



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
INSTITUTO DE CIÊNCIAS DO MAR
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS MARINHAS TROPICAIS

MARIANA SILVESTRE MARTINS

INDICADORES PALEOAMBIENTAIS DO ESTUÁRIO DO RIO JAGUARIBE

FORTALEZA

2024

MARIANA SILVESTRE MARTINS

INDICADORES PALEOAMBIENTAIS DO ESTUÁRIO DO RIO JAGUARIBE

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Marinhas Tropicais da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Ciências Marinhas Tropicais. Área de Concentração: Ciência, Tecnologia e Gestão Costeira e Oceânica.

Orientador: Prof. Dr. Luiz Drude de Lacerda.
Coorientadora: Profa. Dra. Rozane Valente Marins.

FORTALEZA
2024

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Sistema de Bibliotecas
Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

M344i Martins, Mariana Silvestre.

Indicadores paleoambientais do estuário do Rio Jaguaribe / Mariana Silvestre Martins. – 2024.
115 f. : il. color.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Instituto de Ciências do Mar, Programa de Pós-Graduação em Ciências Marinhas Tropicais, Fortaleza, 2024.

Orientação: Prof. Dr. Luiz Drude de Lacerda.

Coorientação: Profa. Dra. Rozane Valente Marins.

1. Mudanças Climáticas. 2. Metais. 3. Antropoceno. 4. Sedimentos Lacustres. I. Título.

CDD 551.46

MARIANA SILVESTRE MARTINS

INDICADORES PALEOAMBIENTAIS DO ESTUÁRIO DO RIO JAGUARIBE

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Marinhas Tropicais da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Ciências Marinhas Tropicais. Área de Concentração: Ciência, Tecnologia e Gestão Costeira e Oceânica.

Aprovada em: 22/03/2024

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Luiz Drude de Lacerda (Orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dra. Lidriana de Souza Pinheiro
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. José Marcus de Oliveira Godoy
Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro (PUC-Rio)

A Deus.
Aos meus pais, Francisco Martins e Rita de
Cássia.

AGRADECIMENTOS

A Deus, por todas as portas abertas que encontrei ao longo dos últimos anos, todos os livramentos e todas as graças. A Nossa Senhora da Imaculada Conceição, que me cobriu com seu manto de amor e compaixão. Agradeço por toda a força, paciência e conhecimento que me permitiram adquirir até aqui, e rogo que continuem a zelar por mim nos anos que virão.

Ao professor Dr. Luiz Drude de Lacerda e a professora Dra. Rozane Valente Marins, pela oportunidade de desenvolver esse trabalho e pela orientação, atenção e encorajamento.

Ao professor Dr. José Marcus Godoy e a professora Dra. Lidriana de Souza Pinheiro, por aceitarem fazer parte da banca de defesa deste trabalho. Agradeço também ao professor Dr. Tristan Rousseau e a Dra. Thays Santos por terem feito parte da banca de qualificação do presente trabalho em agosto de 2023.

Ao Laboratório de Biogeoquímica Costeira, onde realizei as análises e pude contar com todo o suporte para o meu desenvolvimento pessoal, acadêmico e científico. A FUNCAP pelo fomento da bolsa de mestrado acadêmico durante dois anos.

Aos meus pais, Francisco e Rita, pelo amor, carinho e apoio em toda essa jornada. Aos meus sobrinhos, Bárbara, Valentina e Anderson pelas brincadeiras e ternura que nunca pouparam em demonstrar por mim. Aos meus parentes, pelas festas, conversas, fofquinhas, mas também amor e cumplicidade.

A Letícia Paulino, por sempre me dar um abraço quando eu precisava, por todas as palavras de motivação, a cumplicidade e a paciência. Você é única e simplesmente incrível. A Débora Gordiano por todas as conversas longas, saidinhas e risadas que já demos juntas. A Andréia Campos por estar comigo desde o começo do mestrado, lado a lado em todas as etapas, até chegando cedinho para fazer análise de Hg comigo, nos surtos e nas alegrias. Agradeço também aos meus amigos Felipe, Dávila, Camille e Wesleandro.

Ao Igor Hamid, por ter tido toda a paciência do mundo em me ensinar sobre o manuseio da absorção e da Nipon, por todas as semanas intensas de análise e por todos os ensinamentos sobre paleo, como também por toda a ajuda no campo. Pelo campo, também agradeço ao César, Thays e Mariany, por toda ajuda naquele dia intenso e nas duas horas tentando tirar um testemunho sob o sol das 14 horas. A Isabelle e a Andréa, por todos os cafezinhos e apoio diariamente.

Ao BTS, Seventeen, Stray Kids e todos os grupos de k-pop que embalaram dias e noites adentro enquanto escrevia o trabalho.

A todos, muito obrigada!

RESUMO

O Rio Jaguaribe é vital para o Ceará, fornecendo recursos hídricos para atividades econômicas sociais, enquanto suas variações históricas e ambientais revelam sua sensibilidade ao clima, destacando a necessidade de estudos mais amplos e precisos para compreender suas mudanças ao longo do tempo. Este estudo visa identificar proxies paleoambientais em sedimentos lacustres no estuário do Rio Jaguaribe, associados a mudanças ambientais naturais e/ou antropogênicas, abrangendo o Holoceno Tardio e o Antropoceno, estando ligado ao ODS 13 sobre mudanças climáticas. A metodologia iniciou com a coleta de testemunhos sedimentares em dois lagos com características distintas, sendo um paleocanal (LRJ1) e outro com aporte fluvial inconstante (LRJ2). As análises realizadas foram a determinação radioquímica de ^{210}Pb , o teor de matéria orgânica e as concentrações dos metais Al, Ba, Cr, Cu, Fe, Hg, Mn, Ni, Pb, Sr, V e Zn, além da composição elementar e isotópica da matéria orgânica. A datação aponta para sedimentos depositados a partir de 1970 até o presente. Os proxies apresentaram o mesmo comportamento de deposição entre si e uma correlação positiva com o Al, indicando o aporte detrítico como principal carreador para o ambiente deposicional. A abordagem multi-proxy mostrou-se fundamental para evitar equívocos na interpretação pela correlação entre os proxies. Os indicadores de aporte detrítico (Al e Fe) e salinidade (Sr/Ba) utilizados para paleohidrologia e paleoclima revelaram períodos úmidos e secos, e um balanço hídrico positivo e negativo. Ambos os testemunhos apresentaram um ponto de diminuição constante do aporte detrítico a partir de 2003, ano de inauguração do Açude Castanhão, sendo possível afirmar uma redução do aporte de sedimentos proveniente do fluxo fluvial reduzido pelo açude. Os indicadores de paleoredox (Mn/Fe, V/Ni e V/Cr) apresentaram divergência quanto à sua aplicação entre os lagos. Entre eles, o V/Ni mostrou ser o indicador paleoredox mais confiável. No testemunho LRJ1, o Mn/Fe também mostrou utilidade para variações no nível do lago. A paleoprodutividade foi interpretada pela normalização de metais (Ba/Al, Cu/Al, Ni/Al, Zn/Al) e pelos componentes do material orgânico (MO, CT, NT, razão C/N, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$). Entretanto, os indicadores podem sofrer interferências de outros fatores, como carbonatos e fontes antrópicas. A correlação entre os indicadores de paleoprodutividade no testemunho LRJ1 mostrou uma correlação significativa entre si, mas possíveis interferências antrópicas podem causar erro na interpretação, como possíveis fontes de esgoto e carcinicultura terem interferido nas concentrações naturais de Cu, Ni, NT e $\delta^{15}\text{N}$, como mostrado no testemunho LRJ2.

Palavras-chave: Mudanças Climáticas; Metais; Antropoceno; Sedimentos Lacustres.

ABSTRACT

The Jaguaribe River is essential for Ceará state, providing water resources for economic and social activities, while its historical and environmental variations reveal its sensitivity to climate, highlighting the need for broader and more precise studies to understand its changes over time. This study aims to identify paleoenvironmental proxies in lacustrine sediments in the estuary of the Jaguaribe River, associated with natural and/or anthropogenic environmental changes, spanning the Late Holocene and the Anthropocene, linked to SDG 13 on climate change. The methodology began with the sampling of sediment cores from two lakes with distinct characteristics, one being a paleochannel (LRJ1) and the other with irregular fluvial input (LRJ2). Analyses included radiochemical determination of ^{210}Pb , organic matter content, concentrations of metals (Al, Ba, Cr, Cu, Fe, Hg, Mn, Ni, Pb, Sr, V, and Zn), as well as the elemental and isotopic composition of organic matter. Dating indicates sediments deposited from 1970 to the present. Proxies showed the same deposition behavior among themselves and a positive correlation with Al, indicating that detrital input is the main carrier to the depositional environment. The multi-proxy approach proved essential to avoid misinterpretations through proxy correlations. Detrital input indicators (Al and Fe) and salinity (Sr/Ba) for paleohydrology and paleoclimate revealed wet and dry periods, and a positive and negative water balance. Both cores showed the same start point of decrease in detrital input from 2003, the same year as the inauguration of the Castanhão Dam, suggesting a reduction in sediment input from reduced river flow due to the dam. Paleoredox indicators (Mn/Fe, V/Ni, and V/Cr) showed differences in their application between the lakes. Among them, V/Ni proved to be the most reliable paleoredox indicator. In core LRJ1, Mn/Fe also proved useful for lake level variations. Paleoproductivity was interpreted through metal normalization (Ba/Al, Cu/Al, Ni/Al, Zn/Al) and organic matter components (MO, CT, NT, C/N ratio, $\delta^{13}\text{C}$, and $\delta^{15}\text{N}$). However, indicators may be influenced by other factors, such as carbonates and anthropogenic sources. Correlation among paleoproductivity indicators in core LRJ1 showed a significant relationship, but anthropogenic interferences, such as sewage and shrimp farming, may cause errors in interpretation, affecting natural concentrations of Cu, Ni, NT, and $\delta^{15}\text{N}$, as showed in core LRJ2.

Keywords: Climate Changes; Metals; Anthropocene; Lacustrine Sediments.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Climatologia média da temperatura superficial do mar (TSM) (°C) e direção do campo de vento em 850hPa (m/s) sob a bacia do Atlântico Tropical em março, abril e maio (A) e junho, julho e agosto (B) entre 1982 e 2016. Círculos abertos indicam a localização dos lagos amostrados.	20
Figura 2 – Esquema da Circulação de Walker sobre o Equador em diferentes fases do El Niño-Oscilação Sul.	21
Figura 3 – Comparação entre os registros do Lago Boqueirão no Nordeste brasileiro (azul) e da Bacia Cariaco na Venezuela (laranja).	24
Figura 4 – A Grande Aceleração representada por gráficos de tendências do sistema terrestre e socioeconômicas atualizados por Steffen <i>et al.</i> (2015).	26
Figura 5 – Aplicação e interpretação dos metais e metais-traço como indicadores de mudanças ambientais frente condições climáticas úmidas.	36
Figura 6 – Sub-bacias da Bacia Hidrográfica do Rio Jaguaribe, malha hidrográfica e municípios abrangentes.	37
Figura 7 – Variação temporal do rendimento do reservatório, perda por evaporação e descarga líquida para o oceano sob uma área controlada da Bacia Hidrográfica do Rio Jaguaribe.	39
Figura 8 – Mapa de localização dos pontos de amostragem dos testemunhos LRJ1 e LRJ2...	41
Figura 9 – Vegetação no entorno do ponto de coleta do testemunho LRJ1 (superior) e LRJ1 (inferior).	42
Figura 10 – Pluviosidade média mensal (A) e trimestral (B) para o período entre dezembro de 2021 e novembro de 2022 e série histórica de 1993 a 2022, pluviosidade anual total de 1974 a 2022 (C), e localização da ZCIT estimada pela água precipitável média total para o período entre dezembro de 2021 e novembro de 2022 (D-G).	43
Figura 11 – Relação entre a pluviosidade (mm), direção e velocidade do vento (m/s) para o estado do Ceará.	44
Figura 12 – Mapa geológico simplificado da área de amostragem (retângulo vermelho), quanto a compartimentação geoambiental, unidade estratigráfica e litologia.	45
Figura 13 - Testemunhos abertos e respectivos materiais biológicos encontrados.	46
Figura 14 – Perfis de MO, CT, NT, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ e razão C/N em sedimentos para o testemunho LRJ1, localizado na Bacia Inferior do Rio Jaguaribe, NE do Brasil.	56

Figura 15 – Perfis de MO, CT, NT, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ e razão C/N em sedimentos para o testemunho LRJ2, localizado na Bacia Inferior do Rio Jaguaribe, NE do Brasil.	57
Figura 16 – Relação entre CT e NT para o testemunho LRJ1 (círculos – esquerdo) e LRJ2 (triângulos – direito), localizado na Bacia Inferior do Rio Jaguaribe, NE do Brasil.	58
Figura 17 – Relação entre $\delta^{13}\text{C}$ e razão C/N para o testemunho LRJ1 (círculos – superior) e LRJ2 (triângulos – inferior), localizado na Bacia Inferior do Rio Jaguaribe, NE do Brasil.....	59
Figura 18 – Relação entre $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ para o testemunho LRJ1 (círculos – superior) e LRJ2 (triângulos – inferior), localizado na Bacia Inferior do Rio Jaguaribe, NE do Brasil.	60
Figura 19 – Perfis de distribuição das concentrações de metais em sedimentos para o testemunho LRJ1, localizado na Bacia Inferior do Rio Jaguaribe, NE do Brasil..	63
Figura 20 – Perfis de distribuição das concentrações de metais em sedimentos para o testemunho LRJ2, localizado na Bacia Inferior do Rio Jaguaribe, NE do Brasil..	64
Figura 21 – Fator de enriquecimento (FE) dos metais para o testemunho LRJ1 (círculos vermelhos) e LRJ2 (triângulos azuis).	65
Figura 22 – Matriz de correlação de Spearman com intervalo de confiança de 95% ($p > 0,05$) para o testemunho LRJ1 (A) e LRJ2 (B), localizados na Bacia Inferior do Baixo Jaguaribe, nordeste do Brasil.	67
Figura 23 – Matriz de correlação de Spearman com intervalo de confiança de 95% ($p > 0,05$) das concentrações dos metais normalizados pelo Al para o testemunho LRJ1 (A) e LRJ2 (B).	68
Figura 24 – PCA dos metais para o testemunho LRJ1 (círculos vermelhos) e LRJ2 (triângulos azuis).....	69
Figura 25 – PCA dos metais para o testemunho LRJ1.	70
Figura 26 – PCA para a concentração dos metais, para o LRJ1 e LRJ2.	71
Figura 27 – Matriz de correlação de Spearman com intervalo de confiança de 95% ($p > 0,05$) dos indicadores de paleohidrologia e paleoclimatologia para o testemunho LRJ1 (A) e LRJ2 (B).	73
Figura 28 – Perfis de distribuição dos indicadores de paleoclimatologia e paleohidrologia para o testemunho LRJ1.	75
Figura 29 – Perfis de distribuição dos indicadores de paleoclimatologia e paleohidrologia para o testemunho LRJ2.	76

Figura 30 – Matriz de correlação de Spearman com intervalo de confiança de 95% ($p > 0,05$) dos indicadores de paleoredox para o testemunho LRJ1 (A) e LRJ2 (B).	78
Figura 31 – Perfis de distribuição dos indicadores de paleoredox para o testemunho LRJ1. ..	79
Figura 32 – Perfis de distribuição dos indicadores de paleoredox para o testemunho LRJ2. ..	79
Figura 33 – Matriz de correlação de Spearman com intervalo de confiança de 95% ($p > 0,05$) dos indicadores de paleoprodutividade para o testemunho LRJ1 (A) e LRJ2 (B).80	
Figura 34 – Perfis de distribuição dos indicadores de paleoprodutividade para o testemunho LRJ1.....	82
Figura 35 – Perfis de distribuição dos indicadores de paleoprodutividade para o testemunho LRJ2.....	84
Figura 36 – Perfis de distribuição do radionuclídeo ^{210}Pb para os testemunhos LRJ1 (círculos) e LRJ2 (triângulos), referente ao seu valor total, em excesso, normalizado pelo Al e o logaritmo natural do seu valor em excesso.	85
Figura 37 – Determinação da curva exponencial e do valor do termo da exponencial para cálculo da datação proposto para os testemunhos LRJ1 e LRJ2.....	86
Figura 38 – Possíveis marcadores independentes para validação da datação proposta para o testemunho LRJ1.	89
Figura 39 – Possíveis marcadores independentes para validação da datação proposta para o testemunho LRJ2.	90
Figura 40 – Datação calculada (preto) e proposta (vermelho) para os testemunhos LRJ1 (círculos) e LRJ2 (triângulos).....	91

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Síntese de indicadores de quantificação e origem da matéria orgânica em relação à condições climáticas e ambientais.	31
Tabela 2 – Configuração do forno micro-ondas para digestão dos metais em sedimentos.	48
Tabela 3 – Configuração do forno micro-ondas para digestão de Hg total em sedimentos.	49
Tabela 4 – Média e desvio padrão do limite de detecção do equipamento e recuperação do padrão secundário.	61
Tabela 5 – Valores de concentrações média da crosta continental adotados como <i>background</i> geoquímico para os metais, de acordo com Bowen (1979).	52
Tabela 6 – Valor-p referente ao teste de Shapiro-Wilk, Mann-Whitney e t de Student.	54
Tabela 7 – Concentração média dos metais, expressos em Média ± Desvio padrão (Mínimo – Máximo).	62
Tabela 8 – Valores encontrados na literatura para metais em sedimentos na Bacia Inferior do Rio Jaguaribe.	66
Tabela 9 – Contribuição dos metais para os três maiores componentes principais observados no testemunho LRJ1 e LRJ2.	72
Tabela 10 – Soluções padrão, faixas de curva de calibração e coeficiente de determinação.	109
Tabela 11 – Coeficiente de variação médio, desvio padrão, mínimo e máximo das amostras.	109

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AP	Antes do presente
CID	Carbono inorgânico dissolvido
COGERH	Companhia de Gestão de Recursos Hídricos
CONISS	Análise de Cluster Estratigraficamente Restrita
COT	Carbono orgânico total
CR-CF	<i>Constant Rate-Constant Flux</i>
CT	Carbono total
CV	Coefficiente de Variação
DC	Depois de Cristo
DNOCS	Departamento Nacional de Obras Contra a Seca
e.g.	Exempli gratia, expressão em latim para por exemplo
EC	Era Comum
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
FE	Fator de Enriquecimento
FF	Frente Fria
FUNCEME	Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos
GEE	Gases de Efeito Estufa
GMAO	Global Modeling and Assimilation Office
HN	Hemisfério Norte
ICS	<i>International Commission of Stratigraphy</i>
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Changes</i>
ka	Mil anos
LAB-ÁGUAS/PUC-Rio	Laboratório de Caracterização de Águas da Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro
LBC/UFC	Laboratório de Biogeoquímica Costeira da Universidade Federal do Ceará
LCA/UENF	Laboratório de Ciências Ambientais da Universidade Estadual do Norte Fluminense
LIA	<i>Little Ice Age</i>
LOI	<i>Lost on Ignition</i>
MCA	<i>Medieval Climate Anomaly</i>

MMA	Modo Meridional do Atlântico
MO	Matéria orgânica
NID	Nitrogênio Inorgânico Dissolvido
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NT	Nitrogênio total
PC1	Componente principal 1
PC2	Componente principal 2
PCA	Análise de Componente Principal
PIB	Produto Interno Bruto
RQ	Rendimento Químico
SSM	Salinidade Superficial do Mar
TSM	Temperatura Superficial do Mar
VCAN	Vórtices Ciclônicos do Atlântico Norte
VPDB	<i>Vienna Peedee Belemnite</i>
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

m^3	Metro cúbico
$^{\circ}C$	Graus Celsius
%	Porcentagem
\pm	Mais ou menos
$\mu g/g$	Micrograma por grama
‰	Por mil
12C	Carbono 12
^{137}Cs	Césio 137
^{13}C	Carbono 13
^{14}N	Nitrogênio 14
^{15}N	Nitrogênio 15
^{210}Bi	Bismuto 210
^{210}Pb	Chumbo 210
$^{210}Pb_{atm}$	Chumbo 210 em excesso/atmosférico
$^{210}Pb_{exc}$	Chumbo 210 em excesso/atmosférico
$^{210}Pb_{total}$	Chumbo 210 total
Al	Alumínio
Ba	Bário
BaSO ₄	Mineral barita
C	Carbono
CaCO ₃	Carbonato de cálcio
CH ₄	Metano
cm	Centímetro
CO ₂	Dióxido de carbono
Cr	Cromo
Cu	Cobre
Eh	Potencial de oxirredução
Fe	Ferro
g	Gramma
g/cm ² .ano	Gramma por centímetro quadrado vezes ano
hPa	Hectopascal

Hg	Mercúrio
hm ³	Hectômetro cúbico
HNO ₃	Ácido nítrico
km	Quilometro
km ²	Quilometro quadrado
m/a	Metro por ano
m/s	Metro por segundo
m ²	Metro quadrado
m ³ /s	Metro cúbico por segundo
mg	Miligrama
min	Minuto
ml	Mililitro
mm	Milímetro
Mn	Manganês
N	Norte
N ²	Nitrogênio atmosférico
N ₂ O	Óxido nitroso
ng/g	Nanograma por grama
Ni	Níquel
O	Oeste
O ₃	Ozônio
Pb	Chumbo
PbCrO ₄	Cromato de chumbo
pH	Potencial hidrogeniônico
S	Sul
Sr	Estrôncio
SrSO ₄	Mineral celestita
V	Vanádio
W	Watts
Zn	Zinco
δ ¹³ C	Assinatura isotópica do carbono expressa pela razão dos isótopos ¹³ C e ¹² C
δ ¹⁵ N	Assinatura isotópica do nitrogênio expressa pela razão dos isótopos ¹⁵ N e ¹⁴ N

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	17
2	REFERENCIAL TEÓRICO	19
2.1	Climatologia atual do Nordeste brasileiro.....	19
2.2	Períodos geocronológicos dos últimos 200 anos	22
2.2.1	<i>Holoceno Tardio</i>	22
2.2.2	<i>Antropoceno</i>	24
2.3	Ambientes lacustres	27
2.4	Indicadores biogeoquímicos em sedimentos.....	29
2.4.1	<i>Aplicação da matéria orgânica e seus componentes</i>	29
2.4.2	<i>Aplicação de metais e metais-traço</i>	31
2.5	O Rio Jaguaribe: das secas históricas aos açudes.....	36
3	OBJETIVOS	40
3.1	Objetivo geral.....	40
3.2	Objetivos específicos.....	40
4	METODOLOGIA.....	41
4.1	Local de amostragem	41
4.2	Procedimentos iniciais	45
4.3	Datação por ^{210}Pb	46
4.4	Determinação do teor de matéria orgânica	47
4.5	Determinação de metais e metais-traço	48
4.6	Determinação de Hg-total	49
4.7	Calibração da AAS e CV-AAS e recuperação do padrão	50
4.8	Composição elementar e isotópica da matéria orgânica	51
4.9	Fator de enriquecimento	51
4.10	Análise estatística.....	53
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	54
5.1	Análise estatística.....	54
5.2	Distribuição da MO, CT, NT, C/N, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$	55
5.3	Distribuição dos metais e metais-traço	60
5.4	Aplicação e interpretação dos indicadores de mudanças paleoambientais...	72
5.4.1	<i>Paleohidrologia e paleoclima</i>	72
5.4.2	<i>Paleoredox</i>	77

5.4.3	<i>Paleoprodutividade</i>	80
5.5	Reconstrução paleoambiental.....	85
5.5.1	<i>Determinação dos períodos geocronológicos</i>	85
5.5.2	<i>LRJ1</i>	91
5.5.3	<i>LRJ2</i>	93
6	CONCLUSÃO.....	96
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	98
	APÊNDICE A – DADOS ANALÍTICOS.....	109
	ANEXO A – SÉRIE HISTÓRICA DE PRECIPITAÇÃO EM DO PERÍODO DE 1974 A 2022 NO MUNICÍPIO DE ARACATI, CEARÁ.....	110
	ANEXO B – SÉRIE TEMPORAL DE ANOMALIA DO ATLÂNTICO PARA O PERÍODO ENTRE 1970 E 2022	112
	ANEXO C – ÍNDICE ENSO PARA O PERÍODO ENTRE 1970 E 2023.....	114

1 INTRODUÇÃO

O Rio Jaguaribe desempenha um papel crucial no estado do Ceará, tanto em termos socioeconômicos como ambientais. Principal rio da maior bacia hidrográfica do estado, o Jaguaribe (do tupi “rio das onças”) fornece água para atividades de grande importância econômica (e.g. agricultura irrigada e aquicultura), abastece o consumo da população local e da Região Metropolitana de Fortaleza pelo Canal do Trabalhador.

O Rio Jaguaribe esteve presente em grandes capítulos da história cearense, como a colonização portuguesa em 1603 pela sua foz (Studart, 1896), a criação do primeiro açude brasileiro em 1906 e do maior açude público brasileiro em 2002 com capacidade equivalente a 6,7 bilhões de m³. O que todos esses eventos têm em comum, além do rio, é que foram interrompidos ou ocasionados pelas condições climáticas da região. Assim como a colonização portuguesa teve que cessar em 1603 devido a uma grande época de seca, os açudes foram construídos visando amortecer o impacto da seca na população e na economia.

Inserido dentro da região de domínio do clima semiárido, o Rio Jaguaribe possuía o volume de seu curso principal e afluentes susceptíveis a variabilidade climática da região, podendo apresentar uma vazão que ia de 7.000 m³ em períodos com abundância de chuvas a 0 em períodos de seca, sendo essa mudança observada em uma escala de poucos meses (Campos *et al.*, 2000). No entanto, a construção dos açudes regulou a vazão do rio e conseguiu suprir a população e os setores econômicos necessitados de recursos hídricos, mas até mesmo eles são uma medida temporária dependente do regime de chuvas do estado, visto que a água é um recurso limitado.

Estudos sobre o comportamento climático na região Nordeste apontam uma mudança significativa no padrão de chuvas nas últimas décadas que ocasionaram períodos de secas mais extensos e intensos, assim como eventos de enchentes repentinas por tempestades severas (Andrade *et al.*, 2018; Marengo; Torres; Alves, 2017). A compreensão do padrão de chuvas necessita de uma abordagem mais abrangente, indo da modelagem com dados recentes a registros paleoclimáticos.

Algumas localidades do Nordeste brasileiro contam com estudos voltados a reconstrução climática em escala secular e milenar em diferentes ambientes deposicionais, como o lago Caçó no Maranhão (Jacob *et al.*, 2004; Lacerda *et al.*, 2017; Pessenda *et al.*, 2004; Pessenda *et al.*, 2005; Sifeddine *et al.*, 2003) e o lago Boqueirão (Gomes *et al.*, 2014; Utida *et al.*, 2019; Viana *et al.*, 2014; Zocatelli *et al.*, 2012) no Rio Grande do Norte, espeleotemas de

cavernas (Cruz *et al.*, 2009; Utida *et al.*, 2023) e ambientes marinhos (Chiessi *et al.*, 2021; Jennerjahn *et al.*, 2004; Mulitza *et al.*, 2017).

Para o Rio Jaguaribe, o número de estudos voltados a reconstrução paleoambiental e climática são muito escassos na bacia estuarina e restritos às mudanças observadas entre o Holoceno Médio e o Tardio (Félix, 2018; Marinho, 2017; Martins, 2022; Turcq, 2016), deixando uma lacuna aberta para a reconstrução climática e ambiental em tempos mais recentes como os últimos 2 mil anos.

Entre os ambientes que se encontram na bacia estuarina e na zona costeira, os lagos apresentam uma resposta rápida a forçantes internas (autóctones) e externas (alóctones), como atividade geomorfológica, mudanças climáticas, na vegetação local e na comunidade biológica aquática, além de atividades antrópicas (Esteves, 1998). Aliado a isso, a alta taxa de sedimentação que os lagos apresentam configuram-no como um ambiente capaz de registrar sinais de mudanças ambientais em alta resolução. Por apresentar relações complexas e diversos fatores de influência, a interpretação de cada ambiente lacustre difere dependendo de sua localização geográfica e entornos, refletindo em cada lago uma característica única (Cohen, 2003).

O presente estudo parte da premissa de que os processos de sedimentação em lagos costeiros do Nordeste brasileiro podem servir como registros de alterações ambientais e climáticas significativas, contribuindo para a compreensão das mudanças climáticas ocorridas durante o Holoceno Tardio e o Antropoceno, bem como para as mudanças mais recentes nos padrões de uso das bacias hidrográficas. Em meio a um contexto marcado por mudanças climáticas globais e uma crescente pressão antrópica, a investigação da caracterização ambiental na bacia do estuário do Rio Jaguaribe, no Nordeste brasileiro, tem o potencial de aprimorar a compreensão do comportamento ambiental local diante de diversas condições climáticas ao longo do Holoceno Tardio e do Antropoceno, bem como de avaliar sua resposta às recentes alterações no uso da bacia, por meio da aplicação de indicadores geoquímicos em sedimentos lacustres.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

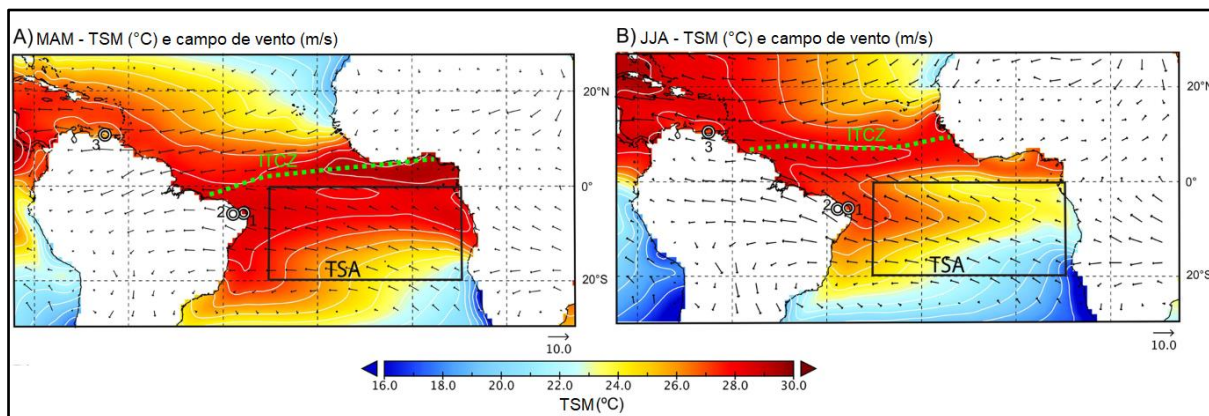
2.1 Climatologia atual do Nordeste brasileiro

A climatologia no Nordeste brasileiro é suscetível a inúmeros sistemas atmosféricos, que atuam em diferentes períodos do ano e dependem de diferentes condições oceânicas e atmosféricas, e quando desenhados em conjunto estabelecem o padrão climático. A região abrange três tipos climáticos: litorâneo úmido do litoral da Bahia ao Rio Grande do Norte; tropical em parte do Maranhão, Piauí, Ceará e Bahia; e tropical semiárido no sertão do Nordeste (Cavalcanti, 2009). Comumente, a climatologia divide o ano em duas estações ou períodos, um chuvoso e um seco, cada qual representado por um semestre. A estação chuvosa compreende o verão com chuvas mais intensas entre janeiro e maio enquanto a estação seca, no inverno, com pluviosidade igual ou próximo a zero entre junho e novembro.

A estação chuvosa inicia em dezembro, mas por meados de novembro a chuva faz-se presente com o primeiro sistema atmosférico a chegar no Nordeste, as Frentes Frias (FF). As FF atuam entre novembro e janeiro caracterizando as chuvas de pré-estação ou pré-quadra chuvosa, que chegam ao litoral da Bahia e podem impactar até o sul do estado do Ceará e a região do Cariri. Quando inicia o mês de fevereiro inicia também o período da quadra chuvosa que perdura até maio, onde o sistema predominante é a Zona de Convergência Tropical (ZCIT) (Ferreira; Mello, 2005).

A ZCIT é um cinturão de nuvens formado pela convergência dos ventos alísios de nordeste e sudeste, sendo a maior responsável pela abundância de chuvas no Nordeste brasileiro, concentrando em quatro meses 75% da pluviosidade anual, aproximadamente (Ferreira; Mello, 2005). A localização latitudinal da ZCIT depende da temperatura superficial do mar (TSM) das bacias do Atlântico Tropical Norte e Sul. A diferença entre a TSM do Atlântico Tropical Norte e Sul é expressa no fenômeno conhecido como Modo Meridional do Atlântico (MMA), onde uma anomalia ou dipolo positivo representa um oceano Atlântico Tropical Norte mais quente que o Atlântico Tropical Sul, enquanto o oposto é representado por uma anomalia ou dipolo negativo. A ZCIT tende a migrar para regiões onde a TSM é mais quente, com isso, em períodos em que há um dipolo positivo, a ZCIT assume uma posição mais ao norte próxima a 14° N, afastando-se do Nordeste brasileiro e assim reduzindo as chuvas na região. Já em períodos em que há um dipolo negativo, a ZCIT migra para latitudes mais ao sul entre 2 e 4° S, configurando a estação chuvosa sobre o Nordeste brasileiro (Figura 1) (Cavalcanti, 2009; Hastenrath, 1984).

