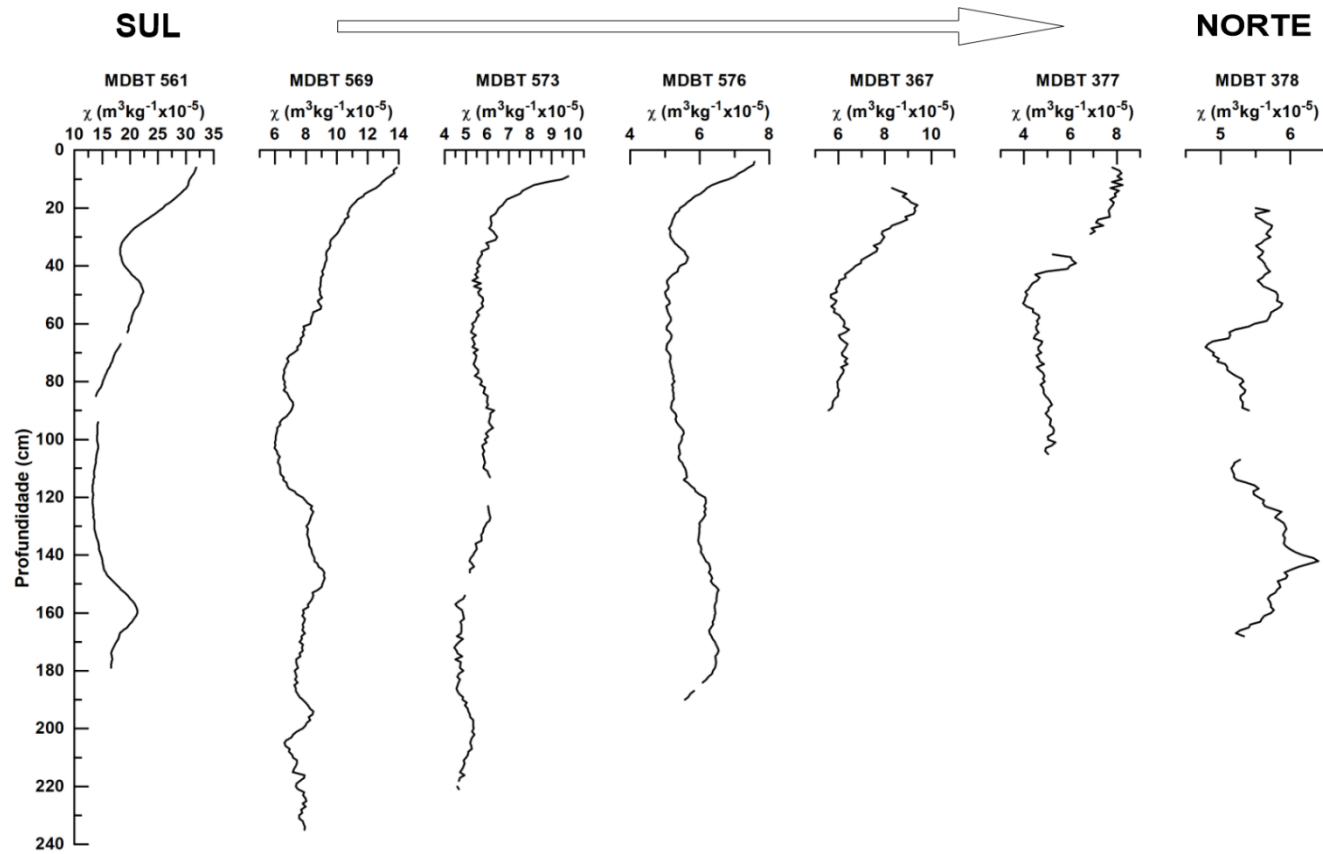


Figura 11. Perfis susceptibilidade magnética χ ao longo dos testemunhos coletados em torno da isóbata de 90 m. Da esquerda (Sul) para direita (Norte): 561, 569, 573, 576, 367, 377 e 378.

5.3.2 Fluorescência de raios X (XRF)

Observando-se a variação latitudinal dos *proxies* de aporte terrígeno que aparecem na Figura 12, não é possível afirmar a existência de algum tipo de tendência. Já a variação em profundidade indica um aumento do aporte terrígeno em direção ao topo, embora haja alguma oscilação de alta amplitude relativa principalmente no MDBT 573. No MDBT 561 os maiores valores ocorrem nos 20 cm da base do testemunho.

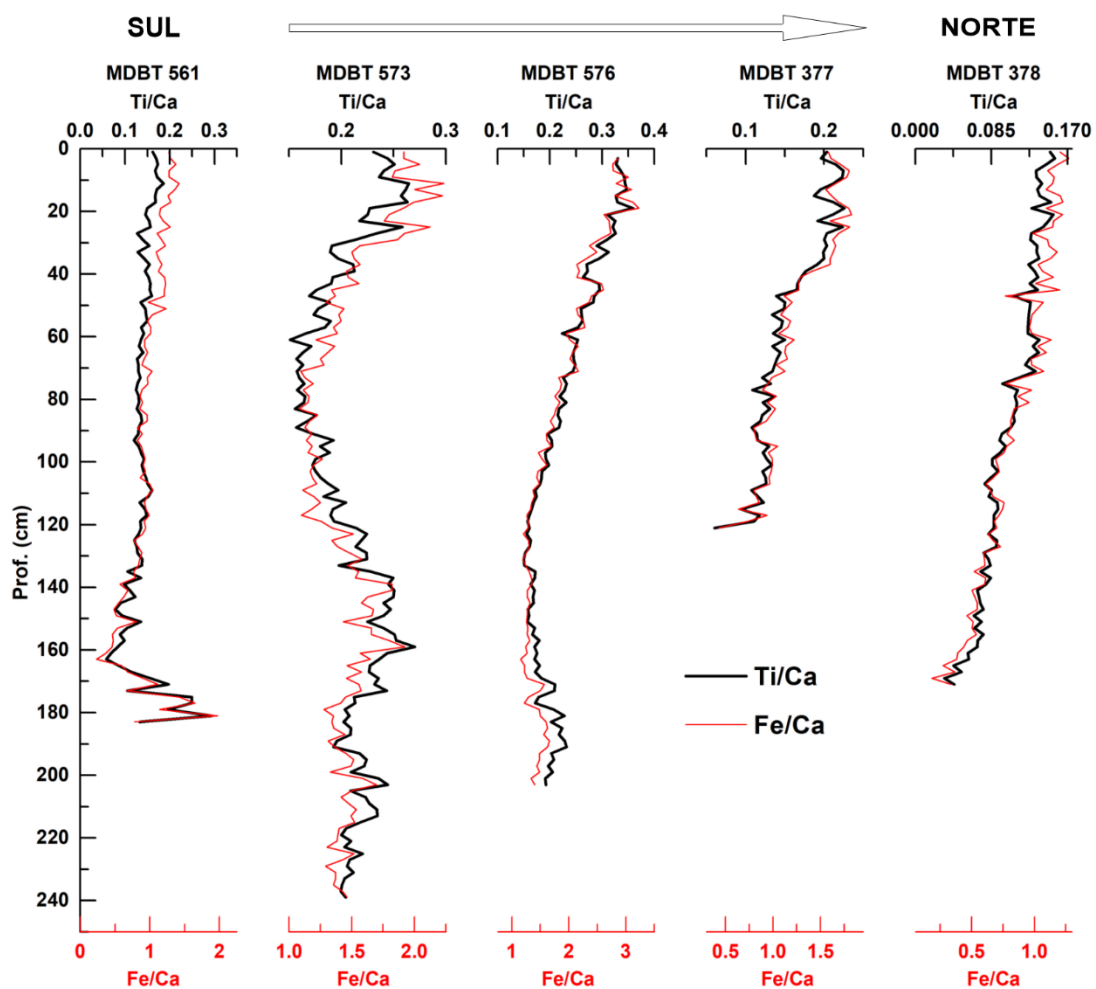


Figura 12. Perfis das razões Ti/Ca e Fe/Ca, *proxies* de aporte terrígeno, em testemunhos localizados na isóbata de 90 m. De Sul para Norte: MDBT 561, 573, 576, 377 e 378.

Todos os testemunhos do painel da Figura 13 exibem granodecrescência ascendente, evidenciada pela diminuição em direção ao topo da razão Zr/Rb, sendo que tanto no 561 quanto no 378 há uma queda abrupta no primeiros 30 e 20 cm da base, respectivamente. No 576 e no 377 também ocorrem transições mais abruptas em 135 e 70 cm sob o fundo, respectivamente.

Por outro lado, embora com oscilações de relativa maior amplitude, a razão Ti/K segue uma tendência de aumento em direção ao topo. Novamente, nos testemunhos 561 e 378 as maiores variações são observadas na base.

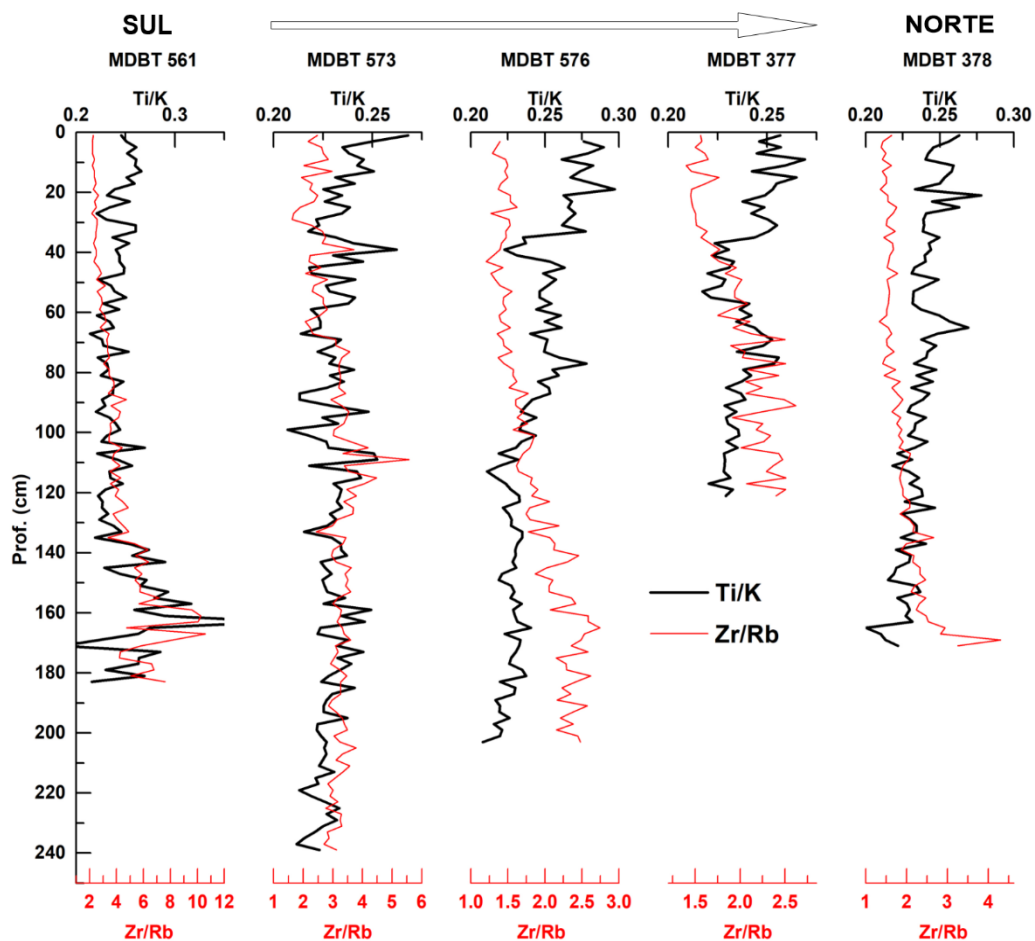


Figura 13. Perfis das razões Ti/K e Zr/Rb, *proxies* de intensidade de intemperismo químico e tamanho dos grãos respectivamente, em testemunhos localizados na isóbata de 90 m. De Sul para Norte: MDBT 561, 573, 576, 377 e 378.

5.4 Quebra da plataforma

A densidade e a v_p dos testemunhos 562 e 584 (Figura 14) seguem o padrão dos testemunhos de plataforma média e externa, ou seja, variação decrescente em direção ao topo. Já o 574 apresenta três estágios: o primeiro entre a base do testemunho e 120 cm sob o fundo caracterizado por oscilações de v_p e densidade em torno de 1650 m/s e 1,20 g/cm³, respectivamente. Após uma queda em 120 cm, o segundo intervalo que se estende até 40 cm sob a superfície do fundo mostra valores crescentes de v_p e densidade. Finalmente, nos 40 cm superiores observa-se uma acentuada queda dessas duas grandezas.

A SM desses três testemunhos também apresenta padrões comparáveis com os mais internos. Entre a base do MDBT 574 e 230 cm de profundidade, ocorre um intervalo em que a SM cai de 15 para aproximadamente $5 \text{ m}^3/\text{kg} \times 10^{-5}$, mantendo-se quase constante até 100 cm sob o fundo, onde experimenta uma inflexão e aumenta até alcançar $10 \text{ m}^3/\text{kg} \times 10^{-5}$. SM do MDBT 562 permanece em torno de $3,5 \text{ m}^3/\text{kg} \times 10^{-5}$ entre a base e 110 cm aproximadamente, a partir de onde começa uma subida constante atingindo 6,5 no topo. Já o 584 sofre algumas oscilações entre 5,5 e $6 \text{ m}^3/\text{kg} \times 10^{-5}$ até 40 cm de profundidade, onde começa a aumentar até alcançar $7,5 \text{ m}^3/\text{kg} \times 10^{-5}$ no topo.

A Tabela 6 resume os valores mínimos e máximos das grandezas mensuradas ou calculadas, como a impedância acústica

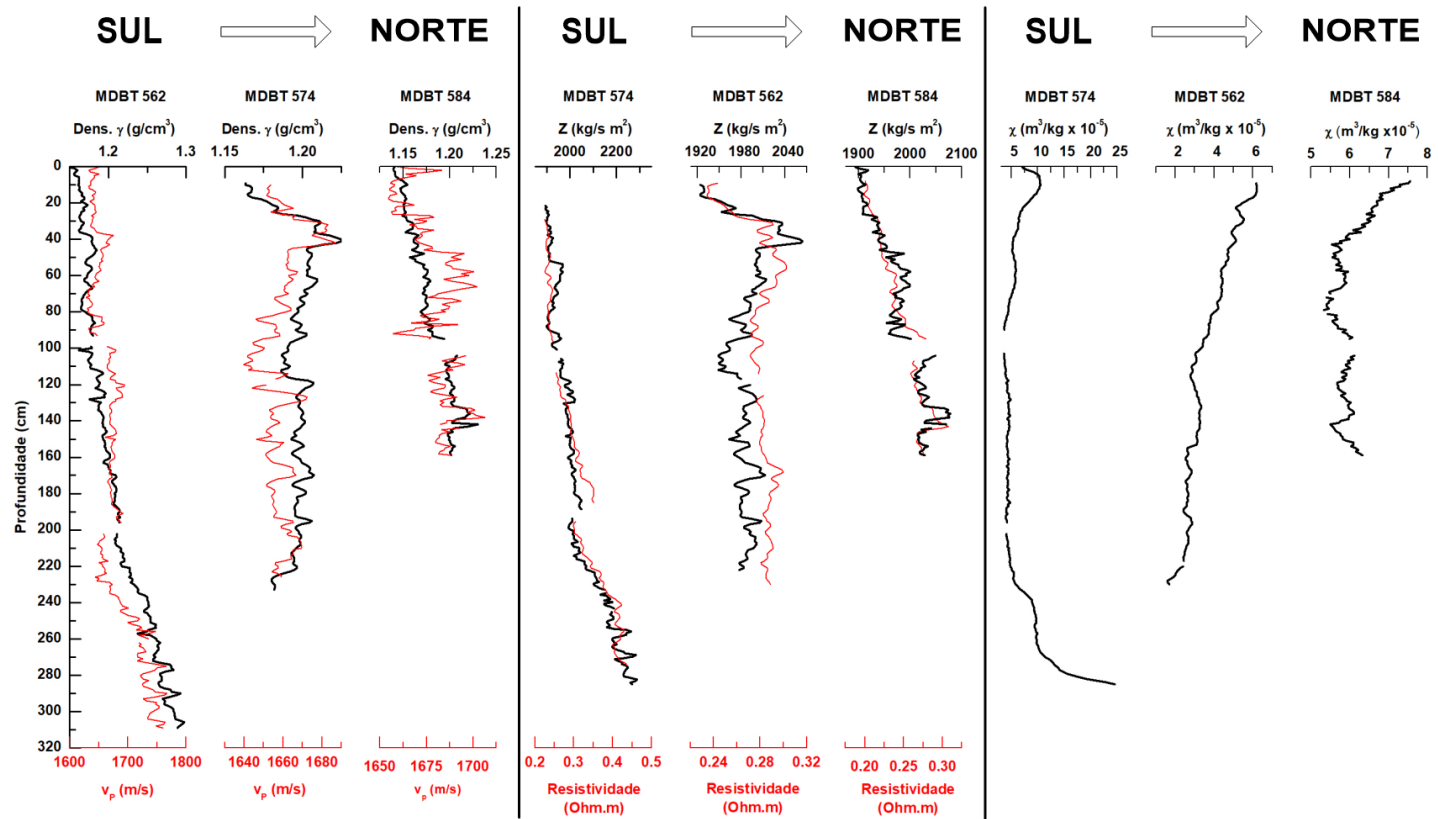


Figura 14. Variação das propriedades físicas ao longo dos testemunhos MDBT 562 e 574, localizados nas proximidades da quebra da plataforma (profundidade > 100 m). Esquerda: v_p e densidade γ . Centro: Impedância acústica e resistividade. Direita: Susceptibilidade magnética.

Tabela 6. Coeficiente de correlação entre v_p e densidade γ , valores mínimos e máximos das grandezas físicas mensuradas nos testemunhos MDBT 562, 574 e 584.

| | | 562 | 574 | 584 |
|---|------|------|------|------|
| v_p (m/s) | Mín. | 1629 | 1640 | 1655 |
| | Max. | 1766 | 1687 | 1706 |
| Dens. γ (g/cm ³) | Mín. | 1,15 | 1,16 | 1,14 |
| | Max. | 1,30 | 1,22 | 1,23 |
| Z (kg/s m ²) | Mín. | 1893 | 1923 | 1893 |
| | Max. | 2289 | 2064 | 2078 |
| Resistividade (Ohm.m) | Mín. | 0,22 | 0,23 | 0,20 |
| | Max. | 0,44 | 0,30 | 0,31 |
| χ (m ³ /kg x 10 ⁻⁵) | Mín. | 3,6 | 1,6 | 5,3 |
| | Max. | 24,6 | 6,2 | 7,6 |
| Coef. de correlação v_p x densidade γ | | 0,89 | 0,56 | 0,52 |

5.5 Geocronologia

A Figura 15 mostra os modelos de idade dos testemunhos 378, 557, 561 e 576 por meio de datações por radiocarbono. Nela podemos ver que com pouco mais de 170 cm de comprimento, o testemunho 378, coletado no extremo Norte da área de estudo, compreende um intervalo de tempo de aproximadamente 6000 anos (6989 a 965 anos cal AP).

As taxas de sedimentação permanecem em torno de 12 cm/ka entre 7000 e 4000 anos cal BP. Nesse ponto iniciam uma subida cada vez mais acentuada até situarem-se entre 60 e 70 cm/ka a partir de 1800 anos cal AP.

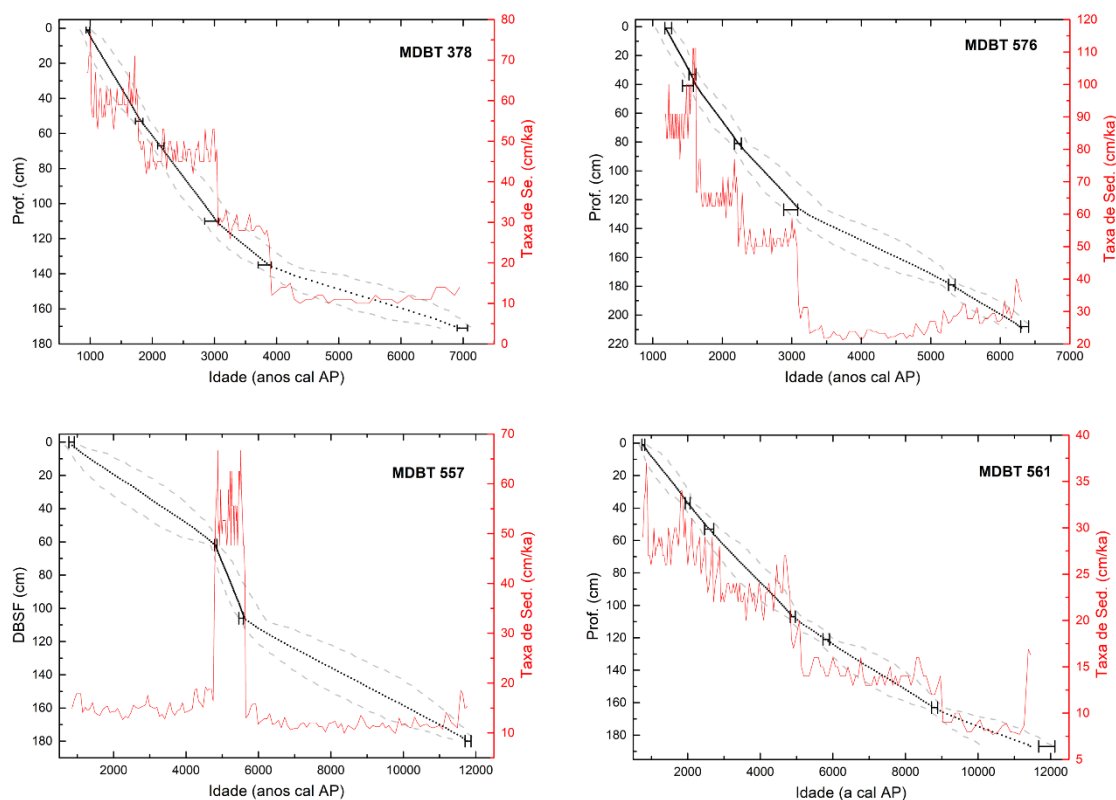


Figura 15. Modelos de idade (linha preta pontilhada) e taxas de sedimentação calculadas (linha vermelha) dos testemunhos MDBT 378, 557, 561 e 576. Interpolação obtida por meio de análise bayesiana conforme Blaauw & Christen (2011). As linhas tracejadas em cinza indicam o intervalo de confiança de 95%. Barras de incerteza $\pm 1\sigma$ das idades calibradas.

Já o testemunho 576, de 210 cm de comprimento, compreende um intervalo de tempo de aproximadamente 5.130 anos (6.351 a 1.222 anos cal AP) (Tabela 7), sendo que as datações em 32-34 cm e 40-42 cm podem ser consideradas equivalentes, já que a incerteza da datação em 40-42 cm se sobrepõe à datação da amostra de 32-34 cm.

As taxas de sedimentação oscilam em torno de 28 cm/ka entre 6300 e 5300 anos cal AP, experimentando uma leve queda durante um período de aproximadamente 2000 anos, ao final do qual sofrem uma subida abrupta que as situa em torno de 50 cm/ka. A partir desse ponto continuam a crescer até alcançarem valores em torno de 90 cm/ka.

Os 195 cm recuperados no testemunho 561 representam aproximadamente 11.120 anos de acumulação de sedimentos (11.894 a 776 anos cal AP) (Tabela 7). As taxas de sedimentação aumentam de forma paulatina desde mínimos abaixo de 10 cm/ka entre 11.800 e 9.000 anos cal BP, até alcançar picos em torno de 30 a 35 cm/ka a partir de 3.000 anos cal AP.

A recuperação do testemunho 557 foi de 280 cm, mas devido à forte suspeita de existência de um hiato deposicional, foram aproveitados os 180 cm superiores que compreendem um intervalo de ~10950 anos (11786 a 840 anos cal AP) (Tabela 7). As taxas de sedimentação inferidas a partir do modelo de idade (Figura 15) oscilam em torno de 11 cm/ka entre a base do testemunho e 5600 anos cal AP, quando sofrem uma subida abrupta até alcançar valores de 66 cm/ka. Tão abruptamente como subiram, em 4.800 anos cal AP as taxas de sedimentação caem a valores que oscilam em torno de 14 cm/ka, mantendo-se assim até o topo do testemunho. O testemunho 557 foi coletado no ponto mais austral da área de estudo.