Figura 1 – Climatologia média da temperatura superficial do mar (TSM) (°C) e direção do campo de vento em 850hPa (m/s) sob a bacia do Atlântico Tropical em março, abril e maio (A) e junho, julho e agosto (B) entre 1982 e 2016. Círculos abertos indicam a localização dos lagos amostrados.



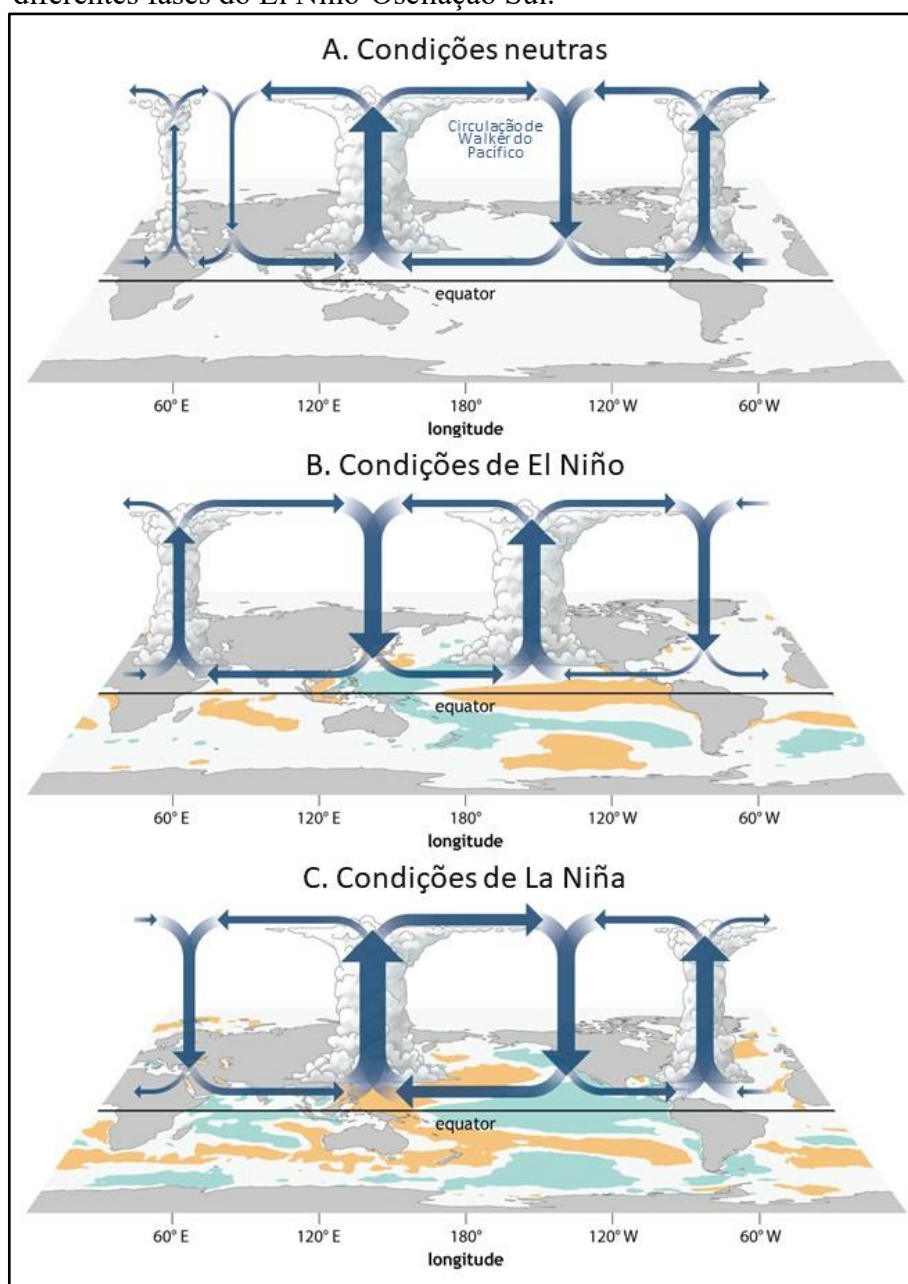
Fonte: Adaptado de Utida *et al.* (2019).

O início da estação seca em junho ainda compreende o que se conhece por chuvas da pós-estação proporcionadas pelos Distúrbios Ondulatórios de Leste (Ferreira; Melo, 2005). Entretanto, a estação seca pode chegar a marcar 0 em pluviosidade e, mesmo com uma sazonalidade bem-marcada, estender para a estação chuvosa definindo um período de seca extrema. Estudos voltados para análises temporais da pluviosidade e/ou episódios de secas extremas no Nordeste brasileiro relatam o decréscimo da precipitação média anual (Andrade *et al.*, 2018), predominância de anos secos quando comparados a anos chuvosos (Sousa; Silva, 2013), a relação desses episódios ao MMA e ao El Niño-Oscilação Sul (ENOS) (Costa *et al.*, 2021; Cunha *et al.*, 2018), e o aumento no número de secas extremas ao longo dos séculos, que foram de 2 e 7 anos nos séculos XVI e XVII para 30, 28 e 33 nos séculos XVII, XIX e XX, sendo que até 2020 o século XXI já contabiliza 13 anos de secas extremas (Marengo *et al.*, 2017; 2020). Outros sistemas atmosféricos que contribuem para a climatologia no Nordeste são os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN), as Linhas de Instabilidade, os Complexos Convectivos de Mesoescala e as brisas marítimas e terrestres (Cavalcanti, 2009; Ferreira; Melo 2005).

Assim como a ZCIT depende do MMA, que por sua vez depende da TSM do Atlântico Tropical, o ENOS modula a climatologia no Nordeste brasileiro de acordo com seus modos de variabilidade no oceano Pacífico Tropical. Em condições em que o ENOS está neutro, o ramo ascendente da célula de Walker encontra-se sobre a região Norte e Nordeste do Brasil favorecendo a formação de nuvens (Figura 2A). Já quando o ENOS entra na fase quente ou em condições de El Niño, a circulação atmosférica do Pacífico Equatorial migra em sentido zonal

levando o ramo descendente da célula de Walker sobre a região Norte e Nordeste inibindo a formação de nuvens (Figura 2B). A fase fria ou as condições de La Niña, no entanto, configura para a região a mesma circulação das condições neutras, mas com ramos ascendentes e descendentes mais intensos, favorecendo a pluviosidade na região (Figura 2C). Aos episódios de El Niño e La Niña são atribuídos os registros de seca e chuvas extremas em associação a anomalias positivas e negativas da MMA e o consequente deslocamento da ZCIT (Cunha *et al.*, 2018).

Figura 2 – Esquema da Circulação de Walker sobre o Equador em diferentes fases do El Niño-Oscilação Sul.



Fonte: Adaptado de NOAA (2014).

2.2 Períodos geocronológicos dos últimos 200 anos

A distribuição dos períodos geocronológicos nos últimos 200 anos diverge dependendo do referencial teórico adotado. O referencial adotado por Crutzen e Stoermer (2000), e pelo presente estudo, inclui Holoceno Tardio estendendo-se até 1950 EC, quanto então tem início a época proposta por esses autores, o Antropoceno, embora o Antropoceno ainda não tenha sido oficialmente reconhecido como época geológica pela Comissão Internacional sobre Estratigrafia (ICS). Uma breve abordagem dos dois períodos geocronológicos citados será feita a seguir.

2.2.1 Holoceno Tardio

O Holoceno marca um período quente após o último período glacial no Pleistoceno (*Younger Dryas*) e divide-se em três idades: Greenlandiano ou Holoceno Antigo (11,7 – 8,2 ka AP), Northgrippiano ou Holoceno Médio (8,2 – 4,2 ka AP), e o Megalayano ou Holoceno Tardio (4,2 ka AP – 1950 EC). O início do Holoceno Tardio é correlacionado ao evento 4,2 ka, marcado por uma diminuição da precipitação e da temperatura em quase todo o globo, mas de maneira acentuada em regiões de baixa e média latitude que apresentaram séculos de aridez (Walker *et al.*, 2018).

Alguns estudos foram capazes de relacionar o evento 4,2 ka a impactos em grandes civilizações antigas, como a egípcia e a mesopotâmica (Ran; Chen, 2019; Wiener, 2014). Mudanças ambientais relacionadas ao início do Holoceno Tardio também foram documentadas na América do Norte, onde a região central experimentou uma seca abrupta, severa e persistente com duração de 100 a 200 anos durante o evento 4,2 ka, como também altos níveis de produtividade em lagos e intensa atividade eólica (Booth *et al.*, 2005). Ocorrências de secas ou reduções na precipitação também foram relatadas em médias e baixas latitudes da África (Itambi; Dobeneck; Adegbe, 2010) e Ásia (Zhang *et al.*, 2011).

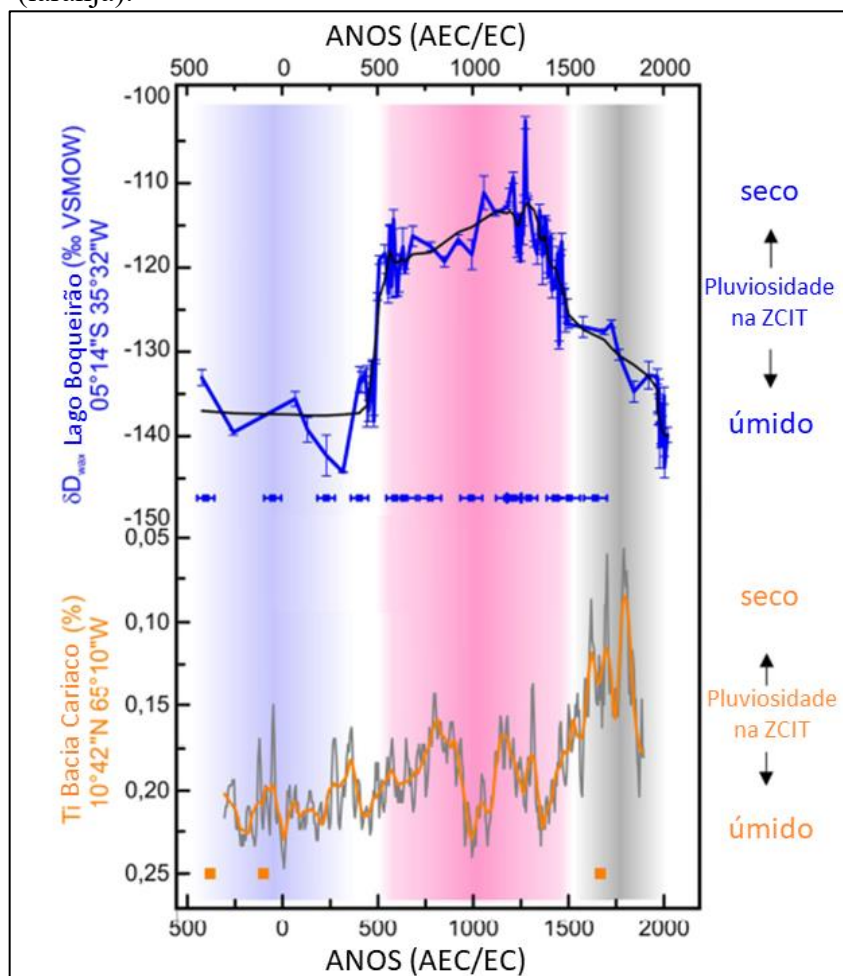
Na América do Sul, a reconstrução do nível de lagos permitiu reconhecer que o Holoceno Médio apresentava condições mais secas que as atuais durante o Holoceno Tardio, sendo corroborado por paleoregistros de salinidade superficial do mar (SSM) (Prado *et al.*, 2013). Entretanto, registros paleoclimáticos no Nordeste do Brasil mostram que o Holoceno Tardio marca um período mais seco quando comparado ao Holoceno Médio, sendo um comportamento contrário ao restante da região tropical da América do Sul (Cruz *et al.*, 2009).

As forçantes ligadas à diminuição da precipitação durante o Holoceno Tardio na região Nordeste permanecem incertas, porém estão relacionadas ao resfriamento das águas superficiais do Atlântico Norte e, conseqüentemente, à migração da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para o sul, como também o resfriamento das águas profundas do Pacífico Tropical, formando o atual regime do El Niño-Oscilação Sul (ENOS) (Utida *et al.*, 2020).

Estudos da reconstrução da precipitação pelo deslocamento da ZCIT ainda são escassos na região, sendo os trabalhos realizados no Lago Boqueirão um referencial importante (Utida *et al.*, 2019). Ao comparar os dados obtidos no lago Boqueirão com registros na Bacia Cariaco (Venezuela) (Peterson; Haug, 2006), é possível obter uma separação em três períodos: uma primeira fase úmida (420 AC - 500 DC) e uma segunda fase seca (500 - 1500 DC), seguido de uma terceira fase (1500 - 1830 DC) com condição úmida para o Lago Boqueirão e seca para a Bacia Cariaco (Figura 3). Em ambos os trabalhos é possível associar o comportamento na segunda e terceira fase aos intervalos climáticos registrados na Europa, como a Anomalia Climática Medieval (MCA) e a Pequena Era do Gelo (LIA), respectivamente. A escassez de dados em outras regiões do globo dificulta a definição tanto da LIA como da Anomalia Climática Medieval como eventos hemisféricos ou globais, além de colocar em dúvida os dados do Lago Boqueirão e sua aplicação para um cenário relacionado a movimentação da ZCIT (Chiessi *et al.*, 2021).

Inserido nos últimos 200 anos, a LIA corresponde ao período climático entre 1300 e 1850 EC (Grove, 2019), quando o Hemisfério Norte (HN) experimentou uma época de baixa insolação devido uma atividade solar mínima e fortes erupções vulcânicas tropicais (Wanner *et al.*, 2008). A esse período também se refere como a fase mais recente de resfriamento, o evento Bond 0 (Bond *et al.*, 1999). Devido à baixa insolação no HN durante a LIA, houve um resfriamento da bacia do Atlântico Norte, que por conseguinte gerou um período de migração da ZCIT para latitudes mais ao sul, desencadeando um período seco e úmido nos hemisférios norte e sul, respectivamente (Haug *et al.*, 2001). A reação descrita foi observada tanto para a região da bacia Cariacó na Venezuela (Peterson; Haug, 2006), como também para o lago Boqueirão no estado do Rio Grande do Norte (Utida *et al.*, 2019). O período correspondente a LIA representa o último pico, até o presente, de expansão das geleiras neoglaciais e o único durante o Holoceno, tendo sido observado a diminuição das geleiras a partir de 1850 EC, e de forma mais expressiva a partir de 1950 e 2000 EC (Grove, 2019).

Figura 3 – Comparação entre os registros do Lago Boqueirão no Nordeste brasileiro (azul) e da Bacia Cariaco na Venezuela (laranja).



Fonte: Adaptado de Utida *et al.*, 2019.

2.2.2 Antropoceno

O termo Antropoceno foi designado por Crutzen e Stoermer (2000) como referência a atual era geológica em que os seres humanos desempenham um papel central na geologia e ecologia. O início em 1784 parte do aumento da concentração de gases do efeito estufa (GEE) na atmosfera registrados por testemunhos de gelo, como CO₂ e CH₄, sendo que o mesmo ano também corresponde a invenção da máquina a vapor por James Watt. Outro ponto de partida para o Antropoceno é o ano de 1950 com a Grande Aceleração (McCarthy *et al.*, 2023).

Além disso, o termo Paleoantropoceno foi proposto por Foley *et al.* (2013) não para ser implantado como época/período geológico, mas como uma forma de se referir ao intervalo de tempo em que mudanças ambientais antrópicas começaram a ocorrer, em pequenas escalas

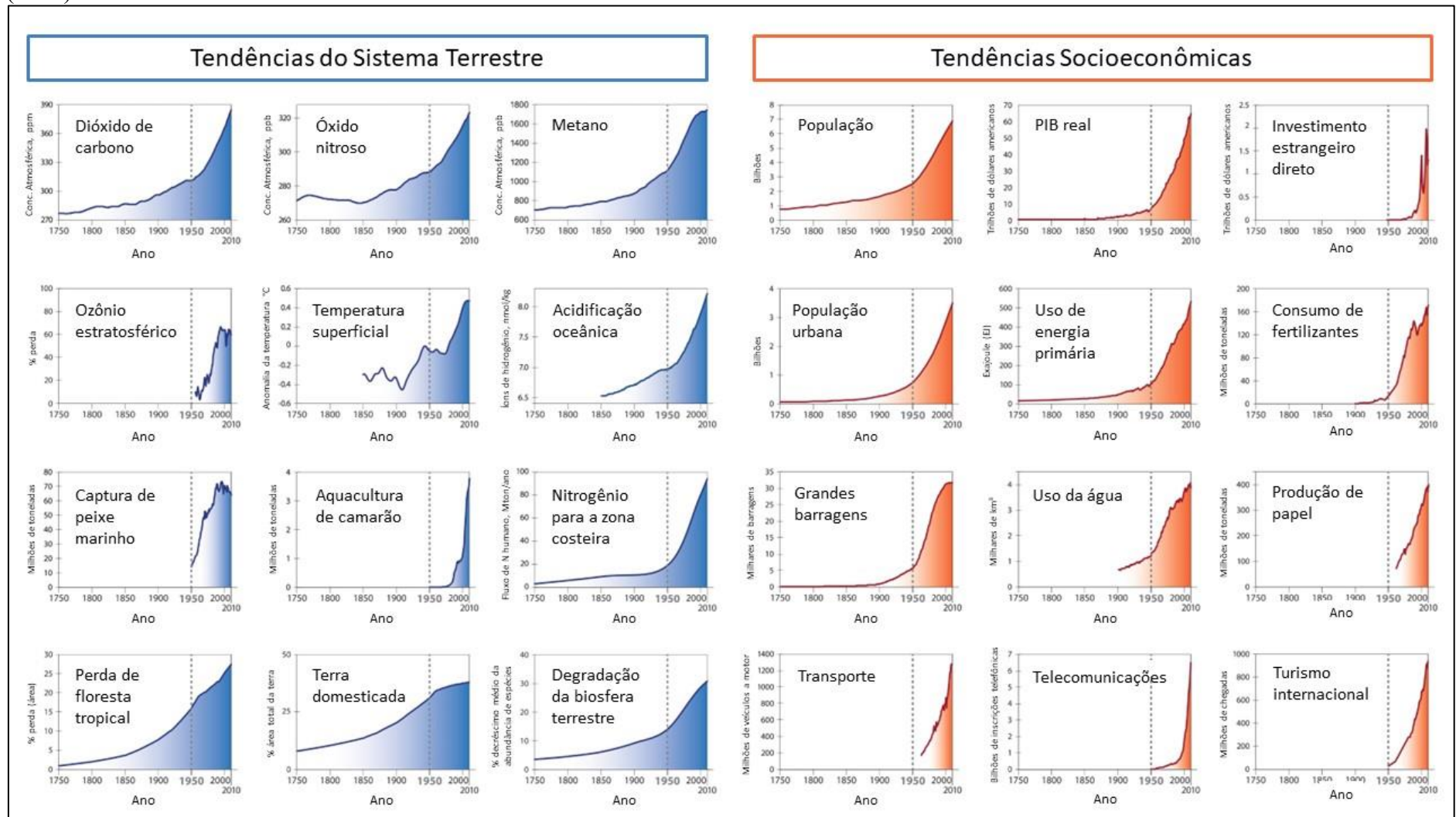
de magnitude e regionais, com tópicos de interesse para áreas de estudo relacionadas a antropologia, arqueologia, paleoclima, paleogeografia, paleobotânica e paleoecologia.

O início do paleoantropoceno é referido à primeira aparição de indivíduos do gênero *Homo*, compreendendo parte do Pleistoceno e Holoceno. Ao paleoantropoceno cabe os eventos que antecederam o antropoceno, como uso do fogo, desenvolvimento de ferramentas de pedra, fabricação de armas, domesticação de animais, desenvolvimento da agricultura que implica a domesticação de plantas, limpeza da terra por queimadas e irrigação, e o uso de combustíveis fósseis, especificamente na China e na Europa (Steffen; Crutzen; McNeill, 2007). O fim do paleoantropoceno, no entanto, coincide com o início do Antropoceno proposto por Crutzen e Stoermer (2000) em 1784, divergindo do aceitável para o Antropoceno pela “grande aceleração” em 1950.

Enquanto o fim do século XVIII como início do Antropoceno baseia-se quase que integralmente no aumento das concentrações dos GEE e no aumento do uso de combustíveis fósseis durante a Revolução Industrial, a Grande Aceleração iniciada em 1950 oferece maiores suportes para ser adotada como ponto de partida para o Antropoceno. O termo Grande Aceleração implica as mudanças simultâneas apresentadas no âmbito socioeconômico e biofísico do sistema terrestre, indo além das mudanças do clima (Steffen *et al.*, 2015). A apresentação em gráficos das mudanças observadas a partir de 1950 desempenham um papel central na formalização do Antropoceno como época geológica e são divididos entre tendências do sistema terrestre (*e.g.* aumento de CO₂, N₂O, CH₄, O₃ e temperatura) e tendências socioeconômicas (*e.g.* aumento do PIB, da população, da construção de barragens e aplicação de fertilizantes) (Figura 4).

A identificação do Antropoceno em camadas estratigráficas sedimentares descansa sobre um largo panorama de indicadores, como a presença de materiais produzidos pelos seres humanos tendo como exemplo cimento, plástico, tijolos, ligas de cobre, bem como as substâncias produzidas pela queima de combustíveis fósseis (*e.g.* *soot*, cinzas inorgânicas) (Waters *et al.*, 2016).

Figura 4 – A Grande Aceleração representada por gráficos de tendências do sistema terrestre e socioeconômicas atualizados por Steffen *et al.* (2015).



Fonte: Adaptado de Steffen *et al.* (2015).

No período do Antropoceno foram observadas mudanças significativas em relação aos padrões de precipitação e temperatura em várias regiões do globo como representantes “principais” das mudanças climáticas induzidas por impactos antropogênicos. Estudos têm indicado uma tendência de aumento nas temperaturas médias globais, evidenciada pelo aumento das médias anuais e dos extremos de temperatura (Garcia *et al.*, 2014). Além disso, há uma crescente preocupação com a ocorrência de eventos climáticos extremos, como secas prolongadas e chuvas intensas, que têm impactos diretos sobre a disponibilidade de recursos hídricos, atividades socioeconômicas e os ecossistemas naturais (IPCC, 2023). Entretanto, a distribuição espacial e temporal dessas mudanças varia consideravelmente entre diferentes regiões, refletindo a complexidade dos sistemas climáticos e os efeitos das atividades humanas, como as emissões de gases de efeito estufa e a modificação do uso da terra (Armesto *et al.*, 2010).

O Antropoceno também compreende uma mudança significativa em relação ao ciclo sedimentar global, quando entre 1950 e 2010 ocorre um aumento de 467% da produção de sedimentos derivados da erosão antropogênica de solos, construções, minerações e dragagens; aumento de 2.550% na retenção de sedimentos por barramento em reservatórios, construção de estradas e consumo de carvão e concreto; diminuição de 23% do transporte de sedimentos do continente para o oceano e 49% de partículas fluviais; aumento de 780% no transporte antropogênico de sedimentos marinhos por resuspensão de sedimentos de fundo e dragagem (Syvitski *et al.*, 2022).

Quanto a assinatura geoquímica do Antropoceno, foram observados ao longo dos anos um aumento nas concentrações de hidrocarbonetos policíclicos aromáticos, em resíduos de pesticidas, nos níveis de nitrogênio e fósforo no solo, e nas concentrações de metais como cromo, cobre, mercúrio, níquel, chumbo e zinco. Tais mudanças observadas apresentaram correlação com a expansão de atividades de processamento e extração de minerais, e uso de fertilizantes e pesticidas (Waters *et al.*, 2016).

2.3 Ambientes lacustres

Os ambientes deposicionais lacustres são mais sensíveis às mudanças do clima devido sua extensão e volume (Tan *et al.*, 2019), assim como oferecem uma alta resolução temporal devido sua alta taxa de sedimentação (Jacob *et al.*, 2004) e importantes informações paleoambientais em escala regional, como mudanças no uso da terra e distúrbios ou poluição de origem antrópica (N’nanga *et al.*, 2021).

Esteves (1998) define lagos como corpos d'água continentais que não possuem ligação com o oceano, possuindo baixo teor de íons dissolvidos quando comparado ao oceano. Há exceção para os casos em que a taxa de evaporação se torna superior à taxa de precipitação, causando o aumento do teor de íons dissolvidos, como regiões submetidas a climas áridos ou períodos prolongados de seca.

Em relação aos processos que os formam, os lagos dividem-se em endógenos, quando formados no interior da crosta terrestre por movimentos tectônicos como atividade vulcânica, e exógenos, quando formados por processos externos à crosta, como eventos de glaciações, processos erosivos e sedimentares causados por rios e ventos (Esteves, 1998).

Em relação aos sistemas lacustres brasileiros, Esteves (1998) categoriza os lagos em cinco grupos distintos: lagos amazônicos, que podem ser de várzea e terra firme; lagos do pantanal mato-grossense, divididos em baías e salinas; lagos artificiais, como represas e açudes; lagos e lagoas costeiras que se estendem do Nordeste ao Sul do Brasil; e lagos formados por barramento natural e isolamento de meandros. Os lagos também podem ser classificados quanto à qualidade da água (pH, nível trófico e salinidade), hidrologia, hidrodinâmica e condições climáticas.

Entre os lagos classificados por suas condições climáticas, há o tipo tropical em que o ambiente apresenta uma estratificação térmica normal com três camadas: epilímnio, metalímnio ou termoclina, e hipolímnio. O epilímnio é a camada superficial, que apresenta produtividade primária intensa, temperatura uniforme e saturação de oxigênio, estando acima da termoclina, que é caracterizada por uma mudança brusca de suas propriedades (temperatura, CO₂, oxigênio, pH etc.) entre o epilímnio e o hipolímnio. Por fim, o hipolímnio é a camada mais profunda, portanto, não sofre influência externa. Em períodos em que não há processos de mistura, o hipolímnio pode apresentar anoxia e passar a ser um ambiente redutor (Suguió, 2003). Referir-se a um ambiente como redutor significa que o ambiente apresenta um potencial de oxirredução (Eh) negativo pela diminuição dos estados de oxidação dos elementos, enquanto o oposto é observado em um ambiente oxidante (Krauskopf; Bird, 1995).

O Eh sofre influência direta da disponibilidade de oxigênio em sua forma gasosa, que por sua vez depende dos processos de mistura e da quantidade e qualidade da matéria orgânica (MO) presente para ser decomposta. Ele também pode ser influenciado pelo pH, e ambos definem, juntamente ao potencial iônico, o potencial da mobilidade geoquímica de um elemento, como a precipitação e dissolução de metais nos sedimentos (Suguió, 2003). Um ambiente redutor facilita a preservação da MO no ambiente deposicional, e no caso dos lagos,

por receberem aporte de material terrígeno, há um aumento da produção da MO e na sua consequente preservação (N'anga *et al.*, 2021).

Sedimentos lacustres apresentam um registro íntegro dos processos geofísicos e biogeoquímicos locais e dependem da carga de sedimentos, clima, altitude, latitude e geologia da bacia de captação, podendo levar a um aumento da sedimentação, diminuição da capacidade de armazenamento e inundações (Xu *et al.*, 2017; N'Nanga *et al.*, 2021). A atenção ao uso de testemunhos sedimentares lacustres reside no fato de ambientes lacustres sofrerem uma grande influência da bacia de drenagem podendo ocasionar uma mistura nos sinais dos indicadores durante a interpretação dos dados, mas isso não significa que eles não são bons ambientes para estudos paleoambientais.

Estudos desempenhados em lagos na região de transição entre as zonas equatoriais e saarianas da África Central, mostraram que ambientes lacustres possuem uma sensibilidade climática natural devido às variações do Holoceno pela ZCIT, sendo lagos rasos ainda mais sensíveis do que os profundos pela interface água-sedimento ser diretamente impactada pela força da estratificação térmica e do vento, e entrada de luz solar. Esses fatores, por sua vez, interferem na temperatura superficial do lago, turbidez, mistura, resuspensão de sedimentos, distribuição e abundância planctônica, e a mobilização de metais solúveis (N'anga *et al.*, 2021).

2.4 Indicadores biogeoquímicos em sedimentos

2.4.1 Aplicação da matéria orgânica e seus componentes

Os sedimentos refletem as condições químicas, físicas e biológicas presentes em um corpo d'água, funcionam como um retentor de diversas substâncias e são considerados importantes reservatórios de matéria orgânica (MO) (Förstner, 1989; Neto; Gomes; Freire, 2012). A MO abrange qualquer composto orgânico com peso molecular variável que apresenta em sua composição elementos como carbono, nitrogênio, fósforo, hidrogênio, oxigênio e enxofre. Sua composição depende da origem e da evolução da mesma no ambiente, sendo constituída de substâncias húmicas, aminoácidos, carbonatos, compostos de fósforo e enxofre (Abreu, 2004).

A acumulação de MO pode depender de diversos fatores atuando em conjunto, como a produtividade primária, condições anóxicas, diluição com o material clástico, bem como os fatores que podem influenciar na concentração de carbono orgânico. Um ambiente

deposicional com alta produtividade, produção de carbonato e um baixo aporte de material detrítico terrígeno pode favorecer o acúmulo de MO. Já a diminuição da concentração de nutrientes e produtividade biológica junto com um aporte detrítico em excesso causam um menor acúmulo de MO. A acumulação da MO, no entanto, depende das condições redox, sendo facilitada sob condições anóxicas que aumentam a preservação da MO (Tan *et al.*, 2019). Todos os fatores citados podem ser influenciados por mudanças do clima.

Apesar de representar apenas uma parte da MO que entra no ambiente lacustre, a MO que deposita é um importante indicador de paleoprodutividade e fornece informações sobre suas fontes de carbono e da configuração do ambiente durante sua deposição (Das *et al.*, 2007; Sweere *et al.*, 2016). Além da matéria orgânica, o carbono total (CT) e o nitrogênio total (NT) também fornecem informações quanto a produtividade do ambiente.

A razão entre os isótopos de carbono ^{13}C e ^{12}C ($\delta^{13}\text{C}$) é um importante traçador das fontes de MO para o ambiente de deposição, bem como dos fatores que influenciaram a sua formação, como temperatura e a produtividade (Macko; Engel; Parker, 1993). Já a razão entre os isótopos de nitrogênio ^{15}N e ^{14}N ($\delta^{15}\text{N}$) permitem entender a assimilação fototrófica do nitrogênio e a dinâmica de nutrientes em ecossistemas aquáticos. O $\delta^{15}\text{N}$ particulado foi comumente utilizado como traçador da fixação de nitrogênio, desnitrificação e transferências tróficas em ecossistemas marinhos e estuarinos. Os valores de $\delta^{15}\text{N}$ podem variar entre -5 a +18‰ em plantas terrestres, -2 a +4‰ em cianobactérias marinhas e entre -6 a +6‰ em plantas terrestres fixadoras de nitrogênio (Fogel; Cifuentes, 1993).

As fontes de matéria orgânica para ambientes lacustres também podem ser inferidas pela razão C/N, podendo apresentar valores próximos a 30 para MO de origem terrígena, < 10 para origem marinha (Stein, 1991), entre 10 e 45 para MO de origem pedogênica e entre 8 e 12 para origem aquagênica (Patel-Sorrentino, 2000).

Ao analisar um perfil sedimentar, a interpretação da razão C/N dependerá da sua variação, onde um aumento da razão dos sedimentos mais recentes para os mais antigos pode indicar preferencial perda de nitrogênio durante a diagênese, enquanto pouca variação pode indicar a mineralização ou a preservação de carbono e nitrogênio. Já a diminuição da razão C/N pode indicar que há uma absorção dos materiais orgânicos ou mesmo das formas inorgânicas de nitrogênio por argilas e outros silicatos (Macko; Engel; Parker, 1993).

A interpretação dos indicadores ligados a matéria orgânica está em sua maioria vinculada a reconstrução da produtividade, que por sua vez fornece *insights* sobre o nível da coluna d'água do lago e, conseqüentemente, das condições climáticas. A Tabela 1 sintetiza a aplicação e a interpretação do teor de MO, CT, NT, razão C/N, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ com base em estudos

realizados em ambientes lacustres (Díaz *et al.*, 2017; Guerra *et al.*, 2017; Meyers; Lallier-Vergès, 1999; Rühland *et al.*, 2009; Turcq *et al.*, 2002; Viana *et al.*, 2014).

Tabela 1 – Síntese de indicadores de quantificação e origem da matéria orgânica em relação à condições climáticas e ambientais.

INDICADOR	APLICAÇÃO	INTERPRETAÇÃO
Matéria orgânica (MO)	Quantidade de MO	↑ MO = ↑ Produtividade, ↑ Nível do lago, ↑ Condições úmidas
Carbono total (CT)	Quantidade de MO	↑ CT = ↑ Produtividade, ↑ Nível do lago, ↑ Condições úmidas
Nitrogênio total (NT)	Quantidade de MO	↑ NT = ↑ Produtividade planctônica, ↑ Nível do lago, ↑ Condições úmidas
Razão C/N	Origem da MO	↑ C/N = ↑ Contribuição de plantas terrestres ou macrófitas, ↓ Nível do lago, ↑ Condições secas
$\delta^{13}\text{C}$ ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$)	Fonte predominante de MO	↑ $\delta^{13}\text{C}$ (menos negativo) = ↑ Contribuição de plantas C ₃ , ↓ Produtividade algal, ↑ Condições úmidas
		↓ $\delta^{13}\text{C}$ (mais negativo) = ↑ Contribuição de plantas C ₄ , ↑ Produtividade algal, ↑ Condições secas
$\delta^{15}\text{N}$ ($^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$)	Produção primária	↑ $\delta^{15}\text{N}$ = ↑ Contribuição fitoplanctônica, ↑ Nível do lago, ↑ Condições úmidas
		↓ $\delta^{15}\text{N}$ = ↑ Contribuição de N atmosférico, ↓ Nível do lago, ↑ Condições secas

Fonte: Elaborado com base em Díaz *et al.* (2017), Guerra *et al.* (2017), Meyers e Lallier-Vergès (1999), Rühland *et al.* (2009), Turcq *et al.* (2002) e Viana *et al.* (2014).

2.4.2 Aplicação de metais e metais-traço

Em uma zona de deposição sedimentar lacustre, a quantificação do aporte de material detritico emerge como uma característica-chave das condições climáticas atuantes

servindo como um reflexo, dado que as fontes de material detrítico estão diretamente condicionadas às condições climáticas, abrangendo os influxos provenientes da pluviosidade, da descarga fluvial e do transporte eólico para o ambiente deposicional (Guimarães *et al.*, 2016). Ademais, também dependem do tipo de material, como o teor de MO, e da hidroquímica, como a salinidade, o pH e aerobividade do ambiente.

Dentre uma gama de abordagens utilizadas para reconstruir o aporte terrígeno (*e.g.* análises granulométricas, técnicas magnéticas, distribuição de argilominerais), destaca-se a aplicação de elementos majoritários na composição da crosta terrestre, tais como o alumínio (Al) e o ferro (Fe), os quais contribuem para a formação da fração de aluminossilicatos e óxidos de Fe, respectivamente (Calvert; Pedersen, 2007). Assim, o aumento das concentrações de Al e Fe permite estabelecer uma conexão com um maior aporte detrítico e, conseqüentemente, com um aumento na intensidade da precipitação (Gayantha; Routh; Chandrajith, 2017; Guimarães *et al.*, 2016; Kaplan; Wolfe; Miller, 2002).

O Al, sendo um elemento conservativo, pouco reativo e pouco mobilizado por alterações químicas do meio, pode ser utilizado para a normalização das concentrações de metais, evidenciando o enriquecimento líquido dos metais por processos não relacionados a contribuição detrítica (Calvert; Pedersen, 2007). A exceção ocorre quando há uma correlação significativa positiva entre o elemento normalizado (Metal/Al) e o Al, o que indica que há uma ligação do metal com a matriz detrítica (Martín-Puertas *et al.*, 2009).

Entre as razões elementares formadas pela normalização, o Fe/Al pode representar um enriquecimento de Fe para o ambiente deposicional, que pode ocorrer por mudanças nas condições de oxirredução do ambiente como por uma fonte adicional de material detrítico terrígeno com maior teor de Fe (Guimarães *et al.*, 2016; Kasper *et al.*, 2013). O uso do Fe/Al como indicador de mudança no estado de oxidação ou aporte detrítico irá depender da correlação do mesmo com os demais indicadores.

O aporte do material detrítico para o ambiente pode influenciar na concentração de metais que podem ser utilizados como indicadores de condições redox, fazendo com que eles sejam divididos entre aqueles que sofrem muita influência detrítica, como o cromo (Cr), e aqueles que não são tão influenciados por ela, como o vanádio (V) (Algeo; Liu, 2020).

A interpretação da relação entre o aporte detrítico e as condições de oxirredução paira sobre a pluviosidade e o nível da coluna d'água do lago. Em períodos com condições úmidas, representadas por uma maior pluviosidade e maior aporte detrítico, o nível do lago aumenta. Este fato somado a diminuição da incidência dos ventos sobre o lago, que reduz os processos de mistura e a oxigenação da coluna d'água, faz com que o lago desenvolva condições

anóxicas em períodos de alta pluviosidade. Em períodos com condições secas, no entanto, o nível do lago tende a diminuir pelo aumento da evaporação e diminuição da pluviosidade, onde a incidência maior de ventos pode levar a oxigenação da interface água-sedimento.

Comumente referido na literatura como indicador de oxirredução, o manganês (Mn) desempenha tal função devido à diferença na solubilidade entre sua forma bivalente (Mn^{2+}) a tetravalente (Mn^{4+}) gerando um ciclo de precipitação e solubilização. O Mn (II) é uma das espécies predominantes do Mn e torna-se instável em condições oxidantes sendo transformado em Mn (III) insolúvel e óxidos de Mn (IV) ou oxihidróxidos de Mn. Já a redução de Mn (IV) libera Mn (II) dissolvido, que permanece disponível por não ser absorvido significativamente por compostos orgânicos ou sulfetos. Em ambientes anóxicos com rápida deposição, é possível que oxihidróxidos de Mn cheguem à interface água-sedimento e liberem metais-traço que haviam sido co-precipitados nesses complexos inorgânicos. Essa reação torna o ciclo do Mn um fator importante no enriquecimento de metais (Tribovillard *et al.*, 2006).

O Mn apresenta um ciclo redox parecido com o Fe, entretanto, suas formas bivalentes (Mn^{2+} e Fe^{2+}) se comportam de forma diferente devido sua oxidação. A razão Mn/Fe (ou Fe/Mn, dependendo da literatura) fundamenta-se nessa característica de ambos e aparece como indicadora de variações nas condições de oxirredução, onde um aumento na razão reflete condições óxicas por favorecer uma maior precipitação de Mn quando comparado ao Fe (Boyle, 2002; Żarczyński; Wacnik; Tylmann, 2019). A razão também pode ser utilizada como indicadora da expansão ou retração da área do lago (Zou *et al.*, 2022), onde condições óxicas são uma resposta à diminuição do nível da coluna d'água e retração da área do lago, conseqüentemente, representando também um período de condições climáticas secas.

Assim como o Mn, outros elementos destacam-se em estudos de condições paleoredox, como o V, Cr e o níquel (Ni). O Cr apresenta forte influência detrítica podendo chegar ao sedimento associado a fração clástica (e.g. argilominerais e minerais ferromagnesianos), enquanto o Ni possui influência da produtividade e pode estar ligado a fração orgânica (Tribovillard *et al.*, 2006). Por sua vez, o V possui pouca influência do aporte detrítico e da produtividade tendendo a ter maiores concentrações sob condições anóxicas (Ohran *et al.*, 2021). A diferença no comportamento dos três metais citados compõe as razões elementares V/Cr e V/Ni, onde o aumento das razões representam condições anóxicas (Jones; Manning, 1994).

As condições de oxirredução, por sua vez, podem influenciar na preservação da matéria orgânica, um indicador da produtividade no ambiente. A paleoprodutividade pode ser acessada pela quantificação de nutrientes (e.g. nitrogênio e fósforo), teor de MO, carbono

orgânico total (COT) e carbonato de cálcio (CaCO_3), e isótopos de carbono e nitrogênio, mas também pode ser observada por meio da normalização de metais como o Ni, cobre (Cu), zinco (Zn) e bário (Ba) (Martinez-Ruiz *et al.*, 2015).

A relação do Cu, Ni e Zn com a produtividade é refletida pelo papel dos metais como micronutrientes atuantes em reações enzimáticas e processos metabólicos biológicos estando ligados aos sedimentos como compostos organometálicos por complexação com a MO, representando a abundância original da MO melhor que a razão Ba/Al (Algeo; Maynard, 2004; Calvert; Pedersen, 2007; Tribovillard *et al.*, 2006). A razão Cu/Ni também pode ser aplicada como indicador de produtividade baseado na preferência do fitoplâncton por Ni quando comparado ao Cu e da forte ligação do Cu com a MO (Odzak *et al.*, 2002; Sunda; Huntsman, 1998).

A razão Ba/Al possui uma relação aparente com a MO, o que suporta o uso do Ba como indicador de paleoprodutividade devido a incorporação de Ba por organismos fitoplanctônicos de forma ativa ou passiva, e sua liberação durante o processo de decomposição (Dymond; Suess; Lyle, 1992; Pérez-Cruz, 2013; Tribovillard *et al.*, 2006). Outra forma de aplicação do Ba é pela determinação do Ba biogênico, também referido como enriquecimento de Ba ou excesso de Ba. A aplicação da MO como indicador de produtividade e uma relação com o enriquecimento de Ba pode refletir o estado de preservação e conservação do COT (Martinez-Ruiz *et al.*, 2015; Zonneveld *et al.*, 2010). Como citado anteriormente, o Ba/Al pode não representar a abundância original da MO por também ser comumente aplicado como um indicador da formação endogênica de carbonatos (Martín-Puertas *et al.*, 2011).

O Ba também pode ser aplicado na razão com o estrôncio (Sr), onde a maior solubilidade do Sr em relação ao Ba e a fácil ligação do Ba a sulfatos refletem mudanças na salinidade de um lago (Zhu *et al.*, 2002). Outra correlação entre ambos é refletida em uma correlação positiva entre Ba/Al e Sr/Al, uma vez que o Ba representa a formação de carbonatos e o Sr a formação de evaporitos (Martín-Puertas *et al.*, 2011). Em ambas as situações, as concentrações de Ba e Sr estão ligadas as condições climáticas, onde o aumento da salinidade expressa por um aumento na razão Sr/Ba ocorre por condições mais secas (Dong *et al.*, 2009), da mesma forma que a formação dos carbonatos endogênicos e dos evaporitos.

A razão Sr/Al ainda pode ser interpretada quanto a aridez de um ambiente (Ankit *et al.*, 2022; Martín-Puertas *et al.*, 2011). Em períodos de intenso intemperismo químico promovido por alta pluviosidade, o Sr torna-se solúvel e móvel, sendo precipitado nos sedimentos quando as condições se tornam mais secas (áridas), aumentando a razão Sr/Al. Entretanto, quando em correlação positiva com indicadores de aporte detrítico, a razão Sr/Al

passa a refletir a mesma origem do material detrítico (Ohran *et al.*, 2021; Sandeep; Shankar; Warriar, 2022).

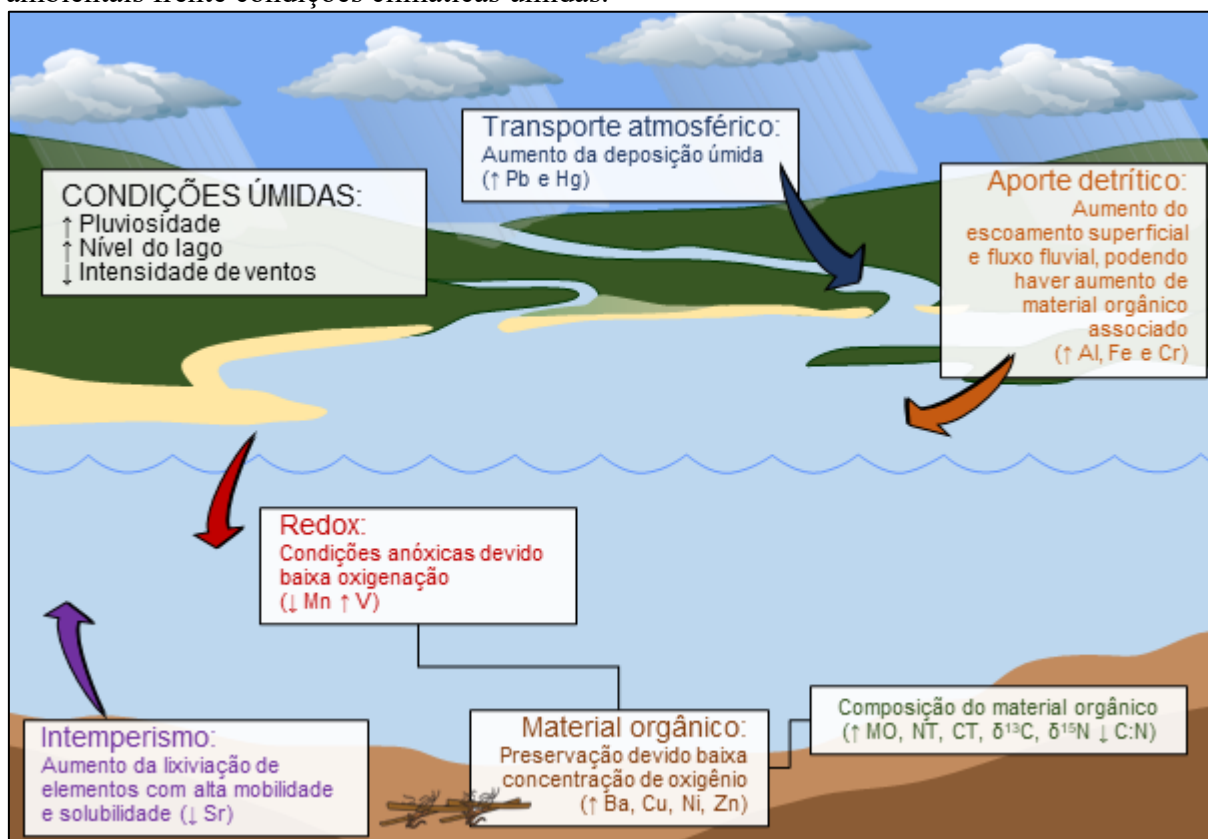
Além dos indicadores já citados, existem os indicadores de transporte atmosférico de longas distâncias como o chumbo (Pb) e o mercúrio (Hg). O Pb é comumente utilizado em estudos nas bacias Norte e Sul do Atlântico (Helmers; Schrems, 1995; Helmers, 1996), e já foi observado que as concentrações de Pb podem ser até duas vezes maiores na área de influência da ZCIT no Atlântico Sul (Pohl *et al.*, 2011), um reflexo da forte influência da deposição úmida sobre a deposição seca. Wu e Boyle (1997) apontam que a concentração de Pb teve um aumento expressivo na década de 1970 pelo uso de gasolina aditivada com Pb nos Estados Unidos da América (EUA), onde uma diminuição só foi observada a partir da década de 1980 e estabilizada em valores baixos na década de 1990 devido a implementação de políticas para melhorias na qualidade do ar e da saúde humana. Para o Brasil, a influência da gasolina aditivada com Pb começa na década de 1940 e perdura até 1993 quando o uso do etanol anidro permitiu o banimento da gasolina aditivada com Pb (Fontenele; Pedrotti; Fornaro, 2009).

Por fim, o transporte atmosférico também se mostrou o principal vetor de alteração nas concentrações de Hg em sedimentos na porção oeste da bacia do Atlântico Sul, seguido pela ligação com oxihidróxidos de Fe e com COT (Fadina *et al.*, 2019). Como observado em estudos paleoclimáticos, ambientes sob condições climáticas secas podem experimentar uma maior deposição de Hg devido o *scavenging* provocado por partículas atmosféricas (Lacerda *et al.*, 2017) por via seca. Em contrapartida, em regiões oceânicas sob influência da ZCIT, o aumento da precipitação pode aumentar a concentração de Hg por deposição úmida (Chede *et al.*, 2022).

O comportamento do Hg em ambientes lacustres pode ser controlado pela MO, onde uma correlação entre o Hg, MO, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ pode indicar que os aportes de Hg possuem dependência da bioprodutividade do lago, assim como uma correlação com elementos litogênicos (*e.g.* Al) indica que os processos erosivos são significativos para a quantidade e distribuição do Hg no sedimento. Se nenhuma correlação for observada entre esses componentes e a concentração de Hg, a variação de seus valores é uma resposta do transporte atmosférico (Daga *et al.*, 2016).

É importante ressaltar que existe uma outra seção de metais que são utilizados como indicadores de mudanças ambientais, como o titânio, molibdênio, urânio, potássio, magnésio, sódio e cálcio. Entretanto, são metais que não serão abordados no presente trabalho e por isso não foram citados para direcionar o foco do referencial teórico para aqueles que serão utilizados. Buscando sumarizar a aplicação dos indicadores, a Figura 5 foi elaborada com base em um ambiente sob condições climáticas úmidas.

Figura 5 – Aplicação e interpretação dos metais e metais-traço como indicadores de mudanças ambientais frente condições climáticas úmidas.



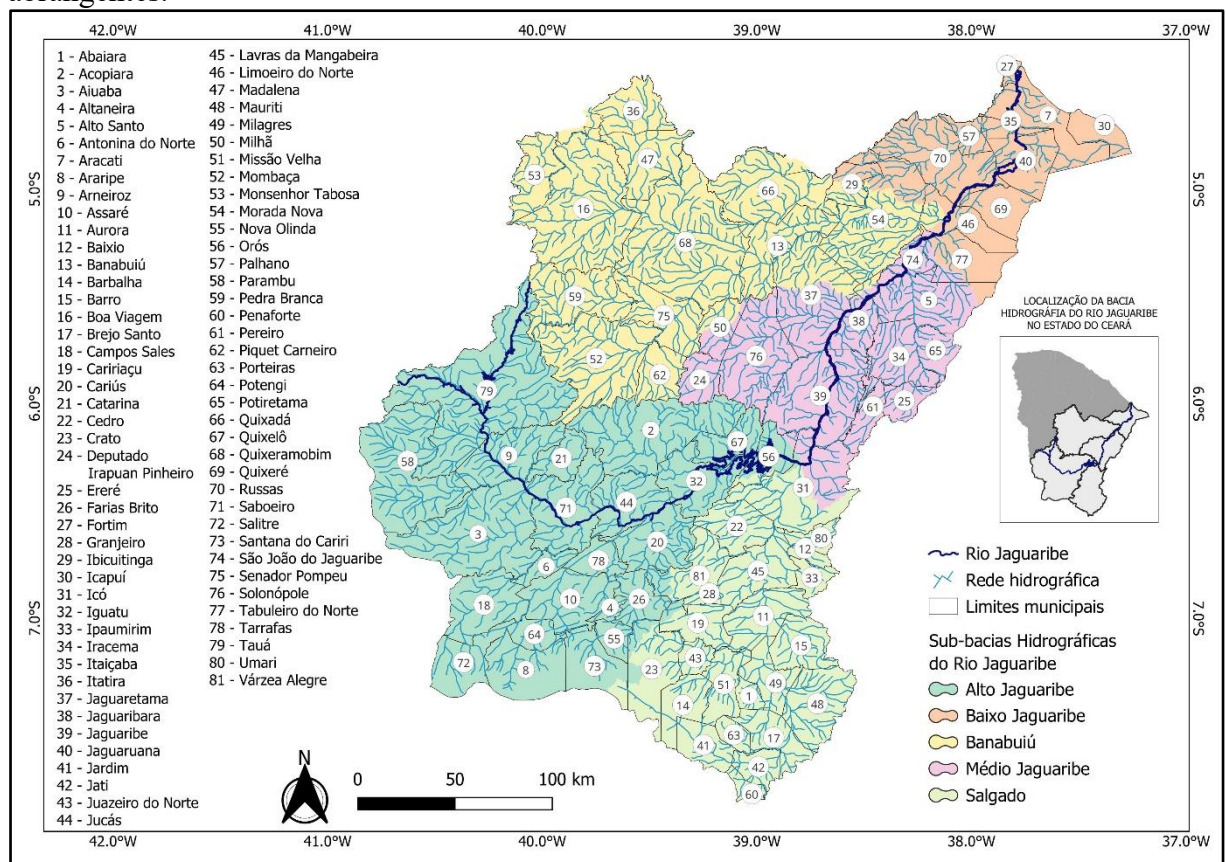
Fonte: Autora.

2.5 O Rio Jaguaribe: das secas históricas aos açudes

O Rio Jaguaribe nasce na região da Serra da Lagoa Seca na Serra das Pipocas entre os municípios de Tauá, Pedra Branca e Independência (5°24'23,27" S, 40°3'37,95" O) até desaguar no Oceano Atlântico com a foz inserida entre os municípios de Fortim e Aracati (4°25'S, 37°46'O) com extensão de 680 km (Costa *et al.*, 2020). A Bacia Hidrográfica do Rio Jaguaribe ocupa uma área de 76.000 km² abrangendo 81 municípios cearenses e é dividida em cinco sub-bacias: Alto Jaguaribe, Médio Jaguaribe, Baixo Jaguaribe, Banabuiú e Salgado (Figura 6). A bacia hidrográfica do Rio Jaguaribe encontra-se inserida majoritariamente sob influência de clima semiárido com temperatura média de 27°C e pluviosidade média anual de 740 mm. Entretanto, grande parte da pluviosidade incidente na região concentra-se entre os meses de fevereiro a maio, podendo registrar 0 mm de pluviosidade durante a estação seca (junho a novembro). A pluviosidade influencia diretamente na vazão do rio, que variava de 7.000 m³/s a 0 em alguns meses (Campos *et al.*, 2000) antes da construção dos grandes

reservatórios que normalizaram as vazões do rio (Diaz; Marins; Maia, 2013; Dias *et al.*, 2016). Tais características concederam ao Rio Jaguaribe por muito tempo o título de maior rio seco do mundo ao ter o solo de seus afluentes completamente expostos durante períodos de estiagem. Visando amortecer o impacto das secas, o processo de açudagem foi iniciado em todo o Estado do Ceará, partindo da criação do Açude Cedro em 1906 na sub-bacia hidrográfica do Rio Banabuiú.

Figura 6 – Sub-bacias da Bacia Hidrográfica do Rio Jaguaribe, malha hidrográfica e municípios abrangentes.



Fonte: COGERH (2018). Elaboração: Autora.

O seguinte relato de eventos históricos no Estado do Ceará e que envolvem, em parte, a bacia hidrográfica do Rio Jaguaribe foi realizado com base no livro “Dados e Factos para a História do Ceará” escrito por Guilherme Studart (1896), bem como pelos registros de anos com secas extremas no Nordeste brasileiro (Marengo *et al.*, 2020), ciclos econômicos na região do rio Jaguaribe (Pantaleña; Maia, 2018), e publicações que sumarizaram a história das secas no Nordeste sobre a população (Barreto, 2009), enquanto os dados relacionados aos açudes são um resultado da aplicação de *shapefile* dos açudes monitorados sobre o *shapefile* da

região da bacia hidrográfica do Rio Jaguaribe, ambos disponibilizados pela Companhia de Gestão de Recursos Hídricos do Estado do Ceará (COGERH, 2018; *id.* 2006).

O impacto dos períodos de seca no estado do Ceará começa a ser datado em 1603 com o início da expedição portuguesa para colonização da região que se deu pelo Rio Jaguaribe, tendo que ser interrompida devido à seca de 1605. Já em 1650 houve o início do primeiro ciclo econômico agropastoril voltado a retirada de madeira nativa e salinas, mas principalmente a pecuária e a produção da carne de charque, o que tornou Aracati um dos maiores polos econômicos do estado na época. O primeiro ciclo foi encerrado devido as secas de 1790 a 1793 que levou a morte do gado para a indústria de charque. O segundo ciclo econômico agropastoril iniciou logo após com a agricultura voltada para a cana-de-açúcar e algodão e o extrativismo vegetal da cera de carnaúba no início do século XIX. Sabe-se até então que os anos de seca registrados durante os séculos XVI, XVII e XVIII somam 2, 9 e 30 anos, respectivamente.

O problema das secas no Nordeste brasileiro intensifica na primeira metade do século XIX, onde há registros de 29 anos somados de seca entre 1800 e 1845, levando o governo da região cearense na época a implantar uma lei que fornecia gratificações a quem construísse açudes de dimensões não encontradas na literatura. Após a seca de 1845, sabe-se que houve a revogação da lei citada e que não houve períodos de secas abruptos sucedentes até a Seca dos Mil Dias. A Grande Seca de 1877 a 1879 ou Seca dos Mil Dias levou mais da metade da população cearense a óbito e um movimento migratório de 110 mil pessoas do interior do estado para a cidade de Fortaleza, com população aproximada de 20 mil habitantes em 1878 (Carneiro, 2018). Ainda é relatado ao ano de 1878 o início da varíola de forma epidêmica na capital. A combinação entre a epidemia de varíola, seca, fome e má infraestrutura, levou a cidade de Fortaleza a registrar 1.004 óbitos no dia 10 de dezembro daquele ano, conhecido como o Dia dos Mil Mortos (Marin, 2023). Como resultado, houve a criação da Comissão de Açudes e Irrigação em 1883 com a proposta de três reservatórios, entre eles o Açude Cedro com obras iniciadas em 1890 e finalizadas em 1906.

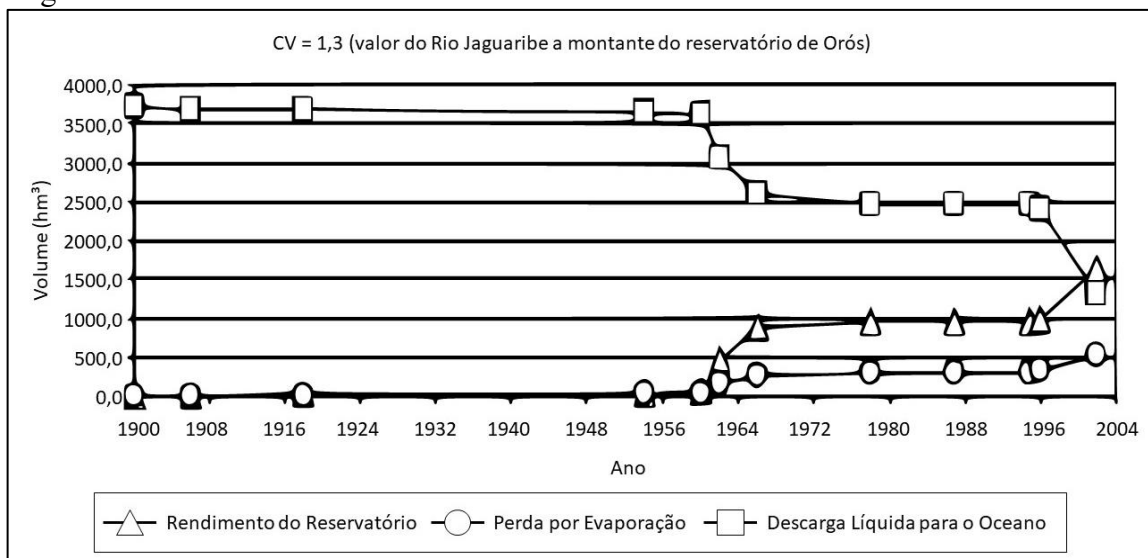
A primeira metade do século XX registra 12 anos somados de seca, contendo a grande seca de 1915 retratado por Raquel de Queiroz no romance *O Quinze* e a de 1932 a 1933. Ambas foram marcadas pela criação dos campos de concentração construídos a modo que impedissem outro movimento migratório igual ao de 1877 a 1879. A bacia hidrográfica do Rio Jaguaribe recebeu cinco campos de concentração nos municípios de Crato, Cariús, Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu no ano de 1932. Esse período também contou com a criação do Departamento Nacional de Obras Contra a Seca (DNOCS) em 1909 e mais 8 açudes na bacia hidrográfica do Rio Jaguaribe. O ano de 1950 marca o fim do segundo ciclo econômico

agropastoril e o início da agricultura irrigada favorecida pelos processos de açudagem, bem como a exploração mineral pela olaria e mineração.

A segunda metade do século XX apresenta 20 anos somados de seca e a criação de 50 açudes, entre eles o Açude Orós e o Açude Banabuiú com capacidade de 1.940 hm³ e 1.601 hm³, respectivamente. Nesse período, dá-se início o ciclo econômico voltado ao turismo, produção de energia e aquicultura. O início do século XXI é marcado pela construção do Açude Castanhão em 2002 com capacidade de 6.700 hm³, considerado a maior barragem da América Latina. Até a publicação do referente trabalho, a bacia hidrográfica do Rio Jaguaribe possui levantamento de 3.156 corpos d'água artificiais, sendo 74 destes açudes monitorados pela COGERH ou pelo DNOCS. Esses dados são levantados com base no *shapefile* da COGERH (2008) para corpos d'água onde há a divisão dos corpos hídricos entre artificiais e naturais.

Os 74 açudes monitorados acumulam uma capacidade hídrica de 13.560 m³, aproximadamente. Por tal fator, a açudagem do Rio Jaguaribe tem sua descarga líquida para o oceano reduzida de forma proporcional ao rendimento dos reservatórios (Figura 7). O impacto dos barramentos atinge o viés ambiental ao impactar os ciclos de crescimento e reprodução de espécies da região, reter sedimentos e nutrientes e desencadear processos de erosão nas margens do rio (Marins *et al.* 2003). Como exemplo direto dos impactos causados, a diminuição da vazão do Rio Jaguaribe durante as obras do açude Castanhão e após o início da sua operação levaram a região de Pontal de Maceió, a oeste da foz do rio, a ter uma taxa de recuo da linha de costa que passou de 17 m/ano para 29 m/ano (Morais *et al.*, 2008).

Figura 7 – Variação temporal do rendimento do reservatório, perda por evaporação e descarga líquida para o oceano sob uma área controlada da Bacia Hidrográfica do Rio Jaguaribe.



Fonte: Adaptado de Campos *et al.* (2000).

3 OBJETIVOS

3.1 Objetivo geral

O objetivo do presente trabalho é determinar proxies paleoambientais cuja assinatura geoquímica está associada às mudanças ambientais de origem naturais (deslocamento da ZCIT e eventos de seca) e/ou de origem antrópica (agricultura e barramentos), em sedimentos lacustres na região do estuário do Rio Jaguaribe durante o Holoceno Tardio e o Antropoceno.

3.2 Objetivos específicos

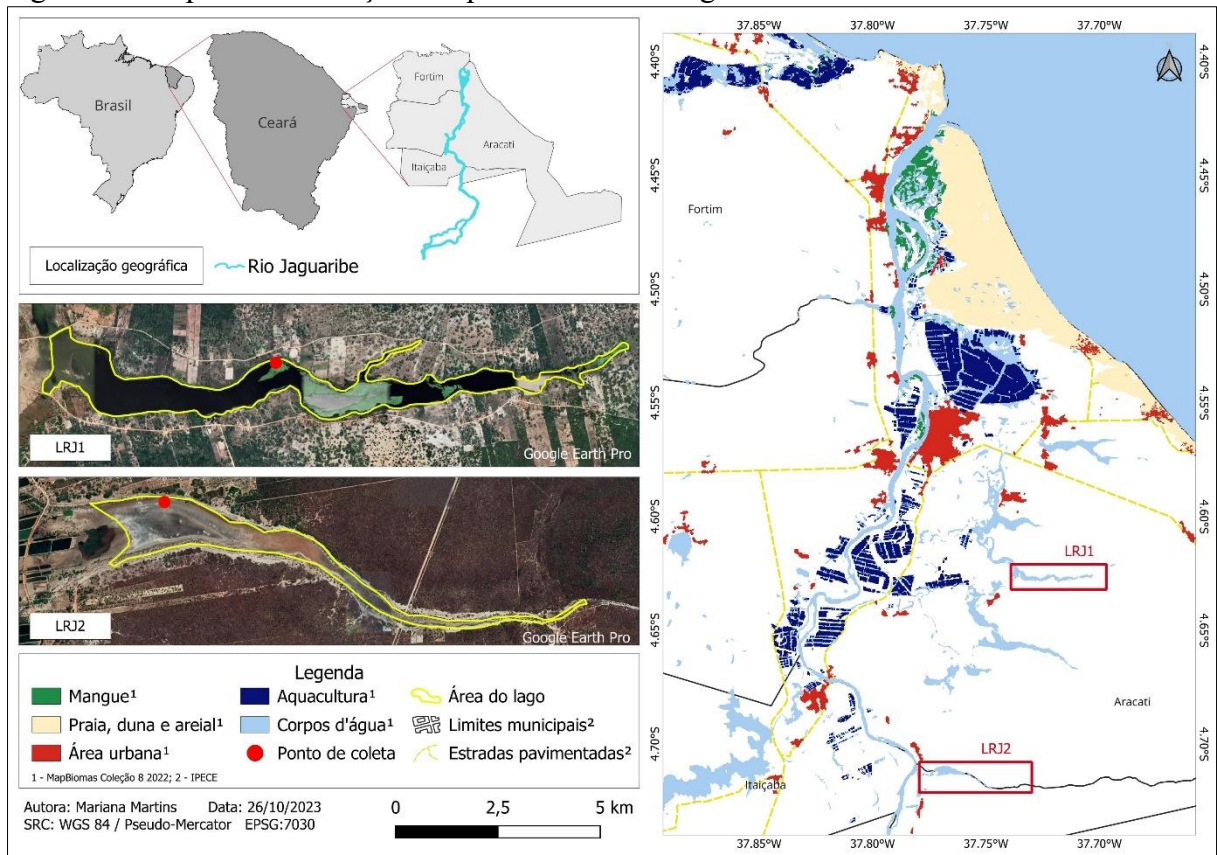
- Quantificar a distribuição de concentrações dos indicadores selecionados na bacia do estuário do Rio Jaguaribe;
- Analisar possíveis impactos antrópicos para o ambiente deposicional;
- Determinar quais lagos são mais indicados para pesquisas paleoambientais;
- Estimar o aporte detrítico para o ambiente deposicional;
- Estimar a paleoprodutividade para o ambiente lacustre;
- Estimar as condições de oxirredução para o ambiente deposicional;
- Caracterizar o comportamento deposicional em diferentes condições climáticas.