Tabela 7. Resultados das datações por radiocarbono dos testemunhos MDBT 378, 557, 561 e 576.

| Prof. sob o fundo (cm) | BETA Analytic Inc. ID | Idade convencional $\pm 1\sigma$ (anos AP) | $\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB) | Idade calibrada $\pm 1\sigma$ (anos cal AP) |
|---|-----------------------|--|-------------------------------|---|
| Testemunho MDBT 378: Lat. 25°05'48.66"S; Lon. 45°49'49.20"W; recuperação 171 cm | | | | |
| 0-2 | 551592 | 1110 \pm 30 | -21.0 | 965 \pm 30 |
| 52-54 | 555105 | 1900 \pm 30 | -21.1 | 1789 \pm 61 |
| 66-68 | 555106 | 2200 \pm 30 | -21.0 | 2136 \pm 50 |
| 109-111 | 555107 | 2880 \pm 30 | -21.7 | 2954 \pm 112 |
| 134-136 | 555108 | 3570 \pm 30 | -21.0 | 3809 \pm 105 |
| 170-172 | 551593 | 6150 \pm 30 | -21.4 | 6989 \pm 84 |
| Testemunho MDBT 557: Lat. 33°47'11.64"S; Long. 52°12'51.60"W; profundidade 61 m | | | | |
| 0-2 | 551588 | 960 \pm 30 | -20,1 | 840 \pm 75 |
| 62-64 | 555102 | 4280 \pm 30 | -19,7 | 4822 \pm 33 |
| 106-108 | 555100 | 4820 \pm 30 | -19,3 | 5522 \pm 42 |
| 180-182 | 555103 | 10180 \pm 30 | -19,8 | 11786 \pm 81 |
| 244-246 | 555104 | 10480 \pm 30 | -20 | 12343 \pm 39 |
| Testemunho MDBT561: Lat. 33°16'20.82"S; Long. 51°18'03.60"W; profundidade 80 m | | | | |
| 0-2 | 551590 | 920 \pm 30 | -19,7 | 776 \pm 41 |
| 36-38 | 555109 | 2080 \pm 30 | -19,3 | 1998 \pm 66 |
| 52-54 | 555110 | 2560 \pm 30 | -19,3 | 2592 \pm 128 |
| 106-108 | 555111 | 4360 \pm 30 | -18,8 | 4896 \pm 70 |
| 120-122 | 555112 | 5130 \pm 30 | -18,7 | 5816 \pm 90 |
| 162-164 | 555113 | 7980 \pm 30 | -19,4 | 8803 \pm 85 |
| 186-188 | 552827 | 10710 \pm 30 | -20,3 | 11894 \pm 225 |
| Testemunho MDBT 576: Lat. 29°49'50.76"S; Long. 49°09'12.78"W; profundidade 97 m | | | | |
| 0-2 | 551594 | 1320 \pm 30 | -19.5 | 1222 \pm 48 |
| 32-34 | 555114 | 1710 \pm 30 | -19.4 | 1570 \pm 50 |
| 40-42 | 555115 | 1660 \pm 30 | -19.5 | 1505 \pm 79 |
| 80-82 | 555116 | 2310 \pm 30 | -19.7 | 2223 \pm 50 |
| 126-128 | 555117 | 2900 \pm 30 | -20.6 | 2985 \pm 101 |
| 178-180 | 555118 | 4620 \pm 30 | -19.8 | 5303 \pm 47 |
| 207-209 | 551595 | 5600 \pm 30 | -19.9 | 6351 \pm 57 |

5.6 Descrição dos testemunhos

5.6.1 MDBT 378

A análise táctil-visual do testemunho MDBT 378 indica estar composto por lama arenosa, cinza, pouco compacta nos 70 cm da base, mudando gradativamente para lama siltosa, pouco compacta no topo. Nos 20 cm da base observam-se poucos e esparsos fragmentos biodetríticos de 2 a 4 mm e vários outros fragmentos de dimensões submilimétricas. Não se observam estruturas sedimentares macroscópicas.

5.6.2 MDBT 557

Os sedimentos deste testemunho MDBT 577 consistem em lama arenosa, cinza clara, pouco compacta entre a base e 130 cm sob o fundo onde mudam para lama arenosa mole, passando para muito mole nos 40 cm do topo. Apenas dois fragmentos biodetríticos de aproximadamente 5 mm foram observados em 160 cm e 98 cm sob o fundo. Não se observam estruturas sedimentares macroscópicas.

5.6.3 MDBT 561

O MDBT 561 consiste em lama arenosa mole, cinza escuro entre a base e 70 cm onde muda para lama siltosa muito mole. Observa-se uma concha de bivalve bem preservada em 170 cm.

5.6.4 MDBT 576

O mais homogêneo dos quatro testemunhos abertos está composto no primeiro metro da base por lama siltosa, cinza clara, pouco compacta. Entre 110 cm passa de mole para muito mole no topo. Não se observam estruturas sedimentares macroscópicas.

6 Discussão

6.1 Arquitetura dos depósitos sedimentares

A interpretação das feições sísmicas que segue tem o intuito de situar os testemunhos nos seus correspondentes ambientes de plataforma, deixando de lado uma reconstrução mais aprofundada que explique a formação dos depósitos sedimentares face a processos oceanográficos e hidrodinâmicos, entendendo que esse tópico merece de um estudo à parte e que foge aos objetivos do presente trabalho. A única exceção corresponde aos testemunhos 556 e 557, coletados no ambiente particular do paleovale do Rio da Prata.

Começando pelo extremo sul da área de estudo, os testemunhos MDBT 556 e 557 foram coletados em flancos opostos do paleovale do Rio da Prata (Figura 16). A interpretação das sismofácies foi baseada no trabalho de Lantzsch et al. (2014), que observa a ocorrência de três unidades com idades do Holoceno (U3, U2 e U1). Nesse mesmo trabalho, a U3 foi datada entre 13,7 e 9,7 ka cal AP e as fácies sedimentares dessa unidade atribuídas a depósitos de maré que, junto com as características de confinamento dessa parte da plataforma, indicam o estabelecimento de uma fase estuarina durante esse período. No entanto, é importante lembrar que no testemunho 557 não foram observadas fácies sedimentares próprias de ambientes deposicionais controlados pela maré como as descritas por Lantzsch et al.(2014) op. cit.

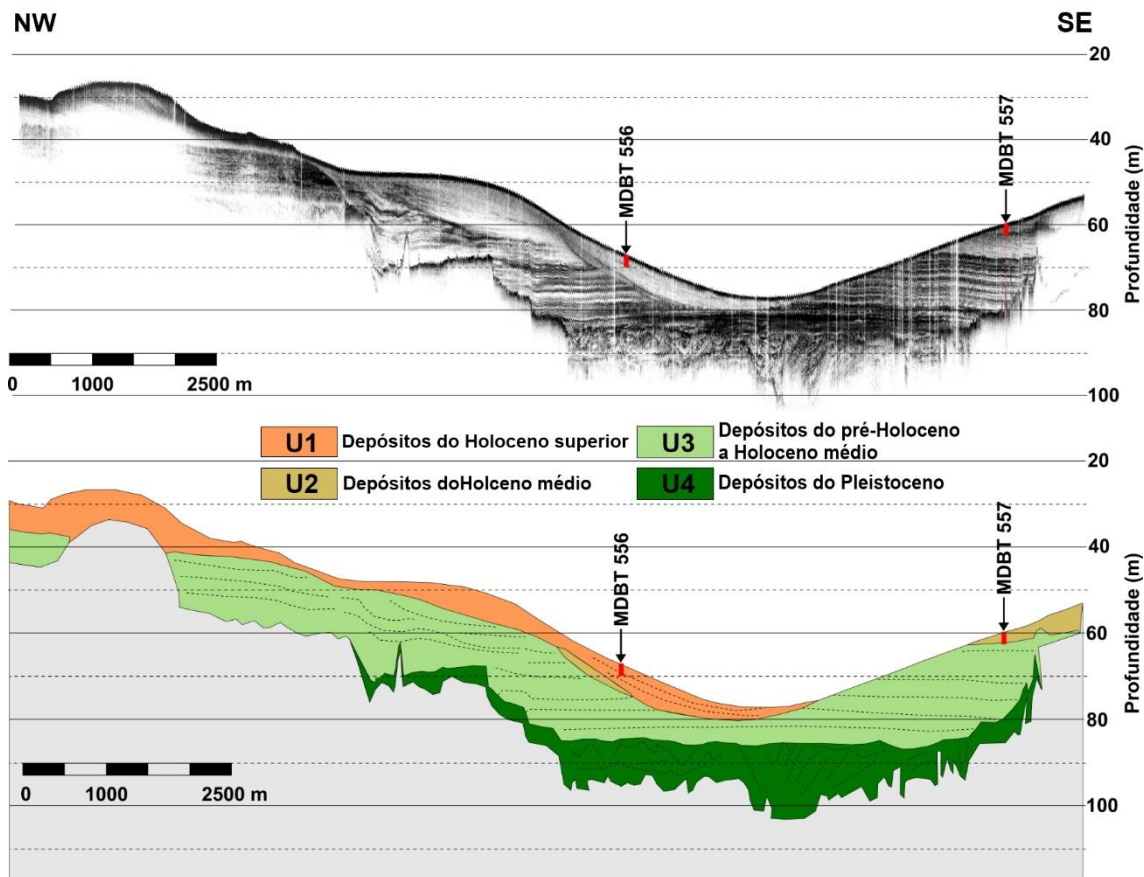


Figura 16. Perfil sísmico de *chirp* do paleovale do RdP indicando a localização dos testemunhos MDBT 556 e 557, e arquitetura deposicional interpretada conforme Lantzsich et al. (2014). A localização do perfil pode ser vista na Figura 1

Embora Lantzsich et al. (2014) op. cit. tenham classificado a U2 como unidade mais antiga que a U1, neste ambiente deposicional do paleovale do RdP, observa-se no presente trabalho que mais do que a relação cronológica são as condições hidrodinâmicas locais que diferenciam essas duas fácies sísmicas. Como veremos mais adiante, isso não parece acontecer em outros setores da plataforma, onde a U2 ocorre sotoposta à U1.

Essa observação sobre a diferenciação dos sedimentos pela hidrodinâmica assenta-se em primeiro lugar no fato de o testemunho MDBT 557 ter idades entre 11,6 e 0,84 ka cal AP (Tabela 7), compreendendo uma única unidade sísmica (U2). Além disso, os autores do trabalho citado indicam um contato em conformidade entre ambas unidades, determinado por uma mudança

de fácies sedimentares, passando de arenosa para siltosa. No entanto o que se observa no testemunho 557 é aumento do tamanho dos grãos em direção ao topo, ao contrário da granodecrescência ascendente sugerida pelos perfis de v_p , densidade (Figura 5) e razão Zr/Rb (Figura 8) no MDBT 556. Os altos valores de v_p e densidade entre a base e 220 cm do 556 provavelmente correspondem a um refletor de alta amplitude interno a U1 (Figura 17).

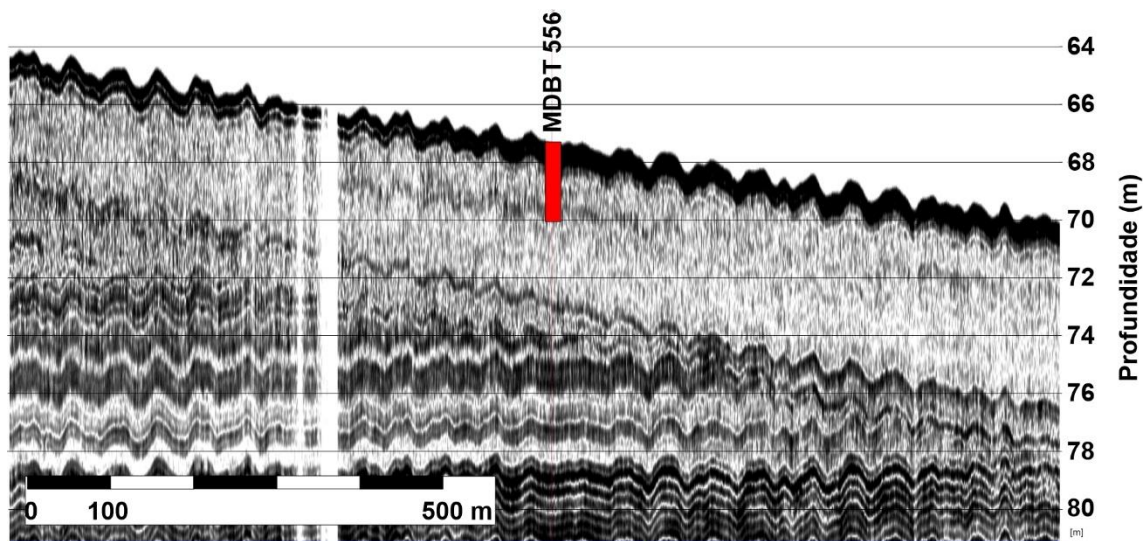


Figura 17. Detalhe do perfil sísmico da Figura 16 mostrando o testemunho MDBT 556 atravessando um refletor de relativa alta amplitude, que possivelmente corresponde a um horizonte mais arenoso.

Assumindo que seja válida a premissa de que a diferença granulométrica entre U1 e U2 responde a condições hidrodinâmicas locais diferentes, é correto utilizar a SM como parâmetro para realizar a correlação litoestratigráfica, já que essa propriedade magnética não é sensível ao tamanho das partículas, mas responde à concentração de minerais magnéticos na amostra (Evans & Heller, 2003). Assim, esse critério de correlação seria válido entre testemunhos de diversos ambientes hidrodinâmicos, mas cujos sedimentos têm origem na mesma fonte.

Continuando em direção ao norte, os testemunhos MDBT 560 e 561 estão localizados sobre uma cunha agradacional depositada em inconformidade sobre depósitos anteriores ao Último Máximo Glacial (UMG) (Figura 18). Na direção da quebra, os sedimentos do Holoceno se estendem formando uma fina camada de não mais de 2 m de espessura sobre trecho ligeiramente elevado da superfície erosiva.

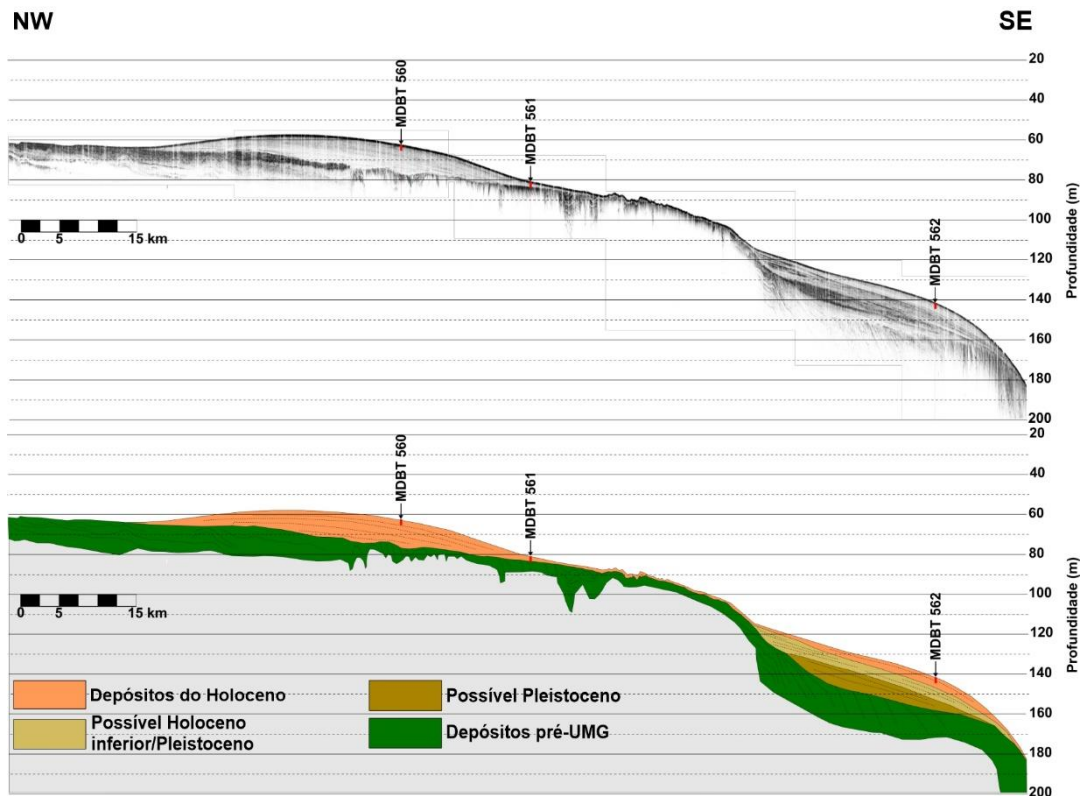


Figura 18. Perfil sísmico de chirp entre a plataforma média e a quebra mostrando a localização dos testemunhos MDBT 560, 561 e 562. A localização do perfil pode ser vista na Figura 1

Entre o flanco *offshore* dessa elevação e a quebra da plataforma, o testemunho MDBT 562 corta sedimentos do Holoceno que formam uma cunha progradante depositada em conformidade também sobre cunha progradante de sedimentos aparentemente arenosos. Uma terceira cunha sotoposta em conformidade está assentada em contato erosivo sobre depósitos pré-UMG.

No setor da plataforma média onde foi coletado o testemunho MDBT 565 (Figura 19), uma sucessão agradacional de sedimentos, muito provavelmente do Pleistoceno e do Holoceno inferior, assenta em contato erosivo sobre sedimentos pré-UMG. A camada superior do Holoceno, transparente e com poucos refletores internos sugerindo ser de natureza lamosa, está depositada em conformidade.

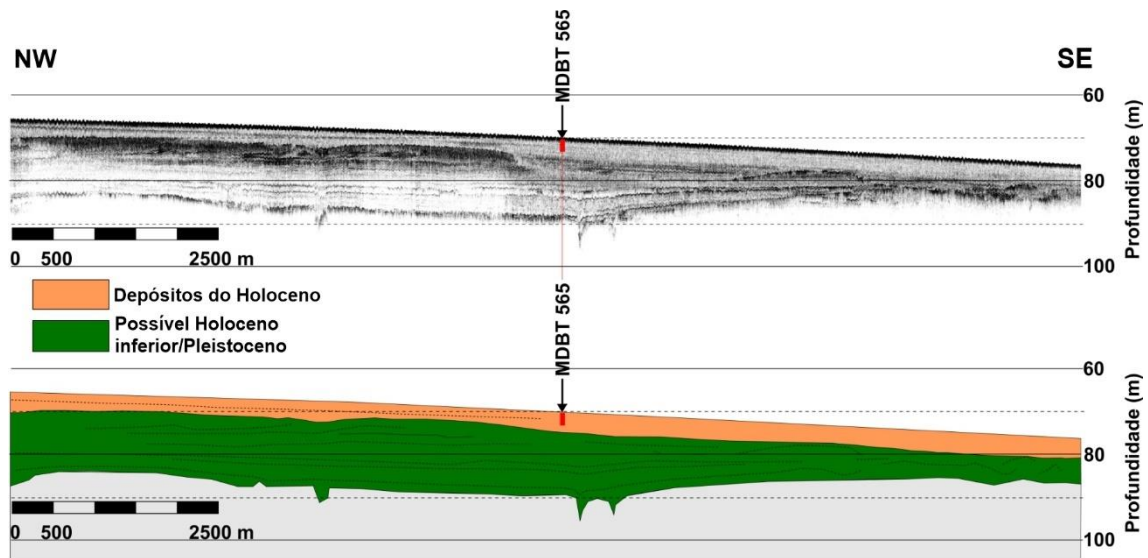


Figura 19. Perfil sísmico de *chirp* na plataforma média mostrando a localização do testemunho MDBT 565. A localização do perfil pode ser vista na Figura 1.

70 km mais ao Norte, entre 80 e 100 m de profundidade, o MDBT 569 (Figura 20) foi coletado no topo de uma sucessão sedimentar cuja base está formada por sedimentos anteriores ao UMG. Sobre eles, em inconformidade, estão depositados sedimentos muito provavelmente areno-lamosos, cuja idade deve estar situada entre o Pleistoceno e o Holoceno médio, uma vez que a correlação litoestratigráfica com o MDBT 576 indica idades do Holoceno médio a superior para os sedimentos lamosos do 569 coletado na camada do topo, depositada em conformidade.

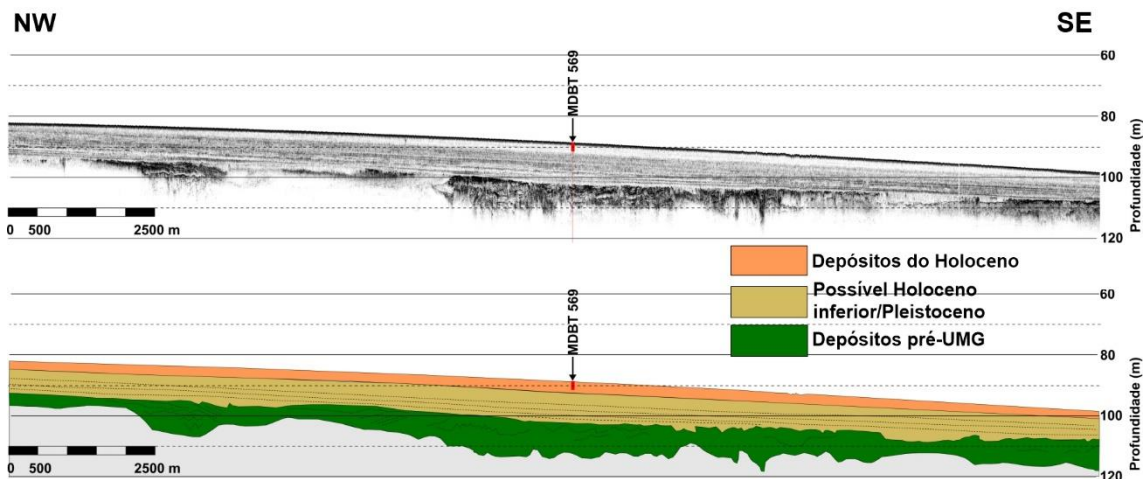


Figura 20. Perfil sísmico de *chirp* na plataforma média mostrando a localização do testemunho MDBT 569. A localização do perfil pode ser vista na Figura 1

Na porção da plataforma externa e da quebra onde foram coletados os testemunhos MDBT 573 e 574 (Figura 21), da mesma forma que nos perfis anteriores, a unidade basal é composta por sedimentos pré-UMG. Sobre ela, depositados em discordância erosiva, ocorrem depósitos costeiros localizados também identificados por Lantzsch et al. (2014), e cuja base foi datada em 19,6 a 19,4 cal ka AP, portanto, marcando o início da transgressão pós-UMG.

A unidade superior está depositada em inconformidade sobre os sedimentos pré-UMG e em *downlap* sobre os depósitos transgressivos. Os refletores internos dessa unidade conformam um padrão agradacional até a isóbata de 140 m, onde adquirem um caráter progradacional.

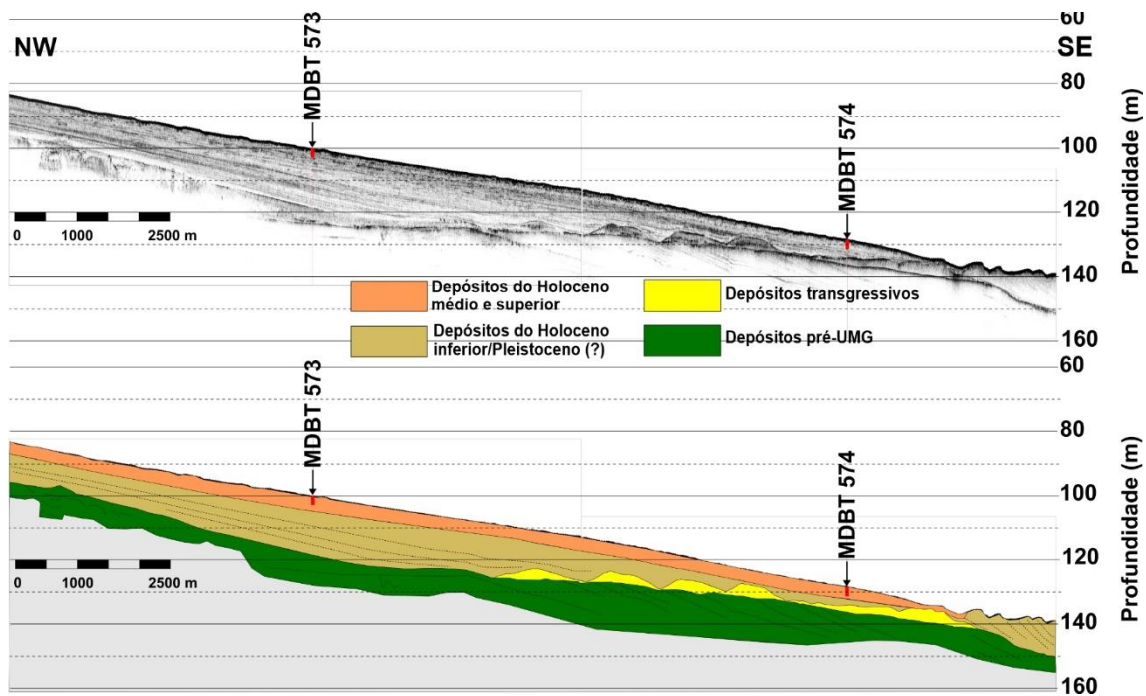


Figura 21. Perfil sísmico de *chirp* entre a plataforma externa e a quebra mostrando a localização dos testemunhos MDBT 573, e 574. A localização do perfil pode ser vista na Figura 1.

O perfil sísmico da Figura 22 mostra a posição do testemunho MDBT 576 no que aparenta ser o padrão típico da arquitetura sedimentar rasa na plataforma média e externa nesse setor Sul: uma unidade basal composta por sedimentos anteriores ao UMG e cujo limite superior é uma superfície erosiva sobre a que estão depositada uma unidade agradacional possivelmente composta por sedimentos de idade até o Holoceno inferior, sotoposta a uma unidade transparente, lamosa de idade Holoceno médio a superior.

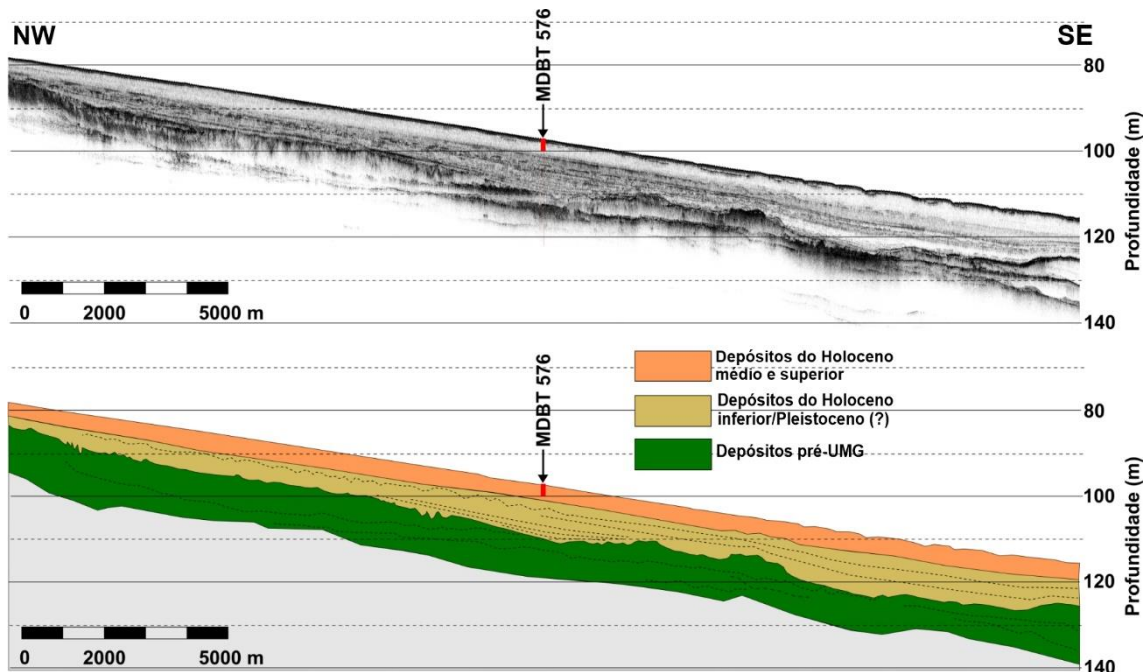


Figura 22. Perfil sísmico de *chirp* na plataforma externa mostrando a localização do testemunho MDBT 576. A posição do perfil pode ser vista na Figura 1

A unidade superior do perfil sísmico da Figura 23, onde se mostra o local de coleta do testemunho MDBT 584, apresenta as características típicas de depósitos do Holoceno, com refletores internos na base que vão perdendo amplitude em direção ao topo indicando uma transição de fácies arenosas para lamosas. Essa unidade está assentada em inconformidade sobre os sedimentos pré-UMG e sobre depósitos costeiros transgressivos muito localizados.

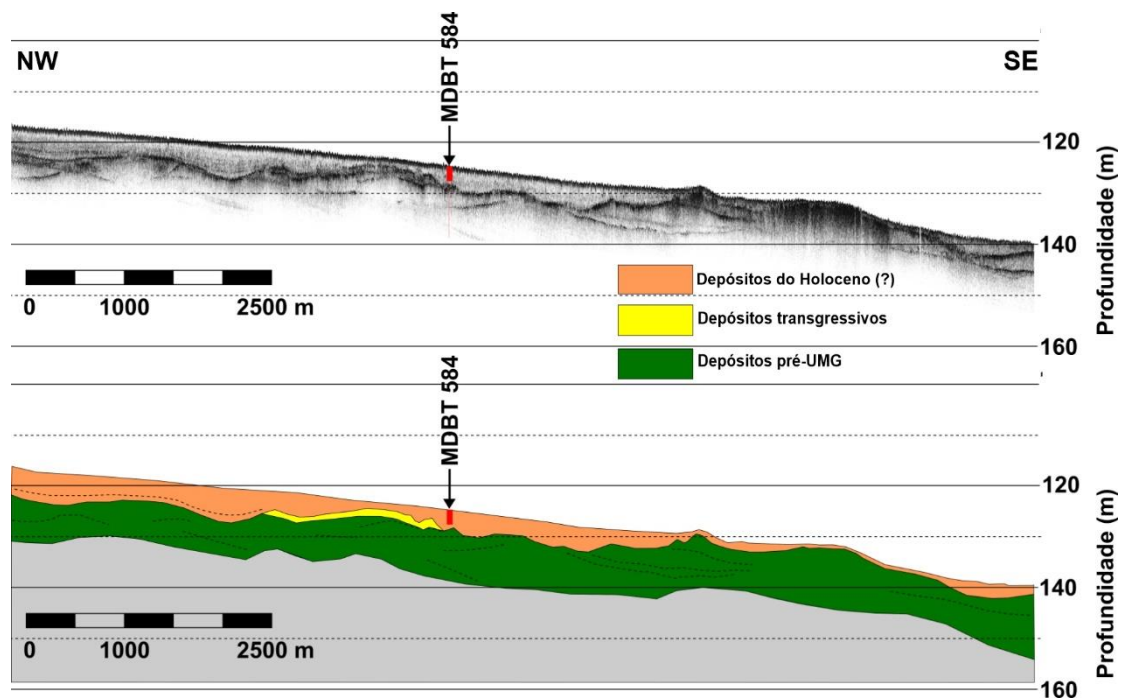


Figura 23. Perfil sísmico de *chirp* na plataforma externa mostrando a localização do testemunho MDBT 584. A posição do perfil pode ser vista na Figura 1

A unidade sísmica superior do local onde foi coletado o testemunho MDBT 367 (Figura 24) tem características agradacionais com refletores internos de relativa alta amplitude que sugerem a ocorrência de sucessões areno-lamosas, permitindo inferir que está composta por sedimentos depositados durante o Holoceno inferior a médio. Os 40 cm do topo foram depositados entre a 1890 e a atualidade (Mahiques et al., 2020).

Essa unidade está depositada em contato erosivo sobre os sedimentos pré-UMG.

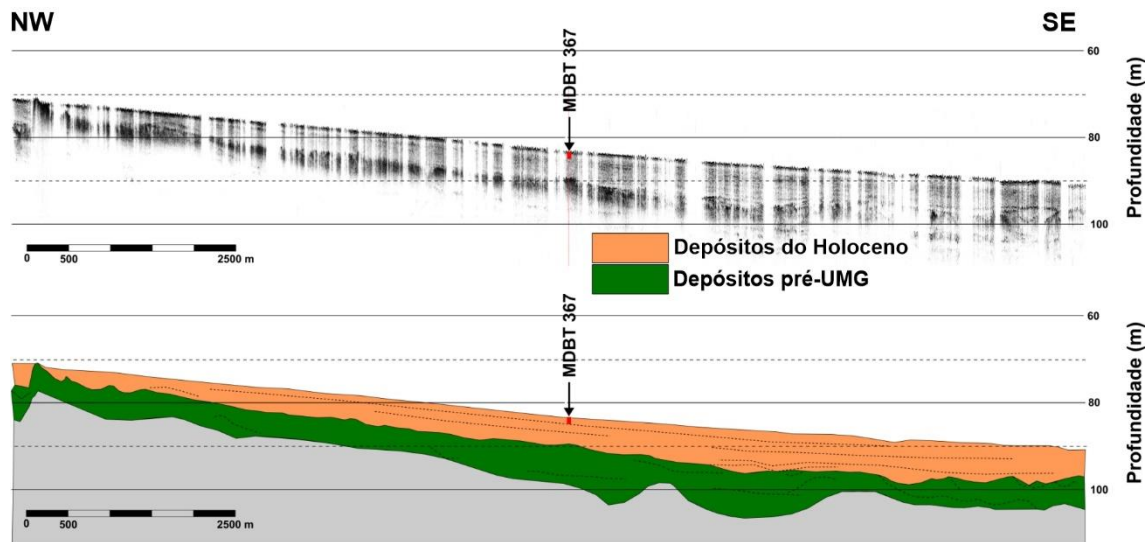


Figura 24. Perfil sísmico de *chirp* na plataforma externa mostrando a localização do testemunho MDBT 367. A posição do perfil pode ser vista na Figura 1

Uma camada de não mais do que 6 m de espessura de sedimentos provavelmente areno-lamosos recobre em contato erosivo depósitos anteriores ao UMG, no setor costeiro onde foi coletado o testemunho MDBT 372 (Figura 25). A profundidade atual de 20 m indica que o local deve ter sido afogado aproximadamente 10 ka AP; portanto, é razoável inferir uma idade para esses sedimentos do Holoceno médio ao superior. Segundo Mahiques et al. (2020) op. cit., é possível que nesse setor da plataforma interna parte dos sedimentos tenha origem no continente adjacente. Na mesma latitude, mas em 60 m de profundidade, Mahiques et al. (2011) informam idades entre 7,8 e 1,1 ka cal.

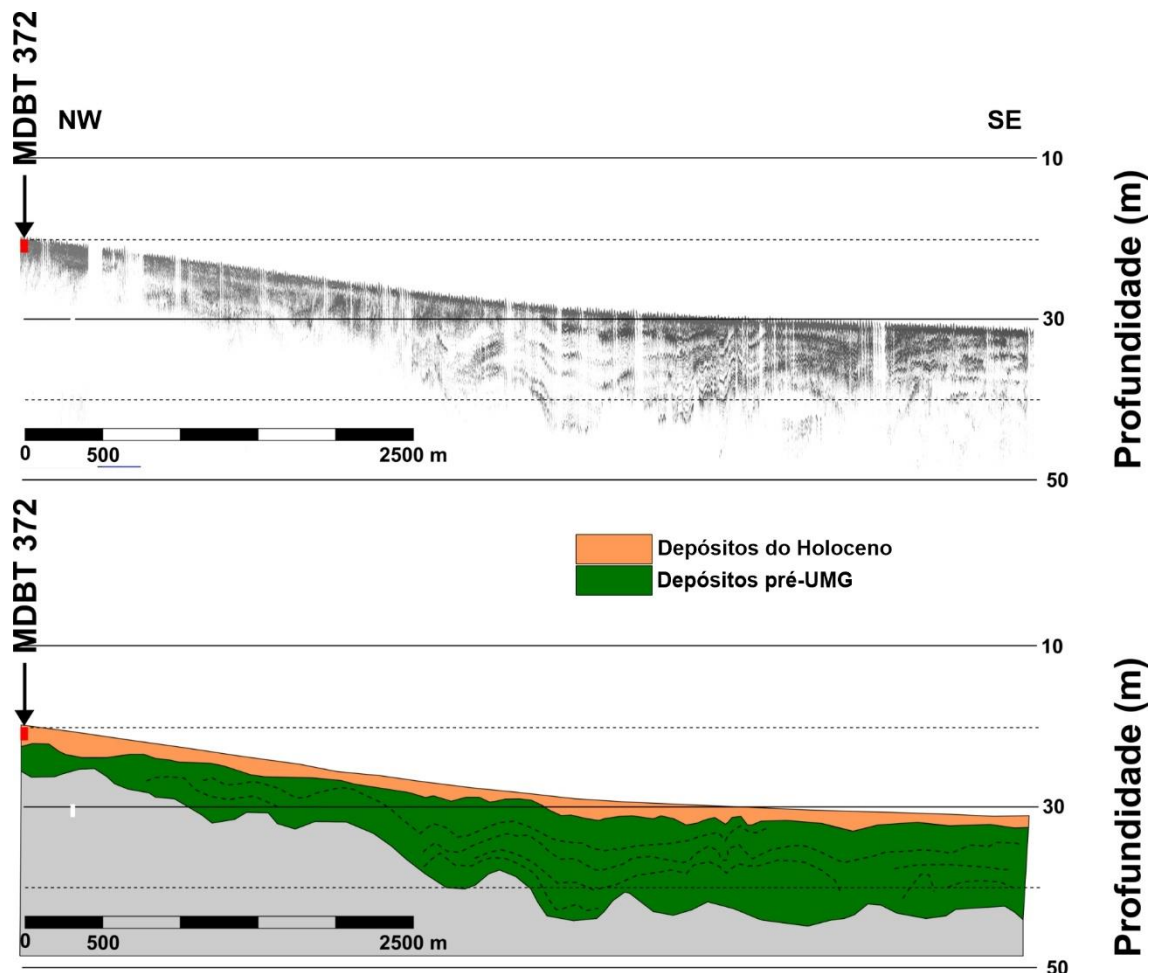


Figura 25. Perfil sísmico de *chirp* na plataforma interna mostrando a localização do testemunho MDBT 372. A posição do perfil pode ser vista na Figura 1

O testemunho MDBT 373 (Figura 26) foi coletado na isóbata de 60 m no setor da plataforma denominado Embaiamento de São Paulo, próximo do local de coleta do mesmo testemunho reportado por Mahiques et al. (2011) op. cit. Assim, podemos supor que a unidade sísmica está composta por sedimentos do Holoceno médio ao superior. Já a unidade intermediária que preenche as incisões da superfície erosiva que marca o UMG não apresenta padrões de deposição nem terminações que possam ser associadas com alguma unidade já identificada. No entanto, certamente a sua idade estar entre 20 e 5 ka.

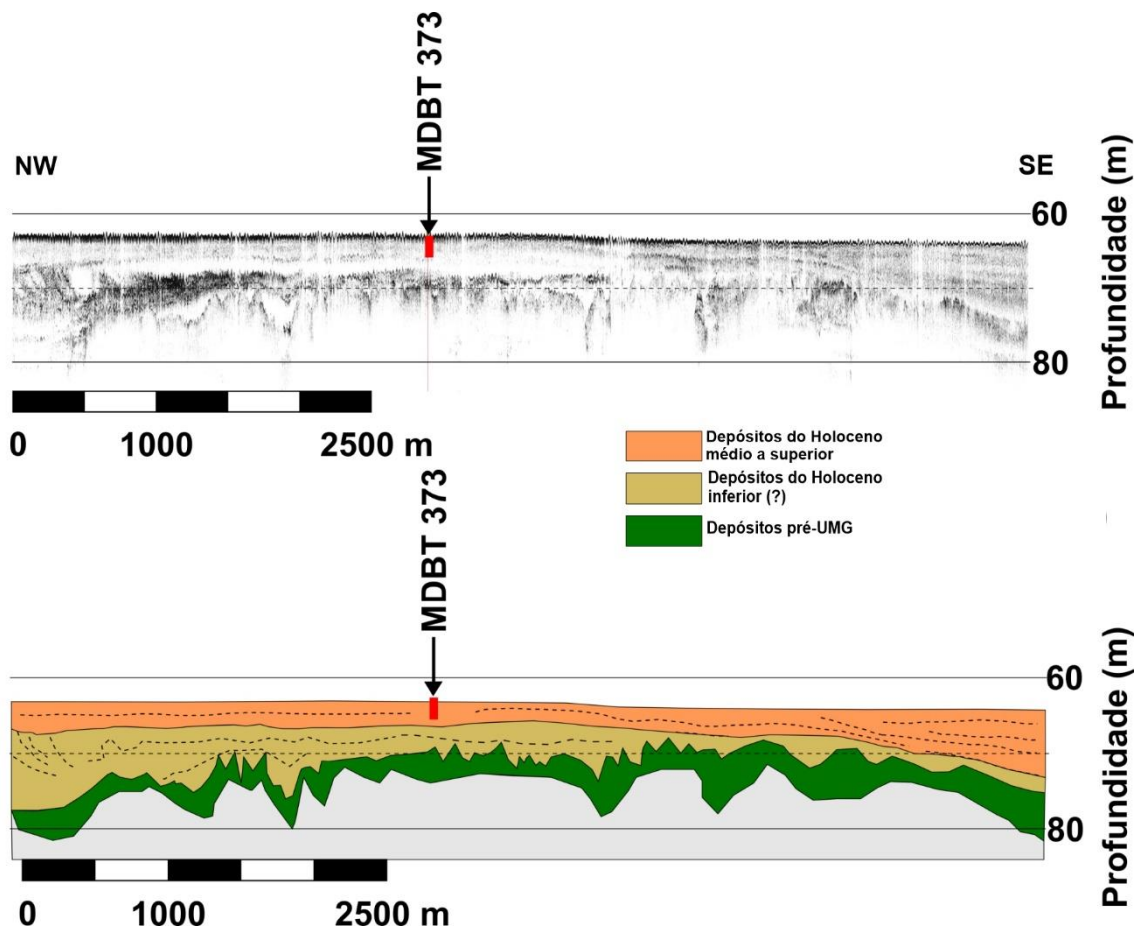


Figura 26. Perfil sísmico de *chirp* na plataforma média mostrando a localização do testemunho MDBT 372. A posição do perfil pode ser vista na Figura 1

As seções *strike* ao longo da isóbata de 90 m onde foram coletados os testemunhos MDBT 377 e 378 (Figura 27 e 28) foram interpretadas com base nas datações do 378. Da mesma forma que na plataforma mais ao Sul, os sedimentos do Holoceno estão depositados sobre a superfície erosiva que marca o UMG. A maior diferença entre a seção do testemunho 377 e o 378 é que neste último a camada superior, transparente, está muito melhor definida, sugerindo uma variação lateral na distribuição granulométrica.

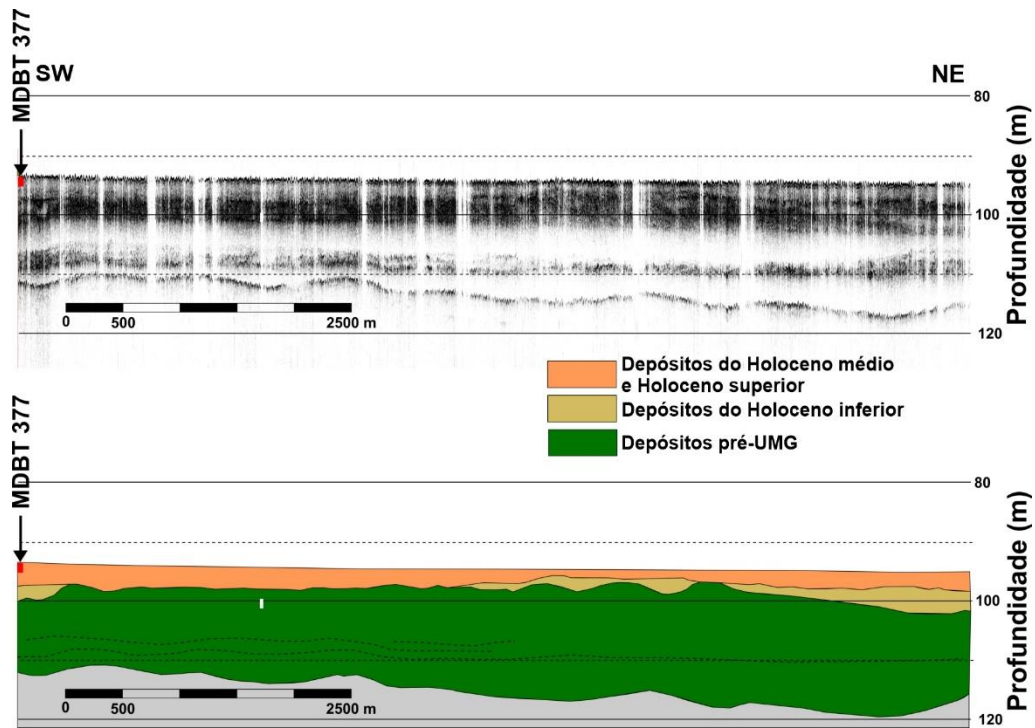


Figura 27. Perfil sísmico *strike* de *chirp* na plataforma externa mostrando a localização do testemunho MDBT 377. A posição do perfil pode ser vista na Figura 1

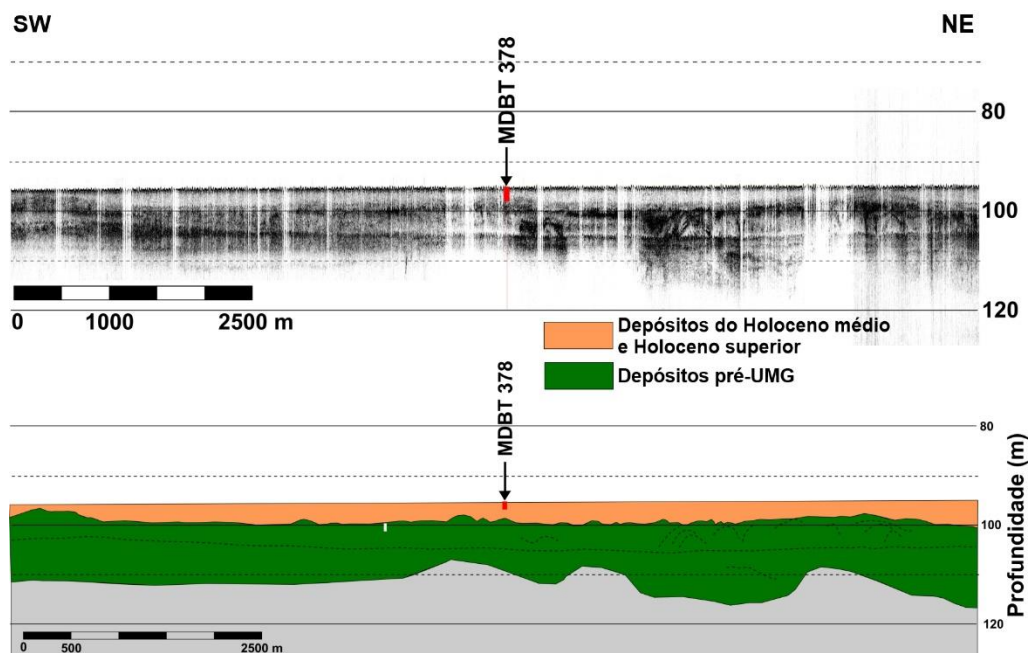


Figura 28. Perfil sísmico *strike* de *chirp* na plataforma externa mostrando a localização do testemunho MDBT 378. A posição do perfil pode ser vista na Figura 1

6.2 Densidade, v_p e resistividade

Embora não seja objetivo do presente trabalho discutir os aspectos fundamentais da dependência das propriedades físicas dos sedimentos com as suas características texturais, a composição e os processos deposicionais atuantes, é crucial entender de que maneira esses fatores vinculam-se com as medidas realizadas.

Conforme a vasta literatura produzida sobre as relações entre v_p , densidade e impedância em sedimentos marinhos, percebe-se que não é possível estabelecer modelos apriorísticos capazes de descrever o vínculo entre essas propriedades físicas e os demais parâmetros descritivos dos sedimentos.

Nesse sentido, Hamilton (1970) já havia destacado a impossibilidade de desenvolver equações gerais relacionando porosidade, densidade e velocidade de propagação do som em sedimentos, e sugere que o mais acertado é construir um modelo para cada ambiente. No mesmo trabalho, o autor notou que o tamanho médio dos grãos fornecia uma das melhores relações empíricas com a v_p (Figura 29).

Na mesma linha, Buchan et al. (1972) atribuem a maior importância ao tamanho das partículas na determinação das propriedades acústicas de sedimentos inconsolidados. No entanto isso nem sempre resulta válido, como mostra o exemplo de Ayres & Theilen (1999), que perceberam que a v_p não se mostrou sensível nem a variações texturais nem geotécnicas em um testemunho coletado no Mar de Barents, e que os baixos valores de v_p registrados correspondem a uma distribuição irregular da saturação.