4 METODOLOGIA

4.1 Local de amostragem

A coleta dos testemunhos aconteceu no dia 27 de setembro de 2022 e contou com o fundeio de um cano de alumínio em dois lagos próximos ao estuário do Rio Jaguaribe, como mostrado na Figura 8. O lago onde foi fundeado o primeiro testemunho (LRJ1) é um corpo d'água natural conhecido como Lago Tanque Salgado e possui 51,43 ha, aproximadamente, enquanto o lago de fundeio do segundo testemunho (LRJ2) é conhecido como Lago João Gonçalves e possui 70,47 ha, também um corpo d'água natural (COGERH, 2008).

Figura 8 – Mapa de localização dos pontos de amostragem dos testemunhos LRJ1 e LRJ2.



Fonte: IPECE (2007); MapBiomias (2022), Google Earth Pro (2023). Elaboração: Autora.

De acordo com alguns moradores do município de Aracati, o lago onde foi coletado o testemunho LRJ1 não recebe aporte do curso principal do rio e sim entrada de água por fonte pluvial, enquanto o lago do testemunho LRJ2 recebe aporte fluvial em períodos de alta pluviosidade que levam a inundação das áreas marginais do Rio Jaguaribe. Ambos os pontos de coleta foram na margem do lago, estando essas rodeadas por vegetação composta de mata

ciliar com carnaúba (*Copernicia prunifera*) e vegetação aquática e paludosa (Figura 9). A mata ciliar com carnaúba, ou Carnaubal, distingue-se das demais vegetações da caatinga por ser desenvolvida em planícies fluviais de grandes rios do semiárido brasileiro, como o Rio Jaguaribe, estando associado também a lagoas e áreas inundáveis periodicamente. A vegetação aquática e paludosa é comumente encontrada em rios e lagoas temporárias, lagoas perenes e reservatórios artificiais (Moro *et al.*, 2015). Entre as espécies características dessa vegetação, as espécies *Eleocharis mutata* e *Eleocharis interstincta* apresentam uma maior semelhança com a vegetação observada ao redor do ponto de coleta. É possível que a vegetação seja composta apenas pela espécie *Eleocharis mutata* pela resistência e abundância populacional apresentada em relação as outras espécies características (Tabosa; Matias; Martins 2012).

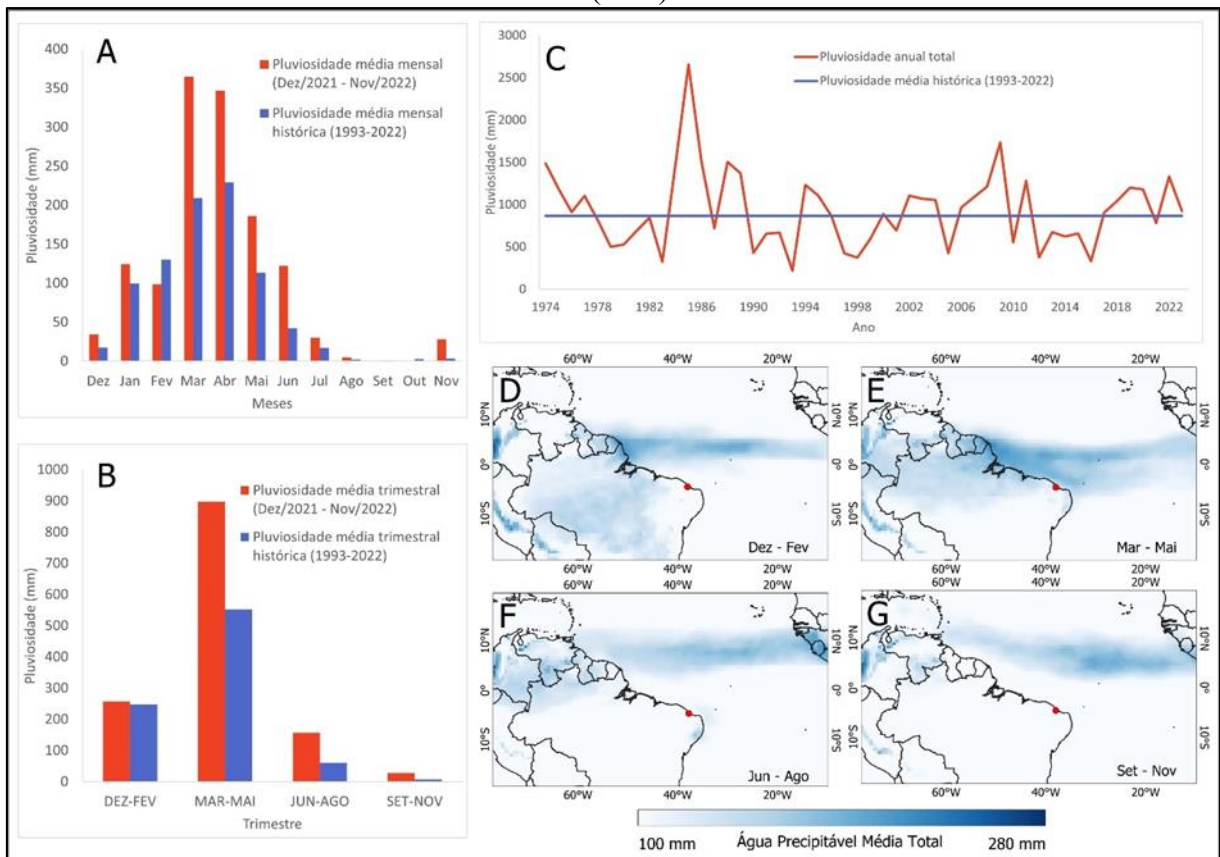
Figura 9 – Vegetação no entorno do ponto de coleta do testemunho LRJ1 (superior) e LRJ1 (inferior).



Fonte: Autora.

As condições climatológicas e meteorológicas da região foram obtidas pela estação meteorológica de Aracati, tanto pela quantidade de dados disponíveis como pela proximidade com os pontos de coleta (FUNCEME, 2022). Também foi realizado o mapeamento da quantidade média de água precipitável total por m² para estimar a posição da ZCIT em relação ao ponto de coleta no período entre dezembro de 2021 e novembro de 2022 (GMAO, 2015). Os dados de pluviosidade total anual de 1993 a 2022 foram utilizados para compor a média histórica total com intervalo de 30 anos (Figura 10). Os dados completos encontram-se no Anexo A.

Figura 10 – Pluviosidade média mensal (A) e trimestral (B) para o período entre dezembro de 2021 e novembro de 2022 e série histórica de 1993 a 2022, pluviosidade anual total de 1974 a 2022 (C), e localização da ZCIT estimada pela água precipitável média total para o período entre dezembro de 2021 e novembro de 2022 (D-G).



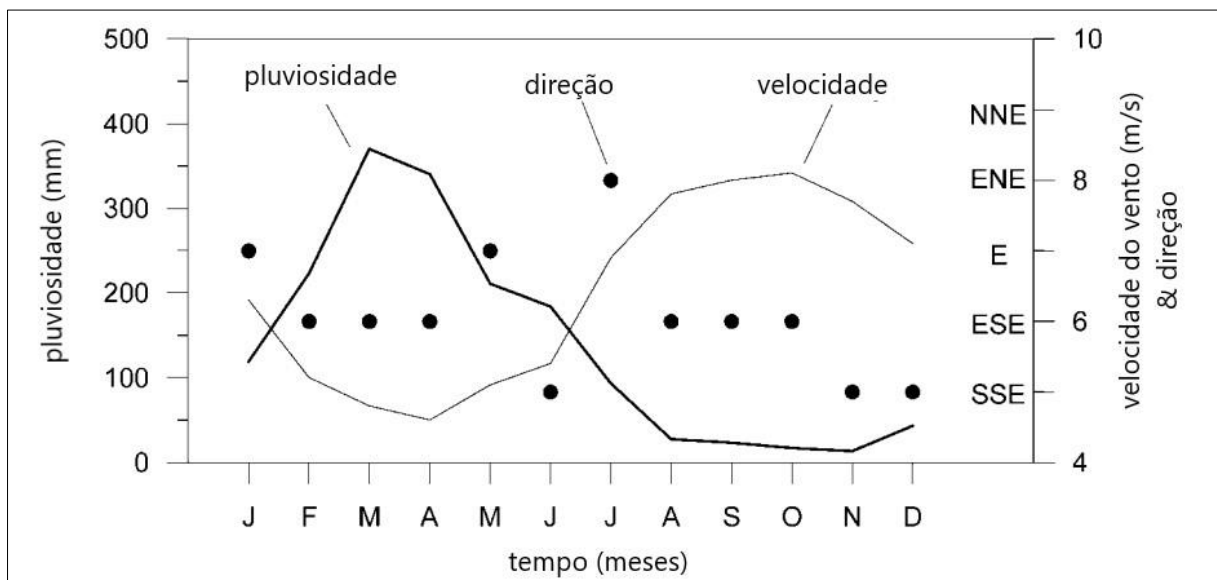
Fonte: A-C – FUNCEME (2022); D-G – GMAO (2015).

A região possui uma pluviosidade média histórica anual de 868,59 mm, sendo que entre 1974 e 2023 foram contabilizados 24 anos onde a pluviosidade total esteve abaixo da média histórica (Figura 10.C). O trimestre de março a maio concentra cerca de 63% da pluviosidade anual (Figura 10.B) com maior intensidade nos meses de março e abril (Figura 10.A), seguido pelo trimestre de dezembro a fevereiro (28%) chegando a uma porcentagem

ínfima de 0,88% no trimestre de setembro a novembro. Esse contraste discrepante da pluviosidade ao longo do ano ocorre pela movimentação latitudinal da ZCIT, que começa a migrar para uma posição mais ao sul entre dezembro e fevereiro (Figura 10.D), atingindo o limite sul da faixa de migração latitudinal entre março e maio configurando o período chuvoso (Figura 10.E), para então voltar a migrar para o norte entre junho e agosto (Figura 10.F) e atingir o limite norte da faixa de migração latitudinal entre setembro e novembro marcando o período seco para a região (Figura 10.G).

A ausência da ZCIT na região abre espaço para a atuação dos ventos alísios de sudeste no estado do Ceará (Figura 11), que passam de uma velocidade média de 5,5 m/s no período chuvoso para 7,8 m/s no período seco (Maia; Freire; Lacerda, 2005). A intensidade dos ventos na região possui relação direta com o deslocamento de campos dunares. O campo de dunas de Canoa Quebrada, localizado na área de estudo, apresenta uma taxa de migração média de 7,25 m/a, com mínima de 0,5 m/a e, a máxima de 18,4 m/a com sentido de migração em direção as planícies fluviais do estuário do Rio Jaguaribe (Pedrosa; Claudino-Sales, 2023). Entretanto, as dunas de Canoa Quebrada apresentam um valor considerado baixo em relação a sua taxa de migração quando comparadas às outras dunas do Ceará, que variam de 15,6 m/a a 27,5 m/a (Carvalho; Maia; Dominguez, 2006).

Figura 11 – Relação entre a pluviosidade (mm), direção e velocidade do vento (m/s) para o estado do Ceará.

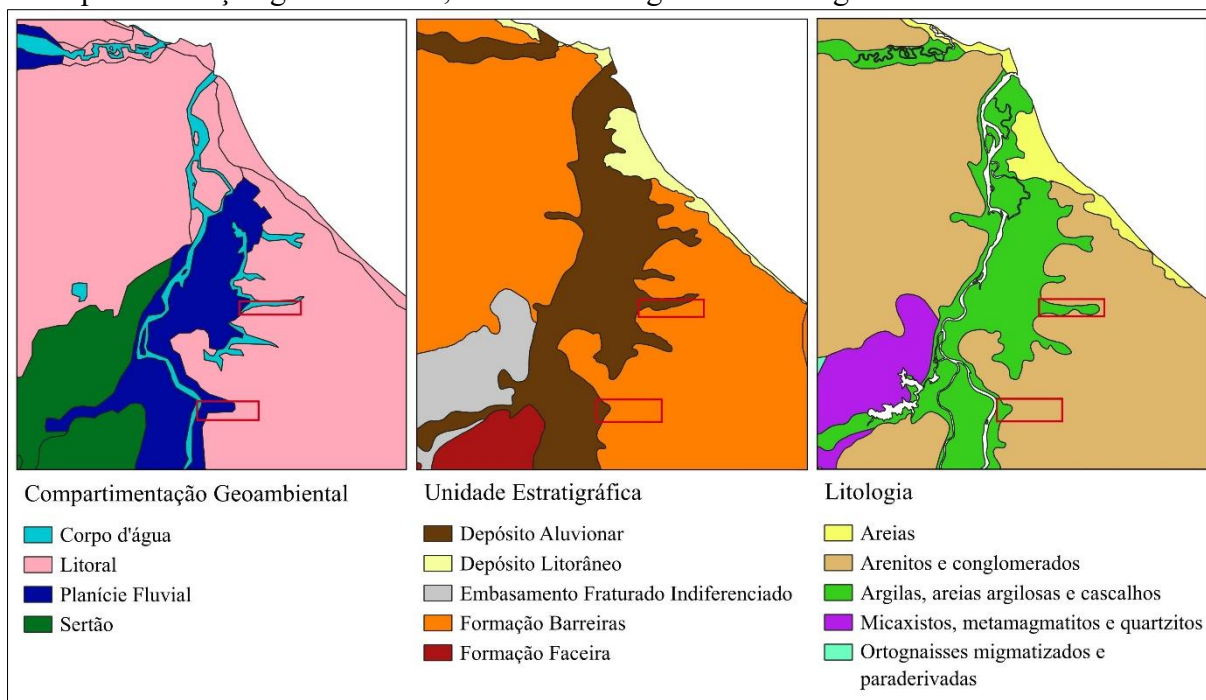


Fonte: Adaptado de Maia, Freire e Lacerda (2005).

Apesar de possuir uma taxa de migração relativamente baixa, a atividade eólica na região é capaz de transportar os sedimentos arenosos dos campos dunares dos depósitos

litorâneos para os depósitos aluvionares. O depósito aluvionar ou aluviões da região são formações quaternárias compostas pelo canal principal do rio Jaguaribe e a planície fluvial, a qual possui uma litologia predominante de argilas, areias argilosas e cascalhos. Além dos depósitos aluvionares, a área de coleta dos testemunhos também está inserida dentro da Formação Barreiras do período Terciário-Quaternário composta em suma maioria por arenitos e conglomerados (Figura 12) (Maia, 1998).

Figura 12 – Mapa geológico simplificado da área de amostragem (retângulo vermelho), quanto a compartimentação geoambiental, unidade estratigráfica e litologia.



Fonte: IPECE (s.d.). Elaboração: Autora.

4.2 Procedimentos iniciais

Em laboratório, os testemunhos foram abertos, medidos e segmentados a cada 1 cm. Durante a segmentação, foi realizada a análise visual das amostras (Figura 13). No testemunho LRJ1, com 26 cm de comprimento, foi observado a predominância de areia nos 10 cm superficiais que diminuíam gradativamente até 20 cm, onde o material predominante era argiloso de coloração acinzentada. O testemunho LRJ2 com 29 cm de comprimento, por sua vez, apresentou material predominante arenoso e lama de coloração acinzentada nos 5 cm superficiais, passando para um material argiloso bem consolidado até 21 cm, e voltando a predominância de sedimentos arenosos. Ambos os testemunhos apresentaram macrorrestos vegetais e animais, como raízes, caules e carapaças.

As amostras seguiram para a estufa (Modelo 5, ICAMO) para serem secas em temperatura máxima de 60 °C para evitar a volatilização do Hg. Em seguida, as amostras foram desagregadas e maceradas com pistilo em cadinho de porcelana e então armazenadas. A análise granulométrica e a determinação do teor de matéria orgânica, metais-traço e Hg-total foram realizadas no Laboratório de Biogeoquímica Costeira (LBC), enquanto para as demais análises, as amostras foram preparadas e enviadas para serem realizadas em outros laboratórios.

Figura 13 - Testemunhos abertos e respectivos materiais biológicos encontrados.



Fonte: Autora.

4.3 Datação por ^{210}Pb

Para a determinação radioquímica de ^{210}Pb para datação, as amostras foram preparadas em segmentação de 2 cm para ambos os testemunhos e enviadas para análise pelo Laboratório de Caracterização de Águas (LAB-ÁGUAS/PUC-Rio). A metodologia adotada seguiu o método proposto por Godoy *et al.* (1998) por medição indireta pela contagem de atividade beta de ^{210}Bi .

A atividade beta foi determinada pela contagem da radiação do ^{210}Bi em contador proporcional de baixa contagem de fundo (modelo LB-770, Berthold Technologies GmbH &

Co.), uma vez que a baixa energia emitida pela partícula beta do ^{210}Pb dificulta a detecção. Com base no tempo de meia-vida do ^{210}Bi (5 dias), estima-se que o equilíbrio radioativo entre ele e o ^{210}Pb seja atingido em trinta dias. O cálculo para determinação da atividade do ^{210}Pb seguiu a equação 1.

$$A_{210\text{Pb}} = \frac{C_{\text{amostra}} - C_{\text{background}}}{RQ \times m \times E_{\beta} (1 - e^{-\lambda(210\text{Bi}) \times t})} \quad \text{Equação 1.}$$

Onde:

$A_{210\text{Pb}}$ = Atividade do ^{210}Pb em Bq/kg;

C_{amostra} = Contagem da amostra em s^{-1} ;

$C_{\text{background}}$ = Contagem do background em s^{-1} ;

RQ = Rendimento químico por gravimetria do cromato de chumbo (PbCrO_4);

m = massa da amostra em kg;

E_{β} = Eficiência de contagem beta do ^{210}Bi ;

$\lambda(^{210}\text{Bi})$ = Constante de desintegração do ^{210}Bi equivalente a 0,1383/d;

t = Tempo entre a precipitação do PbCrO_4 e a contagem em dias.

4.4 Determinação do teor de matéria orgânica

A análise do teor de matéria orgânica seguiu o método gravimétrico através de perda de massa por ignição, seguindo a metodologia de Loring e Rantala (1984). Na literatura, o teor de MO também pode ser referido como LOI₅₅₀ (*lost on ignition*).

O procedimento iniciou com a secagem dos cadinhos de porcelana por 4 horas à 450 °C em forno mufla (EDG3P-S 7000, EDG Equipamentos) para descontaminação, resfriados em dessecador e pesados em balança analítica (modelo ATY224, SHIMADZU). Em seguida, foi pesado 1 g da amostra nos cadinhos em duplicata. As amostras foram calcinadas por 4 horas à 550 °C em forno mufla para eliminação do material orgânico, resfriadas em dessecador e pesadas novamente. O cálculo para determinação do teor de matéria orgânica seguiu a equação 1:

$$\text{MO (\%)} = \frac{Mq}{(Mc + Ms)} \times 100 \quad \text{Equação 1.}$$

Onde:

Mq = Massa após a queima do cadinho com amostra em g;

Mc = Massa do cadinho seco em g;

Ms = Massa inicial da amostra de sedimento em g.

4.5 Determinação de metais e metais-traço

A digestão pseudo-total para determinação da concentração de Al, Ba, Cr, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb, Sr, V e Zn em sedimentos seguiu a metodologia descrita por Aguiar, Marins e Almeida (2007). A segmentação das amostras utilizada foi de 1 cm para ambos os testemunhos. O procedimento iniciou com a pesagem em balança analítica (modelo ATY224, SHIMADZU) e em duplicata de 1,2 g da amostra e 0,6 g de material de referência secundário em tubos de teflon e posterior adição de 15 ml de aqua regia 100% (HCl:HNO₃, 3:1). Os tubos foram vedados e levados para digestão em sistema fechado em forno micro-ondas (modelo *MARS Xpress Technology Inside, CEM Corporation*) com as configurações descritas na tabela 2.

Tabela 2 – Configuração do forno micro-ondas para digestão dos metais em sedimentos.

Etapa	Descrição	Potência inicial (W)	Potência final (W)	Tempo (min)
1 ^a	Pré-aquecimento	1600	1600	10
2 ^a	Aquecimento	1600	1600	20
3 ^a	Resfriamento	0	0	5

Fonte: CEM Corporation (s.d.).

Após a digestão, os extratos foram transferidos para tubos Falcon e aferidos para 45 ml com solução de HNO₃ 0,2%. A leitura das amostras foi realizada em espectrofotômetro de absorção atômica por chama (AAS, modelo AA-7000, SHIMADZU) com chama produzida por combinação de ar-acetileno na determinação de Cr, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb, Sr e Zn. Já para Al, Ba e V foi utilizada chama produzida por combinação de óxido nitroso-acetileno pelos metais formarem óxidos refratários. A solução padrão e a faixa da curva para calibração de cada metal no equipamento constam no Apêndice A, juntamente com o coeficiente de determinação da curva de calibração e o CV das amostras. A determinação da concentração dos metais seguiu o cálculo da equação 2, com exceção do Al e do Fe, que por serem elementos maiores precisam ter suas concentrações convertidas para teores em porcentagem seguindo a equação 3:

$$Me (\mu g/g) = \frac{Me_{Abs} \times FD \times Vol}{Ma} \quad \text{Equação 2.}$$

$$Me (\%) = \frac{Me_{Abs} \times FD \times Vol}{Ma} \times 10.000 \quad \text{Equação 3.}$$

Onde:

Me_{Abs} = Concentração do metal obtida pelo valor da absorbância da curva de calibração em $\mu g \cdot g^{-1}$;

FD = Fator de diluição;

Vol = Volume total do extrato em ml;

Ma = Massa da amostra utilizada para digestão em g.

4.6 Determinação de Hg-total

A metodologia utilizada para determinação de Hg total em sedimentos seguiu uma adaptação de Sial e colaboradores (2014). A segmentação das amostras utilizada foi de 1 cm para ambos os testemunhos. O procedimento iniciou com a pesagem em balança analítica (modelo ATY224, SHIMADZU) e em duplicata de 1 g de amostra e 0,5 g de material de referência secundário em tubos de teflon e posterior adição de 10 ml de ácido nítrico concentrado (HNO_3 65%) para pré-digestão ácida em sistema aberto durante 30 minutos. Os tubos foram vedados e levados para digestão em sistema fechado em forno micro-ondas (modelo MARS Xpress Technology Inside, CEM Corporation) com as configurações descritas na tabela 3.

Tabela 3 – Configuração do forno micro-ondas para digestão de Hg total em sedimentos.

Etapa	Descrição	Potência inicial (W)	Potência final (W)	Tempo (min)
1 ^a	Pré-aquecimento	1600	1600	20
2 ^a	Aquecimento	1600	1600	15
3 ^a	Resfriamento	0	0	5

Fonte: CEM Corporation (s.d.).

Após a digestão, os extratos foram transferidos para balões volumétricos e aferidos para 100 ml com água destilada. A leitura das amostras foi realizada em espectrofotômetro de absorção atômica por geração de vapor frio (CV-AAS, modelo NIC RA-3, NIPPON). A solução

padrão e a faixa da curva para calibração do equipamento constam no Apêndice A, juntamente com o coeficiente de determinação da curva e o CV das amostras. A determinação da concentração de Hg total seguiu o cálculo da equação 4:

$$\text{Hg (ng/g)} = \frac{\text{Hg}_{\text{Abs}} \times \text{FD} \times \text{Vol}}{\text{Alq} \times \text{Ma}} \quad \text{Equação 4.}$$

Onde:

Hg_{Abs} = Massa de mercúrio obtido pelo valor da absorbância da curva de calibração em ng;

FD = Fator de diluição;

Vol = Volume total do extrato em ml;

Alq = Alíquota utilizada para leitura em ml;

Ma = Massa da amostra utilizada para digestão em g.

4.7 Calibração da AAS e CV-AAS e recuperação do material de referência

O limite de detecção do equipamento foi calculado para cada um dos metais seguindo a equação 5, enquanto a porcentagem de recuperação do material de referência secundário foi calculada para determinar a exatidão do método utilizado com o material de referência secundário seguindo a Equação 6.

$$LD_{\text{Equipamento}} = \frac{s \times 3}{a} \quad \text{Equação 5.}$$

Onde:

s = Desvio padrão estimado entre os eixos X e Y da curva de calibração;

3 = Constante referente ao nível de confiança de 98%.

a = Coeficiente angular da reta da regressão linear da curva de calibração.

$$\text{Rec (\%)} = \left(\frac{Co}{Cr} \right) \times 100 \quad \text{Equação 6.}$$

Onde:

Co = Concentração obtida do material de referência secundário pela curva de calibração.

Cr = Concentração referenciada para o material de referência secundário.

4.8 Composição elementar e isotópica da matéria orgânica

Para a análise da composição elementar (CT e NT) e isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$) da matéria orgânica, as amostras foram preparadas em segmentação de 2 cm para ambos os testemunhos e enviadas para análise pelo Laboratório de Ciências Ambientais (LCA/UENF). O procedimento iniciou com a pesagem aproximada de 10 mg em cápsulas de estanho e seguiram para análise em Analisador Elementar *Flash 2000* (*Organic Elemental Analyzer – Thermo Scientific*) acoplado a um espectrômetro de massa *Delta V Advantage* (*Isotope Ratio Mass Spectrometer, IRMS – Thermo Scientific*).

Os valores obtidos para a composição elementar foram expressos em porcentagem (%), enquanto para a composição isotópica foram expressos em parte por mil (‰). Os valores referentes a composição isotópica são obtidos pela razão entre os isótopos pesados e leves de carbono ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) e nitrogênio ($^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$) da amostra, em relação ao valor padrão, sendo o *Vienna Pee Dee Belemnite* (VPDB) para o carbono e o N_2 atmosférico para o nitrogênio (Equação 7). A razão atômica entre carbono e nitrogênio ($[\text{C}/\text{N}]_a$) foi calculada seguindo a equação 8.

$$\delta^N E (\text{‰}) = \left(\frac{R_{\text{amostra}}}{R_{\text{padrão}}} \times -1 \right) \times 10^3 \quad \text{Equação 7.}$$

Onde:

N = número do isótopo mais pesado, sendo 13 para carbono e 15 para nitrogênio;

E = elemento (C ou N);

R_{amostra} = razão isotópica obtida pelo equipamento;

$R_{\text{padrão}}$ = razão isotópica padrão para carbono e nitrogênio.

$$(\text{C}/\text{N})_a = \frac{(\text{CT}/12)}{(\text{NT}/14)} \quad \text{Equação 8.}$$

Onde:

CT = carbono total em %;

NT = nitrogênio total em %;

12 = peso atômico do carbono;

14 = peso atômico do nitrogênio.

4.9 Fator de enriquecimento

O fator de enriquecimento (FE) costuma ser aplicado em estudo ambientais para identificar o grau de contaminação do ambiente. O cálculo para determinação (Equação 9) baseia-se na razão entre a concentração dos metais normalizados pelo Al da amostra e a concentração do mesmo metal normalizado pelo Al por valores que remetem a um ambiente não impactado, ou seja, com características naturais, denominado *background* geoquímico. No entanto, o objetivo do presente trabalho não é analisar grau de contaminação e, por isso, o FE será aplicado puramente para o enriquecimento do metal no ambiente, que pode sim ser por fonte poluidora, mas também por aporte atmosférico ou influência de compostos orgânicos e da biota. Segundo Gao *et al.* (2018), um FE menor que 1,5 determina uma variação dependente de materiais litogênicos ou processos intempéricos naturais.

$$FE = \frac{(Me/Al)_{amostra}}{(Me/Al)_{background}} \quad \text{Equação 9.}$$

Onde:

$(Me/Al)_{amostra}$ = razão entre o valor da concentração do metal e do Al na amostra;

$(Me/Al)_{background}$ = razão entre o valor da concentração do metal e do Al no background geoquímico.

Os valores de *background* geoquímico mais indicados para aplicação são aqueles determinados pelo próprio estudo, não sendo possível determinar, os valores da concentração dos metais na crosta continental são indicados (Bowen, 1979). A tabela 4 apresenta os valores de *background* da crosta continental para os metais utilizados no presente estudo.

Tabela 4 – Valores de concentrações média da crosta continental adotados como *background* geoquímico para os metais, de acordo com Bowen (1979).

Metal	Concentração	Metal	Concentração
Al	8,2	Mn	950
Ba	500	Ni	80
Cr	100	Pb	14
Cu	50	Sr	370
Fe	4,1	V	160
Hg	50	Zn	74

Fonte: Bowen (1979). Os valores das concentrações dos metais estão em µg/g com exceção do Al e Fe em % e do Hg em ng/g.

4.10 Análise estatística

O software *R Studio* com pacote estatístico foi utilizado para as análises estatísticas dos resultados do presente trabalho, assim como a geração dos gráficos. O teste de Shapiro-Wilk foi aplicado para averiguar se as amostras possuíam uma distribuição normal utilizando um intervalo de confiança de 95% ($p > 0,05$). As variáveis que apontaram pelo menos um dos testemunhos com distribuição não-paramétrica ($p > 0,05$) pelo teste de Shapiro-Wilk foram submetidas ao teste de Mann-Whitney para determinar se há uma heterogeneidade entre os dois testemunhos, ou seja, se a diferença entre as medianas é significativa utilizando um intervalo de confiança de 95% ($p < 0,05$). As variáveis que apresentaram distribuição normal ($p > 0,05$) em ambos os testemunhos foram submetidas ao teste t de Student.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Análise estatística

A análise estatística mostrou que, em pelo menos um dos testemunhos, 12 das 18 variáveis não apresentaram uma distribuição normal, e das 12, apenas o Pb e a razão C/N mostraram uma diferença estatisticamente significativa entre os testemunhos. Entre as 6 variáveis que apresentaram distribuição normal, apenas o Ba e o Mn apresentaram diferença significativa entre os testemunhos (Tabela 5).

Tabela 5 – Valor-p referente ao teste de Shapiro-Wilk, Mann-Whitney e t de Student.

Teste de Shapiro-Wilk						
	Al	Ba	Cr	Cu	Fe	Hg
LRJ1	0,02	0,44	0,01	0,001	0,01	0,15
LRJ2	0,08	0,12	0,03	0,40	0,32	0,90
	Mn	Ni	Pb	Sr	V	Zn
LRJ1	0,05	0,0001	0,0006	0,46	0,02	0,006
LRJ2	0,08	0,11	0,04	0,09	0,19	0,007
	MO	CT	NT	C:Na	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{15}\text{N}$
LRJ1	0,01	0,03	0,14	0,92	0,09	0,03
LRJ2	0,14	0,001	0,10	0,0001	0,92	0,28
Teste de Mann-Whitney						
	Al	Cr	Cu	Fe	Ni	Pb
valor-p	0,43	0,53	0,07	0,81	0,04	0,01
	V	Zn	MO	CT	C:Na	$\delta^{15}\text{N}$
valor-p	0,46	0,53	0,53	0,96	0,001	0,09
Teste t de Student						
	Ba	Hg	Mn	Sr	NT	$\delta^{13}\text{C}$
valor-p	1,64e-05	0,90	8,63e-08	0,52	0,33	0,06

Fonte: Autora.

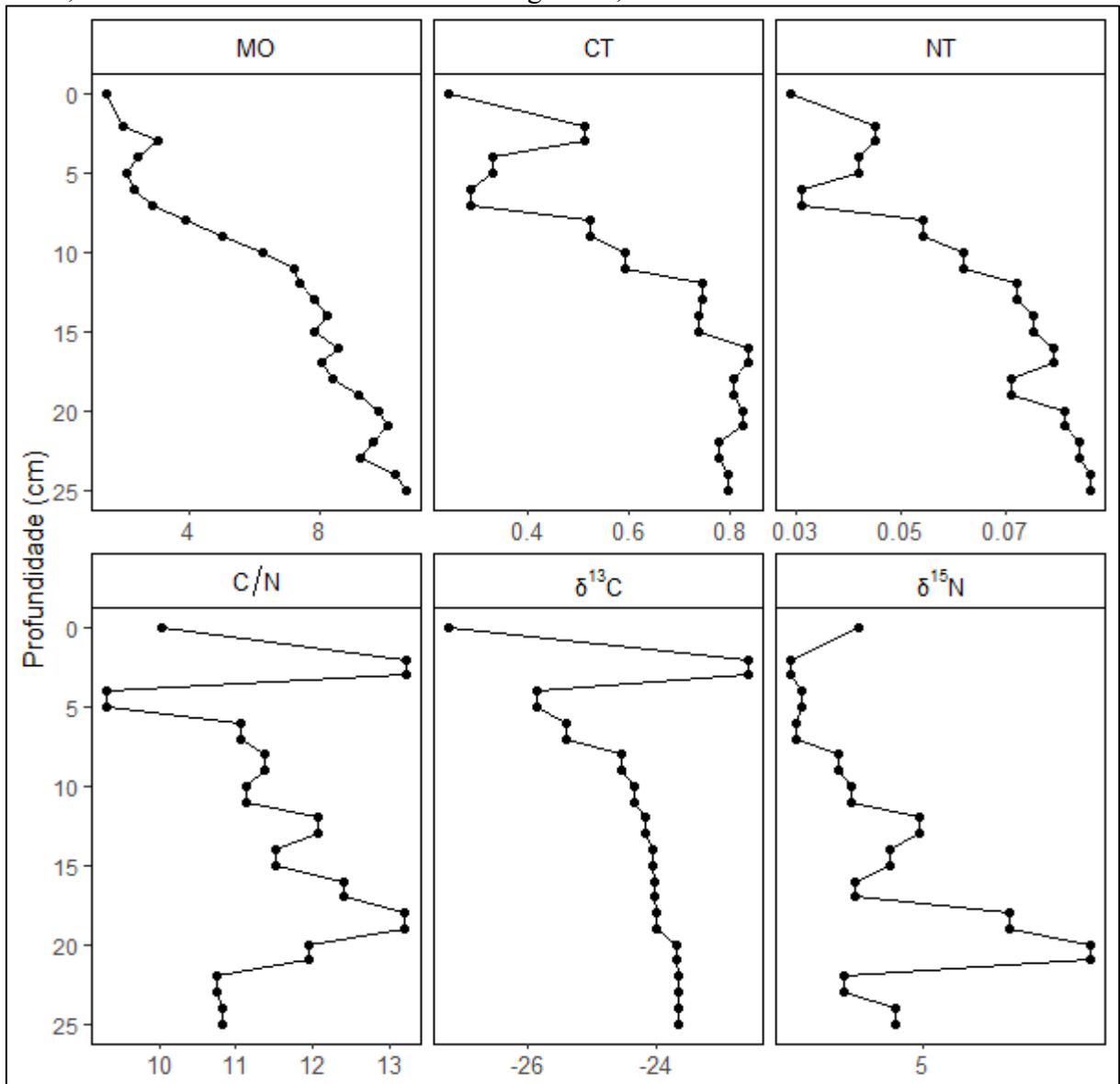
Partindo do resultado do teste de Shapiro-Wilk, a análise de correlação não seguiu a correlação linear de Pearson, sendo adotado o coeficiente de correlação (rs) de Spearman para

relação entre variáveis por função monotética, onde o valor retornado varia entre -1 e 1 e a intensidade da correlação pode ser interpretada pela proximidade do r_s com os limites de variação. A Análise de Componente Principal (PCA) foi realizada para identificar padrões e tendências nos dados de forma simplificada com um subconjunto das variáveis composta pela MO e os metais. A última análise estatística a qual os resultados foram submetidos foi a Análise de Cluster Estratigraficamente Restrita (CONISS) proposta por Grimm (1987), onde há a definição quantitativa de zonas estratigráficas levando em consideração múltiplas variáveis. O resultado da correlação, PCA e CONISS serão discutidas posteriormente.

5.2 Distribuição da MO, CT, NT, C/N, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$

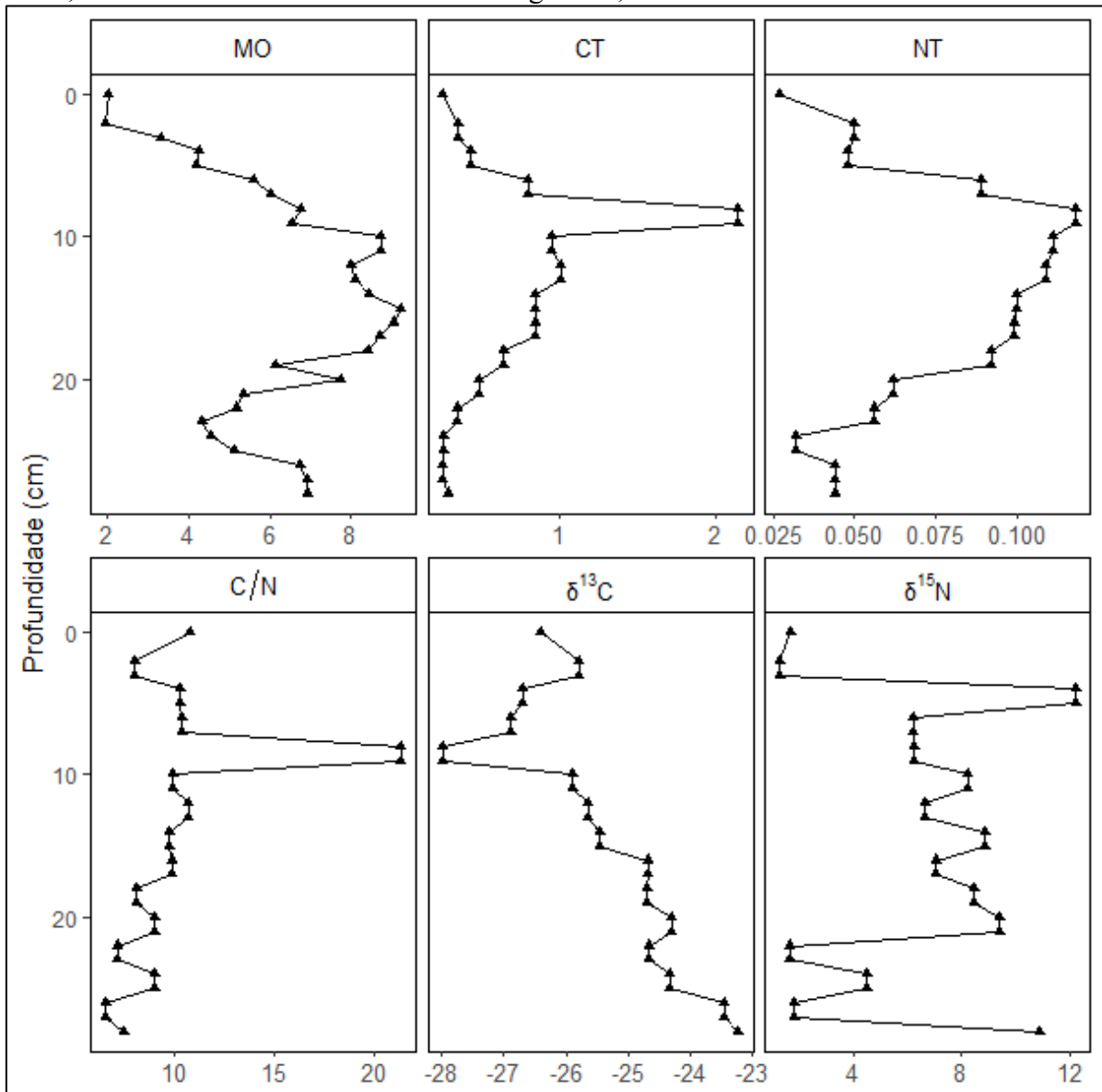
O teor de matéria orgânica, assim como o CT e o NT, está relacionado a quantidade do material orgânico, enquanto o $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ e a razão C/N estão relacionados ao tipo de fonte que contribuiu para os teores do material orgânico. A figura 14 e 15 apresentam os perfis de distribuição de MO, CT, NT, C/N, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ para os testemunhos LRJ1 e LRJ2, respectivamente.

Figura 14 – Perfis de MO, CT, NT, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ e razão C/N em sedimentos para o testemunho LRJ1, localizado na Bacia Inferior do Rio Jaguaribe, NE do Brasil.



Fonte: Autora.

Figura 15 – Perfis de MO, CT, NT, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ e razão C/N em sedimentos para o testemunho LRJ2, localizado na Bacia Inferior do Rio Jaguaribe, NE do Brasil.



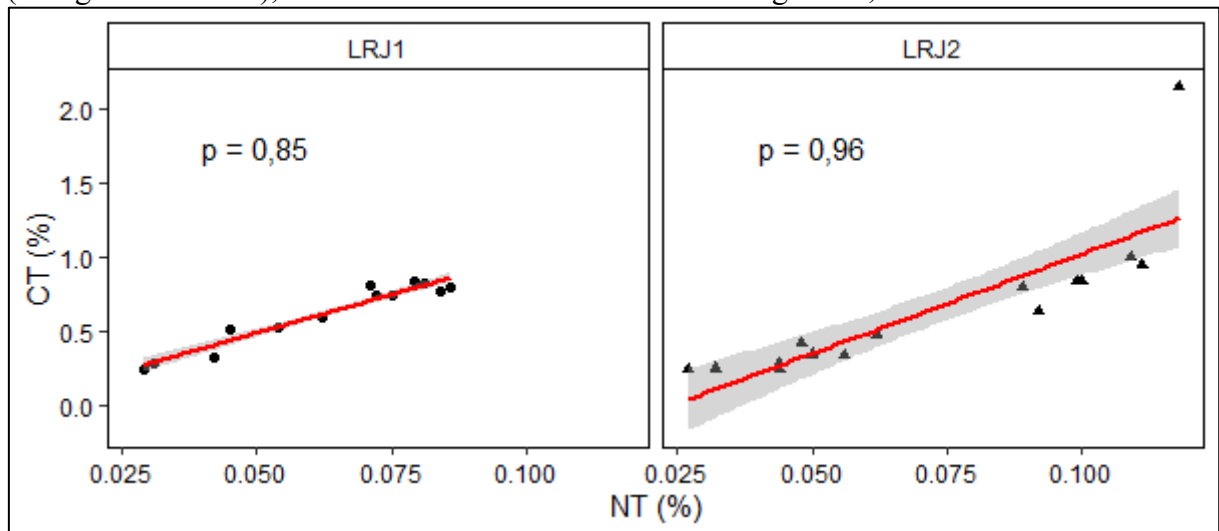
Fonte: Autora.

O teor de MO no testemunho LRJ1 apresentou um valor médio igual a $6,53\% \pm 3,10$ com valor máximo de 10,64% na base e valor mínimo de 1,46% na superfície, mostrando uma diminuição constante do teor de MO ao longo do perfil. O testemunho LRJ2 apresentou valor médio similar ao LRJ1 com $6,33\% \pm 2,1$, mas um comportamento distinto. O teor de MO diminui entre a base (6,93%) e 23 cm (4,33%), para então aumentar até atingir o valor máximo em 15 cm (9,24%), voltando a diminuir até a superfície, onde atinge seu valor mínimo (1,94%).

O comportamento do CT e do NT foram semelhantes entre si e apresentaram valores médios similares entre o testemunho LRJ1 e LRJ2. No entanto, as faixas de variação e perfis de distribuição foram diferentes entre os testemunhos. O testemunho LRJ1 apresentou valor

médio igual a $0,63\% \pm 0,20$ (0,24% - 0,84%) para o CT e $0,06\% \pm 0,02$ (0,03% - 0,09%) para o NT. Os perfis de distribuição ao longo do testemunho LRJ1 mostraram uma diminuição constante da base até 7 cm, aumentando até 2 cm e voltando a diminuir na superfície. De forma semelhante, o testemunho LRJ2 apresentou valor médio igual a $0,68\% \pm 0,49$ (0,25% a 2,15%) para o CT e $0,07\% \pm (0,03\% \text{ a } 0,12\%)$ para o NT, tendo os seus perfis de distribuição aumentando da base até 8 cm onde atinge o seu valor máximo para então diminuir até a superfície. Adicionalmente, foi observado uma correlação positiva significativa entre o CT e o NT no testemunho LRJ1 ($r_s = 0,96$, $p < 0,05$) e LRJ2 ($r_s = 0,85$, $p < 0,05$) indicando a presença de ambos ligados a componentes orgânicos (Talbot; Johannessen, 1992) (Figura 16).

Figura 16 – Relação entre CT e NT para o testemunho LRJ1 (círculos – esquerdo) e LRJ2 (triângulos – direito), localizado na Bacia Inferior do Rio Jaguaribe, NE do Brasil.



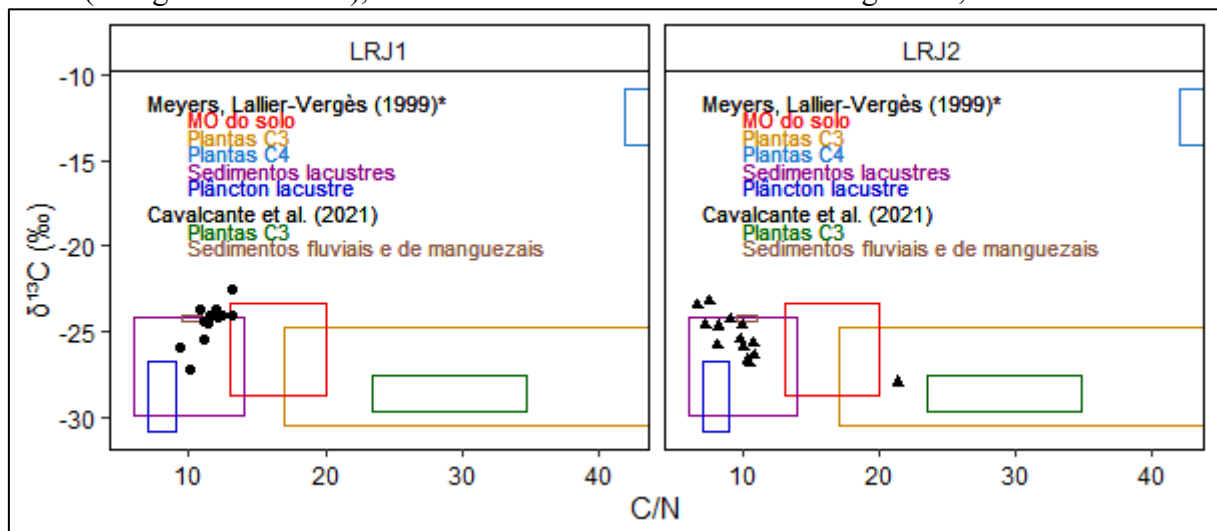
Fonte: Autora.

A razão C/N apresentou média de $11,50 \pm 1,1$ (9,31 a 13,23) para o testemunho LRJ1 e $9,99 \pm 3,34$ (6,63 a 21,31) para o testemunho LRJ2. O perfil de distribuição da razão C/N em ambos os testemunhos não apresenta variação que identifique uma mudança na fonte de material orgânico para o ambiente deposicional, estando dentro do intervalo de variação da razão C/N para matéria orgânica de origem sedimentar superficial lacustre (Meyers; Lallier-Vergès, 1999). Os valores também apresentam similaridade com os valores encontrados para sedimentos de planície fluvial (11,0) e de manguezal (9,5) no estuário do Rio Jaguaribe (Cavalcante *et al.*, 2021). A exceção neste caso foi um pico de 21,31 da razão C/N observado entre 8 e 10 cm no testemunho LRJ2, que relacionado ao pico de COT (2,15%) e aos valores mais negativos de $\delta^{13}\text{C}$ (-27,98%), indicam que no momento da deposição deste intervalo do testemunho houve a maior influência de plantas terrestre do tipo C_3 no ambiente lacustre. A

composição dos isótopos de C e N podem elucidar a influência de diferentes fontes para a matéria orgânica lacustre apontada pela razão C/N (Figura 17).

O $\delta^{13}\text{C}$ apresentou valor médio igual a $-24,30\% \pm 1,01$ ($-27,24\%$ a $-22,58\%$) para o testemunho LRJ1 e $-25,38\% \pm 1,26$ ($-27,98\%$ a $-23,23\%$) para o LRJ2. Em relação ao perfil de distribuição, o LRJ1 teve seus valores diminuindo da base em direção ao topo indicando que a influência de plantas terrestres do tipo C_3 tem aumentado no ambiente de deposição. Essa relação pode ser observada devido as plantas terrestres do tipo C_3 apresentarem valores mais negativos de $\delta^{13}\text{C}$ quando comparadas ao fitoplâncton e as plantas terrestres do tipo C_4 . Já no testemunho LRJ2, o $\delta^{13}\text{C}$ apresentou o mesmo comportamento que o LRJ1 da base até 10 cm com valores se tornando cada vez mais negativos por uma provável influência do material orgânico oriundo de plantas terrestres do tipo C_3 . Entretanto, o LRJ2 apresenta os valores aumentando a partir de 10 cm até a superfície ($-26,41\%$).

Figura 17 – Relação entre $\delta^{13}\text{C}$ e razão C/N para o testemunho LRJ1 (círculos – superior) e LRJ2 (triângulos – inferior), localizado na Bacia Inferior do Rio Jaguaribe, NE do Brasil.



Fonte: Autora.

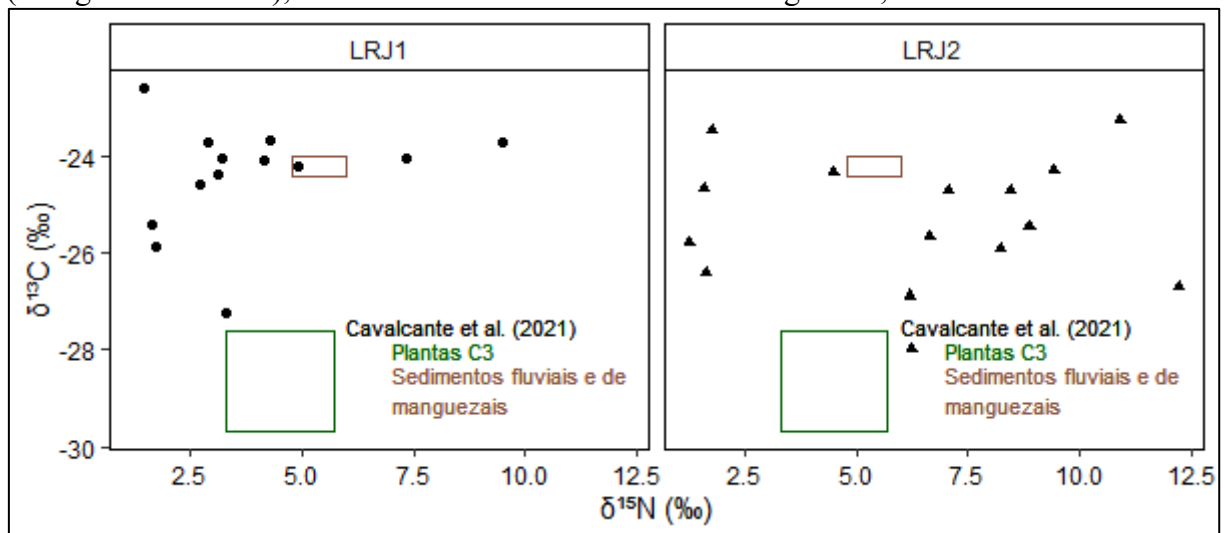
Os valores obtidos no presente estudo para $\delta^{13}\text{C}$ encontram-se inseridos entre os valores encontrados por Cavalcante *et al.* (2021) para plantas C_3 ($-29,7\%$ a $-27,6\%$), sedimentos de planícies fluviais ($-24,0\%$) e manguezais ($-24,4\%$) para o estuário do Rio Jaguaribe. O pico de $\delta^{13}\text{C}$ no valor de $-22,58\%$ observado no testemunho LRJ1 entre 2 e 4 cm está bem próximo aos valores de referência para fitoplâncton marinho na região (Carvalho *et al.*, 2017). Entretanto, não há suporte dos demais marcadores de fontes da matéria orgânica que permitam apontar uma influência marinha.

A hipótese levantada gira em torno da tendência do carbono inorgânico dissolvido (CID) de se tornar mais enriquecido em ^{13}C quando há uma diminuição do balanço entre precipitação e evaporação em lagos fechados (Talbot; Johannessen, 1992). Além disso, a influência de plantas C_4 , que possuem valores entre -14,1‰ a -10,8‰ (Meyers, Lallier-Vergès, 1999), também pode estar atuando em conjunto com o CID enriquecido em ^{13}C (Figura 5.3).

O $\delta^{15}\text{N}$ mostrou variações mais abruptas que os demais indicadores de fontes de material orgânico, com valores médios de $3,83\text{‰} \pm 2,30$ (1,46‰ a 9,49‰) para o LRJ1 e $6,33\text{‰} \pm 3,36$ (1,25‰ a 12,23‰) para o LRJ2. Na literatura, os valores encontrados para $\delta^{15}\text{N}$ na região da Bacia Inferior do Rio Jaguaribe variam entre 3,3‰ a 5,7‰ para plantas C_3 , 4,8‰ para sedimento fluvial e 6‰ para sedimentos de manguezais (Cavalcante *et al.*, 2021) (Figura 17).

5

Figura 18 – Relação entre $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ para o testemunho LRJ1 (círculos – superior) e LRJ2 (triângulos – inferior), localizado na Bacia Inferior do Rio Jaguaribe, NE do Brasil.



Fonte: Autora.

5.3 Distribuição dos metais e metais-traço

A validação da metodologia utilizada para determinação da concentração dos metais foi realizada com base no limite de detecção do equipamento e porcentagem de recuperação do material de referência secundário cujo valores estão contidos na tabela 6. O limite de detecção variou entre 0,03 ng/mL Hg a 0,41 µg/mL para Ba, enquanto a recuperação variou entre 95% para o Mn e 127% para o Ba.

Tabela 6 – Média e desvio padrão do limite de detecção do equipamento e recuperação do material de referência secundário.

Elemento	Limite de Detecção	Recuperação (%)
Al	0,36 ± 0,16	93 ± 13
Ba	0,41 ± 0,11	127 ± 76
Cr	0,05 ± 0,01	101 ± 12
Cu	0,04 ± 0,01	104 ± 8
Fe	0,22 ± 0,13	104 ± 5
Hg	0,03 ± 0,02	104 ± 10
Mn	0,10 ± 0,04	95 ± 6
Ni	0,04 ± 0,01	97 ± 10
Pb	0,04 ± 0,01	96 ± 11
Sr	0,05 ± 0,02	98 ± 29
V	0,34 ± 0,33	108 ± 6
Zn	0,03 ± 0,01	97 ± 2

Fonte: Autora. Os resultados do limite de detecção estão em $\mu\text{g/mL}$ com exceção do Al e Fe em % e do Hg em ng/mL .

A concentração média dos metais encontra-se descrita na tabela 7, juntamente com seu desvio padrão, valores mínimos e máximos. Os perfis de distribuição das concentrações dos metais encontram-se na figura 19 e 20 para o LRJ1 e LRJ2, respectivamente. No LRJ1, a concentração dos metais seguiu a ordem decrescente: Al, Fe, Ba, Mn, Zn, V, Cu, Pb, Ni, Cr, Sr, Hg. O testemunho LRJ2 apresentou quase a mesma ordem, obtendo mudanças entre o Cr, Cu, Ni e Pb, seguindo a ordem decrescente das suas concentrações, sendo: Al, Fe, Ba, Mn, Zn, V, Ni, Cu, Cr, Pb, Sr, Hg. O valor médio das concentrações apontou um aumento de Ba (42,14%), Pb (27,07%), Cu (16,06%), V (6,27%), Sr (5,26%), Al (4,94%) e Hg (1,32%) no LRJ1 quando comparado ao LRJ2, e um aumento de Mn (276,55%), Ni (26,49%), Zn (11,51%), Fe (9,06%) e Cr (8,94%) no LRJ2 quando comparado ao LRJ1.

O fator de enriquecimento dos metais apontou que o Cr, Cu, Mn, Ni, Sr e V tiveram suas concentrações abaixo de 1,5 estando dentro da faixa para alterações por material litogênico ou processos intempéricos naturais (Zhang; Liu, 2002), assim como o Fe no testemunho LRJ1 e o Hg no testemunho LRJ2 (Figura 21). No testemunho LRJ1, o Hg e o Zn apresentaram picos nas camadas superficiais do testemunho, enquanto o Ba apresentou a maior parte de seus valores acima de 1,5 e o Pb obteve todas suas concentrações acima. No LRJ2, o Ba apresentou

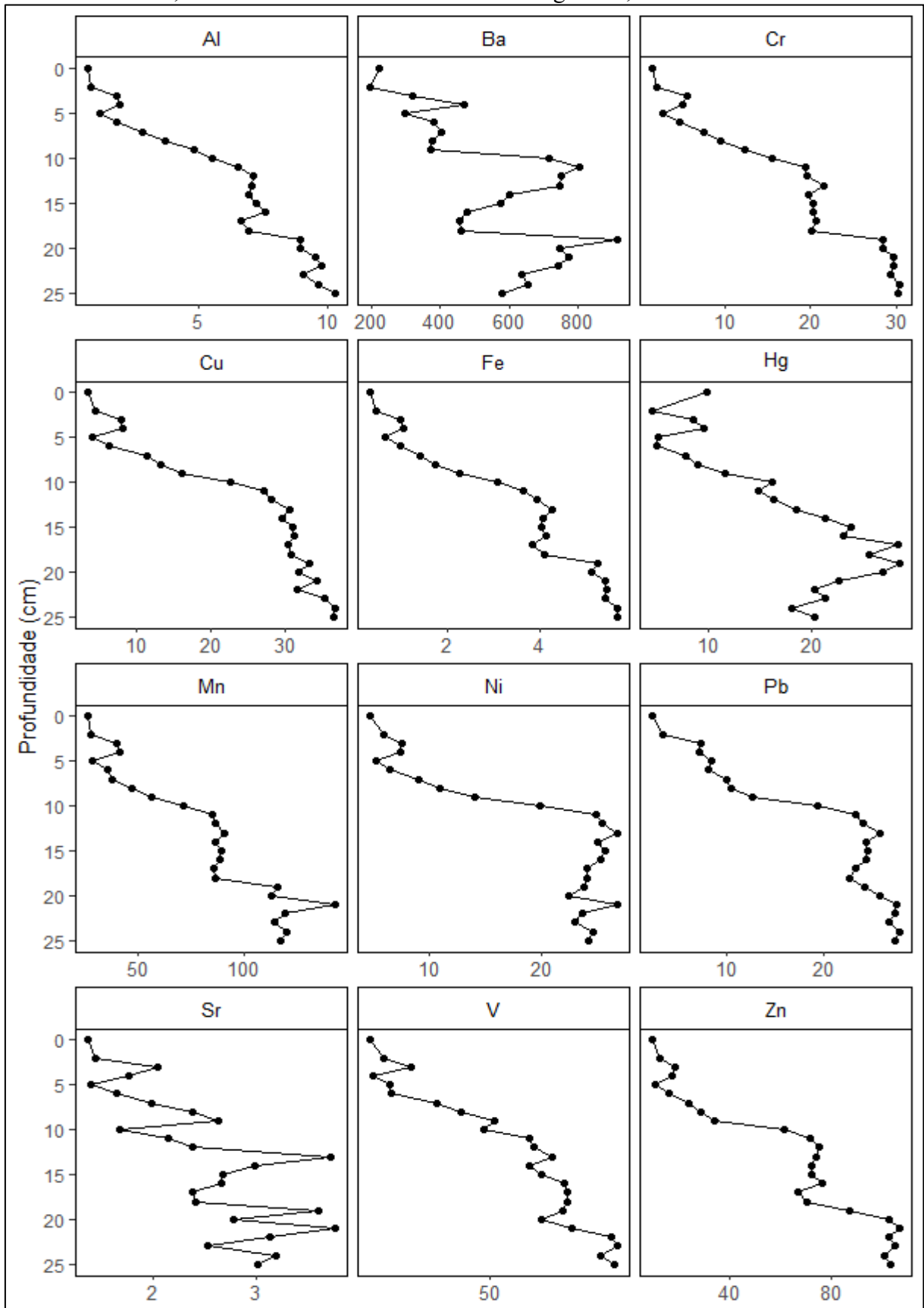
as camadas mais profundas com valores acima de 1,5, enquanto o Pb obteve alguns valores que ultrapassaram a faixa, assim como o Zn. O Fe apresentou um pico em 13 cm no LRJ2.

Tabela 7 – Concentração média dos metais, expressos em Média \pm Desvio padrão (Mínimo – Máximo).

Testemunho	Al	Ba	Cr	Cu
LRJ1	5,87 \pm 3,17 (0,68 – 10,30)	547,1 \pm 197,26 (196,6 – 913,0)	17,34 \pm 10,11 (1,55 – 30,45)	23,04 \pm 11,91 (3,42 – 36,78)
LRJ2	5,58 \pm 1,89 (1,04 – 8,35)	316,57 \pm 139,73 (70,13 – 677,62)	18,89 \pm 5,57 (5,55 – 26,89)	19,27 \pm 6,92 (3,91 – 31,80)
Testemunho	Fe	Hg	Mn	Ni
LRJ1	3,31 \pm 1,83 (0,37 – 5,64)	16,68 \pm 7,63 (4,60 – 28,48)	77,92 \pm 34,77 (26,48 – 142,51)	18,42 \pm 8,33 (4,72 – 26,79)
LRJ2	3,61 \pm 1,34 (0,71 – 5,64)	16,46 \pm 5,55 (5,41 – 27,65)	293,41 \pm 158,28 (30,84 – 592,52)	23,30 \pm 8,47 (4,26 – 35,34)
Testemunho	Pb	Sr	V	Zn
LRJ1	18,69 \pm 8,75 (2,36 – 27,74)	2,47 \pm 0,71 (1,38 – 3,77)	56,28 \pm 29,41 (7,20 – 95,33)	60,81 \pm 34,53 (10,00 – 106,49)
LRJ2	13,63 \pm 4,89 (2,20 – 20,94)	2,34 \pm 0,79 (1,02 – 3,84)	52,75 \pm 29,96 (0,54 – 119,37)	67,81 \pm 27,10 (13,95 – 101,75)

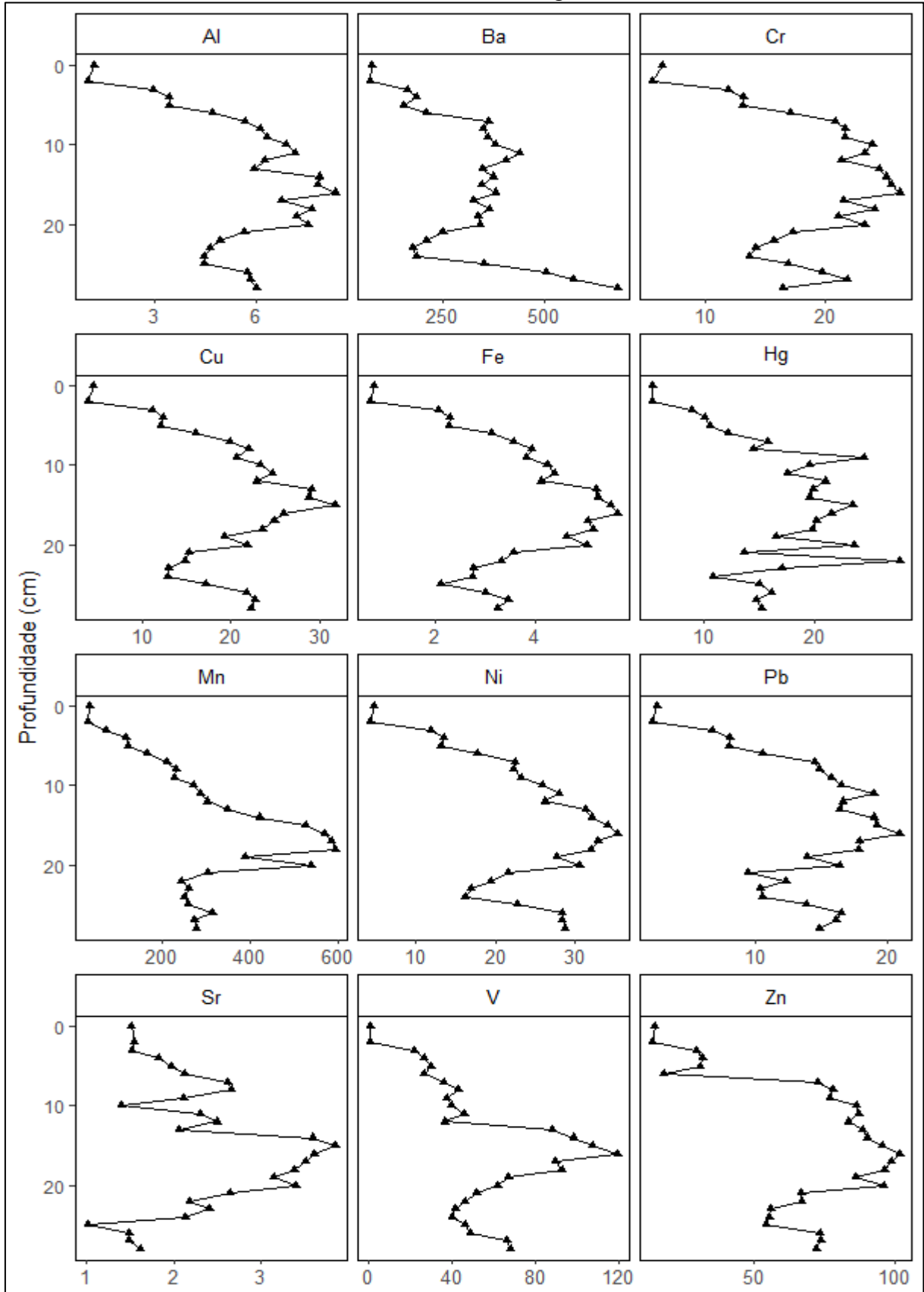
Fonte: Autora. Os valores das concentrações dos metais estão em $\mu\text{g/g}$ com exceção do Al e Fe em % e do Hg em ng/g .

Figura 19 – Perfis de distribuição das concentrações de metais em sedimentos para o testemunho LRJ1, localizado na Bacia Inferior do Rio Jaguaribe, NE do Brasil.