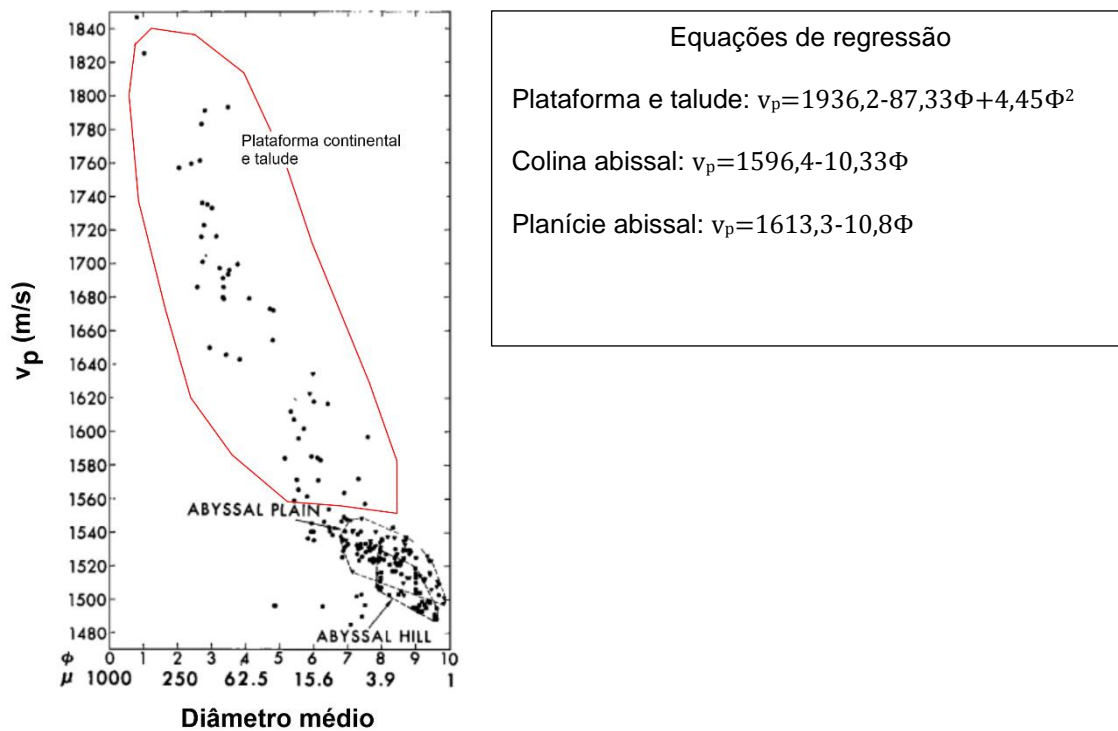


Figura 29. Esquerda: *Cross-plot* de v_p x diâmetro médio dos sedimentos de três ambientes marinhos diferentes: Plataforma continental e talude, planície abissal e colina abissal. Direita: Equações de regressão dos dados do gráfico. Modificado de Hamilton (1970).

Outros estudos como o de Casas et al. (2006) mostram que o aumento da consolidação de sedimentos por sobrecarga tem boa correlação com o aumento da densidade, assim como a cimentação produz aumento da velocidade de propagação do som, com muito pouca diminuição da porosidade.

Como demonstrado por Ortiz & Rack (1999), a litologia também tem um papel importante nas propriedades físicas, já que segundo os autores, dado um determinado conteúdo de carbonato, a densidade depende da distribuição granulométrica e da mineralogia da fração não carbonática (Figura 30).

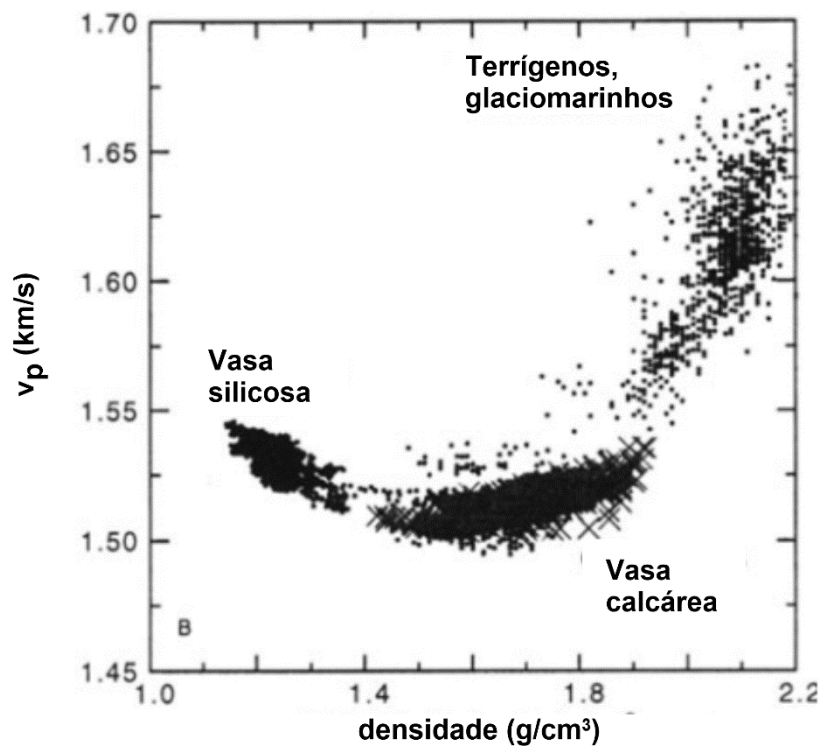


Figura 30. *Cross-plot* de v_p x densidade γ mostrando a dependência dessas propriedades físicas com a litologia. Modificado de Ortiz & Rack (1999)

Os resultados do presente estudo mostram que tanto a densidade quanto a v_p são controladas fortemente pela distribuição granulométrica, como evidenciam os coeficientes de correlação da Tabela 8. Excetuando o testemunho MDBT 576, os demais apresentam altos valores de correlação com o conteúdo de areia e o tamanho médio dos grãos (em μm), e alta correlação negativa com a fração fina, tanto na v_p quanto na densidade e impedância. A influência das variações litológicas foi desconsiderada, uma vez que nem as medidas de densidade dos grãos nem o conteúdo de carbonato mostraram algum padrão de correlação, tanto com as propriedades físicas quanto com a granulometria.

Tabela 8. Coeficientes de correlação entre densidade, v_p , impedância acústica, Zr/Rb, tamanho médio dos grãos, conteúdo de areia, de silte e de argila, e teor de carbonato dos testemunhos MDBT 378, 557, 561 e 576.

| MDBT 378 | | | | MDBT 576 | | | |
|---|-------|--------------------|-------|---|-------|--------------------|-------|
| | v_p | Densidade γ | Z | | v_p | Densidade γ | Z |
| Tamanho médio dos grãos (μm) | 0.70 | 0.74 | 0.77 | Tamanho médio dos grãos (μm) | 0.06 | 0.07 | 0.07 |
| Argila | -0.66 | -0.74 | -0.76 | Argila | -0.33 | -0.29 | -0.30 |
| Silte | -0.71 | -0.75 | -0.78 | Silte | -0.53 | -0.54 | -0.55 |
| Areia | 0.72 | 0.78 | 0.81 | Areia | 0.52 | 0.52 | 0.53 |
| CaCO ₃ | 0,79 | 0,88 | 0,90 | CaCO ₃ | -0,55 | -0,67 | -0,66 |
| Zr/Rb | 0.78 | 0.87 | 0.89 | Zr/Rb | 0.69 | 0.79 | 0.88 |

| MDBT 557 | | | | MDBT 561 | | | |
|---|-------|--------------------|-------|---|-------|--------------------|-------|
| | v_p | Densidade γ | Z | | v_p | Densidade γ | Z |
| Tamanho médio dos grãos (μm) | 0.72 | 0.48 | 0.62 | Tamanho médio dos grãos (μm) | 0.90 | 0.88 | 0.91 |
| Argila | -0.72 | -0.47 | -0.61 | Argila | -0.89 | -0.89 | -0.90 |
| Silte | -0.74 | -0.43 | -0.60 | Silte | -0.93 | -0.94 | -0.95 |
| Areia | 0.75 | 0.43 | 0.60 | Areia | 0.94 | 0.94 | 0.95 |
| CaCO ₃ | | | | CaCO ₃ | 0,18 | 0,20 | 019 |
| Zr/Rb | 0.82 | 0.74 | 0.80 | Zr/Rb | 0.83 | 0.82 | 0.84 |

Essas correlações com a fração arenosa estão graficamente representadas no painel da Figura 31, onde também aparecem os gráficos de dispersão da densidade Vs. v_p . Neles, observa-se claramente nos testemunhos 378, 561 e 576 que os valores mais altos de v_p e densidade ocorrem nas amostras mais antigas, e decrescem em direção ao topo do testemunho junto com o conteúdo de areia e o tamanho médio das partículas.

Todavia, no testemunho MDBT 557 a granodecrescência é descendente, com um pico entre 5.000 e 6.000 anos cal AP. Esse pico corresponde às amostras da faixa verde da escala de cores, localizadas no quadrante superior direito do gráfico do MDBT 557 (Figura 31) (alta v_p e alta densidade). Ainda, as amostras mais novas do que 3.750 anos cal AP (azuis, quadrante inferior esquerdo, baixa v_p e baixa densidade) têm valores de densidade inferior e de v_p

muito próximos daquelas compreendidas entre 12.000 e 7.500 anos cal AP (cores quentes, área central do gráfico), cujo conteúdo de areia é até 50% menor do que nas mais novas.

Pelo menos duas variáveis intervêm para gerar esse comportamento aparentemente divergente do padrão observado nos outros testemunhos. A primeira está associada a uma componente de compactação que, nos outros testemunhos estaria sobreposta a, ou mascarada pela granodecrescência ascendente. A segunda está relacionada às condições ambientais já mencionadas por Hamilton (1970). O testemunho 557 foi coletado em profundidade em torno de 60 m; isso significa que até uns 8.000 anos AP podemos considerar que se localizava em uma área possivelmente estuarina, e por isso pode não fazer sentido pretender correlacionar as amostras mais antigas com aquelas produto de condições oceânicas mais parecidas com as atuais.

Embora exista alguma contribuição da compactação nas propriedades físicas, parece claro que o fator dominante é a distribuição granulométrica, seja tanto modulando a porosidade e conseqüentemente a densidade, ou influenciando as propriedades elásticas dos sedimentos e as medidas de v_p associadas.

Também deve ser levado em conta que a compactação depende do tamanho do grão. Sedimentos de matriz fina são mais porosos e, por conseguinte, possuem mais espaços passíveis de serem preenchidos por sólidos durante os processos de compactação. (Haan et al., 1994).

Outra pista no sentido da importância do tamanho dos grãos pode ser vista na Figura 32 onde as amostras de maiores valores de v_p e densidade do

MDBT 557 são aquelas de menor teor de água e que correspondem ao pico de sedimentos arenosos observado na Figura 31.

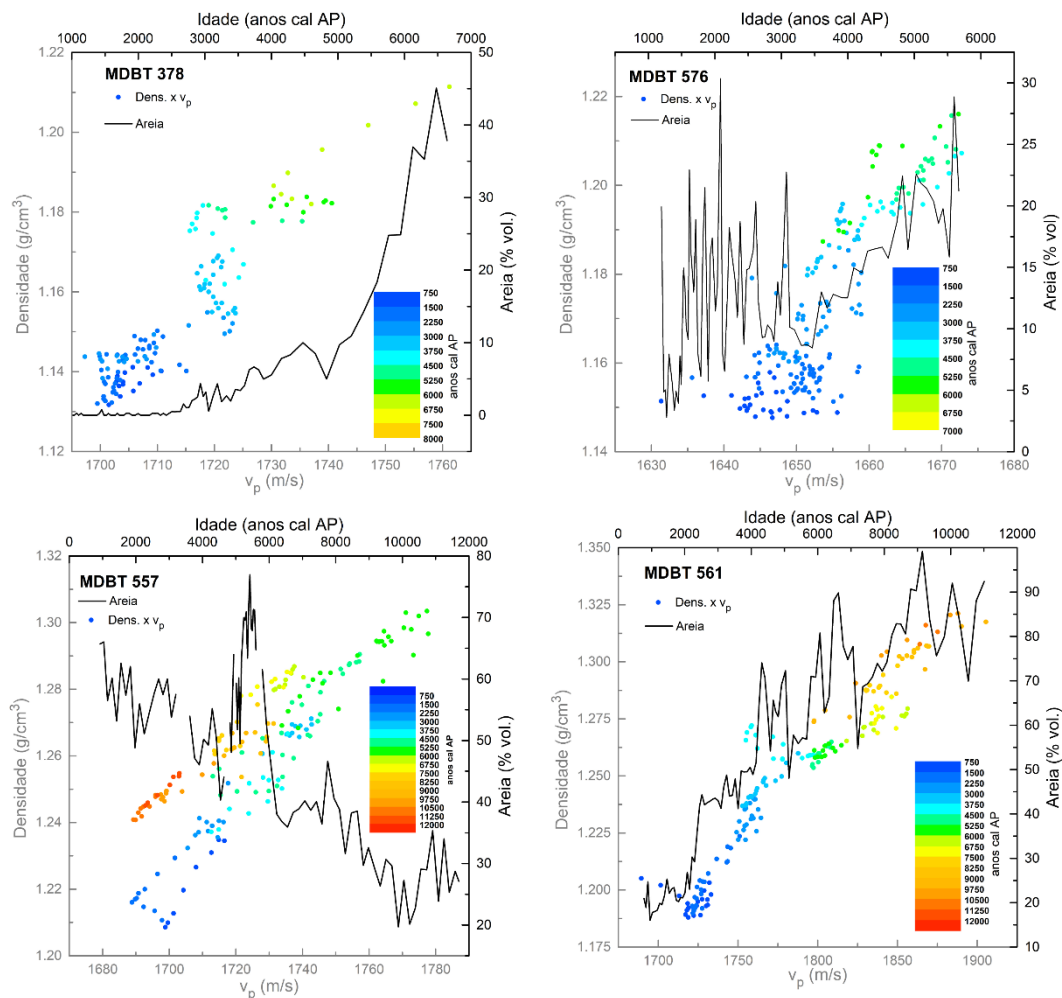


Figura 31. Gráficos de dispersão de v_p X densidade e variação do conteúdo de areia em função da idade dos testemunhos MDBT 378, 557, 561 e 576. A escala de cores dos gráficos de dispersão é a mesma para todos os testemunhos e representa a idade das amostras.

Outro fator possivelmente de menor peso e mais difícil de mensurar é a influência da taxa de sedimentação sobre a densidade. Segundo Abril (2011), independentemente do processo deposicional ocorrer a taxas de sedimentação constantes ou variáveis, a densidade aumenta de forma assintótica e o efeito da aceleração da taxa de sedimentação recente é uma diminuição no perfil de densidade.

Porém, o mesmo autor, em comunicação pessoal, precisou que o modelo por ele desenvolvido é aplicável a sedimentação recente em coluna de sedimentos de até 50 cm.

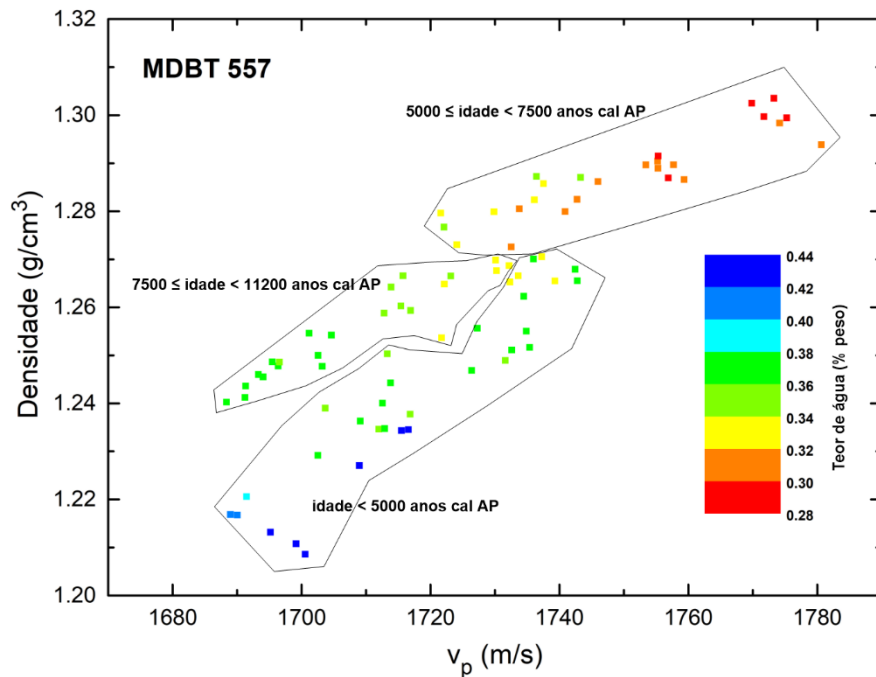


Figura 32. Gráfico de dispersão de densidade Vs. v_p com o correspondente teor de água de cada amostra, conforme escala de cores associada. Os menores teores de água correspondem às amostras entre 5.000 e 7.500 anos cal AP, mesmo grupo que o de maior conteúdo de areia.

Com relação à baixa correlação entre o tamanho dos grãos e as propriedades físicas do 576, é possível que esteja relacionada com a uniformidade granulométrica ao longo do testemunho e com o maior conteúdo de argila, em torno de 20% (Figura 33) e que nos demais testemunhos não passa de 5%. Neste caso a diminuição da v_p e da densidade em direção ao topo estaria mais relacionada com a compactação.

Em sedimentos arenosos formam-se microestruturas nas quais é mais provável que ocorram contatos intergranulares (Figura 34). No entanto, quando

na estrutura sedimentar entram também sedimentos finos, as propriedades elásticas mudam porque, entre outros aspectos, a microestrutura sedimentar em siltes finos e argilas não é mais sustentada por contato intergranular, mas pela água adsorvida pelos grãos e por forças entre partículas de origem eletrostática (Lal & Shukla, 2004).

Em estudos como o de Buchan et al. (1972), Hamilton (1970) ou Hamilton & Bachman (1982) também se observa maior dispersão nas relações (v_p – densidade) Vs. tamanho dos grãos e v_p Vs. densidade em sedimentos finos.

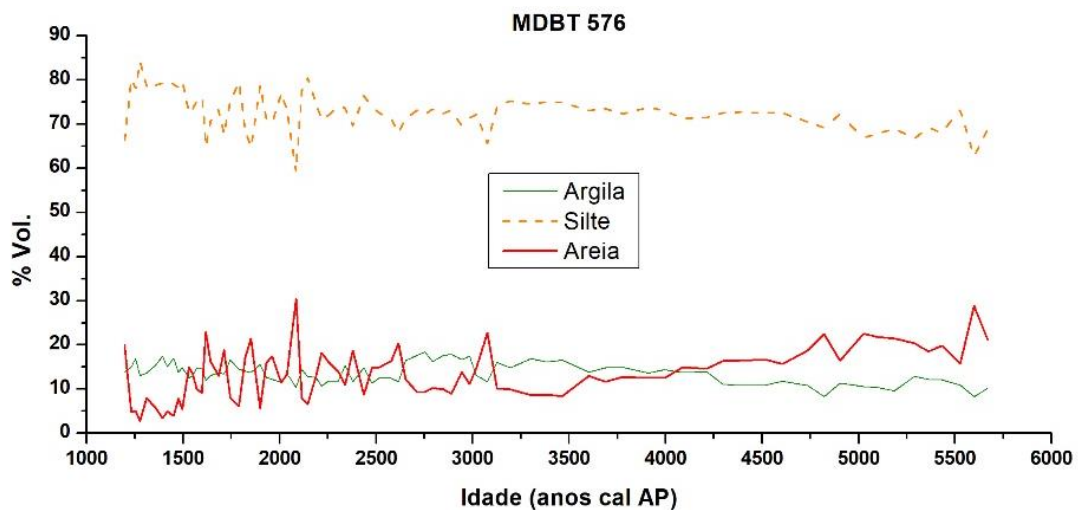


Figura 33. Conteúdo em volume de argila, silte e areia do testemunho MDBT 576

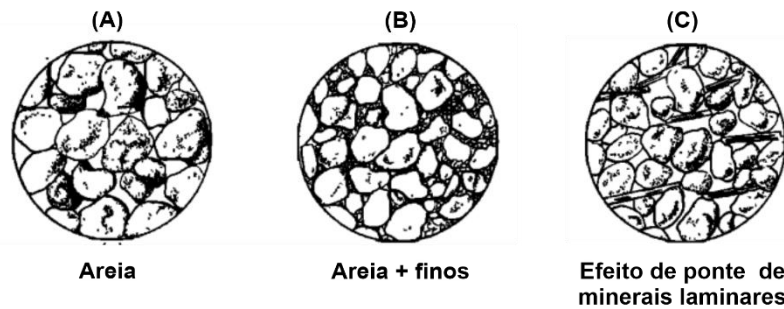


Figura 34. Estruturas sedimentares: (A) Uma única classe de grãos com bom contato intergranular; (B) estrutura de sedimentos pobremente selecionados, com os espaços intergranulares ocupados pela fração fina e pouco contato entre os grãos da fração arenosa. (C) Silte argiloso ilustrando o efeito de ponte dos minerais laminares. Modificado de Hamilton (1970)

Também não pode ser descartado o efeito da remoção do carbonato durante a granulometria, já que as medidas no MSCL são produto da contribuição de cada fração que compõe a matriz sedimentar e, portanto, não parece improvável que seja quebrada a correspondência entre as medidas e a matriz quando uma das suas componentes é retirada. Isso parece indicar a comparação entre o gráfico da Figura 35 e o seu correspondente da Figura 31. Observa-se que principalmente a partir de aproximadamente 3.000 anos cal AP ocorre um descompasso entre a tendência decrescente da areia total (Figura 35) e a areia de origem terrígena (Figura 31).

No entanto, o teor máximo de CaCO_3 neste testemunho não supera 14,4% em peso e não difere neste aspecto dos outros testemunhos. Assim, também não podem ser descartado algum problema analítico durante granulometria.

Independentemente de particularidades dessa índole, a boa correspondência entre a densidade e a velocidade de propagação das ondas P com o conteúdo de areia, permite realizar análises qualitativas sobre a textura sedimentar, recorrendo a gráficos de dispersão de densidade Vs. v_p como o da Figura 36. Nela, observa-se que de forma quase sistemática há uma diminuição

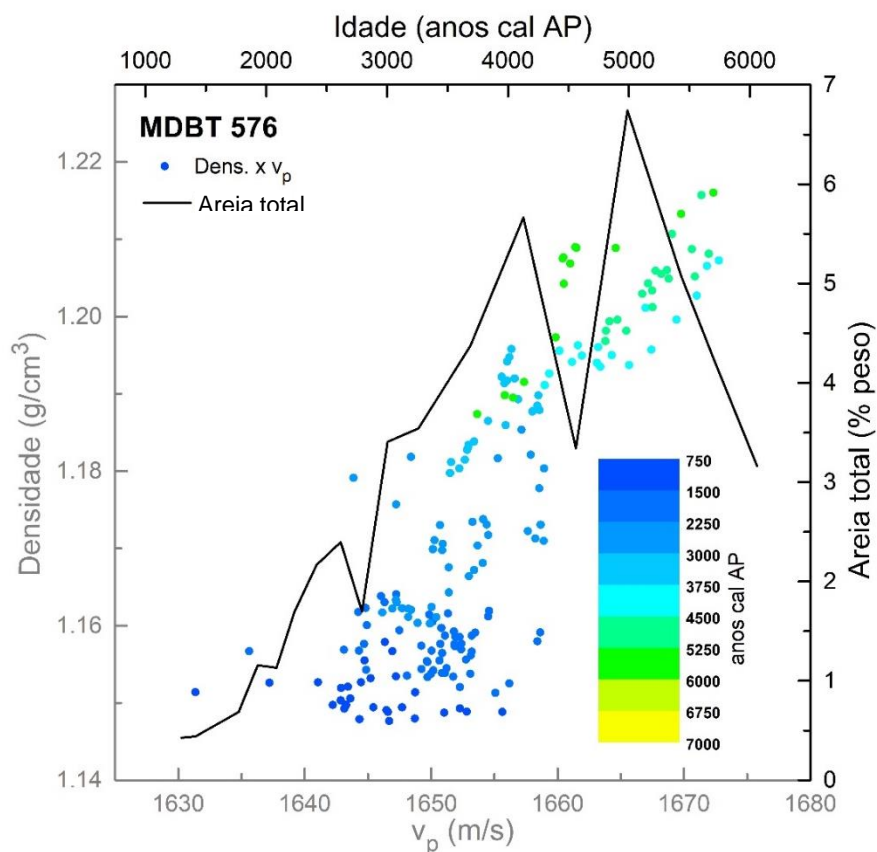


Figura 35. Gráfico de dispersão de v_p X densidade e variação do conteúdo de areia total em função da idade do testemunho MDBT 76

do tamanho dos grãos em direção ao topo, independentemente do ambiente da plataforma. O MDBT 560 (extremo esquerdo da Figura 36) é uma clara exceção, já que a alta dispersão mostrada no gráfico sugere baixos teores de areia.

Com relação à resistividade elétrica, o seu vínculo com a porosidade foi formulado há várias décadas no trabalho pioneiro de Archie (1942) e, considerando que a interpretação realizada no presente trabalho leva concluir que a porosidade é controlada principalmente pela distribuição granulométrica, resulta redundante adicionar mais um elemento de análise.