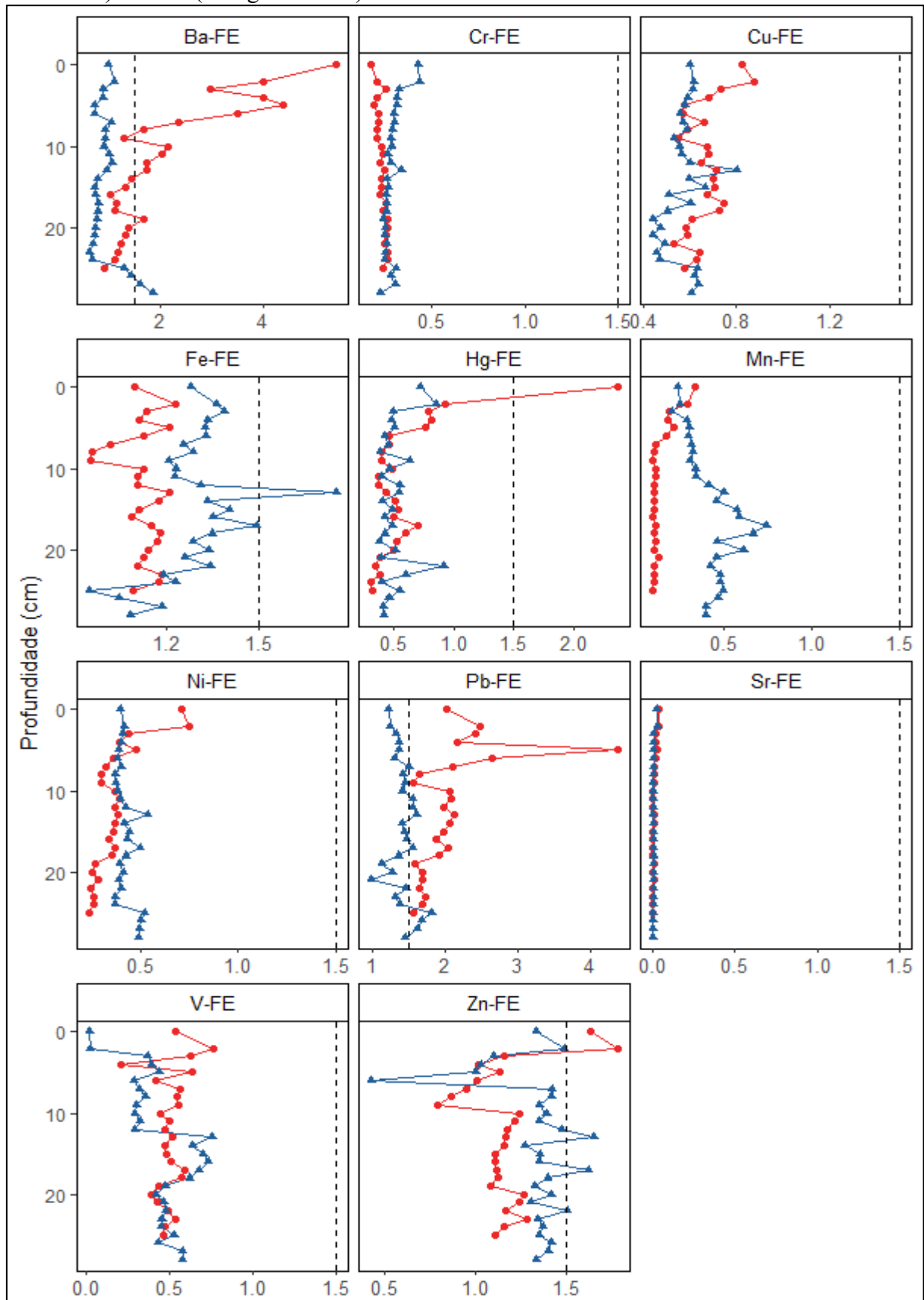
Fonte: Autora. Os valores das concentrações dos metais estão em µg/g com exceção do Al e Fe em % e do Hg em ng/g.

Figura 20 – Perfis de distribuição das concentrações de metais em sedimentos para o testemunho LRJ2, localizado na Bacia Inferior do Rio Jaguaribe, NE do Brasil.



Fonte: Autora. Os valores das concentrações dos metais estão em $\mu\text{g/g}$ com exceção do Al e Fe em % e do Hg em ng/g .

Figura 21 – Fator de enriquecimento (FE) dos metais para o testemunho LRJ1 (círculos vermelhos) e LRJ2 (triângulos azuis).



Fonte: Autora. Linha pontilhada representa o valor de 1,5, proposto.

Ao comparar as faixas de concentrações de ambos os testemunhos com outros ambientes da bacia inferior do Baixo Jaguaribe, é possível notar que as concentrações dos metais se assemelham aos demais ambientes (Tabela 8). Os metais Cu, Fe, Mn, Ni e Zn tiveram suas concentrações máximas acima do observado em todos os ambientes, e o Ba teve suas concentrações mínimas abaixo do observado para o estuário (Rios, 2018). Por outro lado, a concentração mínima dos demais metais, que se encontram em profundidades superficiais, entraram na faixa de variação de algum dos ambientes, em especial os valores de referências de solos do município de Itaiçaba e Fortim (Oliveira, 2012), o que pode levantar a hipótese de uma característica dos sedimentos em tempos recentes. Não foram encontrados valores de referência para Sr e V na bacia inferior do Baixo Jaguaribe, sendo o presente estudo o primeiro dado que poderá ser utilizado como referência para trabalhos futuros.

Tabela 8 – Valores encontrados na literatura para metais em sedimentos na Bacia Inferior do Rio Jaguaribe.

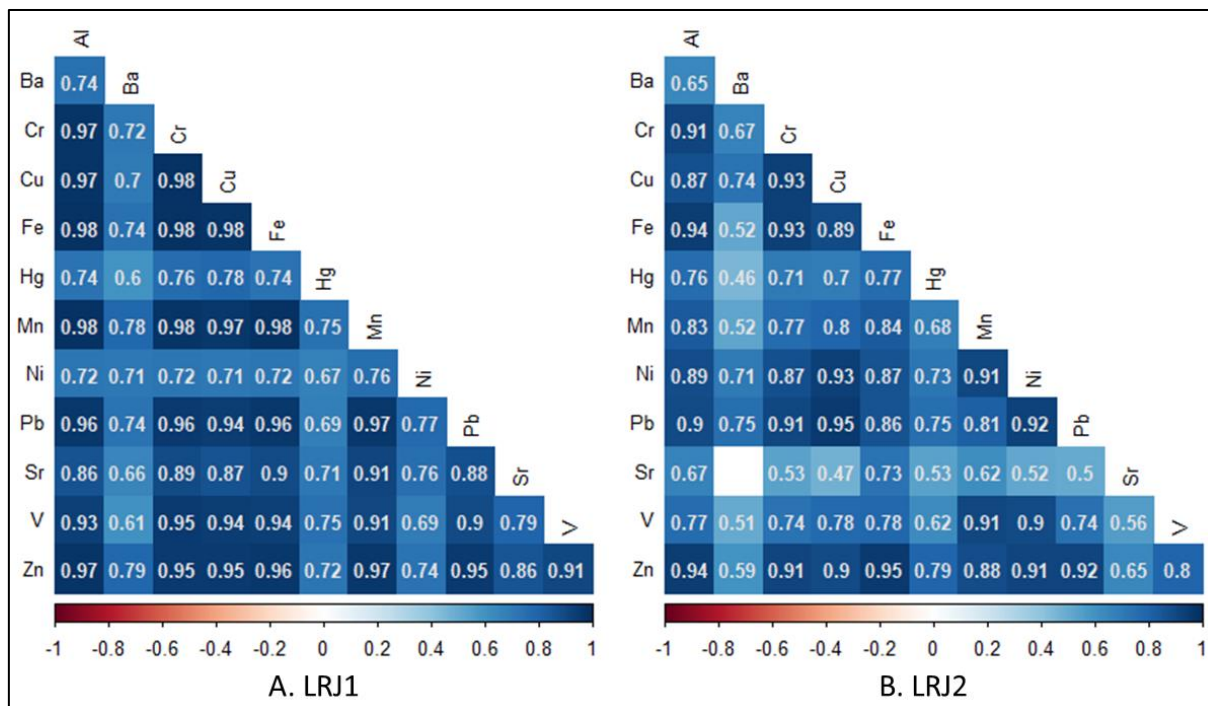
Metal	Este estudo ¹	Solos ²	Estuário ^{2,3}	Canal ^{4,5}	Lago ⁶
Al	0,68 – 10,30	0,1 – 4,3	0,5 – 5,7	1,0 – 38,4	0,1 – 0,6
Ba	70,3 – 913,0	–	95,2 – 1889,2	–	–
Cr	1,55 – 30,45	0,9 – 77,1	13,4 – 30	–	–
Cu	3,42 – 36,78	0,2 – 29,5	3,8 – 23,6	–	5,8 – 19,9
Fe	0,37 – 5,64	0,0 – 3,0	1,1 – 2,7	–	0,1 – 0,5
Hg	4,60 – 28,48	–	–	0,7 – 27,9	–
Mn	26,48 – 592,62	0,2 – 437,8	–	–	50,8 – 470,0
Ni	4,26 – 35,34	0,1 – 33,3	5,9 – 13,7	–	–
Pb	2,20 – 27,74	0,8 – 71,5	6,7 – 10,8	–	–
Sr	1,02 – 3,77	–	–	–	–
V	0,54 – 119,37	–	–	–	–
Zn	10,00 – 106,49	1,4 – 93,4	11,5 – 92,6	–	20,2 – 102,9

Fonte: 1 – Autora; 2 – Oliveira (2012); 3 – Rios (2018); 4 – Torres (2009); 5 – Costa (2009); 6 – Félix (2018).

A análise de correlação entre os metais mostrou uma relação positiva e estatisticamente significativa ($p > 0,05$) entre todos os metais tanto para o LRJ1 (Figura 22.A) como para o LRJ2 (Figura 22.B), com exceção da correlação entre o Sr e o Ba no testemunho LRJ2. No testemunho LRJ1, as correlações de Spearman entre Cu-Cr, Fe-Al, Fe-Cr, Fe-Cu, Mn-Al, Mn-Cr e Mn-Fe foram as maiores com 0,98, enquanto a correlação Hg-Ba foi a menor

com 0,60. Para o testemunho LRJ2, as correlações entre Pb-Cu e Zn-Fe foram maiores com 0,95 e Sr-Cu foi a menor com 0,47.

Figura 22 – Matriz de correlação de Spearman com intervalo de confiança de 95% ($p > 0,05$) para o testemunho LRJ1 (A) e LRJ2 (B), localizados na Bacia Inferior do Baixo Jaguaribe, nordeste do Brasil.



Fonte: Autora. Ausência de dados representada por quadro branco significa dados com correlação não significativa estatisticamente.

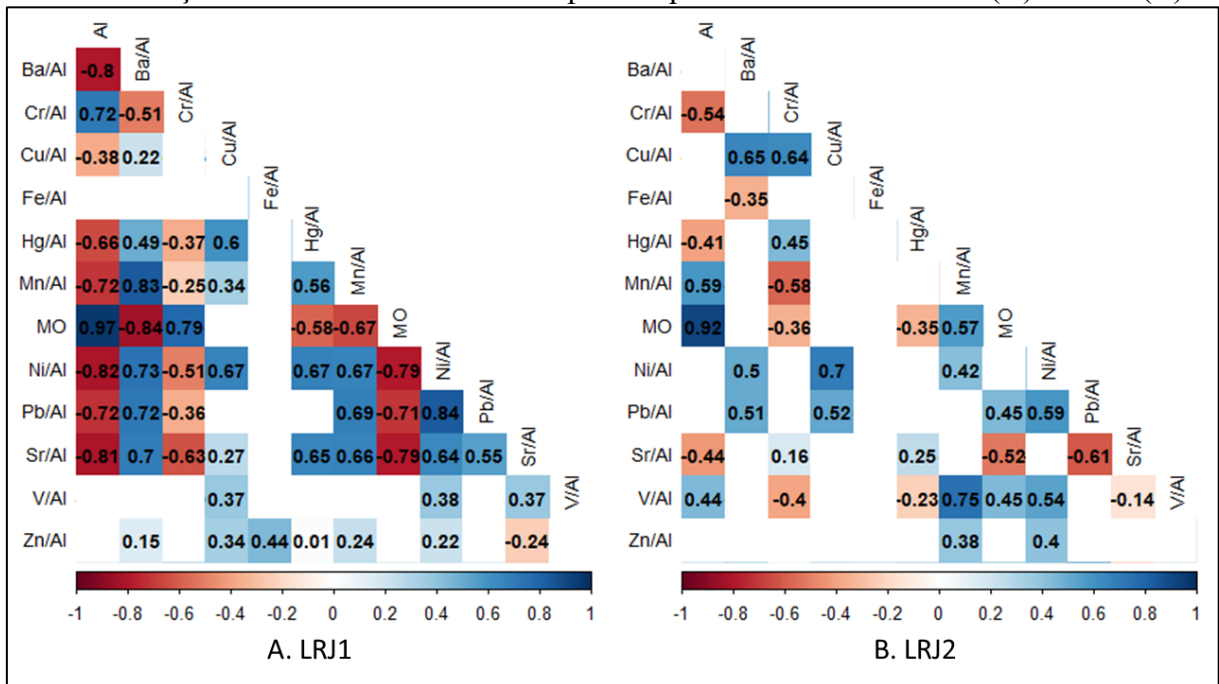
A relação entre a MO, o Al e os demais metais é nítida ao observar os perfis dos metais nas figuras 19 e 20 e da MO na figura 14 e 15, o que evidencia a contribuição litogênica e orgânica para a concentração de metais no ambiente deposicional. A primeiro instante, a variação dos metais se restringe a sua ligação a compostos detríticos e orgânicos para o ambiente deposicional, não deixando margem para uma evidente variação por outro fator ambiental. Uma forma de isolar a variação da concentração do metal que independe da ligação a MO e ao Al é a normalização.

A normalização por Al é mais comumente utilizada do que a normalização pela matéria orgânica, pelo fato do Al ser um metal com pouca solubilidade e mobilidade, enquanto a MO pode ser decomposta, remineralizada, adsorvida a superfície de óxidos de Al e Fe e complexada com íons de Al. Ainda assim, os metais foram normalizados tanto pela MO como pelo Al em ambos os testemunhos para averiguar a ocorrência de algum pico, que não teria influência da ligação com os componentes. No entanto, as concentrações normalizadas por

ambos mostraram comportamento semelhante para a maioria dos metais no testemunho LRJ1 e LRJ2, sendo preferível a adoção das normalizações pelo Al.

Após a normalização, foi realizada outra análise de correlação entre as concentrações dos metais normalizadas, a MO e o Al. Nesse caso, a correlação pode apresentar duas interpretações: (I) quando o metal normalizado não apresenta correlação significativa estatisticamente ou uma correlação negativa com o normalizador, a variação no metal normalizado está independente ao normalizador; (II) quando o metal normalizado ainda apresenta correlação positiva significativa estatisticamente com o normalizador, a variação do metal ainda está dependente dele, seja a MO ou o Al. Esse comportamento é o que poderá elucidar a aplicação e interpretação dos metais como indicadores de condições paleoambientais. A figura 23 traz a matriz de correlação para os metais normalizados pelo Al em ambos os testemunhos.

Figura 23 – Matriz de correlação de Spearman com intervalo de confiança de 95% ($p > 0,05$) das concentrações dos metais normalizados pelo Al para o testemunho LRJ1 (A) e LRJ2 (B).



Fonte: Autora. Ausência de dados representada por quadro branco significa dados com correlação não significativa estatisticamente.

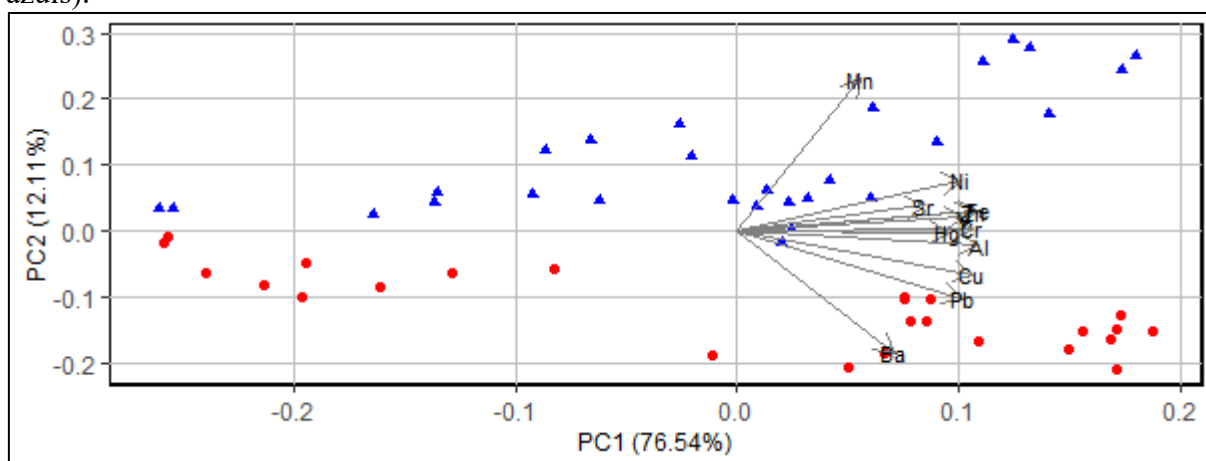
A Análise de Componente Principal (PCA) foi aplicada para observar e estimar a contribuição de fatores que influenciam a concentração dos metais e o teor da matéria orgânica em ambos os testemunhos. A PCA conseguiu explicar 88,65% da variação total dos metais, tendo o fator 1 representado 76,54% e o fator 2 apenas 12,11% das variações (Figura 24). É possível que a PC1 esteja representando a influência da pluviosidade no aporte de material para

o ambiente deposicional por escoamento superficial, visto que as profundidades dos testemunhos onde a PC1 mostrou relação positiva com todas as variáveis também são as profundidades que apresentaram maiores teores de Al e Fe.

No entanto, é a PC2 que separa ambos os testemunhos pela diferença entre as concentrações de Ba e Mn. O testemunho LRJ1 apresenta um aumento de 42,14% na concentração média de Ba comparado ao observado no LRJ2. Em estudo no canal principal do estuário do Rio Jaguaribe, Rios (2018) observou o aumento de Ba da costa em direção ao interior do continente, sendo o mesmo comportamento observado para o LRJ1, mais próximo a costa, e para o LRJ2, localizado mais ao interior do continente.

Já o Mn apresentou um aumento de 276,55% em sua concentração média no LRJ2 quando comparado ao LRJ1. A malha amostral de Oliveira (2012), todavia, possui dois pontos próximos ao local de amostragem do testemunho LRJ1 e LRJ2, os pontos SI₁₆ com concentração média de 19,3 $\mu\text{g/g} \pm 1,0$ e o ponto SI₁₄, com 283,9 $\mu\text{g/g} \pm 24,5$, respectivamente. Oliveira (2012) atribuiu essa diferença aos processos intempéricos que podem diferir entre os pontos, visto que ambos possuem o mesmo tipo de solo, os Neossolos quartzarênicos.

Figura 24 – PCA dos metais para o testemunho LRJ1 (círculos vermelhos) e LRJ2 (triângulos azuis).



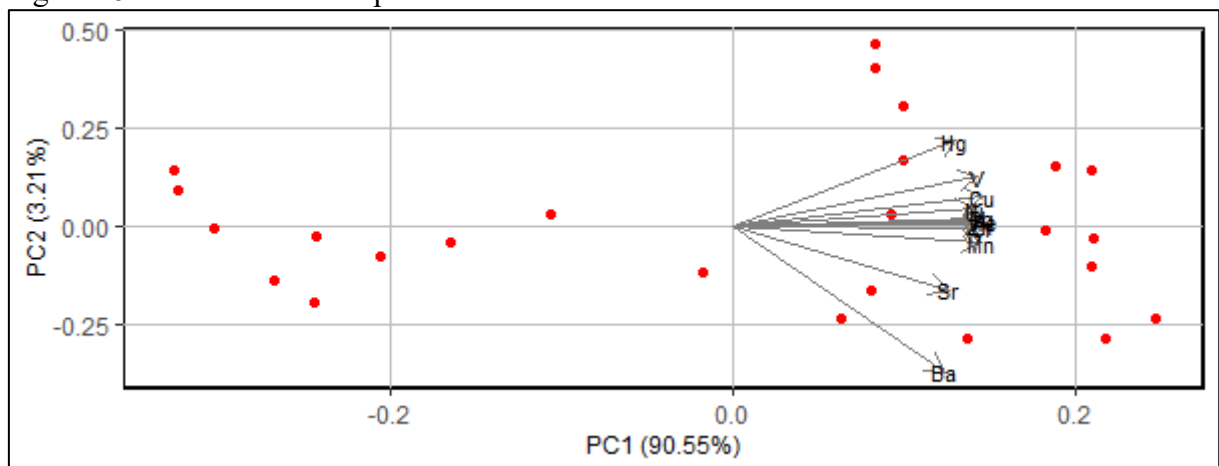
Fonte: Autora.

A PCA do testemunho LRJ1 (Figura 25) explica 93,76% da variação apresentada, tendo a PC1 composto 90,55% dessa variação e a PC2 3,21%. A PC1 obteve uma contribuição bem distribuída dos metais, onde os três maiores foram o Fe, Al e Cu, podendo essa relação da PC1 com metais indicadores de aporte detrítico ser a resposta para a representação do escoamento superficial e o principal carreador de metais para o ambiente deposicional. O Cu,

além de ligado ao material detrítico, possui contribuição da MO, o que intensifica sua contribuição.

A PC2 conta com a predominância do Ba, seguida do Hg e do Sr, e ainda que em menor escala, ela pode representar a formação de carbonatos para o Ba, de evaporitos para o Sr e a adsorção de metais ao material orgânico representado pela ligação entre a MO e o Hg. Em primeira instância, é possível que a PC2 represente as variações no balanço hídrico (precipitação - evaporação), uma vez que, o Ba e o Sr podem formar carbonatos e evaporitos em condições secas devido a diminuição da solubilidade dos metais pela redução do volume hídrico do lago (Hartmann; Wünnemann, 2009). Pelo contrário, condições com alta pluviosidade permitem uma maior deposição úmida do Hg, que pode ser adsorvido a MO no momento da deposição no sedimento e preservado sob condições anóxicas proporcionadas por um maior nível do lago. O V e o Cu são os metais que mais contribuem para a PC2 em seguida, sendo um metal que precipita sob condições anóxicas e um metal que possui ligação com a MO e pode representar a produtividade, respectivamente, ambos corroboram o papel da PC2 como componente representante da variação do lago pelo balanço hídrico.

Figura 25 – PCA dos metais para o testemunho LRJ1.



Fonte: Autora.

A PCA do testemunho LRJ2 (Figura 26) explica 90,45% da variação apresentada, tendo a PC1 composto 81,17% dessa variação e a PC2 9,28%. A PC1 do testemunho LRJ2 também obteve uma contribuição bem distribuída dos metais, sendo os três maiores representados pelo Ni, Al e Fe. A PC1 representa o material detrítico pela presença do Al e Fe, e no lugar do Cu, o Ni estaria sendo intensificado pelo material orgânico.

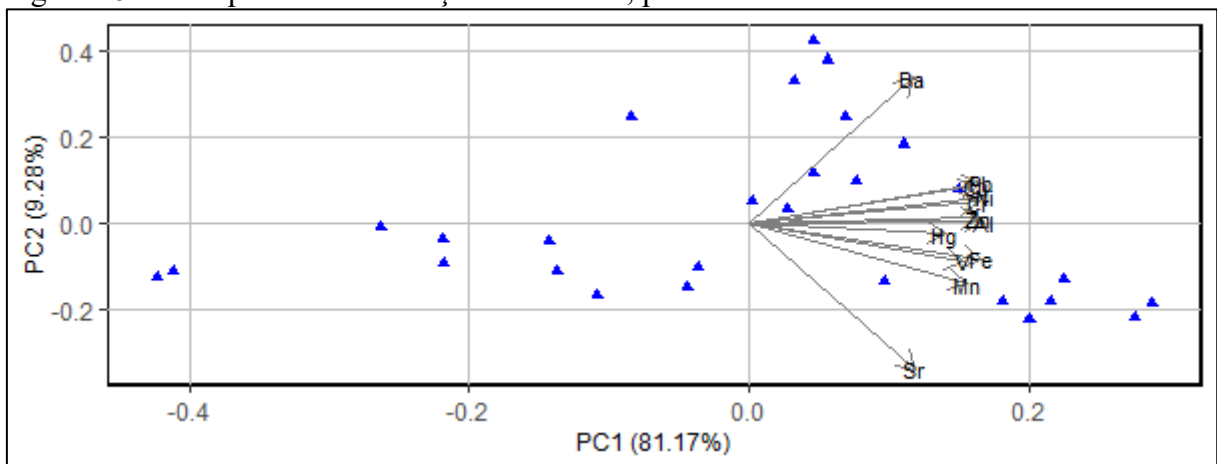
A PC2, no entanto, apresenta sua variação controlada em suma maioria pelo Ba e pelo Sr, ambos que compõem o indicador de salinidade Sr/Ba. Ao contrário do testemunho

LRJ1, onde as concentrações de Ba/Al e Sr/Al apresentaram uma correlação positiva significativa, não houve correlação para ambos no testemunho LRJ2. Isso pode indicar que além de ligado aos carbonatos, o Ba pode estar ligado aos sulfatos, formando o mineral barita (BaSO_4), enquanto o Sr estaria mais solúvel, visto que a precipitação do mineral celestita (SrSO_4) ocorre apenas sob condições adequadas de saturação e evaporação da coluna d'água.

Portanto, a razão Sr/Ba e a PC2 estariam representando a variação no balanço hídrico, assim como a PC1 do testemunho LRJ1. A diferença na influência da PC2 entre os testemunhos, pode ser explicada pela profundidade em que cada testemunho foi coletado. O LRJ1 estava sob um metro de coluna d'água, enquanto o LRJ2 sob meio metro de coluna d'água, tornando qualquer variação em um ambiente sob menor coluna d'água mais sensível de ser registrada no sedimento. A Tabela 9 traz a contribuição percentual de cada metal em ambos os testemunhos.

Além disso, a baixa variação da contribuição da PC1 e PC2 em ambos os testemunhos pode levantar a hipótese de uma mudança não tão brusca nas condições ambientais, levando a crer que apesar de haver uma mudança, ela foi pouca, mas o suficiente para ser registrada nos sedimentos.

Figura 26 – PCA para a concentração dos metais, para o LRJ1 e LRJ2.



Fonte: Autora.

Tabela 9 – Contribuição dos metais para os três maiores componentes principais observados no testemunho LRJ1 e LRJ2.

Testemunho	LRJ1		LRJ2	
	PC1	PC2	PC1	PC2
Al	9,03	0,09	9,79	0,01
Ba	6,42	57,62	4,79	40,01
Cr	8,99	0,00	9,41	0,87
Cu	9,02	2,49	9,25	2,67
Fe	9,10	0,06	9,57	2,35
Hg	7,14	19,99	6,84	0,18
Mn	8,84	0,69	8,42	6,78
Ni	8,41	0,89	9,89	1,38
Pb	8,91	0,23	9,53	3,19
Sr	6,66	11,06	4,92	39,87
V	8,57	6,87	8,14	2,64
Zn	8,91	0,01	9,45	0,08
Autovalor	10,86	0,38	9,74	1,11
Variância %	90,55	3,21	81,17	9,28
Variância acumulada %	90,55	93,76	81,17	90,45

Fonte: Autora.

5.4 Aplicação e interpretação dos indicadores de mudanças paleoambientais

5.4.1 Paleohidrologia e paleoclima

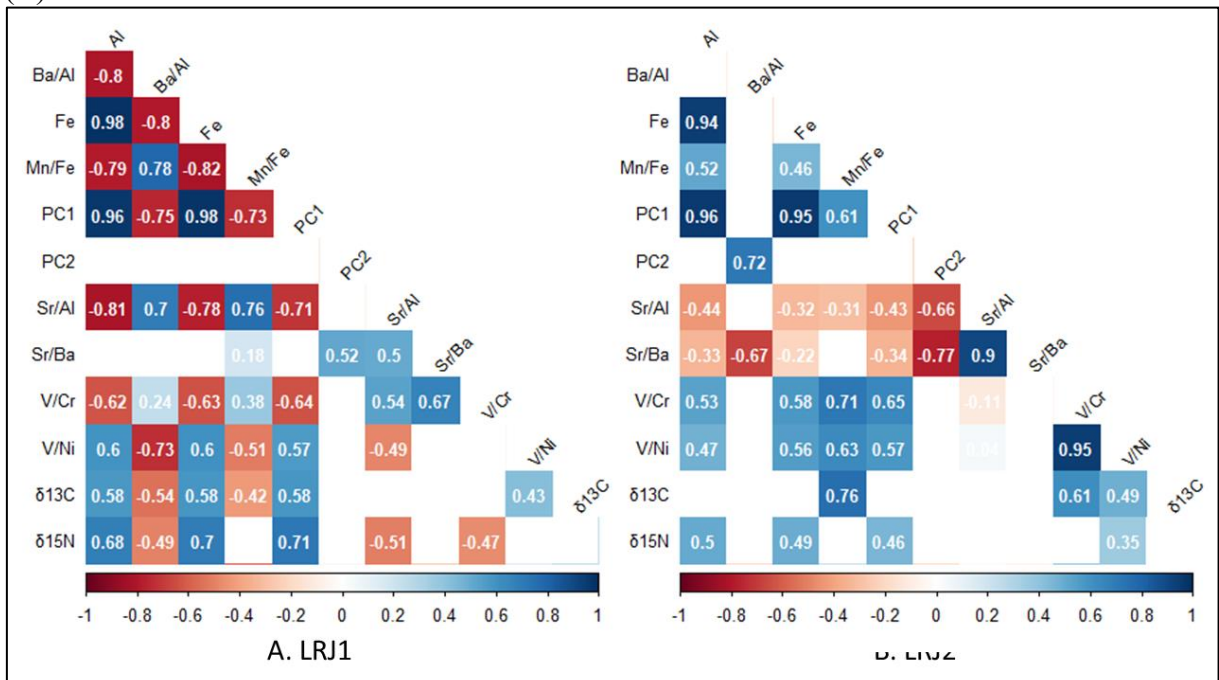
As condições paleoclimáticas e paleohidrológicas mostraram controlar a concentração dos metais nos lagos do estuário do Rio Jaguaribe como obtido pela PC1 e PC2 de ambos os testemunhos. A CONISS foi realizada para a variação da PC1 e PC2 dos testemunhos, onde foram delimitadas quatro zonas estratigráficas para o LRJ1 e cinco zonas estratigráficas para o LRJ2. O conjunto de indicadores selecionados para a reconstrução das condições de aporte detrítico foram as concentrações dos metais Al e Fe.

Ainda assim, a correlação dos metais normalizados pelo Al pode identificar quais metais ainda dependem do aporte detrítico em sua composição, como o caso do Cr/Al ($r_s = 0,72$) no LRJ1. No LRJ2, dois metais indicadores de condições redox com comportamento

diferente apresentam correlação positiva com o Al, sendo o Mn/Al ($r_s = 0,59$), que precipita sob condições óxicas, e o V/Al ($r_s = 0,44$) que precipita sob condições anóxicas. Uma vez que o Al e o Fe representam a entrada de aporte detrítico impulsionado por condições pluviométricas para o ambiente deposicional, uma alta intensidade de escoamento superficial pode favorecer condições anóxicas e a precipitação de V no sedimento. Entretanto, espera-se uma diminuição das concentrações de Mn, caso que não ocorreu no testemunho LRJ2, levantando a hipótese de que há uma fonte adicional de Mn para o ambiente deposicional.

A hipótese pode ser corroborada pela compatibilidade entre a PC1 e as razões elementares indicadoras de oxirredução que utilizam Mn (Mn/Fe) e V (V/Cr e V/Ni). No LRJ1, a PC1 exibiu correlação negativa com o Mn/Fe e V/Cr, e positiva com a razão V/Ni. Enquanto no LRJ2, onde o Mn apresenta influência detrítica e o Cr não, a PC1 exibiu correlação positiva com o Mn/Fe, V/Cr e V/Ni. A PC1 também obteve uma correlação positiva significativa com o $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ no LRJ1 e com o $\delta^{15}\text{N}$ no LRJ2, demonstrando a influência da climatologia na composição isotópica da MO (Figura 27).

Figura 27 – Matriz de correlação de Spearman com intervalo de confiança de 95% ($p > 0,05$) dos indicadores de paleohidrologia e paleoclimatologia para o testemunho LRJ1 (A) e LRJ2 (B).



Fonte: Autora. Ausência de dados representada por quadro branco significa dados com correlação não significativa estatisticamente.