No entanto, os dados de resistividade não devem ser simplesmente menosprezados, já que neste contexto são um importante parâmetro de controle

de qualidade da v_p e da densidade, sem contar com o enorme potencial que têm para calibrar modelos de inversão de levantamentos eletrorresistivos marinhos.

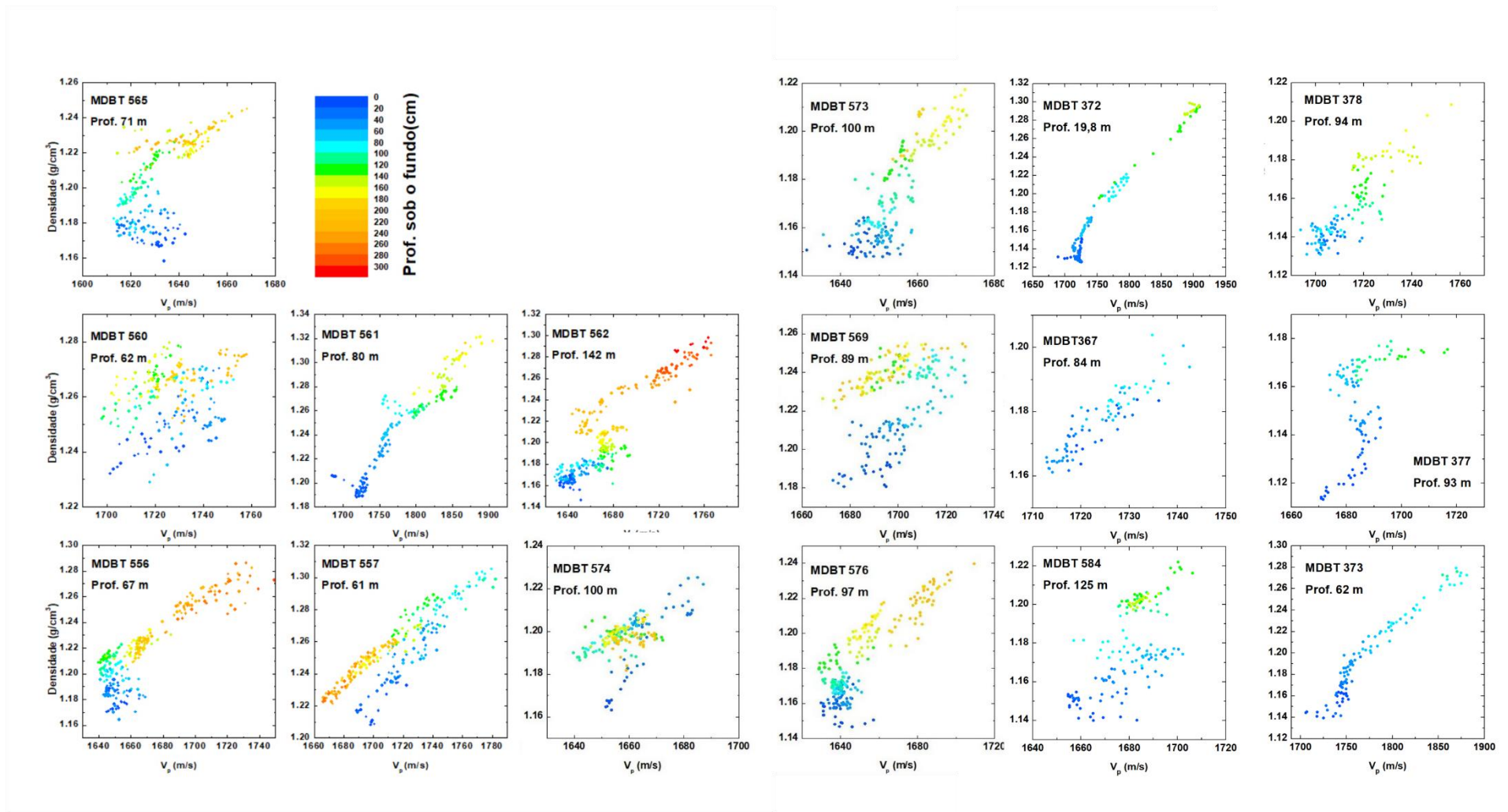


Figura 36. Painel mostrando os gráficos de dispersão de densidade em função de v_p de todos os testemunhos. A escala de cores é a mesma para todos os gráficos e representa a profundidade de cada amostra sob a superfície do fundo.

6.3 Correlações litoestratigráficas

Além das correlações litoestratigráficas realizadas utilizando os perfis de susceptibilidade magnética dos testemunhos da isóbata de 60 m (Figura 7), também foram feitas correlações entre os pares de testemunhos 377 – 378, 561 – 562, 561 - 565 e 576 – 573, utilizando os perfis de v_p , densidade e impedância. O critério de escolha do parâmetro de correlação foi o de maior coeficiente de correlação.

A Figura 37 mostra os perfis de v_p , densidade e impedância com os pontos de amarração entre cada testemunho de referência e os correspondentes testemunhos correlacionados. A Tabela 9 é uma síntese das correspondências entre idades e profundidades e na Figura 38 aparecem os modelos de idade gerados pela interpolação linear das datações obtidas através das correlações litoestratigráficas.

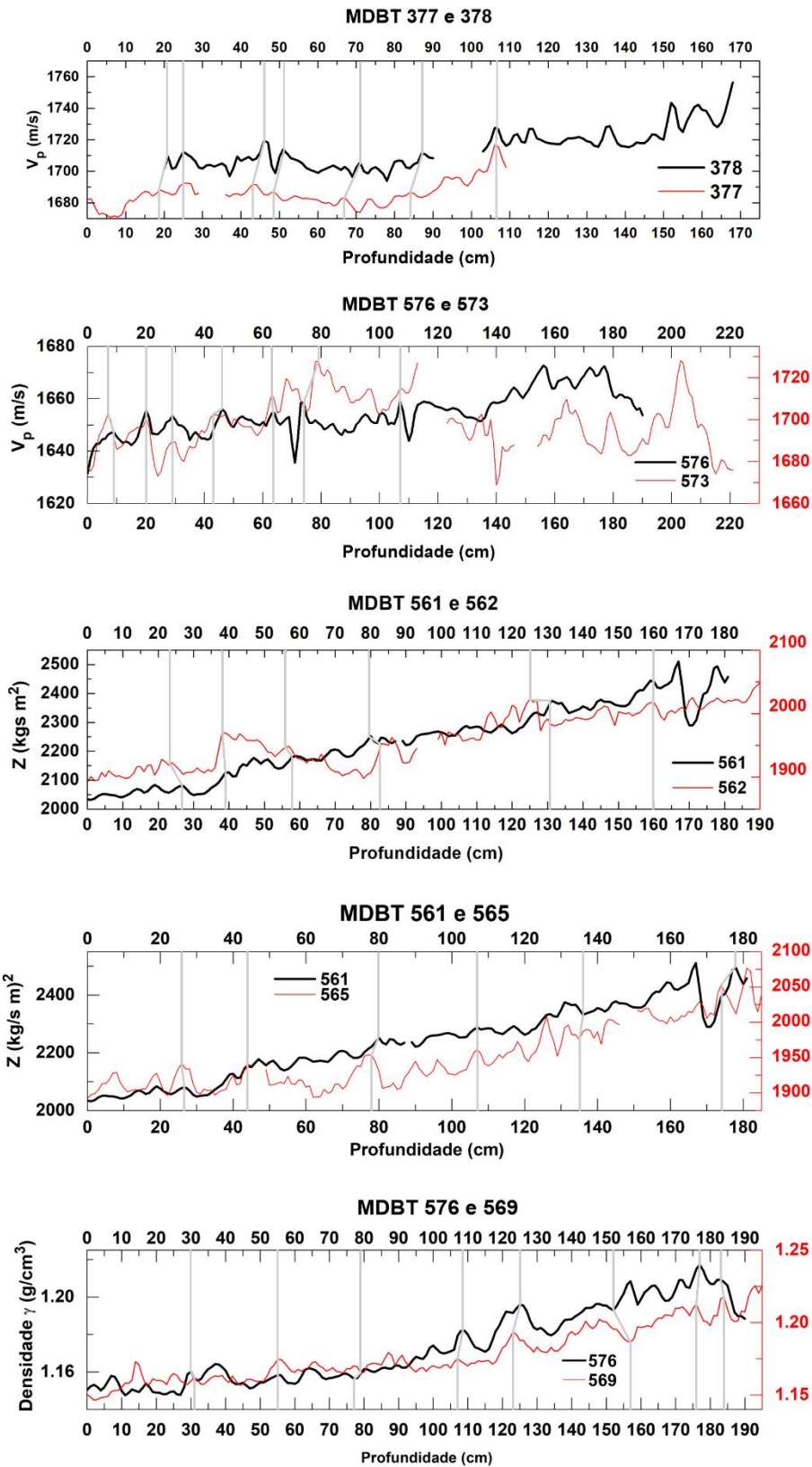


Figura 37. Perfis de v_p dos testemunhos MDBT 377, 378, 576 e 573, de densidade dos testemunhos 576 e 569, e de impedância dos testemunhos 561 e 562 mostrando os pontos utilizados para efetuar a correlação litoestratigráfica.

Tabela 9. Correspondência entre idades dos testemunhos de referência e profundidade dos testemunhos datados por meio de correlações litoestratigráficas.

| Testemunho de referência | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------|---------------------|-------------|-------------|---------------------|-------------|-------------|-------------|---------------------|-------------|-------------|---------------------|-------------|-------------|---------------------|-------------|-------------|---------------------|-------------|
| MDBT 378 | | | MDBT 557 | | | | MDBT 561 | | | | | | MDBT 576 | | | | | |
| 378 (cm) | Idade (a cal AP) | 377 (cm) | 557 (cm) | Idade (a cal AP) | 556 (cm) | 560 (cm) | 561 (cm) | Idade (a cal AP) | 562 (cm) | 561 (cm) | Idade (a cal AP) | 565 (cm) | 576 (cm) | Idade (a cal AP) | 573 (cm) | 576 (cm) | Idade (a cal AP) | 569 (cm) |
| 21 | 1278 | 19 | 1 | 853 | 1 | 1 | 1 | 770 | 1 | 1 | 770 | 1 | 1 | 1186 | 1 | 1 | 1186 | 1 |
| 25.5 | 1345 | 25.5 | 40 | 3413 | 22 | 39 | 27 | 1676 | 23 | 27 | 1676 | 26 | 7 | 1276 | 9 | 30 | 1518 | 31 |
| 46 | 1701 | 43 | 61 | 4750 | 60 | 63 | 39 | 2078 | 38 | 44 | 2258 | 44 | 20 | 1405 | 20 | 55 | 1836 | 55 |
| 51 | 1781 | 48 | 108 | 5725 | 116 | 106 | 58 | 2799 | 56 | 80 | 3740 | 78 | 29 | 1506 | 29 | 77 | 2175 | 79 |
| 71 | 2208 | 67 | 130 | 7505 | 136 | 136 | 80 | 3740 | 82 | 107 | 4913 | 107 | 47 | 1711 | 43 | 109 | 2772 | 107 |
| 87 | 2548 | 84 | 181 | 11761 | 177 | 192 | 131 | 6480 | 125 | 135 | 6769 | 137 | 62.5 | 1945 | 63 | 125 | 3076 | 123 |
| 106 | 2956 | 106 | | | | | 160 | 8570 | 160 | 174 | 9935 | 178 | 79 | 2203 | 74 | 152 | 4169 | 157 |
| | | | | | | | | | | | | | 108 | 2752 | 108 | 177 | 5217 | 176 |
| | | | | | | | | | | | | | | | | 183 | 5431 | 184 |

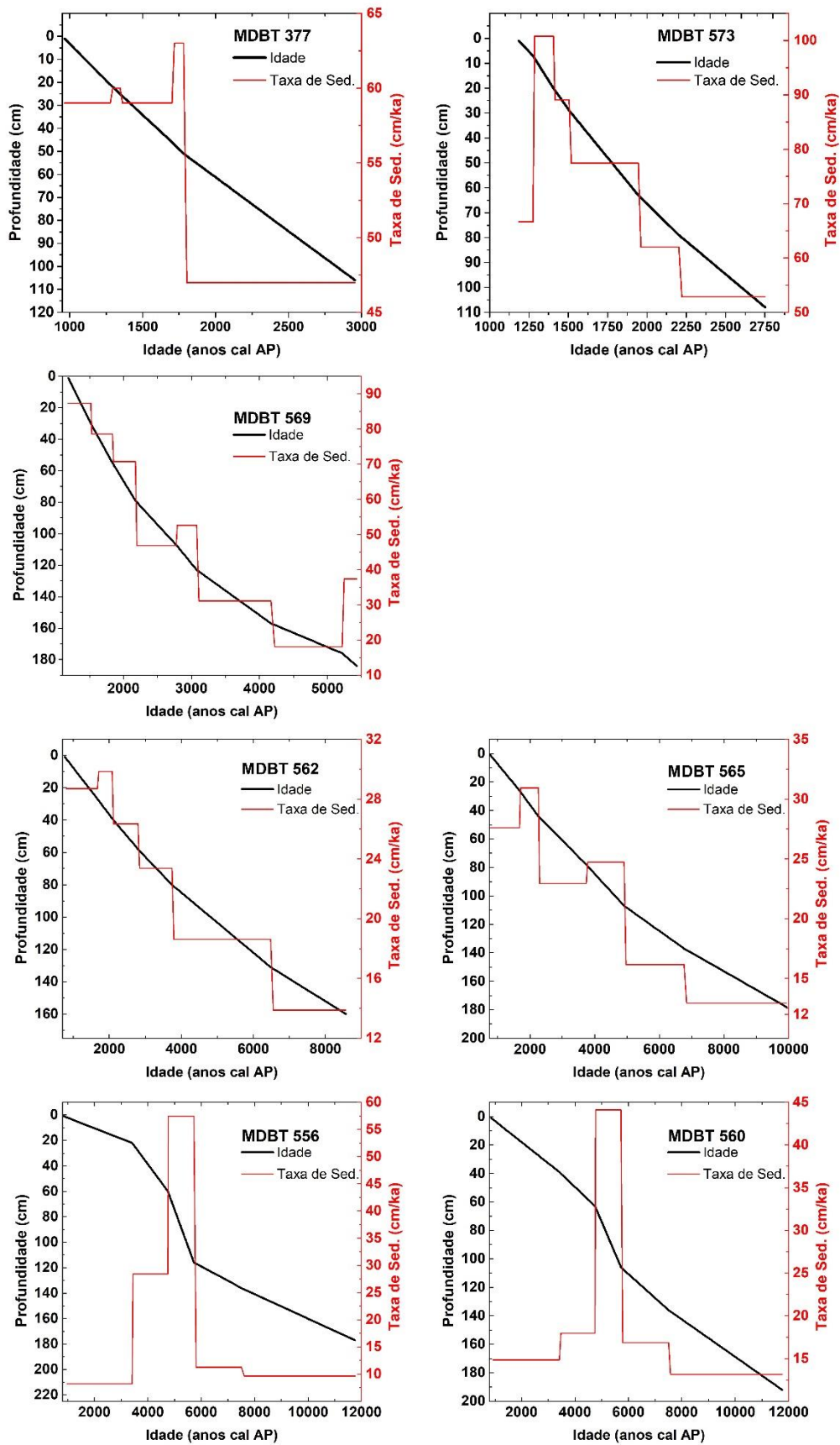


Figura 38. Modelos de idade dos testemunhos MDBT 556, 560, 562, 565, 378 e 573, construídos a partir das correlações litoestratigráficas.

6.4 Testemunhos do extremo Sul – Isóbata de 60 m

6.4.1 Granulometria, elementos maiores e propriedades físicas

A análise granulométrica do testemunho 557 mostra predomínio de lamas arenosas com distribuição unimodal (moda centralizada em 4,5 ϕ) entre 11.600 e aproximadamente 5.900 anos cal AP (Figura 39 E), com leve tendência de aumento do diâmetro médio.

Durante esse período de cerca de 6000 anos, em que o NRM experimentou uma subida de -50 para +4 m (Suguio & Martin, 1978) com relação ao nível atual (Figura 39), a taxa de sedimentação manteve-se abaixo de 15 cm/ka, assim como os *proxies* mostram relativa estabilidade com oscilações de não mais de 25% da amplitude da máxima variação observada em todo o testemunho, à exceção da razão Ti/K, cujas oscilações durante essa fase alcançam até 40% da variação máxima. A impedância aumenta de valores próximos a 2.100 kg/s m², até 2.250 kg/s m², e tem coeficiente de correlação com o tamanho médio do grãos igual a 0,62.

No testemunho 556 (Figura 40), durante esse período se observam relativas altas oscilações nas razões Zr/Rb e Ti/Ca, estabilidade nos *proxies* de aporte terrígeno e diminuição da impedância acústica, cujo coeficiente de correlação com a razão Zr/Rb é de 0,81. No MDBT 560 (Figura 41). A impedância oscila entre 2100 e 2200 kg/s m² sem exibir nenhum tipo de tendência, enquanto a SM mantém-se constante no seu patamar mais baixo, em torno de 16 m³/kg x10⁻⁵. Da mesma forma, tanto a SM quanto a razão Ti/Ca do testemunho 565 (Figura 42) permanecem em valores relativamente baixos e estáveis, enquanto os a razão Zr/Rb alcança os valores mais altos.

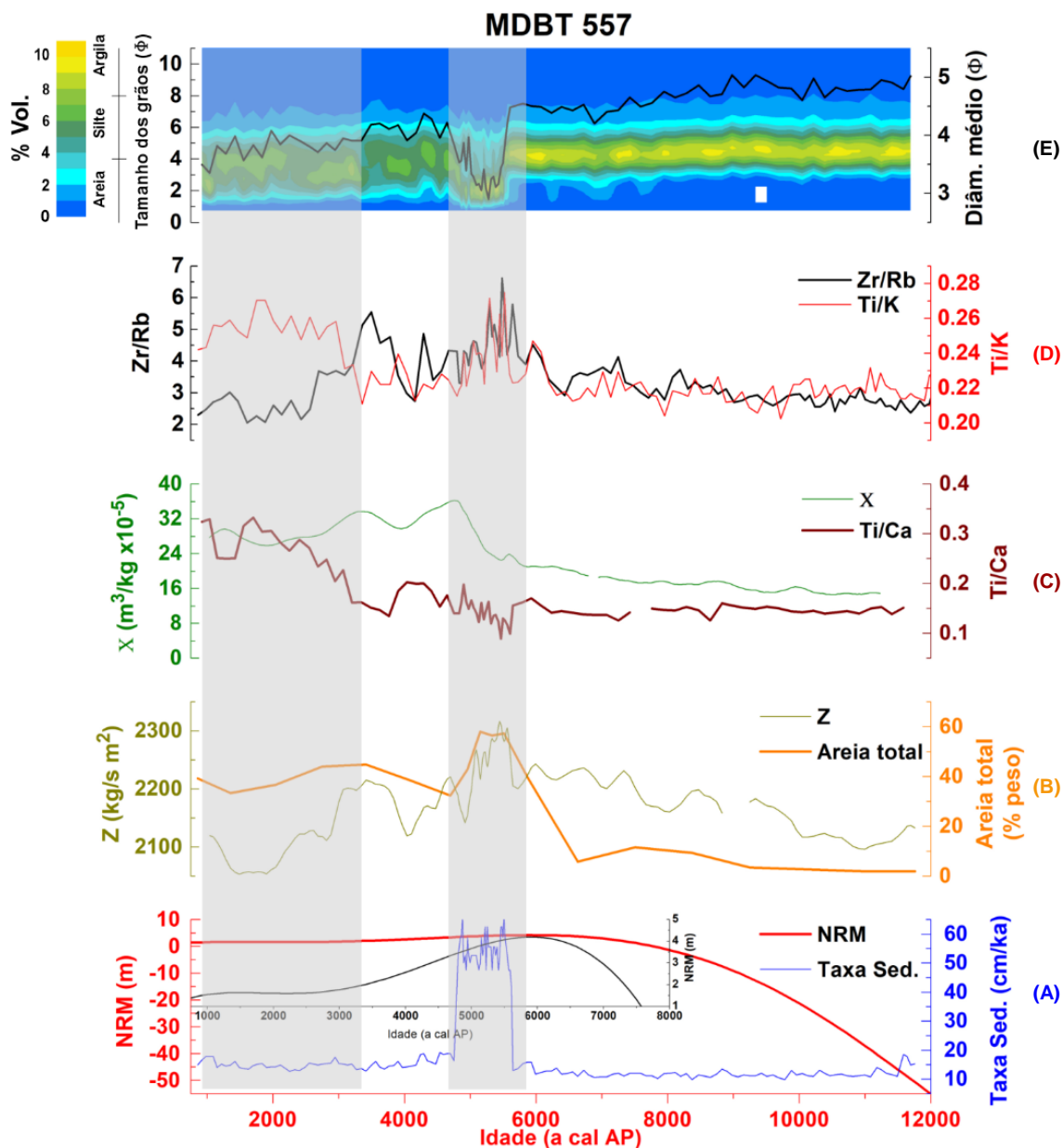


Figura 39. Variação ao longo do testemunho MDBT 557 de: (A) taxa de sedimentação; (B) densidade γ e conteúdo total de areia; (C) *proxies* de aporte terrígeno (Ti/Ca e χ); (D) *proxies* de intensidade de intemperismo químico (Ti/K) e do tamanho dos grãos (Zr/Rb); (E) distribuição granulométrica e tamanho médio dos grãos. A curva de variação do NRM para o holoceno aparece no painel (A) na base da figura, e o *inset* mostra a mesma variação do NRM para os últimos 8000 anos com escala vertical maior.

O segundo intervalo, é marcado por uma subida abrupta de alguns *proxies*, principalmente no 557. No entanto, a SM e a impedância experimentam uma queda nos testemunhos 556 e 565. A duração difere conforme o

testemunho, sendo que no 560 (Figura 41) a SM continua em um patamar alto até o topo do testemunho.

Segue-se um período compreendido aproximadamente entre 4.400 e 3.400 anos cal AP no qual, no testemunho 557 a distribuição granulométrica alterna fases de unimodal e bimodal, com granocrescência ascendente, passando de lama arenosa para areia lamosa.

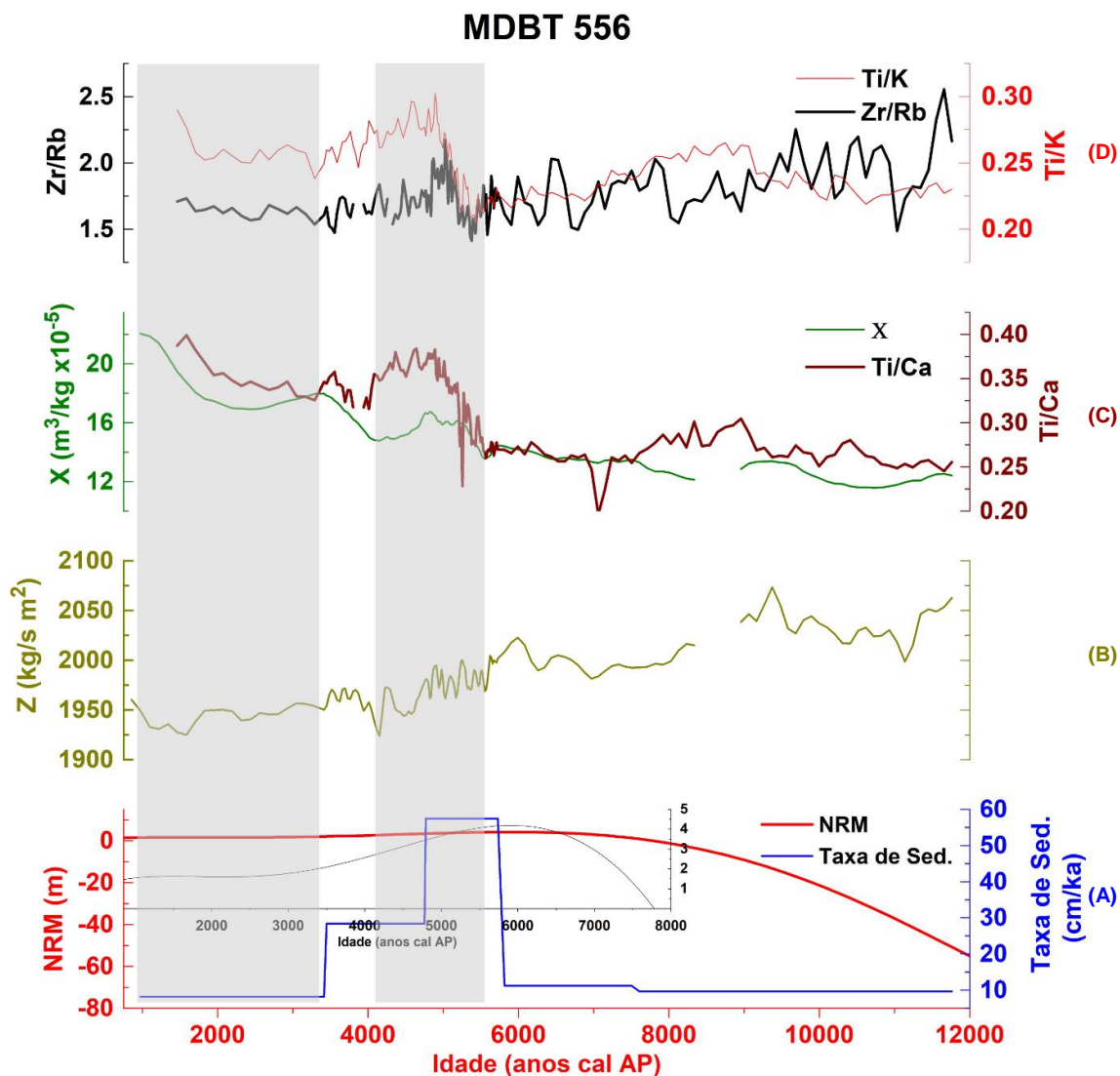


Figura 40. Variação ao longo do testemunho MDBT 556 de: (A) taxa de sedimentação; (B) densidade γ ; (C) *proxies* de aporte terrígeno (Ti/Ca e χ); (D) *proxies* de intemperismo químico (Ti/K) e do tamanho das partículas detríticas (Zr/Rb); A curva de variação do NRM para o holoceno aparece no painel (A) na base da figura, e o *inset* mostra a mesma variação do NRM para os últimos 8000 anos com escala vertical maior

Ao mesmo tempo , ocorrem oscilações de relativa alta amplitude nos *proxies* de tamanho dos grãos, enquanto as taxas de sedimentação retornam a valores próximos dos iniciais, ficando em torno de 14 cm/ka. Esta fase não é observada no MDBT 565 (Figura 42).

O período mais recente, com início entre 3.000 em 3.400 anos cal AP caracteriza-se por uma marcada subida nos valores dos *proxies* tanto de ação intempérica (Ti/K), como de aporte terrígeno (Ti/Ca), com diminuição da impedância acústica.

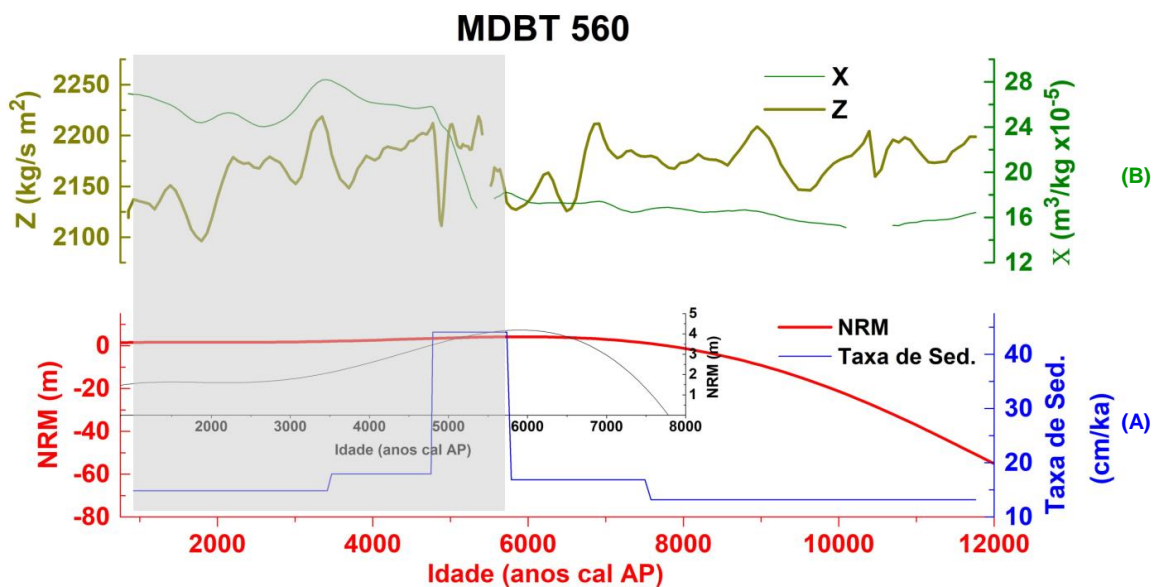


Figura 41. Variação ao longo do testemunho MDBT 556 de: (A) taxa de sedimentação; (B) densidade γ e SM. A curva de variação do NRM para o holoceno aparece no painel (A) na base da figura, e o *inset* mostra a mesma variação do NRM para os últimos 8000 anos com escala vertical maior

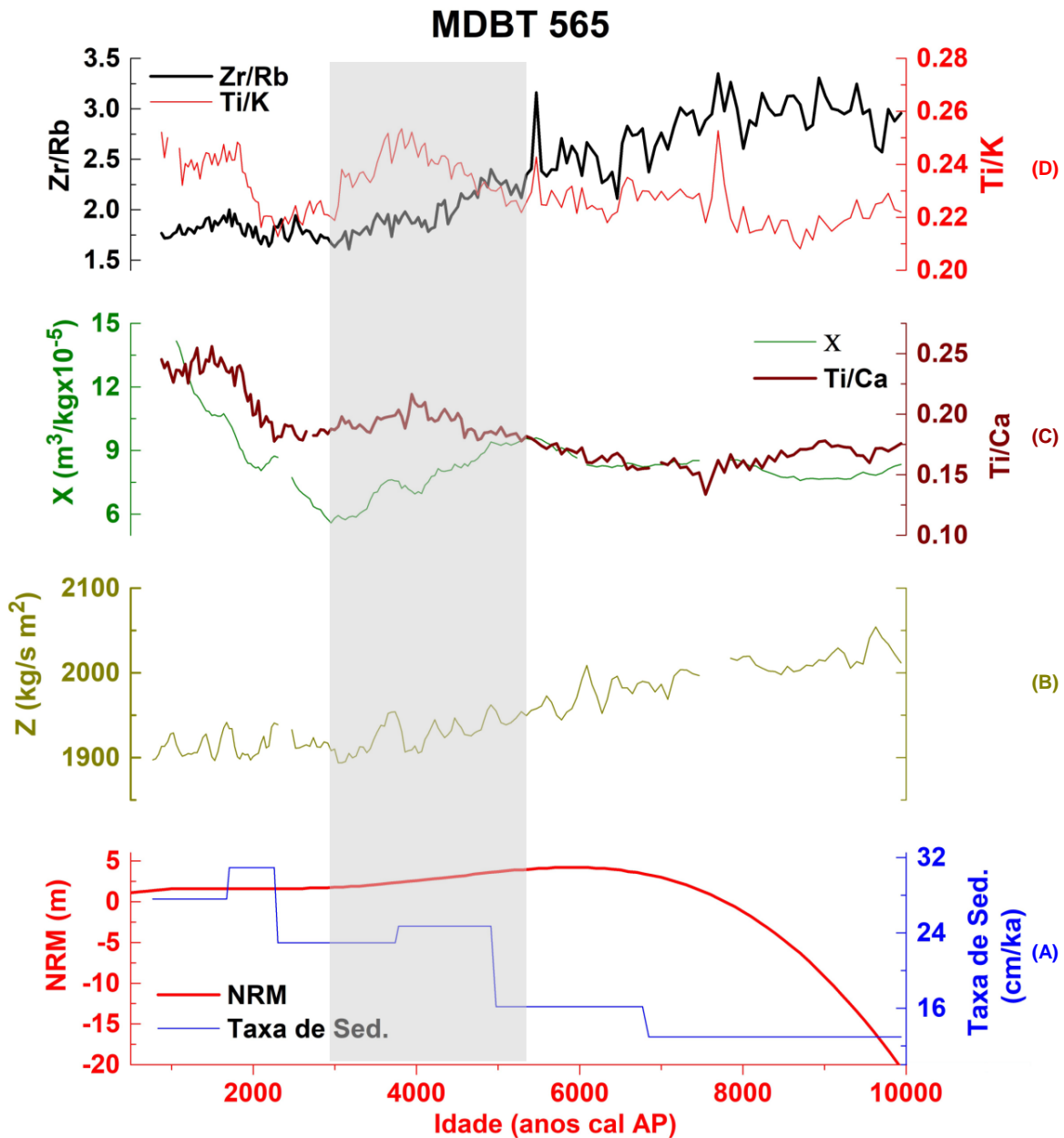


Figura 42. Variação ao longo do testemunho MDBT 565 de: (A) taxa de sedimentação; (B) densidade γ ; (C) *proxies* de aporte terrígeno (Ti/Ca e χ); (D) *proxies* de intensidade de intemperismo químico (Ti/K) e do tamanho das partículas detríticas (Zr/Rb).

6.5 Testemunhos do extremo Sul – Isóbata de 90 m

6.5.1 Granulometria, elementos maiores e propriedades físicas

A distribuição granulométrica do testemunho MDBT 561 é bimodal entre a base e 4.000 anos cal AP, com moda principal de 2,75 Φ e secundária de 3,75

Φ até 7.000 anos cal AP, quando a situação se inverte e a moda principal passa a estar centralizada em 3,75 Φ (Figura 43 E). A partir de 4.000 anos cal AP a distribuição é unimodal, centralizada em 4,125 Φ .

No intervalo em que ocorrem os sedimentos mais arenosos, também se registram as menores taxas de sedimentação (Figura 43 A) e os valores mais altos da razão Zr/Rb, *proxy* de tamanho dos grãos (Figura 43 D). É durante essa fase onde se observam as maiores variações de Ti/K (Figura 43 D). A SM não acompanha as variações de aporte terrígeno evidenciadas pela razão Ti/Ca (Figura 43 C). Inclusive, observa-se uma inversão de fase muito clara no mínimo local de Ti/Ca em torno de 8700 anos cal AP.

No seguinte intervalo, que coincide com o período de máximo transgressivo (Figura 43 A) e que se estende de aproximadamente 7.000 até 3.900 anos cal AP observa-se que, embora os valores dos *proxies* de aporte terrígeno (Figura 43 C) oscilem relativamente pouco, essa oscilação é mutuamente oposta. Já as razões Zr/Rb e Ti/K (Figura 43 D) passam por um período de relativa estabilidade, com leve tendência de descida da razão Zr/Rb. Durante esse intervalo continua tendência decrescente da curva de impedância (Figura 43 B).

Durante a fase mais recente, com início marcado por volta de 3.900 anos cal AP, o NRM estabiliza-se em torno de 2 m acima do nível atual, enquanto se observa uma forte diminuição dos valores de impedância (30% da variação total), acompanhada também de uma queda da areia total.

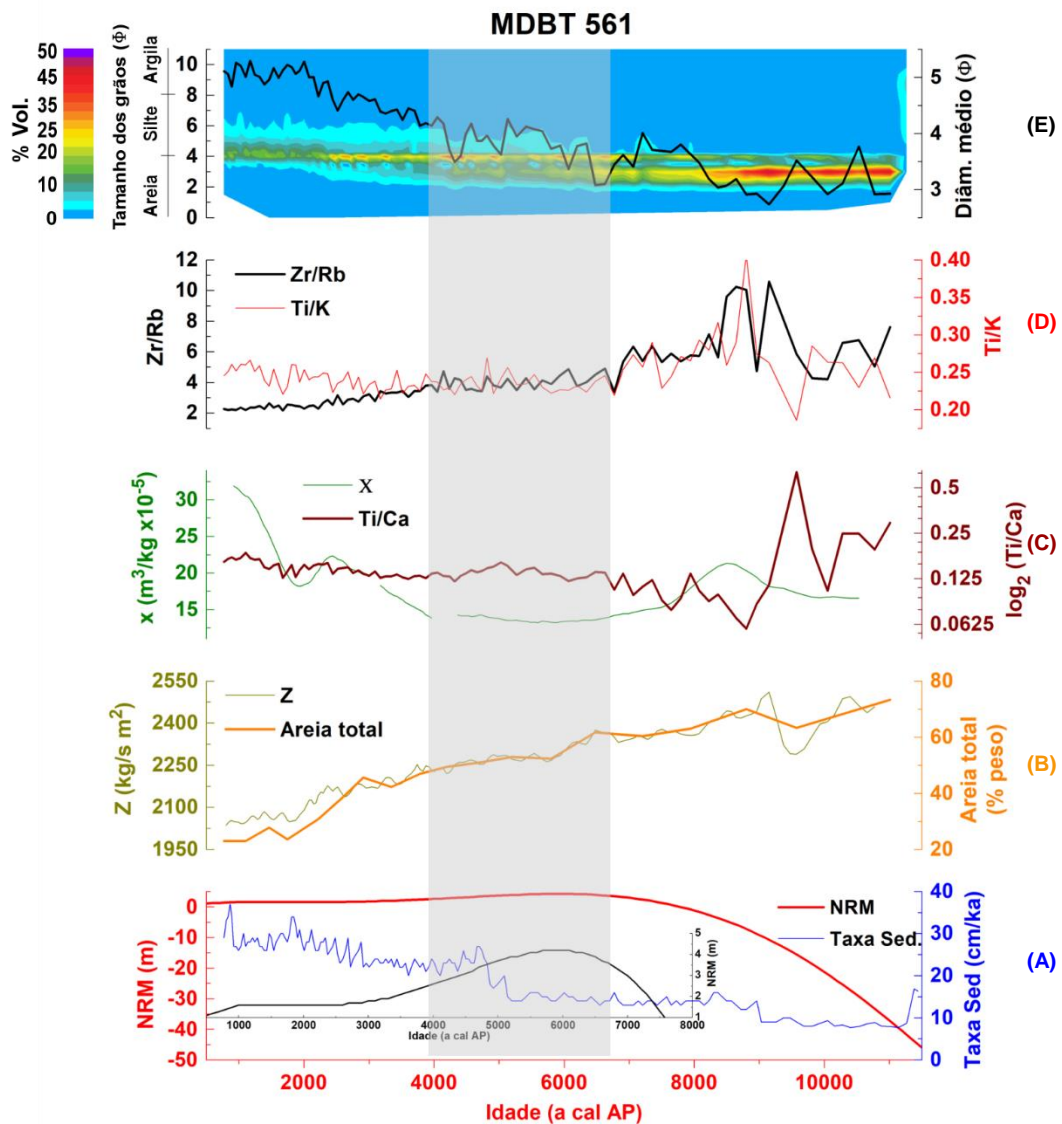


Figura 43. Variação ao longo do testemunho MDBT 561 de: (A) taxa de sedimentação; (B) densidade γ e conteúdo total de areia; (C) *proxies* de aporte terrígeno (Ti/Ca e χ) e do tamanho dos grãos (Zr/Rb); (D) *proxy* de intensidade de intemperismo químico (Ti/K); (E) distribuição granulométrica e tamanho médio dos grãos. A curva de variação do NRM para o holoceno aparece no painel (A) na base da figura, e o *inset* mostra a mesma variação do NRM para os últimos 8000 anos com escala vertical maior.

A razões Ti/Ca e Ti/K experimentam uma leve inflexão, dando início a uma tendência de subida, acompanhada de um forte aumento da SM. A razão Zr/Rb diminui acompanhando o diâmetro médio dos grãos.

6.6 Testemunhos do extremo Sul – Quebra da plataforma

O testemunho MDBT 562 (Figura 44) mostra duas fases, com a mais antiga entre a base do testemunho e aproximadamente 4.500 anos cal AP, caracterizada pela estabilidade e pelos baixos valores dos *proxies* de aporte terrígeno e da razão Ti/K. Por sua vez, tanto a impedância acústica quanto a razão Zr/Rb alcançam os mais altos valores durante este período.

O início da segunda fase é marcado por uma inflexão nos perfis de SM e Ti/Ca que assumem uma tendência ascendente. Ao mesmo tempo, ocorrem picos de alta amplitude de Ti/K e Zr/Rb e impedância, estes dois últimos modulados por uma tendência de queda de maior comprimento de onda.

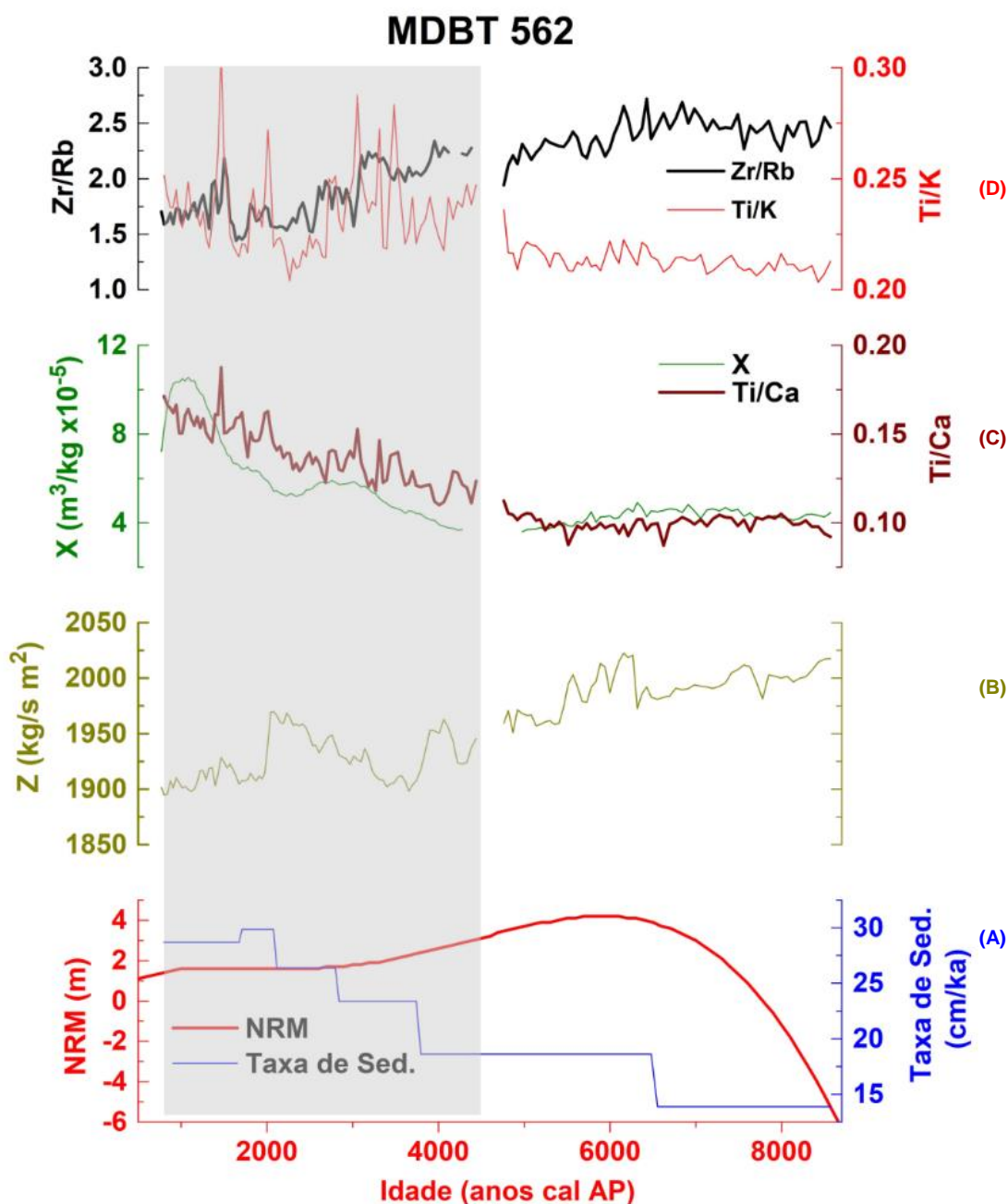


Figura 44. Variação ao longo do testemunho MDBT 562 de: (A) taxa de sedimentação; (B) densidade γ ; (C) *proxies* de aporte terrígeno (Ti/Ca e χ); (D) *proxies* de intensidade de intemperismo químico (Ti/K) e do tamanho das partículas detríticas (Zr/Rb).

6.7 Testemunhos de latitudes médias – Isóbata de 90 m

A distribuição granulométrica no testemunho 576 (Figura 45) apresenta uma fase basal bimodal que dura até 4550 anos cal AP, com a moda mais forte centralizada em 5ϕ e uma moda secundária centralizada em $-0,5 \phi$. Essa moda

principal, representada por sedimentos lamosos, com amplo predomínio de silte será é dominante ao longo de todo o testemunho.

Durante esse mesmo intervalo correspondente ao máximo transgressivo, tanto a impedância, quanto o conteúdo de areia total e a razão Zr/Rb apresentam os valores máximos, ao mesmo tempo que a razão Ti/Ca mostra valores pouco acima dos mínimos. O *proxy* de intensidade de intemperismo químico (Ti/K Figura 45) tem nessa e na seguinte fase os valores mais baixos. A razão Zr/Rb inicia uma tendência de queda que só estabilizará no topo do testemunho.

Segue-se um período de aproximadamente 2.200 anos de duração, de relativa estabilidade no aporte de material terrígeno representado pela razão Ti/Ca que atinge os valores mais baixos. De forma contrária, durante esse intervalo, a SM permanece constante em valores relativamente altos. A impedância acompanha a queda na contribuição de areia, fato que também se vê representado pela tendência de descida do diâmetro médio dos grãos.

O início do intervalo mais recente está marcado por uma forte inflexão nos valores das razões Ti/Ca e Ti/K, assim como também tem lugar o início da subida das taxas de sedimentação. Tudo isso ocorre de forma concomitante com uma nova fase de distribuição bimodal dos sedimentos, aumentando de forma leve a contribuição das classes arenosas.

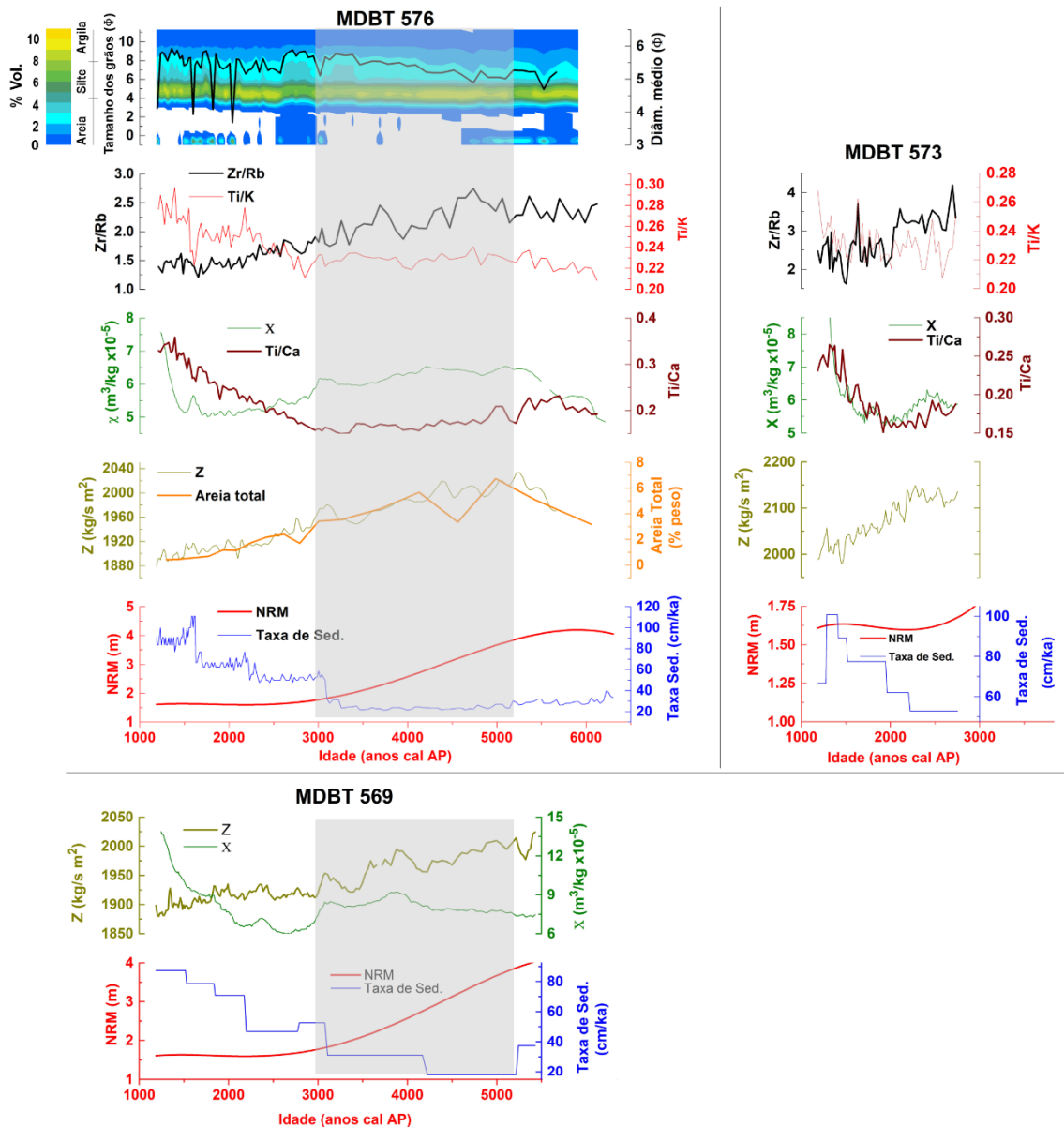


Figura 45. **Acima esquerda:** variação ao longo do testemunho MDBT 561 da taxa de sedimentação, densidade γ e conteúdo total de areia, *proxies* de aporte terrígeno (Ti/Ca e χ), *proxy* de intensidade de intemperismo químico (Ti/K), e do tamanho dos grãos (Zr/Rb) e distribuição granulométrica e tamanho médio dos grãos. A curva de variação do NRM para o holoceno aparece no painel na base da figura. **Acima direita:** variação ao longo do testemunho MDBT 573 da taxa de sedimentação, densidade γ , *proxies* de aporte terrígeno (Ti/Ca e χ), *proxy* de intensidade de intemperismo químico (Ti/K), e do tamanho das partículas detríticas (Zr/Rb). **Embaixo:** Variação ao longo do testemunho MDBT 569 da taxa de sedimentação, impedância acústica e susceptibilidade magnética.