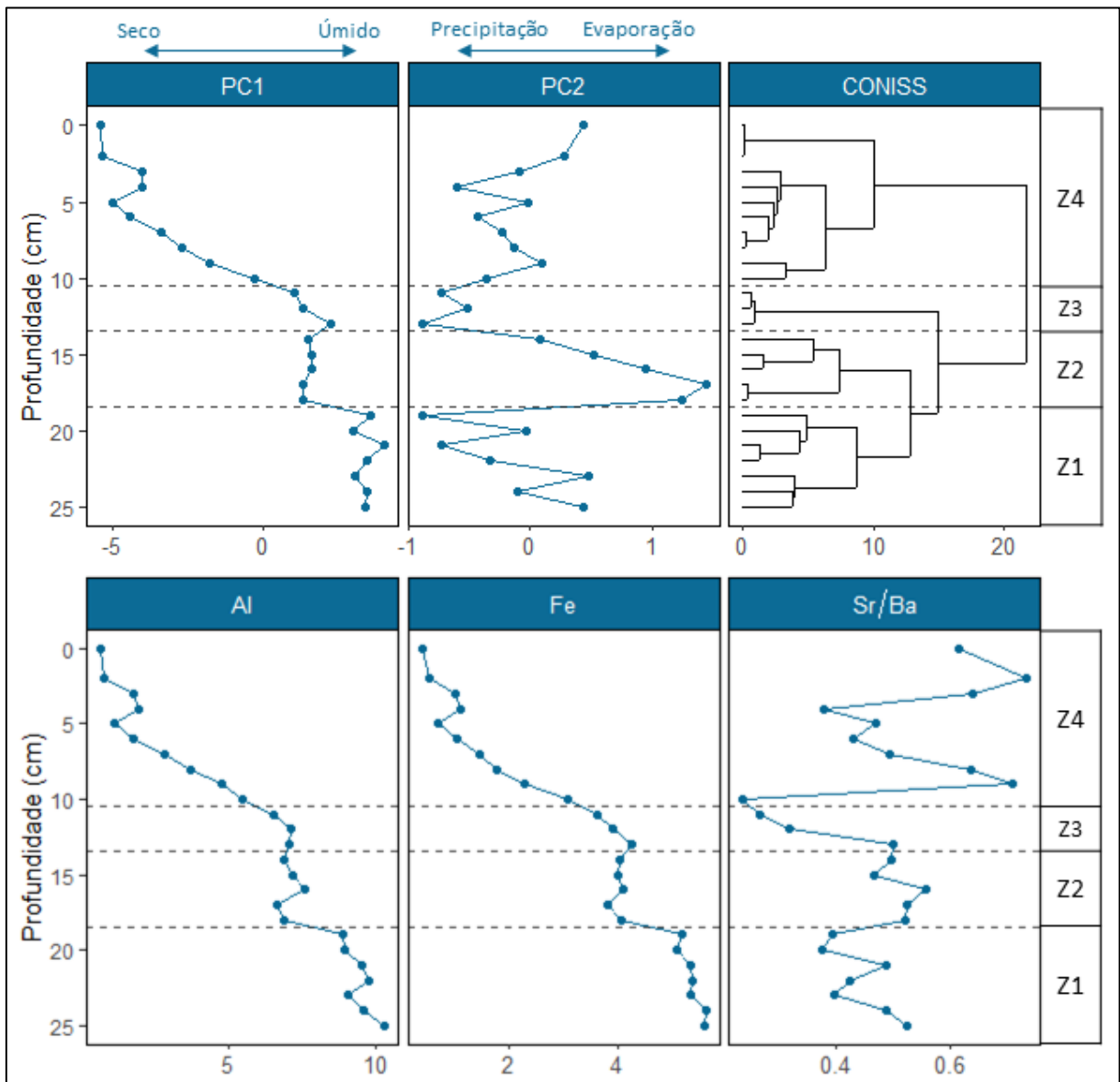
Por fim, um aumento nos valores da PC1 está representando condições mais úmidas, com base no aumento do material detrítico pelo Al e Fe e condições mais anóxicas pelas razões V/Ni, Mn/Fe no LRJ1 e V/Cr no LRJ2.

A PC2, que representa o balanço hidrológico, exibiu uma correlação positiva significativa com a razão Sr/Ba no LRJ1 e com a razão Ba/Al no LRJ2, que também apresentou uma correlação negativa com as razões Sr/Ba e Sr/Al. A diferença no comportamento com a razão Sr/Ba afere que em ambos os testemunhos, a PC2 exibe uma interpretação inversa. Entretanto, não há uma correlação entre a PC2 e os indicadores de oxirredução. A hipótese reside em uma possível estratificação da coluna d'água, onde os indicadores de oxirredução estariam limitados as condições redox bênticas, enquanto a PC2 estaria representando o balanço hídrico em toda a coluna d'água. Assim, a interpretação de um aumento na PC2 reside em um balanço hídrico negativo (Precipitação < Evaporação), corroborado pelo aumento da razão Sr/Ba no testemunho LRJ1, sendo um comportamento oposto observado no LRJ2.

O testemunho LRJ1 foi dividido em quatro zonas estratigráficas com características hidrológicas e climáticas distintas (Figura 28). A interpretação começa pela base do testemunho representada pela Zona 1 (19 – 26 cm), onde o ambiente contava com uma alta pluviosidade e uma precipitação maior que a evaporação, podendo aferir para o período condições climáticas mais frias e úmidas que o tempo presente. A Zona 2 (14 – 19 cm) apresenta uma diminuição da pluviosidade e um aumento expressivo da evaporação, que volta a diminuir até o fim da zona, caracterizando um período quente e úmido. A Zona 3 (11 – 14 cm) mantém a mesma alta pluviosidade no começo da zona, mas diminui ao fim, e com um aumento da precipitação sobre a evaporação, sendo o período marcado por condições frias e úmidas. A Zona 4 (0 – 11 cm) marca o período mais distinto do testemunho, onde as condições registradas apontam para um clima cada vez mais seco e quente representado pela diminuição gradativa da pluviosidade e o aumento da evaporação.

A variação na razão Sr/Ba corrobora o proposto. Na Zona 1 e 3, onde as condições eram úmidas, a razão Sr/Ba diminuiu, indicando águas menos salinas, enquanto na Zona 4, ela aumentou devido condições mais secas e quentes, indicando o aumento na salinidade do lago. Na Zona 2, a razão Sr/Ba permaneceu semelhante a zona 1, o que pode indicar que a alta taxa de evaporação e a leve diminuição da pluviosidade não foram suficientes para alterar significativamente a salinidade do lago.

Figura 28 – Perfis de distribuição dos indicadores de paleoclimatologia e paleohidrologia para o testemunho LRJ1.

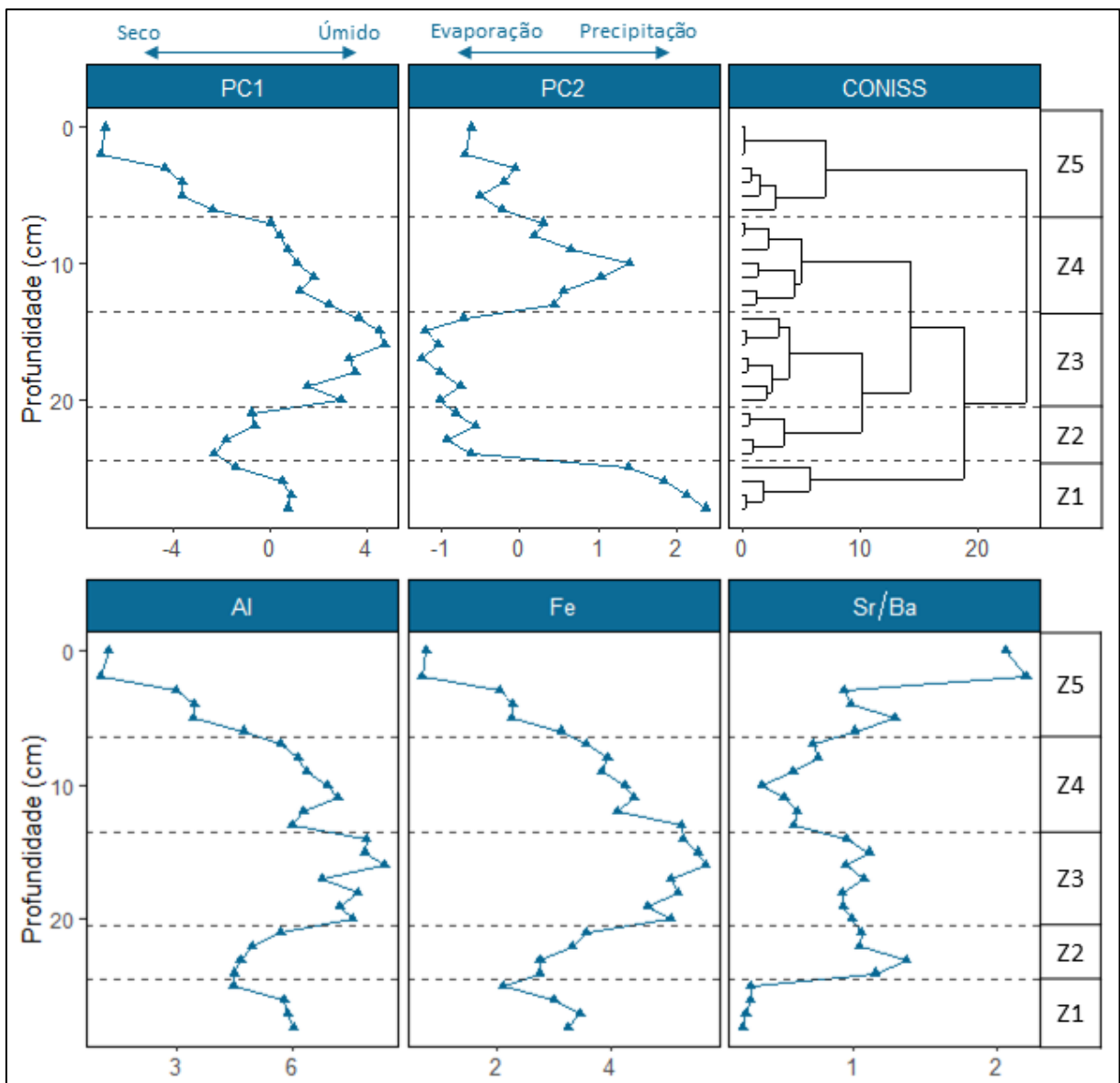


Fonte: Autora. Linhas tracejadas representam o limite das zonas estratigráficas. Os valores da razão Sr/Ba foram multiplicadas por 10^2 para facilitar a visualização dos valores na escala do gráfico.

Para o testemunho LRJ2, a CONISS dividiu a PC1 e PC2 em cinco zonas estratigráficas (Figura 29). A Zona 1 (25 – 29 cm) aponta para condições úmidas e uma constata diminuição da precipitação para condições mais secas e com maior evaporação na Zona 2 (21 – 25 cm), marcada por um clima quente e seco. As condições úmidas voltam a ser mais intensas na Zona 3 (14 – 21 cm), mas a evaporação continua maior que a precipitação até o fim da zona, onde a precipitação começa a aumentar. A Zona 4 (7 – 14 cm) marca um aumento seguido de um declínio da precipitação e um constante declínio da pluviosidade, formando condições climáticas secas e quentes na Zona 5 (0 – 7 cm).

Quanto a salinidade, a Zona 1 apresenta uma baixa salinidade demonstrada por baixos valores da razão Sr/Ba, estando de acordo com um clima frio e úmido. Enquanto isso, apesar de uma crescente condição úmida, a Zona 2 e a 3 sofrem com um aumento da salinidade por uma maior evaporação. Na Zona 4, ocorre o oposto, mesmo com a diminuição da pluviosidade para condições mais secas, o aumento da precipitação sobre a evaporação favorece uma diminuição da salinidade. Condição secas aliadas a condições mais quentes na Zona 5 formam o pico de salinidade na razão Sr/Ba.

Figura 29 – Perfis de distribuição dos indicadores de paleoclimatologia e paleohidrologia para o testemunho LRJ2.



Fonte: Autora. Linhas tracejadas representam o limite das zonas estratigráficas. Os valores da razão Sr/Ba foram multiplicadas por 10^2 para facilitar a visualização dos valores na escala do gráfico.

5.4.2 *Paleoredox*

Os indicadores de condições redox são comumente formados por uma razão bimetálica (e.g. Mn/Fe, V/Cr, V/Ni), onde o metal posicionado no numerador é dependente das condições redox do meio e o metal no denominador é o metal independente. No entanto, todos os metais em ambos os testemunhos se correlacionam positivamente e significativamente com os indicadores de aporte detrítico. Assim, a variação normalizada dos metais indicadores Mn, V, Cr e Ni pelo Al torna-se necessária para elucidar o comportamento dos metais. A figura 30 traz a matriz de correlação dos principais componentes envolvidos nos indicadores de condições redox.

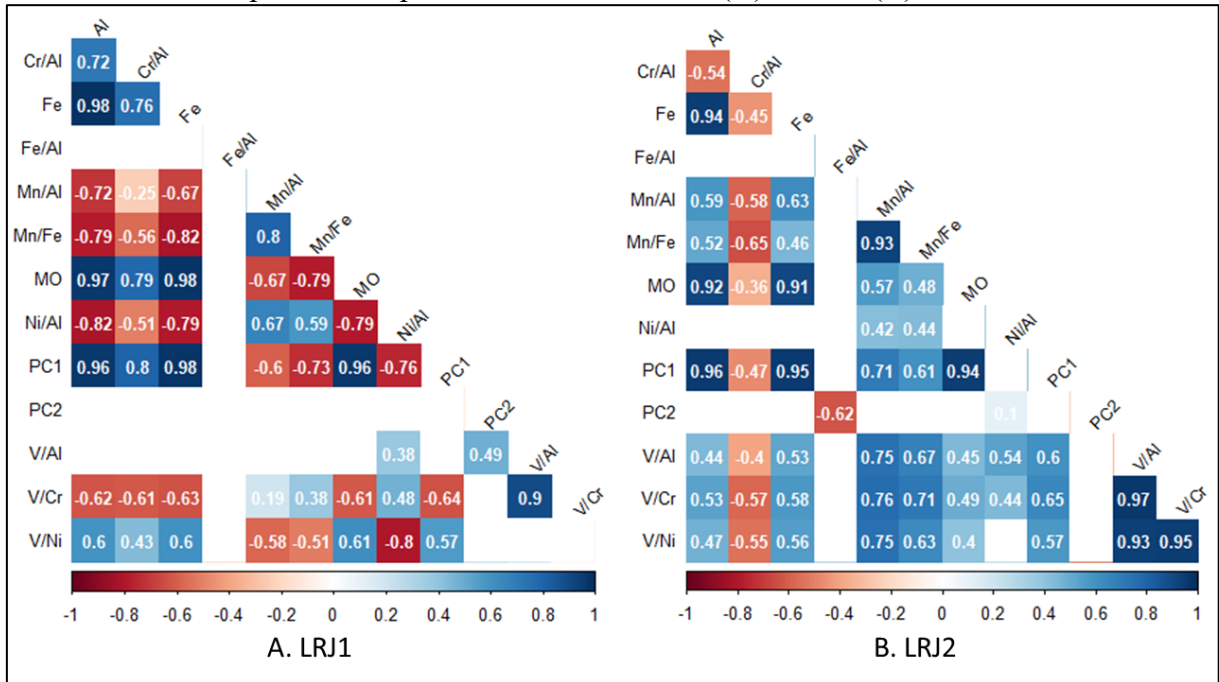
Uma correlação positiva do Al com o V/Al confirma o comportamento do V como indicador de condições redutoras, uma vez que a alta pluviosidade impulsiona o aporte detrítico e favorece as condições anóxicas, que facilita a deposição de V. O Mn apresenta um comportamento contrário, tendo sua deposição favorecida sob condições óxicas, o que representaria uma correlação negativa com o Al. No caso do Cr, por ser um metal com forte influência detrítica, uma correlação positiva com o Al indicaria sua conexão com a matriz mineralógica. Já o Ni possui ligação com compostos orgânicos. Considerando que a matéria orgânica permanece preservada sob condições anóxicas, o Ni estaria menos disponível nos sedimentos. Assim, o aumento na razão Ni/Al, poderia indicar que a MO está sendo decomposta sob condições óxicas proporcionada por condições secas e um menor aporte detrítico, indicado por uma correlação negativa com o Al.

Portanto, o uso da razão Mn/Fe pode ser utilizado no testemunho LRJ1, mas não no LRJ2 devido à forte influência do material litogênico tanto na concentração de Mn, como na concentração de Fe. A ligação com um material detrítico é suportada por uma correlação negativa e positiva da razão Mn/Fe com a PC1 do LRJ1 e LRJ2, respectivamente. No LRJ1, o V/Al não apresenta correlação com o Al, o Ni/Al apresenta uma correlação negativa, e a razão V/Ni apresenta uma correlação positiva. Já para o LRJ2, o V/Al apresenta correlação com o Al, enquanto o Ni/Al não possui correlação, o que não altera o uso da razão V/Ni, por continuar com uma correlação positiva com a PC1.

A correlação da razão Cr/Al com material litogênico no LRJ1 pode tornar desproporcional os valores na razão V/Cr quanto a caracterização das condições redox. Logo, o uso da razão V/Cr no LRJ1 não se torna recomendável. Visto que a razão V/Cr apresenta uma correlação positiva com a PC1 para o testemunho LRJ2, ela será utilizada. Ao fim, as razões

Mn/Fe e V/Ni serão utilizadas como indicadores de paleoredox no testemunho LRJ1, enquanto a razão V/Ni e V/Cr serão utilizadas para o testemunho LRJ2.

Figura 30 – Matriz de correlação de Spearman com intervalo de confiança de 95% ($p > 0,05$) dos indicadores de paleoredox para o testemunho LRJ1 (A) e LRJ2 (B).

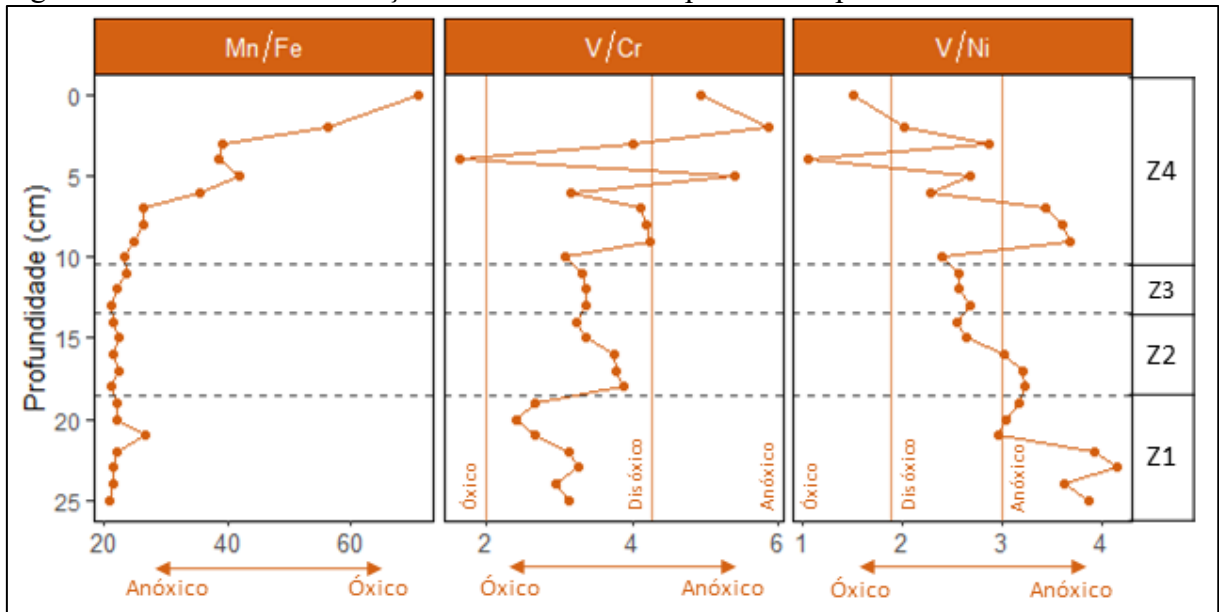


Fonte: Autora. Ausência de dados representada por quadro branco significa dados com correlação não significativa estatisticamente.

No testemunho LRJ1 (Figura 31), a razão Mn/Fe apresenta valores uniformes para as Zonas 1, 2 e 3, aumentando continuamente na Zona 4, caracterizada por condições oxidativas. A razão V/Ni possui um melhor detalhamento da variação das condições redox, onde a Zona 1 apresenta condições anóxicas ($V/Ni: > 3,0$) que diminuem continuamente na Zona 2 até atingir um nível disóxico ou subóxico ($V/Ni: 1,9 - 3,0$), continuando até a Zona 3. Já na Zona 4, as oscilações entre os estados de oxirredução são mais abruptas com valores atingindo um nível óxico ($V/Ni: < 1,9$) na superfície e em 3 cm. As zonas 1, 2 e 3 sugerem que há um nível do lago estável, que diminui gradativamente na Zona 4, o que pode estar causando uma maior entrada de oxigênio no hipolímnio até que não haja uma estratificação. Assim, a oxigenação da coluna d'água por uma maior ação dos ventos em períodos secos, poderia estar levando a coluna d'água já reduzida na Zona 4 a condições óxicas. Enquanto em períodos chuvosos, a alta carga de material orgânico transportada por escoamento superficial seria o possível responsável pelas condições anóxicas, considerando que o oxigênio disponível seria utilizado para processos de decomposição.

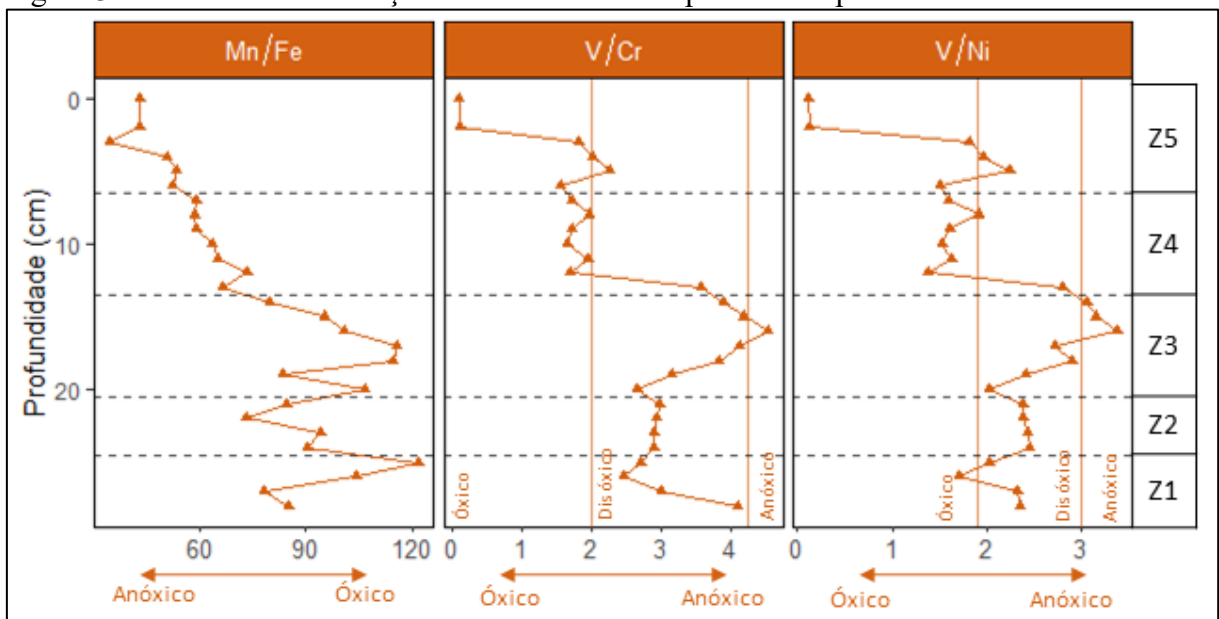
O testemunho LRJ2 mostra as razões V/Cr e V/Ni em comum acordo. As zonas 1 e 2 apontam condições disóxicas ou subóxicas (V/Ni: 1,9 - 3,0; V/Cr: 2,0 – 4,25). Enquanto na Zona 3, o estado de oxirredução aumenta atingindo um pico sob condições anóxicas (V/Ni: > 3,0; V/Cr: > 4,25), que volta a diminuir a partir da Zona 4, onde permanece sob condições oxidativas (V/Ni: < 1,9; V/Cr: < 2,0) atingindo seu menor valor na Zona 5 (Figura 32).

Figura 31 – Perfis de distribuição dos indicadores de paleoredox para o testemunho LRJ1.



Fonte: Autora. Linhas tracejadas representam o limite das zonas estratigráficas. Linhas laranjas representam o limite de classificação das condições redox de cada indicador.

Figura 32 – Perfis de distribuição dos indicadores de paleoredox para o testemunho LRJ2.

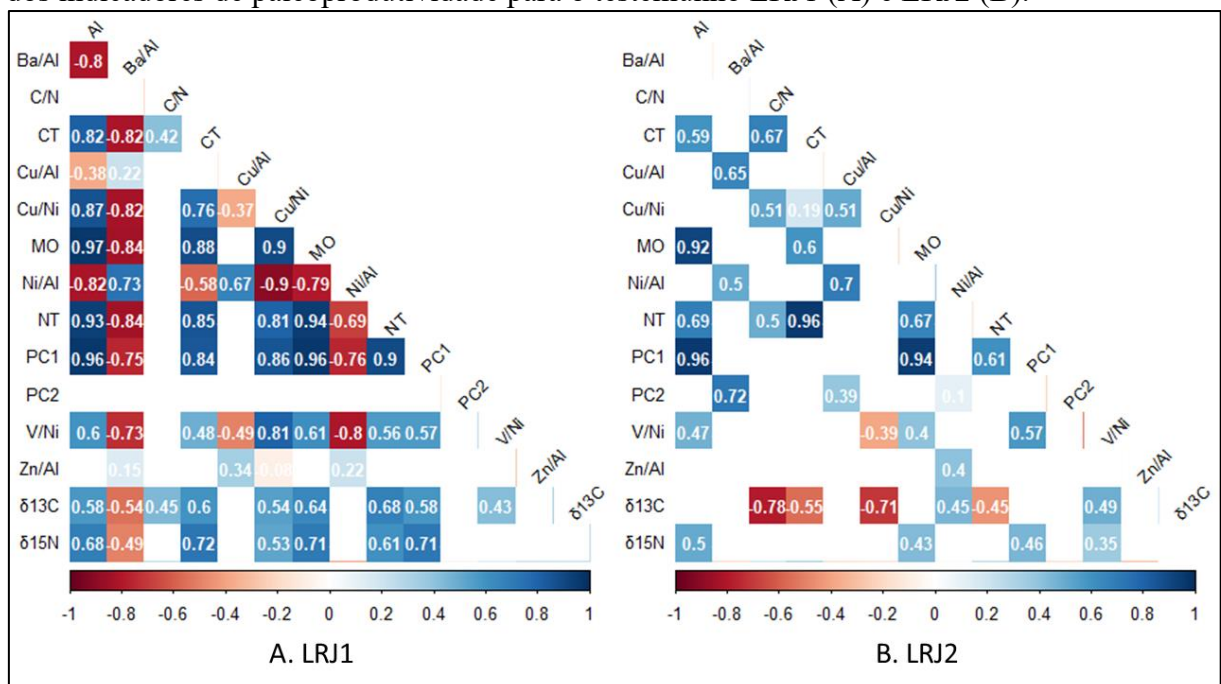


Fonte: Autora. Linhas tracejadas representam o limite das zonas estratigráficas. Linhas laranjas representam o limite de classificação das condições redox de cada indicador.

5.4.3 Paleoprodutividade

Os principais indicadores de paleoprodutividade são a MO, CT, NT, e as razões Cu/Al, Ni/Al, Zn/Al e Ba/Al. A validação dos indicadores para interpretação da produtividade depende da correlação entre si, e podem ser elucidadas pela correlação com os indicadores de paleoredox (V/Ni) e paleoclima (Al e PC1) (Figura 33).

Figura 33 – Matriz de correlação de Spearman com intervalo de confiança de 95% ($p > 0,05$) dos indicadores de paleoprodutividade para o testemunho LRJ1 (A) e LRJ2 (B).



Fonte: Autora. Ausência de dados representada por quadro branco significa dados com correlação não significativa estatisticamente.

No testemunho LRJ1, as razões elementares Cu/Al, Ni/Al, Zn/Al e Ba/Al apontam uma correlação negativa ou ausente com o Al, V/Ni e a PC1 e positiva entre si. De forma contrária, a MO, CT, NT e $\delta^{13}C$ apresentam uma correlação positiva estatisticamente significativa, o que pode indicar uma alta influência da contribuição de material orgânico alóctone carregado juntamente ao material detrítico (Al) por influência da pluviosidade (PC1) e tendo sua acumulação e preservação no sedimento sujeita as condições redox (V/Ni). O $\delta^{15}N$ apresentou correlação positiva com o Al e a PC1, mas não apresentou correlação com a razão V/Ni. A razão C/N apresentou correlação positiva apenas com o CT e $\delta^{13}C$ em toda a matriz de correlação.

Para o testemunho LRJ2, as razões elementares Cu/Al, Ni/Al, Zn/Al e Ba/Al perdem a correlação com Al, V/Ni e a PC1, não sendo estatisticamente significativa, ao passo

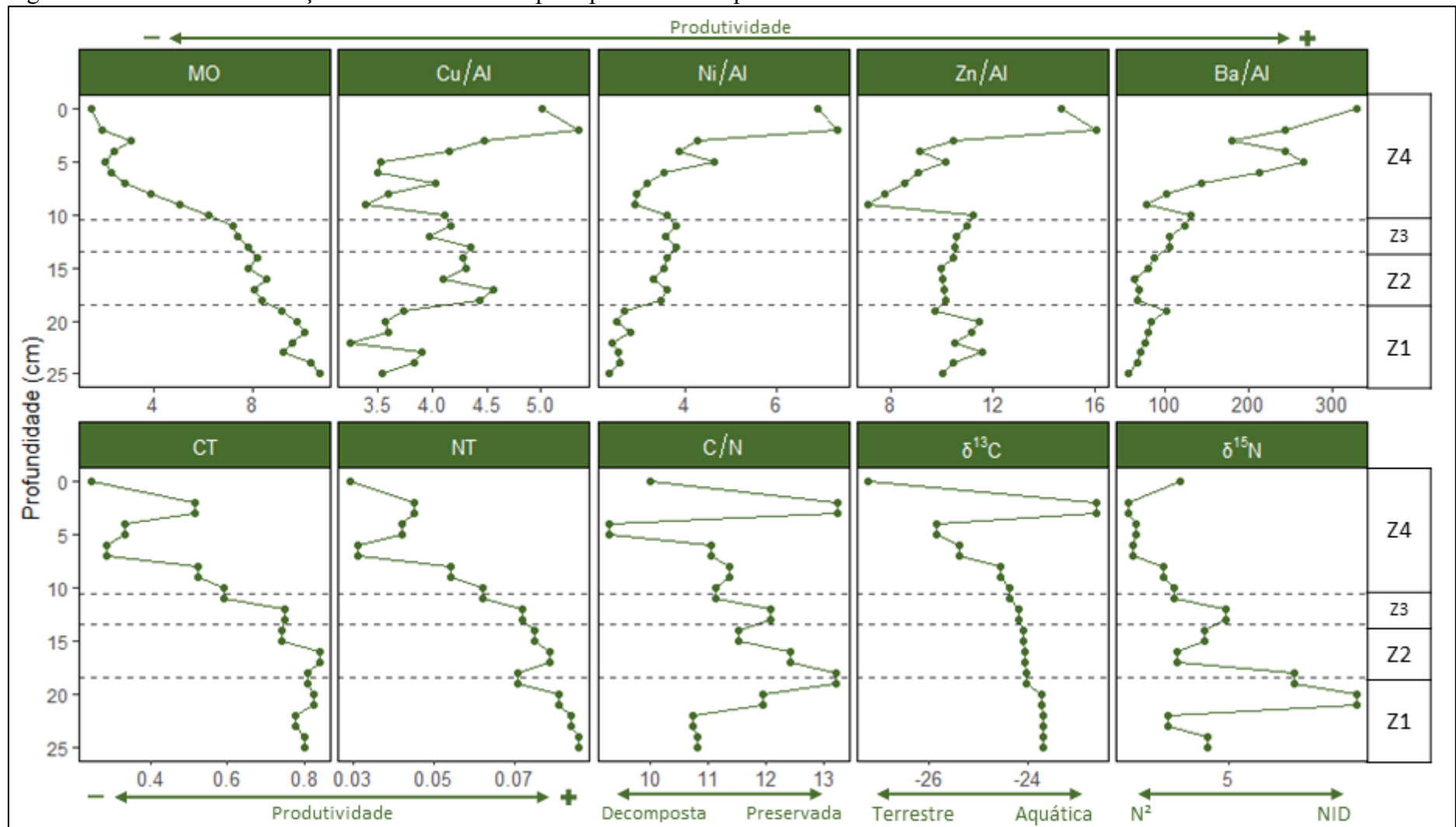
que mantem a correlação positiva entre si, com exceção da razão Zn/Al, que permaneceu correlacionada apenas ao Ni/Al. Os componentes da MO também apresentaram um comportamento diferente. Com o Al, a correlação positiva permanece com a MO, CT, NT e $\delta^{15}\text{N}$. Já a PC1 possui correlação com a MO, o NT e $\delta^{15}\text{N}$, enquanto a razão V/Ni perde a correlação com o NT e passa a se correlacionar positivamente com o $\delta^{13}\text{C}$. A razão C/N apresentou correlação positiva com o CT e o NT e negativa com o $\delta^{13}\text{C}$.

A interpretação do testemunho LRJ1 (Figura 34) quanto a paleoprodutividade começa pela Zona 1, que apresentou os maiores teores de MO, CT e NT. Acompanhado de valores baixos da razão Ba/Al, Cu/Al, Ni/Al e Zn/Al, condições anóxicas e uma alta pluviosidade, é possível que a matéria orgânica na Zona 1 esteja preservada. A Zona 2 e 3 marcam o início do declínio nos teores de MO, CT e NT, enquanto as razões Ba/Al, Ni/Al e Zn/Al aumentam e o Cu/Al oscila com uma tendência a diminuir. Na Zona 4, houve um comportamento geral de diminuição da MO, CT e NT, enquanto as razões elementares dos metais aumentaram abruptamente, o que condiz com condições óxicas observadas pelos indicadores de mudanças redox.