6.8 Testemunhos do extremo Norte – Isóbata de 90 m

6.8.1 Granulometria, elementos maiores e propriedades físicas

De forma análoga aos testemunhos 561 e 576, o 378 (Figura 46) exhibe três fases. A mais antiga, que dura até aproximadamente 5200 anos cal AP e que coincide com a fase transgressiva, caracteriza-se por uma distribuição bimodal dos sedimentos, com modas centralizadas em 3,7 e 4 ϕ .

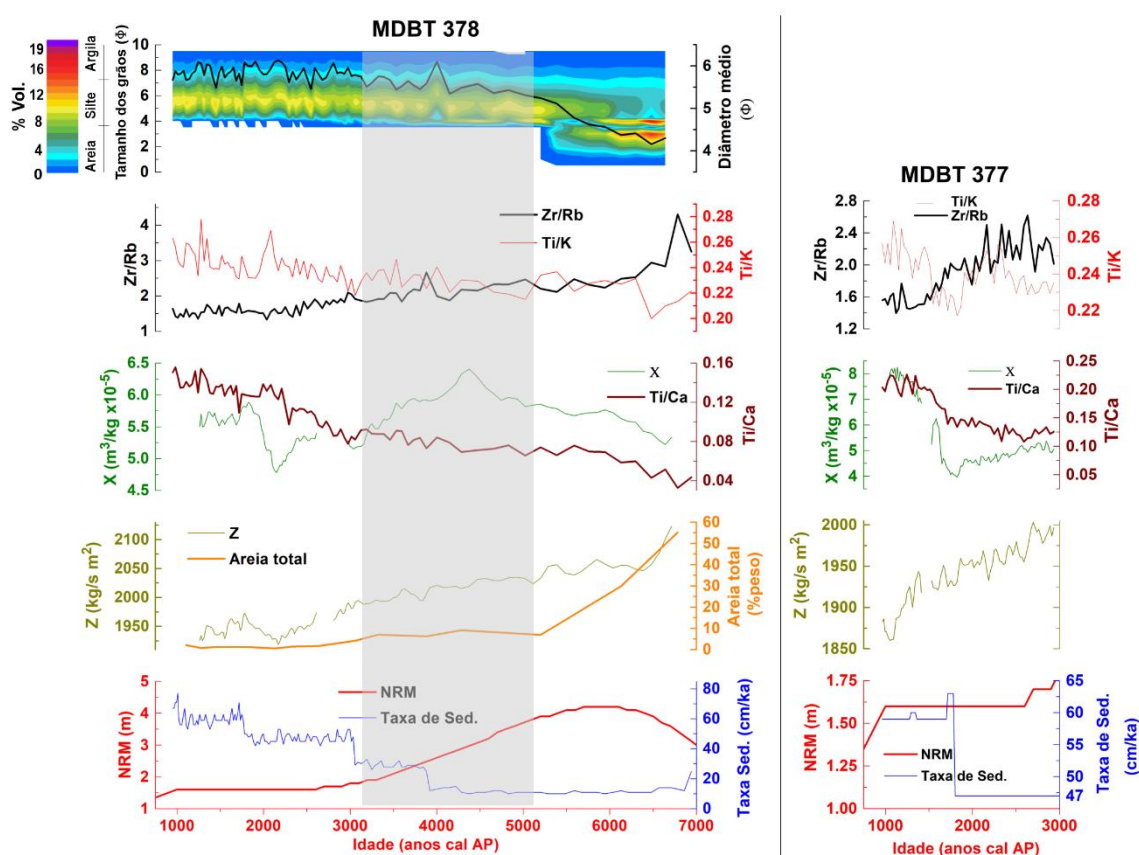


Figura 46. **Direita:** Variação ao longo do testemunho MDBT 378 da taxa de sedimentação, densidade γ e conteúdo total de areia, *proxies* de aporte terrígeno (Ti/Ca) e do tamanho dos grãos (Zr/Rb), *proxies* de intensidade de intemperismo químico (Ti/K), distribuição granulométrica e tamanho médio dos grãos. A curva de variação do NRM para o holoceno aparece no painel na base da figura. **Esquerda:** Variação ao longo do testemunho MDBT 377 da taxa de sedimentação, densidade γ e conteúdo total de areia, *proxies* de aporte terrígeno (Ti/Ca) e do tamanho dos grãos (Zr/Rb) e *proxies* de intensidade de intemperismo químico (Ti/K). A curva de variação do NRM para o holoceno aparece no painel na base da figura

Durante esse mesmo período observa-se ainda uma forte queda tanto da areia total (de 55 até 5% em peso) quanto do diâmetro médio dos sedimentos detríticos. Essa queda é acompanhada por uma diminuição dos valores de impedância e da razão Zr/Rb, ao mesmo tempo que aumenta o aporte de material detrítico refletido pela razão Ti/Ca e a SM.

No intervalo compreendido entre 5.200 e 3.100 anos cal AP distribuição granulométrica assume um caráter unimodal, com amplo predomínio das classes siltosas, situação que se mantém até o topo do testemunho. As razões metal/metal passam por um período de relativa estabilidade, enquanto a SM alcança o máximo em 4.400 anos cal AP.

Finalmente, durante os últimos 3000 anos, tanto a curva da razão Ti/Ca quanto as de intensidade do intemperismo químico, estas últimas representadas pela razão Ti/K, sofrem uma inflexão e iniciam uma forte tendência de subida. Já a impedância alcança os valores mínimos, junto com a razão Zr/Rb. Este intervalo mais recente coincide com o período de estabilização do NRM em torno de 1,5 m acima do nível atual.

6.9 Implicações paleoceanográficas e climáticas

Está bem consolidado o fato de o Rio da Prata (RdP) ser a principal fonte de sedimentos da PSB desde o Holoceno médio (Bícego et al., 2021; Gyllencreutz et al., 2010; Mahiques et al., 2004; Mahiques et al., 2008, 2009; Mathias et al., 2014; Nagai et al., 2014; Razik et al., 2015). Assim, parece razoável pensar que o testemunho MDBT 557 tenha a maior proporção de sedimentos mais grossos, devido a sua proximidade da área fonte e às prováveis condições hidrodinâmicas singulares que atuam nessa região: Conforme

Campos et al. (2008), a Frente subtropical de Plataforma (FSTP) (Piola et al., 2000; 2008; Bender et al., 2013) poderia atuar como uma barreira para os sedimentos arenosos descarregados pelo RdP. Nesse sentido, Bender et al. (2013) op. cit. e Razik et al. (2013) reportam uma migração com direção norte da FSTP entre 9.400 a 7.200 anos cal AP, condicente com o aumento durante esse período do diâmetro médio dos sedimentos e da impedância acústica do testemunho 557 (Figura 39).

Esses dois autores também observam a ocorrência de um período de estabilidade na posição norte da FSTP que se manteve durante os seguintes 4.000 anos. Isso poderia estar relacionado com o rápido aumento da taxa de sedimentação que aparece no 557 entre 5.900 e 4.900, assim como com o contínuo aumento da proporção da fração de sedimentos siltico-arenosos.

As existência das oscilações da FSTP não são um consenso, já que o mecanismo invocado para explica-las recai sobre a intensificação e/ou deslocamento Norte-Sul do cinturão de ventos de Oeste. No entanto, Piola et al. (2008) mostram que a FSTP permanece aproximadamente na mesma posição independentemente do regime de ventos predominante. Além disso, Möller et al. (2008) propõem que o que é modulado pelos regimes de ventos é o local para onde a pluma do Prata é vertida (plataforma continental a Leste do estuário do RdP, ou latitudes mais baixas ao longo da PSB) e o alcance da pluma na PSB. Assim, sem entrar no mérito de qual desses dois fenômenos responde pela variabilidade observada no aporte da fração mais grossa no testemunho 557, parece claro que em última instância, o regime de ventos é a principal forçante que controla a distribuição dos sedimentos.

Ainda no que diz respeito à distribuição granulométrica ao longo da plataforma, se por um lado as frações arenosas ficam confinadas ao extremo Sul, no extremo Norte observa-se quase total ausência de argila. Isso pode ser explicado em parte pelo efeito de 'enceradeira' proposto por Mahiques et al. (2004) que a Corrente do Brasil exerce sobre essa região. Apesar de que originalmente isso foi proposto para a quebra da plataforma e plataforma externa, não pode ser descartada a existência de meandros dessa corrente que adentram na plataforma externa.

A baixa deposição de sedimentos argilosos no extremo Sul também é uma questão que não está clara. Nesse sentido, Piola et al. (2008) mostram que na camada de fundo ocorrem intrusões de Água Tropical, mais cálida e salina, transportada na direção Sul pela Corrente do Brasil, que acabam se misturando com o fluxo Norte da pluma do Prata. Essas intrusões poderiam estar por trás de um mecanismo de remobilização que limitaria a deposição da fração mais fina. Outra hipótese radica na possibilidade da fração fina ser mantida em suspensão e transportada para áreas mais profundas pelos meandros da Corrente do Brasil (Schattner et al., 2020).

A susceptibilidade magnética é outro parâmetro que evidencia uma relação de dependência tanto com a proximidade da fonte quanto com o controle hidrodinâmico sobre a sedimentação. Isso pode ser visto nos perfis da isóbata de 60 m e de 90 m (Figura 7 e Figura 11) que mostram uma diminuição da SM para o norte da SM. Isso concorda com as conclusões do trabalho de Nagai et al. (2014b) que, por meio de análises mineralógicas da fração argilosa e da atividade do ^{40}K e do ^{137}Cs de sedimentos de superfície, observa a diminuição paulatina da influência da pluma do RdP também em direção ao norte da PSB e

para a plataforma externa e talude. Nesse trabalho, os autores propõem que essa distribuição responde à ação conjunta da CCB transportando os sedimentos descarregados pelo RdP, e da CB que traria sedimentos mais argilosos, carbonáticos, de outros setores mais ao norte já fora dos domínios da PSB.

Independentemente da variabilidade dos sedimentos ao longo da PSB, um elemento comum em alguns dos testemunhos é o aumento da taxa de sedimentação que se observa entre o 6 e 4,5 ka cal AP, e que ocorre de forma concomitante com uma mudança na sedimentação marcada pelo início de deposição de sedimentos mais siltosos, em detrimento da fração arenosa. Isso é visível tanto na granulometria, quanto na razão Zr/Rb e na impedância acústica (Figura 40 a 44). Além do tamanho dos grãos, a razão Ti/Ca e a SM indicam que também a composição dos sedimentos sofre uma mudança durante esse período relacionada com a instalação da pluma do Rio da Prata.

O mecanismo por trás do estabelecimento do RdP como a principal fonte de sedimentos para a PSB responde em primeiro lugar ao último ciclo transgressivo-regressivo do NRM da seguinte maneira: Por um lado, como observado por Lantzsch et al. (2014), durante o período de mar baixo e até 9,5 ka cal AP, os sedimentos carregados pelo RdP eram depositados diretamente sobre o Cone do Rio Grande (CRG). Posteriormente, à medida que o nível do mar subia, a sedimentação no CRG passa a ser dominada por sedimentos arenosos de origem andina inicialmente depositados na plataforma continental da Argentina e transportados por correntes costeiras favorecidas pelos ventos dominantes (Gyllencreutz et al., 2010).

Por outro lado, quando o NRM atinge o máximo entre 6 e 7 ka cal AP, a região atualmente ocupada pelo estuário do RdP foi completamente afogada (Prieto et al., 2017), deslocando a interface da água doce com a salgada, a zona de floculação e os depocentros em direção ao continente Cavallotto (2004). Dessa maneira, a exportação de sedimentos ficou limitada a alguns depocentros dentro do próprio paleocanal do RdP, e a sedimentação na porção Sul da PSB passou a ser dominada pelo material transportado pela Água Subantártica de Plataforma, a partir da região pampeana argentina (Razik et al., 2015). É durante essa fase que Bicego et al. (2021) observam uma quase supressão do aporte de material terrígeno indicado pelas razões alcanol 24-30/TOC, alcanos 25-33/TOC e *Carbon Preference Index* (CPI).

Entre 6 e 5 ka cal AP, quando o nível do mar começou novamente a descer para se estabilizar em níveis próximos do atual, os sedimentos capturados na bacia hidrográfica do RdP começaram novamente a ser depositados ao longo plataforma continental. De fato, Mathias et al. (2014) observam uma transição na natureza dos minerais magnéticos, que de corresponder a depósitos eólicos de origem andina, passam a ser predominantemente produto do intemperismo das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná.

Em torno de 3 ka cal AP observa-se um último aumento nas taxas de sedimentação que vem acompanhado de uma inflexão nos perfis de SM, Ti/Ca e Ti/K, evidenciando um aumento do aporte de material terrígeno e do intemperismo químico. Uma vez que a abundância de K está diretamente relacionada com condições de baixo intemperismo químico, alta razão Ti/K indica condições de alta umidade e temperatura. Portanto, essa inflexão registrada nos

perfis indica o início da transição para as condições climáticas quentes e úmidas do Holoceno superior características da região Sudeste do Brasil (Behling et al., 2004; Iriarte, 2006).

O trabalho publicado por Mahiques et al. (2009) foi o primeiro a reportar um período de transição em torno dessa idade com as mesmas características que as observadas no presente trabalho. Os autores propuseram que o aumento da taxa de sedimentação, da produtividade primária e do aporte terrígeno eram devidos principalmente a mudanças no regime de ventos associadas oscilações nas condições de umidade.

Na mesma linha, Razik et al.(2013) atribuem o aumento do aporte de material terrígeno à intensificação do Sistema de Monções da América do Sul (SMAS) e a uma maior variabilidade do El Niño.

Bernal et al. (2016) também vincularam essas novas condições com um aumento da intensidade do SMAS, propondo que o mecanismo responsável por trás dessa intensificação é o aumento da insolação. Essa conclusão vai ao encontro das observações de (Cruz et al., 2005) que demonstraram que existe uma correlação muito próxima entre fases de alta insolação do verão e intensificação do SMAS.

Segundo Chiessi et al. (2010), as oscilações de $\delta^{18}\text{O}$ observadas na caverna de Botuverá estão relacionadas com variações na precipitação, observando ainda que os altos valores observado durante o Holoceno correspondem a água proveniente da bacia amazônica que, segundo os autores, demonstra uma intensificação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). O pico de $\delta^{18}\text{O}$ entre 5,5 a 5 ka cal AP que aparece no trabalho desses autores coincide com o pico de alta taxa de sedimentação, alto conteúdo de areia

e alta razão Ti/K do testemunho MDBT 557 (Figura 39). No entanto, nesse mesmo intervalo a razão Ti/Ca não mostra o comportamento esperado para uma situação de alto aporte de material terrígeno, possivelmente em função de um efeito de diluição produzido por um aumento simultâneo do Ca (Figura 47), provavelmente relacionado com o estabelecimento de condições oceânicas mais intensas durante o máximo transgressivo do Holoceno médio.

Nesse sentido, Gyllencreutz et al. (2010) chamam a atenção para o fato de que durante esse período transgressivo, devido à retração da zona de descarga de água doce, pode ter diminuído ou até cessado o efeito de 'barreira hidráulica' que hoje exerce o RdP sobre o fluxo para norte da Corrente das Malvinas (Mahiques et al., 2008), possibilitando o transporte de sedimentos mais arenosos para a PSB. Assim, é possível que o que se observa no testemunho MDBT 557 seja a resultante da combinação dos sedimentos mais arenosos carregados pela Corrente da Patagônia/Malvinas, com um sinal climático do sudeste do Brasil.

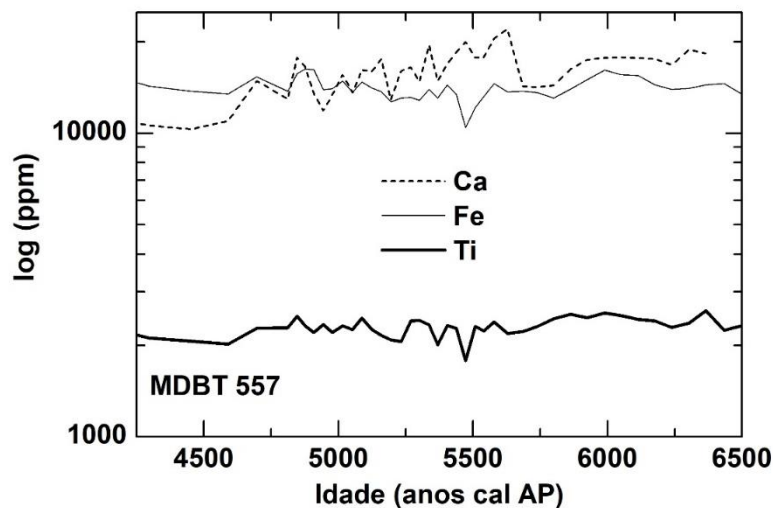


Figura 47. Variação da abundância de Ca, Fe e Ti ao longo do testemunho MDBT 5557, entre 4500 e 6.500 anos cal AP.

7 Conclusões

No presente trabalho foi realizada uma análise multi-proxy sobre quatro testemunhos sedimentares coletados entre 33,8°S e 25,1°S. A partir da correlação das características texturais com as propriedades físicas, notadamente a velocidade de propagação das ondas P, foi possível determinar uma uniformidade no padrão de sedimentação ao longo de toda a área de estudo, que consiste na diminuição do tamanho dos grãos entre o Holoceno médio e o superior. Essa variação granulométrica também é sugerida pela diminuição da razão Zr/Rb durante o Holoceno superior.

Essa variação pode ser atribuída ao afogamento do estuário do Rio da Prata durante a transgressão do Holoceno médio, que permitiu o ingresso de sedimentos de origem eólica, mais arenosos, transportados a partir da plataforma argentina. A partir de aproximadamente 4.000 anos cal AP, com a regressão marinha, passam a ser dominantes os sedimentos siltsos descarregados pelo RdP.

É provável que essa mesma boa correlação entre as propriedades físicas e texturais tenha mascarado a assinatura física da variação da taxa de sedimentação, cabendo também a possibilidade de que tenha sido apagada pelo adensamento dos sedimentos por compactação.

Os valores decrescentes de susceptibilidade magnética na direção norte mostram uma diminuição latitudinal da influência da sedimentação terrígena. Isso vai ao encontro ao fato já bem documentado em outros trabalhos de o Rio da Prata ser a principal fonte de sedimentos da PSB, desde o Holoceno médio.

Foi observado que as propriedades físicas têm um bom potencial para realizar correlações litoestratigráficas em escala muito menor que aquelas marcadas por grandes mudanças climáticas ou eventos tectônicos.

As datações por radiocarbono e as correlações litoestratigráficas permitem observar o estabelecimento praticamente síncrono da sedimentação holocênica, entre o extremo sul da PSB e a porção norte do Embaiamento de São Paulo.

8 Referências

- Abril, J.-M., 2011. Could bulk density profiles provide information about recent sedimentation rates? *Journal of Paleolimnology* 46, 173–186. doi:10.1007/s10933-011-9520-2
- Angulo, R., Lessa, G., Souza, M., 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews* 25, 486–506. doi:10.1016/j.quascirev.2005.03.008
- Araujo, A.G.M., Neves, W.A., Piló, L.B., Atui, J.P.V., 2005. Holocene Dryness and Human Occupation in Brazil During the “Archaic Gap.” *Quaternary Research* 64, 298–307. doi:10.1016/j.yqres.2005.08.002
- Archie, G.E., 1942. Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics. *Society of Petroleum Engineers Journal* 146, 9. doi:10.2118/942054-G
- Arculus, R.J., Ishizuka, O., Bogus, K., 2015. Site U1438. *Proceedings of the International Ocean Discovery Program*, vol. 351. doi:10.14379/iodp.proc.351.2015
- Ayres, A., Theilen, F., 1999. Relationship between P- and S-wave velocities and geological properties of near-surface sediments of the continental slope of the Barents Sea. *Geophysical Prospecting* 47, 431–441. doi:10.1046/j.1365-2478.1999.00129.x
- Bae, S.H., Kim, D.C., Lee, G.S., Kim, G.Y., Kim, S.P., Seo, Y.K., Kim, J.C., 2014. Physical and acoustic properties of inner shelf sediments in the South Sea, Korea. *Quaternary International* 344, 125–142. doi:10.1016/j.quaint.2014.03.058

- Behling, H., Pillar, V.D., Orlóci, L., Bauermann, S.G., 2004. Late Quaternary Araucaria forest, grassland (Campos), fire and climate dynamics, studied by high-resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of the Cambará do Sul core in southern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 203, 277–297. doi:10.1016/S0031-0182(03)00687-4
- Bender, V.B., Hanebuth, T.J.J., Chiessi, C.M., 2013. Holocene shifts of the Subtropical Shelf Front off southeastern South America controlled by high and low latitude atmospheric forcings: SUBTROPICAL SHELF FRONT PALEOCEANOGRAPHY. *Paleoceanography* 28, 481–490. doi:10.1002/palo.20044
- Bernal, J.P., Cruz, F.W., Stríkis, N.M., Wang, X., Deininger, M., Catunda, M.C.A., Ortega-Obregón, C., Cheng, H., Edwards, R.L., Auler, A.S., 2016. High-resolution Holocene South American monsoon history recorded by a speleothem from Botuverá Cave, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters* 450, 186–196. doi:10.1016/j.epsl.2016.06.008
- Bícego, M.C., Santos, F.R., Andrade Furlan, P.C. de, Lourenço, R.A., Taniguchi, S., Mello e Sousa, S.H. de, Nagai, R.H., Cavalcante, A.B.L., Figueira, R.C.L., Wainer, I.K.C., Mahiques, M.M. de, 2021. Mid- to late-Holocene analysis of the influence of the La Plata River plume on the southwestern Atlantic shelf: A paleoenvironmental reconstruction based on lipid biomarkers and benthic foraminifera. *The Holocene* 095968362110417. doi:10.1177/09596836211041727

- Blaauw, M., Christen, J.A., 2011. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis* 6. doi:10.1214/11-BA618
- Boyce, R.E., 1968. Electrical resistivity of modern marine sediments from the Bering Sea. *Journal of Geophysical Research* 73, 4759–4766. doi:10.1029/JB073i014p04759
- Brand, J.R., Lanier, D.L., Berger, W.J., Kasch, V.R., Young, A.G., 2003. Relationship Between Near Seafloor Seismic Amplitude, Impedance, and Soil Shear Strength Properties and Use in Prediction of Shallow Seated Slope Failure. In: All Days. Presented at the Offshore Technology Conference, OTC, Houston, Texas, p. OTC-15161-MS. doi:10.4043/15161-MS
- Breitzke, M., 2006. Physical Properties of Marine Sediments. In: Schulz, H.D., Zabel, M. (Eds.), *Marine Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg, pp. 27–71. doi:10.1007/3-540-32144-6_2
- Buchan, S., McCann, D.M., Smith, D.T., 1972. Relations between the acoustic and geotechnical properties of marine sediments. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 5, 265–284. doi:10.1144/GSL.QJEG.1972.005.03.04
- Burk, C.A., Drake, C.L. (Eds.), 1974. *The Geology of Continental Margins*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. doi:10.1007/978-3-662-01141-6

- Campos, E.J.D., Gonçalves, J.E., Ikeda, Y., 1995. Water mass characteristics and geostrophic circulation in the South Brazil Bight: Summer of 1991. *Journal of Geophysical Research* 100, 18537. doi:10.1029/95JC01724
- Campos, E.J.D., Mulkherjee, S., Piola, A.R., Carvalho, F.M.S. de, 2008a. A note on a mineralogical analysis of the sediments associated with the Plata River and Patos Lagoon outflows. *Continental Shelf Research* 28, 1687–1691. doi:10.1016/j.csr.2008.03.014
- Campos, E.J.D., Piola, A.R., Matano, R.P., Miller, J.L., 2008b. PLATA: A synoptic characterization of the southwest Atlantic shelf under influence of the Plata River and Patos Lagoon outflows. *Continental Shelf Research* 28, 1551–1555. doi:10.1016/j.csr.2008.03.007
- Casas, D., Ercilla, G., Lykousis, V., Ioakim, C., Perissoratis, C., 2006. Physical properties and their relationship to sedimentary processes and texture in sediments from mud volcanoes in the Anaximander Mountains (Eastern Mediterranean). *Scientia Marina* 70, 643–659. doi:10.3989/scimar.2006.70n4643
- Castro Filho, B.M. de, Miranda, L.B. de, Miyao, S.Y., 1987. Condições hidrográficas na plataforma continental ao largo de Ubatuba: variações sazonais e em média escala. *Boletim do Instituto Oceanográfico* 35, 135–151. doi:10.1590/S0373-55241987000200004
- Cavallotto, J., 2004. Sea-level fluctuations during the last 8600 years in the de la Plata river (Argentina). *Quaternary International* 114, 155–165. doi:10.1016/S1040-6182(03)00050-8

- Chi, J., Mienert, J., 1996. Linking physical property records of Quaternary sediments to Heinrich events. *Marine Geology* 131, 57–73. doi:10.1016/0025-3227(95)00144-1
- Chiessi, C.M., Mulitza, S., Pätzold, J., Wefer, G., 2010. How different proxies record precipitation variability over southeastern South America. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* 9, 012007. doi:10.1088/1755-1315/9/1/012007
- Christillin, P., 1986. Nuclear Compton scattering. *Journal of Physics G: Nuclear Physics* 12, 837–851. doi:10.1088/0305-4616/12/9/008
- Conin, M., Henry, P., Bourlange, S., Raimbourg, H., Reuschlé, T., 2011. Interpretation of porosity and LWD resistivity from the Nankai accretionary wedge in light of clay physicochemical properties: Evidence for erosion and local overpressuring: POROSITY AND LWD RESISTIVITY FROM NANKAI. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 12, n/a-n/a. doi:10.1029/2010GC003381
- Cruz, F.W., Burns, S.J., Karmann, I., Sharp, W.D., Vuille, M., Cardoso, A.O., Ferrari, J.A., Silva Dias, P.L., Viana, O., 2005. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature* 434, 63–66. doi:10.1038/nature03365
- Dias, C.A.P., Kim, B.S.M., Figueira, R.C.L., Ferreira, P.A.L., Silva, S.C. da, Mahiques, M.M. de, Bicego, M.C., 2023. Geochemical characterization and assessment of contamination in mud depocenters from the southern Brazilian shelf. *Continental Shelf Research* 257, 104971. doi:10.1016/j.csr.2023.104971

- DNER, 1994. DNER-ME 093/94 Solos - determinação da densidade real.
- Evans, M.E., Heller, F., 2003. Environmental magnetism. Principles and applications of enviromagnetics, 1st ed. Academic Press.
- Figueiredo Jr., A.G., Madureira, L.S.P., 2004. Topografia, composição, refletividade do substrato marinho e identificação de províncias sedimentares na Região Sudeste-Sul do Brasil, Série Documentos REVIZEE, SCORE Sul. Instituto Oceanográfico - USP, São Paulo.
- Folk, R.L., Ward, W.C., 1957. Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research* 27, 3–26. doi:10.1306/74D70646-2B21-11D7-8648000102C1865D
- Fralick, P.W., Kronberg, B.I., 1997. Geochemical discrimination of elastic sedimentary rock sources. *Sedimentary Geology* 113, 111–124. doi:10.1016/S0037-0738(97)00049-3
- Franco-Fraguas, P., Burone, L., Mahiques, M., Ortega, L., Urien, C., Muñoz, A., López, G., Marin, Y., Carranza, A., Lahuerta, N., Mello, C. de, 2014. Hydrodynamic and geomorphological controls on surface sedimentation at the Subtropical Shelf Front / Brazil–Malvinas Confluence transition off Uruguay (Southwestern Atlantic Continental Margin). *Marine Geology* 349, 24–36. doi:10.1016/j.margeo.2013.12.010
- Galvão, W.F.L., Klein, A.H.D.F., Mahiques, M.M.D., Hein, C.J., Sousa, L.A.P.D., Cooper, A., Green, A., 2023. Holocene barrier overstepping, estuarine rollover and drainage merging in a sub-tropical bay. *Marine Geology* 462, 107076. doi:10.1016/j.margeo.2023.107076

- Graw, J.H., Wood, W.T., Phrampus, B.J., 2021. Predicting Global Marine Sediment Density Using the Random Forest Regressor Machine Learning Algorithm. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 126. doi:10.1029/2020JB020135
- Gyllencreutz, R., Mahiques, M.M., Alves, D.V.P., Wainer, I.K.C., 2010. Mid- to late-Holocene paleoceanographic changes on the southeastern Brazilian shelf based on grain size records. *The Holocene* 20, 863–875. doi:10.1177/0959683610365936
- Haan, C.T., Barfield, B.J., Hayes, J.C., 1994. Sediment Properties and Transport. In: *Design Hydrology and Sedimentology for Small Catchments*. Elsevier, pp. 204–237. doi:10.1016/B978-0-08-057164-5.50011-6
- Hagelberg, T., N. Shackleton, Pias, N., Shipboard Scientific Party (Eds.), 1992. Proceedings of the Ocean Drilling Program, 138 Initial Reports, Proceedings of the Ocean Drilling Program. Ocean Drilling Program. doi:10.2973/odp.proc.ir.138.1992
- Hamilton, E.L., 1963. Sediment sound velocity measurements made in situ from Bathyscaph *Trieste*. *Journal of Geophysical Research* 68, 5991–5998. doi:10.1029/JZ068i021p05991
- Hamilton, E.L., 1970. Sound velocity and related properties of marine sediments, North Pacific. *Journal of Geophysical Research* 75, 4423–4446. doi:10.1029/JB075i023p04423
- Hamilton, E.L., 1971. Elastic properties of marine sediments. *Journal of Geophysical Research* 76, 579–604. doi:10.1029/JB076i002p00579

- Hamilton, E.L., 1978. Sound velocity–density relations in sea-floor sediments and rocks. *The Journal of the Acoustical Society of America* 63, 366–377. doi:10.1121/1.381747
- Hamilton, E.L., Bachman, R.T., 1982. Sound velocity and related properties of marine sediments. *J. Acoust. Soc. Am.* 72, 14.
- Hammer, O., Harper, D.A.T., Ryan, P.D., 2001. PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Palaeontologia Electronica* 4, 9.
- Hanebuth, T.J.J., Lantsch, H., Nizou, J., 2015. Mud depocenters on continental shelves—appearance, initiation times, and growth dynamics. *Geo-Marine Letters* 35, 487–503. doi:10.1007/s00367-015-0422-6
- Hanebuth, T.J.J., King, M.L., Lobo, F.J., Mendes, I., 2021. Formation history and material budget of holocene shelf mud depocenters in the Gulf of Cadiz. *Sedimentary Geology* 421, 105956. doi:10.1016/j.sedgeo.2021.105956
- Hogg, A.G., Heaton, T.J., Hua, Q., Palmer, J.G., Turney, C.S., Southon, J., Bayliss, A., Blackwell, P.G., Boswijk, G., Bronk Ramsey, C., Pearson, C., Petchey, F., Reimer, P., Reimer, R., Wacker, L., 2020. SHCal20 Southern Hemisphere Calibration, 0–55,000 Years cal BP. *Radiocarbon* 62, 759–778. doi:10.1017/RDC.2020.59
- Iriarte, J., 2006. Vegetation and climate change Since 14,810 14C yr B.P. in southeastern uruguay and implications for the rise of early Formative societies. *Quaternary Research* 65, 20–32. doi:10.1016/j.yqres.2005.05.005

- Iriondo, M.H., Garcia, N.O., 1993. Climatic variations in the Argentine plains during the last 18,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 101, 209–220. doi:10.1016/0031-0182(93)90013-9
- Jansen, J.H.F., Van Der Gaast, S.J., Koster, B., Vaars, A.J., 1998. CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores. *Marine Geology* 151, 143–153. doi:10.1016/S0025-3227(98)00074-7
- Kim, G.Y., Kim, D.C., Yoo, D.G., Shin, B.K., 2011. Physical and geoacoustic properties of surface sediments off eastern Geoje Island, South Sea of Korea. *Quaternary International* 230, 21–33. doi:10.1016/j.quaint.2009.07.028
- Kim, G.Y., Park, K.J., Lee, G.S., Yoo, D.G., Kong, G.S., 2019. Physical property characterization of quaternary sediments in the vicinity of the paleo-Seomjin River of the continental shelf of the South Sea, Korea. *Quaternary International* 503, 153–162. doi:10.1016/j.quaint.2018.09.002
- Kowsmann, O.R., Costa, M.P.A., 1974. Interpretação de testemunhos coletados na Margem Continental Sul Brasileira durante a operação GEOMAR VI. In: *Anais Do XXVIII Congresso Sociedade Brasileira de Geologia, Simpósios*. Presented at the XXVIII Congresso Sociedade Brasileira de Geologia, Porto Alegre, pp. 297–304.
- Kowsmann, O.R., Costa, M.P.A., Vicalvi, M.A., Gambôa, L.A.P., 1977a. PROJETO REMAC Evolucao sedimentar holocênica da plataforma continental e do talude sul do Brasil. *Série Projeto REMAC* 2, 96.

- Kowsmann, R.O., Costa, M.P.A., Vivalvi, M.A., Coutinho, M.G.N., Gambôa, L.A.P., 1977b. Evolução sedimentar holocênica da plataforma continental sul do Brasil, Remac. Rio de Janeiro.
- Lal, R., Shukla, M.K., 2004. Principles of Soil Physics, 1st ed. Marcel Dekker. Inc., New York.
- Lantzsch, H., Hanebuth, T.J.J., Chiessi, C.M., Schwenk, T., Violante, R.A., 2014. The high-supply, current-dominated continental margin of southeastern South America during the late Quaternary. *Quaternary Research* 81, 339–354. doi:10.1016/j.yqres.2014.01.003
- Liu, Q., Roberts, A.P., Larrasoña, J.C., Banerjee, S.K., Guyodo, Y., Tauxe, L., Oldfield, F., 2012. Environmental magnetism: Principles and applications. *Reviews of Geophysics* 50. doi:10.1029/2012RG000393
- Maffione, M., Morris, A., 2017. The onset of fabric development in deep marine sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 474, 32–39. doi:10.1016/j.epsl.2017.06.018
- Mahiques, M.M., Tessler, M.G., Maria Ciotti, A., Silveira, I.C.A. da, Sousa, S.H. de M. e, Figueira, R.C.L., Tassinari, C.C.G., Furtado, V.V., Passos, R.F., 2004. Hydrodynamically driven patterns of recent sedimentation in the shelf and upper slope off Southeast Brazil. *Continental Shelf Research* 24, 1685–1697. doi:10.1016/j.csr.2004.05.013
- Mahiques, M.M., Tassinari, C.C.G., Marcolini, S., Violante, R.A., Figueira, R.C.L., Silveira, I.C.A. da, Burone, L., Mello e Sousa, S.H. de, 2008. Nd and Pb isotope signatures on the Southeastern South American upper margin:

Implications for sediment transport and source rocks. *Marine Geology* 250, 51–63. doi:10.1016/j.margeo.2007.11.007

Mahiques, M.M., Coaracy Wainer, I.K., Burone, L., Nagai, R., Mello e Sousa, S.H. de, Lopes Figueira, R.C., Almeida da Silveira, I.C., Bicego, M.C., Vicente Alves, D.P., Hammer, Ø., 2009. A high-resolution Holocene record on the Southern Brazilian shelf: Paleoenvironmental implications. *Quaternary International* 206, 52–61. doi:10.1016/j.quaint.2008.09.010

Mahiques, M.M., Sousa, S.H.M., Burone, L., Nagai, R.H., Silveira, I.C.A., Figueira, R.C.L., Soutelino, R.G., Ponsoni, L., Klein, D.A., 2011. Radiocarbon geochronology of the sediments of the São Paulo Bight (southern Brazilian upper margin). *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 83, 817–834. doi:10.1590/S0001-37652011005000028

Mahiques, M.M. de, Almeida da Silveira, I.C., Mello e Sousa, S.H. de, Rodrigues, M., 2002. Post-LGM sedimentation on the outer shelf–upper slope of the northernmost part of the São Paulo Bight, southeastern Brazil. *Marine Geology* 181, 387–400. doi:10.1016/S0025-3227(01)00225-0

Mahiques, M.M. de, Coaracy Wainer, I.K., Burone, L., Nagai, R., Mello e Sousa, S.H. de, Lopes Figueira, R.C., Almeida da Silveira, I.C., Bicego, M.C., Vicente Alves, D.P., Hammer, Ø., 2009. A high-resolution Holocene record on the Southern Brazilian shelf: Paleoenvironmental implications. *Quaternary International* 206, 52–61. doi:10.1016/j.quaint.2008.09.010

Mahiques, M.M. de, Sousa, S.H. de M. e, Furtado, V.V., Tessler, M.G., Toledo, F.A. de L., Burone, L., Figueira, R.C.L., Klein, D.A., Martins, C.C., Alves, D.P.V., 2010. The Southern Brazilian shelf: general characteristics,

quaternary evolution and sediment distribution. *Brazilian Journal of Oceanography* 58, 25–34. doi:10.1590/S1679-87592010000600004

Mahiques, M.M. de, Hanebuth, T.J.J., Nagai, R.H., Bicego, M.C., Figueira, R.C.L., Sousa, S.H.M., Burone, L., Franco-Fraguas, P., Taniguchi, S., Salaroli, A.B., Dias, G.P., Prates, D.M., Freitas, M.E.F., 2017. Inorganic and organic geochemical fingerprinting of sediment sources and ocean circulation on a complex continental margin (São Paulo Bight, Brazil). *Ocean Science* 13, 209–222. doi:10.5194/os-13-209-2017

Mahiques, M.M. de, Figueira, R.C.L., Sousa, S.H. de M., Santos, R.F. dos, Ferreira, P.A. de L., Kim, B.S.M., Cazzoli y Goya, S., Matos, M.C.S.N. de, Bicego, M.C., 2020. Sedimentation on the southern Brazilian shelf mud depocenters: Insights on potential source areas. *Journal of South American Earth Sciences* 100, 102577. doi:10.1016/j.jsames.2020.102577

Mahiques, M.M. de, Goya, S.C. y, Matos, M.C. da S.N. de, Oliveira, R.A.U. de, Kim, B.S.M., Ferreira, P.A. de L., Figueira, R.C.L., Bicego, M.C., 2021. Grain-size end-members and environmentally sensitive grain-size components: A comparative study in the mud shelf depocenters off southern Brazil. *International Journal of Sediment Research* 36, 317–327. doi:10.1016/j.ijsrc.2020.07.004

Martínez, S., Rojas, A., 2013. Relative sea level during the Holocene in Uruguay. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 374, 123–131. doi:10.1016/j.palaeo.2013.01.010

- Mathias, G.L., Nagai, R.H., Trindade, R.I.F., Mahiques, M.M. de, 2014. Magnetic fingerprint of the late Holocene inception of the Río de la Plata plume onto the southeast Brazilian shelf. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 415, 183–196. doi:10.1016/j.palaeo.2014.03.034
- Möller, O.O., Piola, A.R., Freitas, A.C., Campos, E.J.D., 2008. The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. *Continental Shelf Research* 28, 1607–1624. doi:10.1016/j.csr.2008.03.012
- Nafe, J.E., Drake, C.L., 1961. PHYSICAL PROPERTIES OF MARINE SEDIMENTS. Lamont Geological Observatory.
- Nagai, R.H., Sousa, S.H.M., Mahiques, M.M., 2014a. Chapter 5 The southern Brazilian shelf. *Geological Society, London, Memoirs* 41, 47–54. doi:10.1144/M41.5
- Nagai, R.H., Ferreira, P.A.L., Mulkherjee, S., Martins, M.V., Figueira, R.C.L., Sousa, S.H.M., Mahiques, M.M., 2014b. Hydrodynamic controls on the distribution of surface sediments from the southeast South American continental shelf between 23°S and 38°S. *Continental Shelf Research* 89, 51–60. doi:10.1016/j.csr.2013.09.016
- Nagai, R.H., Chiessi, C.M., Kuhnert, H., Sousa, S.H.M., Wainer, I.E.K.C., Figueira, R.C.L., Mahiques, M.M., 2020. South Brazilian Bight mid- to late Holocene hydrographic fluctuations. *Geo-Marine Letters* 40, 1045–1055. doi:10.1007/s00367-019-00616-9
- Narantsetseg, B., Kim, G.Y., Kim, J., Chang, T.S., Lee, G.S., Choi, H., Kim, S.-P., 2014. Physical property variations related to seismic units in the

offshore sediments of the Heuksan Mud Belt, southeastern Yellow Sea, Korea. *Quaternary International* 344, 97–108. doi:10.1016/j.quaint.2014.03.037

Neto, A.A., Teixeira Mendes, J. de N., Souza, J.M.G. de, Redusino, M., Leandro Bastos Pontes, R., 2013. Geotechnical Influence on the Acoustic Properties of Marine Sediments of the Santos Basin, Brazil. *Marine Georesources & Geotechnology* 31, 125–136. doi:10.1080/1064119X.2012.669815

Orellana, E., 1972. *Prospección geoelectrica en corriente contínua*. Paraninfo, Madrid.

Ortiz, J.D., Rack, F.R., 1999. Non-Invasive Sediment Monitoring Methods. In: Abrantes, F., Mix, A.C. (Eds.), *Reconstructing Ocean History*. Springer US, Boston, MA, pp. 343–380. doi:10.1007/978-1-4615-4197-4_20

Pettijohn, F.J., 1941. Persistence of Heavy Minerals and Geologic Age. *The Journal of Geology* 49, 610–625. doi:10.1086/624992

Pimenta, F.M., Campos, E.J.D., Miller, J.L., Piola, A.R., 2005. A numerical study of the Plata River plume along the southeastern South American continental shelf. *Brazilian Journal of Oceanography* 53, 129–146. doi:10.1590/S1679-87592005000200004

Piola, A.R., Campos, E.J.D., Möller, O.O., Charo, M., Martinez, C., 2000. Subtropical Shelf Front off eastern South America. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 105, 6565–6578. doi:10.1029/1999JC000300

Piola, A.R., Möller, O.O., Guerrero, R.A., Campos, E.J.D., 2008. Variability of the subtropical shelf front off eastern South America: Winter 2003 and summer

2004. *Continental Shelf Research* 28, 1639–1648.
doi:10.1016/j.csr.2008.03.013
- Presti, M., De Santis, L., Busetti, M., Harris, P.T., 2003. Late Pleistocene and Holocene sedimentation on the George V Continental Shelf, East Antarctica. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 50, 1441–1461. doi:10.1016/S0967-0645(03)00068-7
- Prieto, A.R., Mourelle, D., Peltier, W.R., Drummond, R., Vilanova, I., Ricci, L., 2017. Relative sea-level changes during the Holocene in the Río de la Plata, Argentina and Uruguay: A review. *Quaternary International* 442, 35–49. doi:10.1016/j.quaint.2016.02.044
- Rack, F.R., Bloemendal, J., Wolf-Welling, T.C.W., O'Connell, S., Cremer, M., Winkler, A., Black, K., Hood, J., 1996. 34. DEVELOPMENT OF PHYSICAL PROPERTIES RELATIONSHIPS, INTERHOLE COMPOSITE DEPTH PROFILES, AND SEDIMENTOLOGY GROUND TRUTHING OF MULTI-SENSOR CORE MEASUREMENTS: A SYNTHESIS OF RESULTS. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 151, 32.
- Razik, S., Chiessi, C.M., Romero, O.E., Dobeneck, T. von, 2013. Interaction of the South American Monsoon System and the Southern Westerly Wind Belt during the last 14kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 374, 28–40. doi:10.1016/j.palaeo.2012.12.022
- Razik, S., Govin, A., Chiessi, C.M., Dobeneck, T. von, 2015. Depositional provinces, dispersal, and origin of terrigenous sediments along the SE South American continental margin. *Marine Geology* 363, 261–272. doi:10.1016/j.margeo.2015.03.001

- Reed, A.H., Faas, R.W., Allison, M.A., Calliari, L.J., Holland, K.T., O'Reilly, S.E., Vaughan, W.C., Alves, A., 2009. Characterization of a mud deposit offshore of the Patos Lagoon, southern Brazil. *Continental Shelf Research* 29, 597–608. doi:10.1016/j.csr.2009.02.001
- Reimer, P.J., Reimer, R.W., 2001. A Marine Reservoir Correction Database and On-Line Interface. *Radiocarbon* 43, 461–463. doi:10.1017/S0033822200038339
- Revil, A., Cathles, L.M., Losh, S., Nunn, J.A., 1998. Electrical conductivity in shaly sands with geophysical applications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 103, 23925–23936. doi:10.1029/98JB02125
- Reynolds, J.M., 1997. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. John Willey & Sons Ltd., Baffins Lane, Chichester.
- Rider, M.H., 2006. *The geological interpretation of well logs*, 2. ed., rev.reprinted. ed. Rider-French Consulting, Sutherland.
- Rothwell, R.G., Rack, F.R., 2006. New techniques in sediment core analysis: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications* 267, 1–29. doi:10.1144/GSL.SP.2006.267.01.01
- Schattner, U., José Lobo, F., López-Quirós, A., Passos Nascimento, J.L., Mahiques, M.M., 2020. What feeds shelf-edge clinoforms over margins deprived of adjacent land sources? An example from southeastern Brazil. *Basin Research* 32, 293–301. doi:10.1111/bre.12397
- Shumway, G., 1960. SOUND SPEED AND ABSORPTION STUDIES OF MARINE SEDIMENTS BY A RESONANCE METHOD. *GEOPHYSICS* 25, 451–467. doi:10.1190/1.1438717

- Silveira, I.C.A. da, Schmidt, A.C.K., Campos, E.J.D., Godoi, S.S. de, Ikeda, Y., 2000. A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia* 48, 171–183. doi:10.1590/S1413-77392000000200008
- Souza, R.B. de, Robinson, I.S., 2004. Lagrangian and satellite observations of the Brazilian Coastal Current. *Continental Shelf Research* 24, 241–262. doi:10.1016/j.csr.2003.10.001
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Reimer, R.W., 2021. CALIB 8.2 [WWW program].
- Suguio, K., Martin, L., 1978. Quaternary marine formations of the states of São Paulo and southern Rio de Janeiro. Presented at the INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY- Special Publication N°1, Brazilian National Working Group for the IGCP-61, São Paulo, pp. 1–55.
- Sun, Z., Fan, Z., Zhu, C., Li, K., Sun, Z., Song, X., Xue, L., Liu, H., Jia, Y., 2023. Study on the Relationship between Resistivity and the Physical Properties of Seafloor Sediments Based on the Deep Neural Learning Algorithm. *Journal of Marine Science and Engineering* 11, 937. doi:10.3390/jmse11050937
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., 1990. *Applied Geophysics*, 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge.
- Thompson, R., Oldfield, F., 1986. *Environmental magnetism*. Allen & Unwin, London Boston Sydney.
- Tian, Y., Chen, Z., Hou, Z., Luo, Y., Xu, A., Yan, W., 2019. Geoacoustic provinces of the northern South China Sea based on sound speed as predicted from

sediment grain sizes. *Marine Geophysical Research* 40, 571–579.
doi:10.1007/s11001-019-09387-5

Timoszczuk, C.T., Santos, F.R. dos, Araújo, L.D., Taniguchi, S., Lourenço, R.A., Mahiques, M.M. de, Lima Ferreira, P.A. de, Lopes Figueira, R.C., Neves, P.A., Prates, D., Bicego, M.C., 2021. Historical deposition of PAHs in mud depocenters from the Southwestern Atlantic continental shelf: The influence of socio-economic development and coal consumption in the last century. *Environmental Pollution* 284, 117469.
doi:10.1016/j.envpol.2021.117469

Vaz, A.C., Möller, O.O., Almeida, L., 2006. ANÁLISE QUANTITATIVA DA DESCARGA DOS RIOS AFLUENTES DA LAGOA DOS PATOS. *Atlântica* 28, 13–23.

Worthington, P.F., 1993. The uses and abuses of the Archie equations, 1: The formation factor-porosity relationship. *Journal of Applied Geophysics* 30, 215–228. doi:10.1016/0926-9851(93)90028-W

Xie, X., Zheng, H.-B., Qiao, P.-J., 2014. Millennial climate changes since MIS 3 revealed by element records in deep-sea sediments from northern South China Sea. *Chinese Science Bulletin* 59, 776–784. doi:10.1007/s11434-014-0117-9

Zabel, M., Schneider, R.R., Wagner, T., Adegbe, A.T., Vries, U. de, Kolonic, S., 2001. Late Quaternary Climate Changes in Central Africa as Inferred from Terrigenous Input to the Niger Fan. *Quaternary Research* 56, 207–217.
doi:10.1006/qres.2001.2261