A razão C/N permanece dentro da faixa de variação para matéria orgânica superficial lacustre, mas sua variação pode fornecer insights sobre o estado de decomposição da MO, uma vez que há uma predileção de organismos decompositores ao consumo de nitrogênio, o que conseqüentemente aumenta a razão C/N. Assim, a Zona 1 apresenta um aumento contínuo da razão C/N corroborando a hipótese de que a MO esteja preservada, ao passo que há um leve decréscimo do NT. A diminuição da razão C/N é contínua nas zonas 2, 3 e até o meio da zona 4, onde há um pico correspondente aos picos observados para a mesma profundidade no CT e no $\delta^{13}\text{C}$.

Com exceção ao pico observado na Zona 4, o $\delta^{13}\text{C}$ demonstra uma diminuição contante ao longo das quatro zonas, indicando uma matéria orgânica de origem terrestre com valores mais negativos que remetem a uma maior influência de plantas do tipo C₃. Apesar de um pico menos negativo dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ apontar para uma influência fitoplanctônica, o $\delta^{15}\text{N}$ não corresponde a esse aumento permanecendo com valores baixos, indicando a preferência da fonte de material orgânico por N₂ atmosférico. Portanto, é provável que esse aumento no CT, razão C/N e $\delta^{13}\text{C}$ seja por um maior aporte e influência de plantas do tipo C₄. O $\delta^{15}\text{N}$, após um pico na Zona 1, diminui constantemente nas zonas 2, 3 e 4. Tanto o $\delta^{13}\text{C}$ como o $\delta^{15}\text{N}$ apresentam um comportamento que condiz com as condições climáticas observadas anteriormente, onde uma contante diminuição de seus valores representam condições climáticas que estão se tornando cada vez mais seca.

Figura 34 – Perfis de distribuição dos indicadores de paleoprodutividade para o testemunho LRJ1.



Fonte: Autora. Linhas tracejadas representam o limite das zonas estratigráficas.

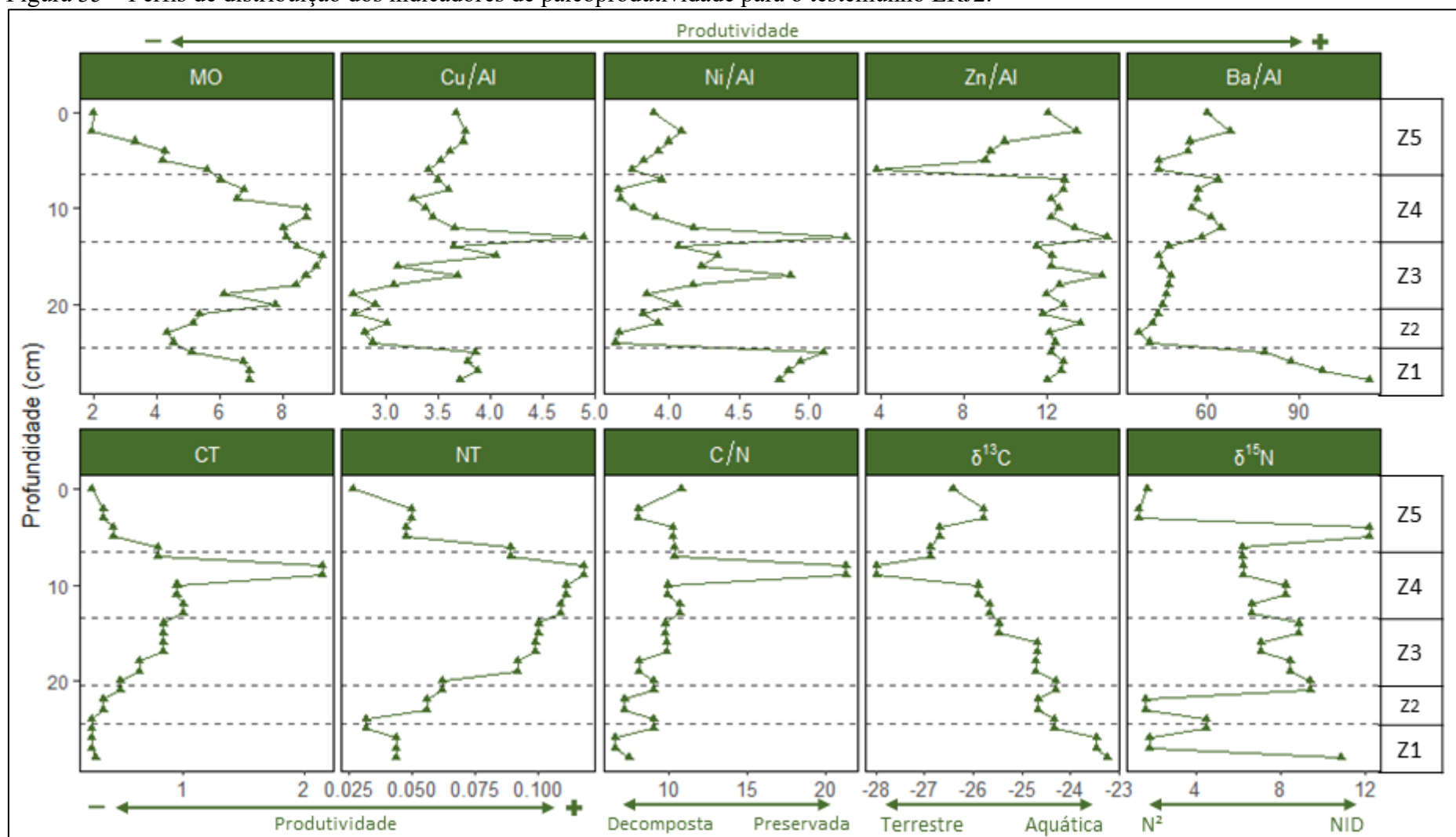
A interpretação do testemunho LRJ2 (Figura 35) aparenta ser mais complexa que o testemunho LRJ1. A MO, CT e NT, após uma queda na Zona 1, aumenta constantemente nas zonas 2 e 3. A razão C/N oscila em pequenas variações, mas permanece com uma tendência a aumentar da Zona 1 a 3. A mesma oscilação foi observada nos indicadores de redox com condições disóxicas ou subóxicas na Zona 1 a 3, onde atinge condições anóxicas. Nas zonas 4 e 5 onde atingem condições óxicas, a razão C/N permanece estável enquanto há uma diminuição da MO, CT e NT.

As razões elementares Ba/Al, Cu/Al, Ni/Al e Zn/Al divergem entre si. A razão Zn/Al oscila das zonas 1 a 4, ao passo que na zona 5 apresenta um decaimento seguido de um aumento. As razões Cu/Al e Ni/Al apresentam uma maior similaridade entre si, contendo valores altos na Zona 1, que decai no começo da Zona 2 e aumenta continuamente até o início da zona 4. A partir da Zona 4, os valores começam a diminuir e voltam a aumentar brevemente na zona 5. A razão Ba/Al apresenta o mesmo comportamento, mas em menor sinuosidade.

O $\delta^{13}\text{C}$ diminui da Zona 1 ao final da Zona 4 para valores mais negativos, à medida que aumenta para valores menos negativos até a superfície na Zona 5. Essa variação pode representar uma maior influência de plantas do tipo C_3 no primeiro comportamento, enquanto a influência das plantas do tipo C_4 se torna maior no segundo comportamento. É importante ressaltar que a macrófita aquática *Eleocharis mutata* é uma planta do tipo C_4 , o que pode apontar por uma sucessão de *E. mutata* no ambiente deposicional, substituindo a predominante influência de plantas do tipo C_3 , como a carnaúba.

Os valores de $\delta^{15}\text{N}$ nas zonas 1 e 2 apontam para organismos fixadores de N_2 atmosférico, como plantas terrestres, à medida que as zonas 3 e 4 e o começo da Zona 5 apontam uma maior utilização de nitrogênio inorgânico dissolvido (NID), comum em macrófitas. Ao fim da Zona 5 os valores caem, indicando uma maior contribuição de plantas fixadoras de N_2 atmosférico. A mistura nos sinais de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ não deixa evidente se houve uma predominância de fato de plantas terrestre ou aquáticas sobre a composição isotópica da MO, nem mesmo entram em consenso para a mesma interpretação como indicadores climáticos.

Figura 35 – Perfis de distribuição dos indicadores de paleoprodutividade para o testemunho LRJ2.



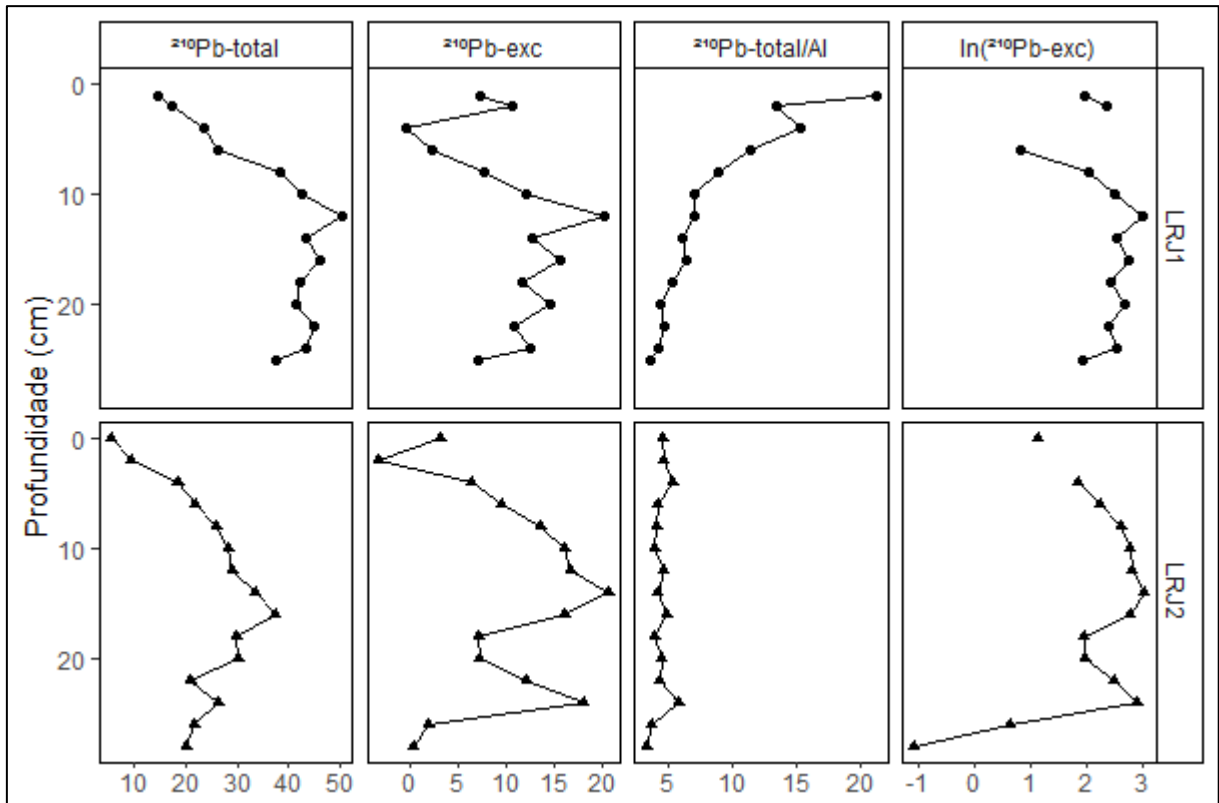
Fonte: Autora. Linhas tracejadas representam o limite das zonas estratigráficas.

5.5 Reconstrução paleoambiental

5.5.1 Determinação dos períodos geocronológicos

O resultado da determinação radioquímica do ^{210}Pb mostrou que ambos os testemunhos não possuem o decaimento necessário para o cálculo da datação. No entanto, a similaridade entre os valores obtidos de $^{210}\text{Pb}_{\text{total}}$ e os demais padrões de distribuição dos metais é visível. Ao passo que a concentração de ^{210}Pb pode chegar ao ambiente deposicional por escoamento superficial e deposição atmosférica (*fallout*), a concentração observada em ambos os testemunhos pode estar sofrendo interferência significativa do montante de radionuclídeo carregado por escoamento superficial. Assim, a normalização pelo Al foi adotada para observação do comportamento dos valores.

Figura 36 – Perfis de distribuição do radionuclídeo ^{210}Pb para os testemunhos LRJ1 (círculos) e LRJ2 (triângulos), referente ao seu valor total, em excesso, normalizado pelo Al e o logaritmo natural do seu valor em excesso.

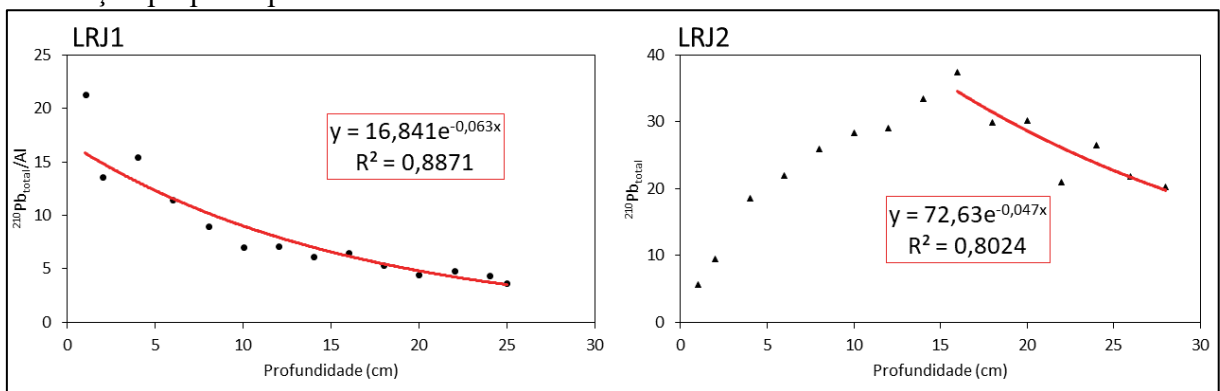


Fonte: Autora.

O perfil do $^{210}\text{Pb}_{\text{total}}/\text{Al}$ mostrou para o testemunho LRJ1 um decaimento exponencial entre a superfície e o fundo, enquanto o testemunho LRJ2 ficou plano, sendo assim,

desconsiderado para o cálculo da datação. Outras tentativas foram feitas, como o cálculo do logaritmo natural do $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$ e a aplicação de linha de tendência exponencial na parte inferior do testemunho das variáveis presentes na Figura 36. O maior coeficiente de determinação (r^2) obtido foi para a parte inferior do perfil de distribuição do $^{210}\text{Pb}_{\text{total}}$ para o testemunho LRJ2. Assim, o $^{210}\text{Pb}_{\text{total}}/\text{Al}$ para o testemunho LRJ1 e os valores abaixo de 16 cm de $^{210}\text{Pb}_{\text{total}}$ para o testemunho LRJ2 foram utilizados para a aplicação da linha de tendência exponencial (Figura 37).

Figura 37 – Determinação da curva exponencial e do valor do termo da exponencial para cálculo da datação proposto para os testemunhos LRJ1 e LRJ2.



Fonte: Autora.

Após a determinação do termo da exponencial, o valor foi utilizado para o cálculo da velocidade mássica de sedimentação. O conceito da determinação da idade pelo termo da exponencial e pela velocidade mássica de sedimentação é aplicado no método CR-CF (*Constant Rate-Constant Flux*), onde assume-se que a velocidade de sedimentação e o fluxo de ^{210}Pb são constantes ao longo do tempo. Assim, a equação obtida pela linha de tendência exponencial na Figura 37 torna-se um reflexo da equação 10 para determinação dos valores de $^{210}\text{Pb}_{\text{atm}}$ em cada profundidade. Assumindo que a velocidade é constante, a idade na equação 10 torna-se um quociente entre a profundidade e a velocidade de sedimentação. A velocidade de sedimentação mássica, por sua vez, é o quociente da constante de decaimento e o termo da exponencial. A equação 11 sumariza o cálculo para determinação da idade da profundidade do testemunho. O cálculo é explicado em mais detalhes por Godoy (2018).

$$^{210}\text{Pb}_{\text{atm}}(x) = ^{210}\text{Pb}_{\text{atm}}(0) \cdot e^{-\lambda \cdot t} = ^{210}\text{Pb}_{\text{atm}}(0) \times e^{-\lambda \cdot x/v} \quad \text{Equação 10.}$$

$$t(\text{anos}) = \frac{x}{v} \rightarrow t(\text{anos}) = \frac{x}{\lambda/b} \quad \text{Equação 11.}$$

Onde:

$^{210}\text{Pb}_{\text{atm}}(x)$ = valor de $^{210}\text{Pb}_{\text{atm}}$ em profundidade x ;

$^{210}\text{Pb}_{\text{atm}}(0)$ = valor de $^{210}\text{Pb}_{\text{atm}}$ na superfície;

λ = constante de decaimento em s^{-1} equivalente a 0,03115;

t = idade em anos;

x = profundidade;

v = velocidade mássica de sedimentação em $\text{g}/\text{cm}^2.\text{ano}$;

b = termo da exponencial.

É necessário reconhecer que o método aplicado pelo uso da normalização pelo Al e de apenas um fragmento do testemunho não é convencional, visto a ausência de literatura a respeito ou posteriores aplicações que corroborem tal sistema. Para isso, a identificação de marcadores temporais independentes dentro do espectro temporal de deposição calculado pelo método fez-se necessária como uma forma de validação.

O testemunho LRJ1 apresentou uma velocidade mássica de sedimentação igual a 0,49 $\text{g}/\text{cm}^2.\text{ano}$ com a última camada datando em 1971, enquanto o testemunho LRJ2 teve velocidade mássica de sedimentação igual 0,66 $\text{g}/\text{cm}^2.\text{ano}$ com a última camada em 1980. Entre o ano de coleta (2022) e o a data calculada para a base do testemunho, um evento massivo aconteceu na bacia hidrográfica do Rio Jaguaribe, a construção do Açude Castanhão.

As datas principais acerca do Castanhão são o desvio do curso do rio para o Canal do Trabalhado em 1997, o início do armazenamento de água em 2000, o início das operações em 2003 e a abertura das comportas em 2004, 2009 e 2011. Em ambos os testemunhos há uma profundidade em que todos os metais começam a diminuir por uma diminuição do aporte de material para o ambiente deposicional, sendo passível aferir que essa profundidade seja o momento em que o Castanhão começou a represar água. Os dados de pluviosidade mensal para Aracati disponibilizados pela FUNCEME registram dois picos de alta pluviosidade em 1985 e 2009 com acumulado anual de 2654,1 mm e 1733 mm, respectivamente. A assinatura ambiental proporcionada pelo Castanhão e pela pluviosidade foram localizadas no perfil de contribuição da PC1 e da PC2, respectivamente.

A variação da razão Mn/Fe indica que a partir de 10 cm até a superfície o testemunho LRJ1 apresentou uma diminuição do nível de coluna d'água do lago, mas por imagens de satélite não foi possível notar essa variação. Enquanto a razão Mn/Fe não

demonstrou aplicação válida para nível do lago no testemunho LRJ2, foi possível observar uma diminuição da área do lago por imagens de satélite a partir de 2004.

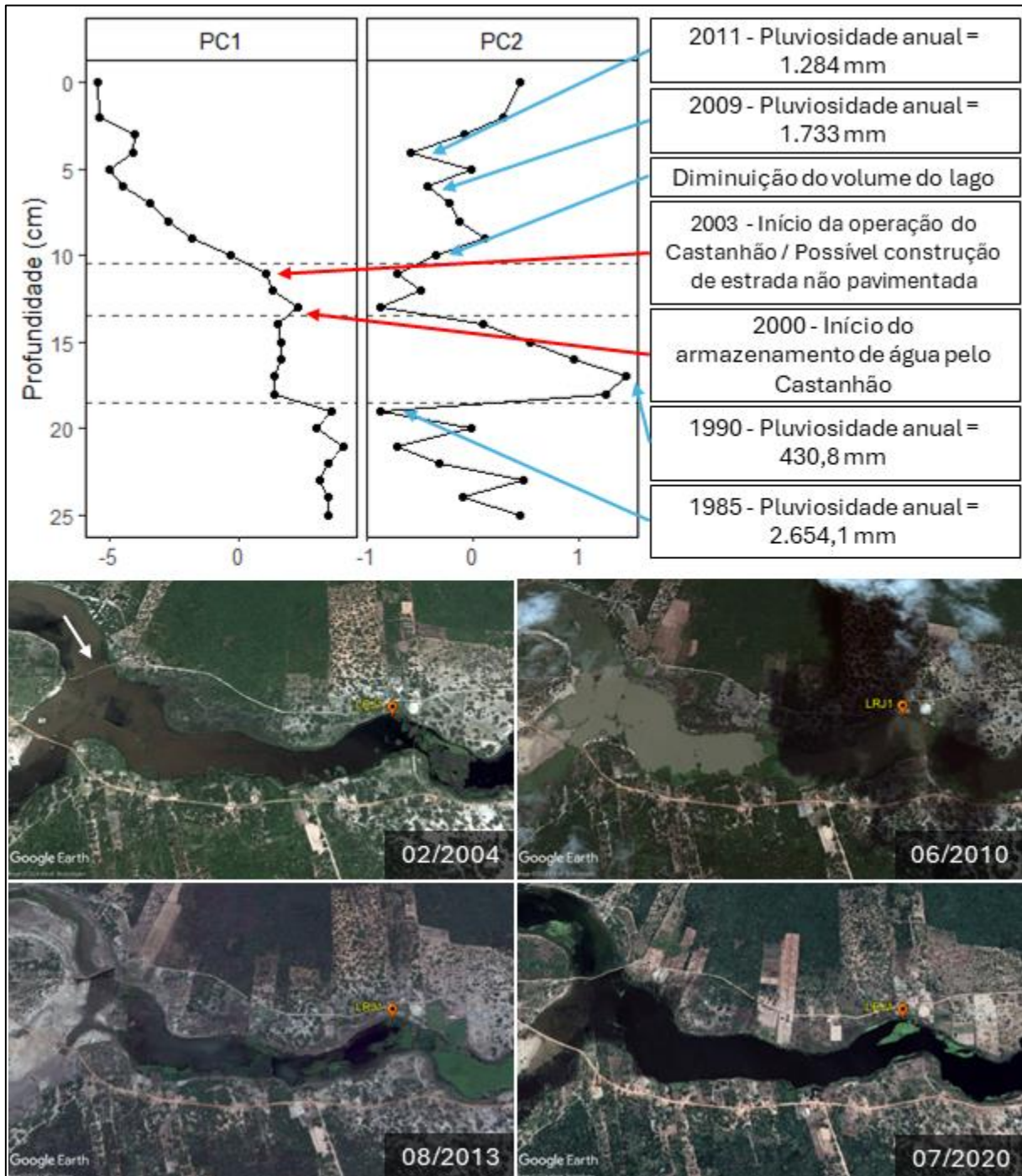
Individualmente, os testemunhos podem ter apresentado marcadores independentes isolados para cada ambiente, como a construção de uma estrada não-pavimentada no testemunho LRJ1 e episódios de alta produtividade pela observação de plantas aquáticas na superfície. Não há registro do ano de assentamento da estrada não-pavimentada, mas a imagem de satélite com melhor qualidade e mais antiga (2004) já exhibe a presença da estrada. As demais imagens de satélite mostram que desde 2004 o lago apresenta uma variabilidade na presença das plantas aquáticas na superfície, mas aliado ao barramento do lago pela estrada e a construção do Castanhão, é possível que o aumento dos metais normalizados utilizados como indicadores de produtividade a partir de 9 cm tenha ocorrido a partir de 2004.

O testemunho LRJ2 mostrou dois possíveis indicadores diferentes do LRJ1 pela análise das imagens de satélite, a abertura das comportas do Castanhão em 2004, onde houve fluxo para o lago de água do Rio Jaguaribe e a implantação de tanques de aquicultura em 2021. Entretanto ambos não mostraram uma assinatura de variação significativa na PC1 e PC2, nem nas concentrações dos metais.

As imagens de satélite com melhores qualidades e a indicação dos marcadores independentes encontram-se na Figura 38 para o LRJ1 e na Figura 39 para o LRJ2. As idades propostas para os testemunhos oscilaram relativamente pouco em relação as idades calculadas (Figura 40).

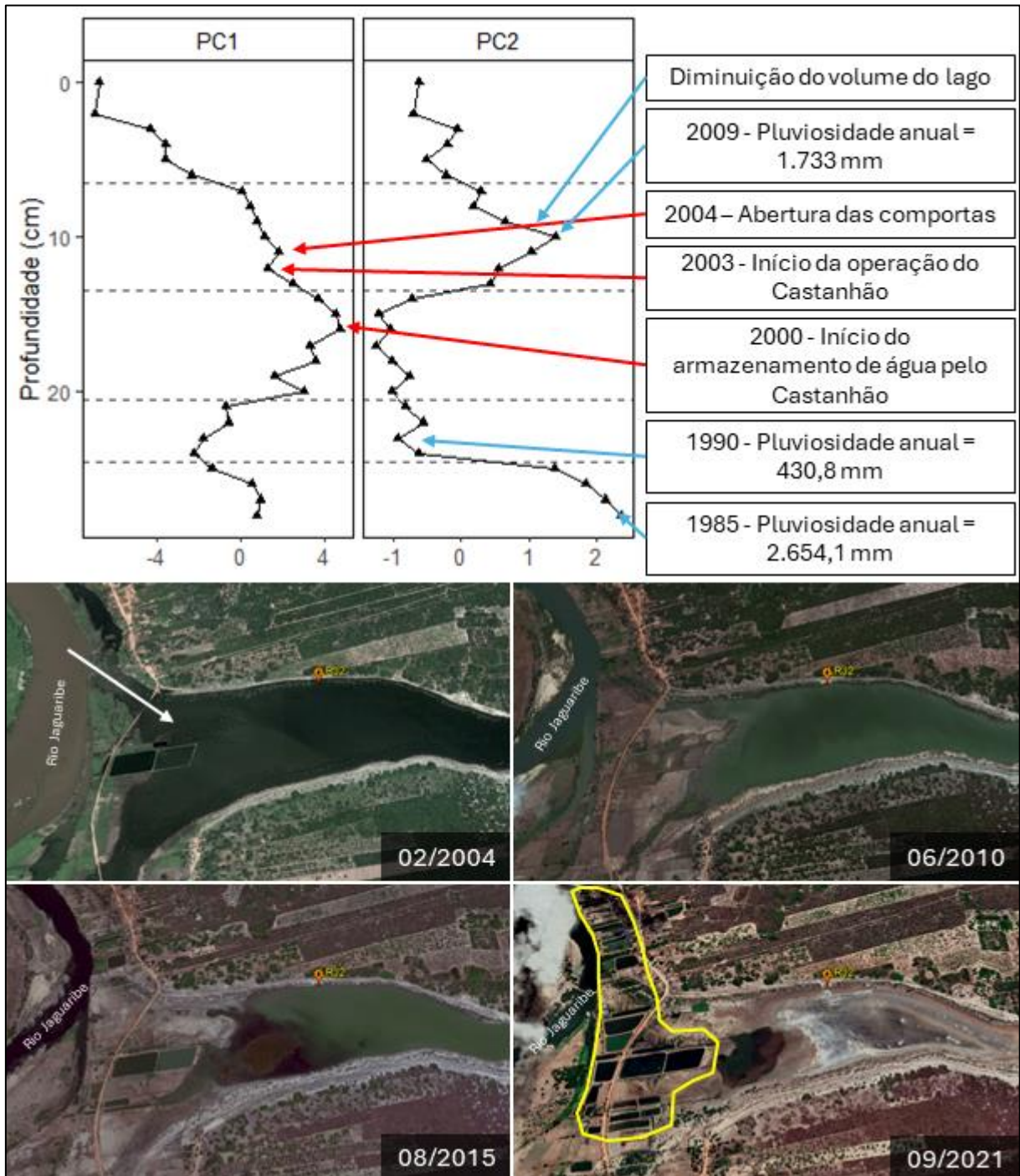
Para o LRJ1, os períodos geocronológicos ficaram divididos em 1971 a 1985 na Zona 1, 1985 a 1998 na Zona 2, 1998 a 2003 na Zona 3 e 2003 a 2022 na Zona 4. Já o LRJ2 fica dividido em 1985 a 1989 na Zona 1, 1989 a 1994 na Zona 2, 1994 a 2003 na Zona 3, 2003 a 2013 na Zona 4 e 2013 a 2022 na Zona 5.

Figura 38 – Possíveis marcadores independentes para validação da datação proposta para o testemunho LRJ1.



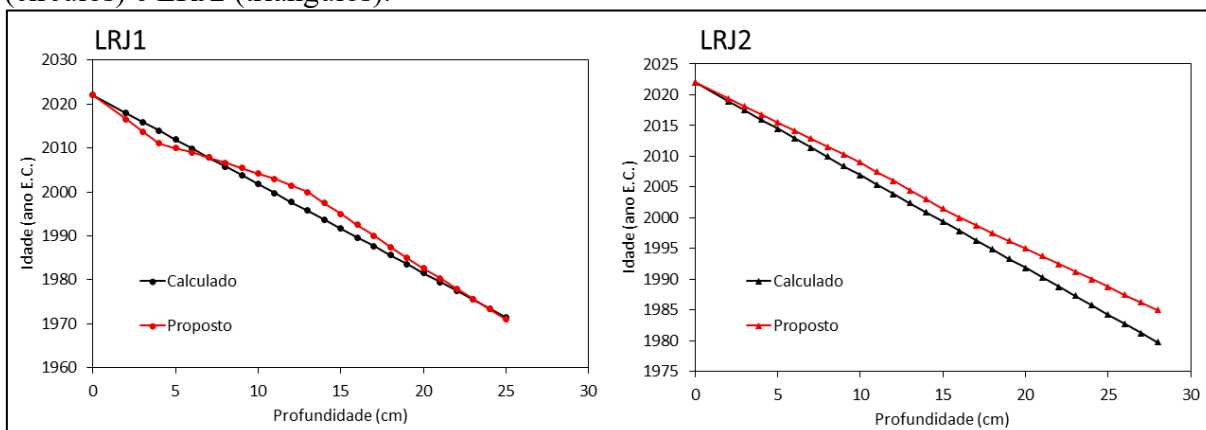
Fonte: Autora. Imagens de satélite disponibilizadas pelo Google Earth Pro. Dados de precipitação disponibilizados pela FUNCEME. Seta azul: eventos naturais. Seta vermelha: eventos antrópicos. Seta branca: localização da estrada não-pavimentada. Contorno amarelo: extensão visual da área destinada a aquicultura entre o rio e o lago.

Figura 39 – Possíveis marcadores independentes para validação da datação proposta para o testemunho LRJ2.



Fonte: Autora. Imagens de satélite disponibilizadas pelo Google Earth Pro. Dados de precipitação disponibilizados pela FUNCEME. Seta azul: eventos naturais. Seta vermelha: eventos antrópicos. Seta branca: entrada do Rio Jaguaribe no ambiente lacustre. Contorno amarelo: extensão visual da área destinada a aquicultura entre o rio e o lago.

Figura 40 – Datação calculada (preto) e proposta (vermelho) para os testemunhos LRJ1 (círculos) e LRJ2 (triângulos).



Fonte: Autora.

Para interpretação dos períodos juntamente as condições climáticas documentadas, a série temporal de pluviosidade para o município de Aracati (Anexo A), as anomalias do Dipolo do Atlântico (Anexo B) e Índice ENSO (Anexo C) foram obtidos.

5.5.2 LRJ1

Zona 1 (1971 – 1985):

O período entre 1971 e 1985 representa um ambiente com condições de alto aporte de materiais detríticos aliados a uma possível entrada de fluxo fluvial por canais secundários, ambos influenciados por alta pluviosidade e condições de balanço hidrológico positivo (precipitação > evaporação), possuindo uma salinidade baixa como subsequente resposta. As condições redox do meio eram anóxicas com um nível do lago estável. A produtividade era baixa e o material orgânico era preservado, com contribuição de origem aquática e terrestre, essa com predominância.

Pelos registros pluviométricos, esse período corresponde ao maior registro da série histórica de 2.654,1 mm para o município de Aracati. O Índice El Niño-Oscilação Sul mostra uma La Niña de 1971 a 1972, 1973 a 1976, e 1983 a 1985 e El Niño de 1972 a 1973, de 1976 a 1978, 1979 a 1980, e 1982 a 1983, sendo este um dos três eventos de El Niño muito forte (> 2,0) já registrados. Entretanto, para todo o período a predominância majoritária de um dipolo do Atlântico negativo, pode ter favorecido as chuvas na região. O comportamento apresentado pelos componentes meteorológicos corrobora o observado nos testemunhos.

Zona 2 (1985 – 1998):

O período entre 1985 e 1998 representa um ambiente com uma diminuição do aporte de materiais detríticos influenciado por uma redução da pluviosidade e condições de balanço hidrológico negativo (precipitação < evaporação) em 1986 passando para positivo em 1998, possuindo uma salinidade levemente maior que a zona anterior. As condições redox do meio passam de anóxicas para disóxicas/subóxicas com um nível do lago estável. A produtividade parece continuar a mesma da zona anterior, mas o material orgânico passa a ser decomposto, com contribuição de plantas terrestres aumentando.

Ocorreram eventos de El Niño de 1986 a 1988, 1991 a 1992, 1993, 1994 a 1995, 1997 a 1998, e La Niña de 1988 a 1989, 1995 a 1996. O El Niño de 1997 a 1998 foi o segundo registrado considerado muito forte. O dipolo do Atlântico permaneceu negativo a maior parte do tempo, exceto para o ano de 1995 e 1998, onde se encontrava em fase positiva. A predominância de eventos El Niño reflete em condições mais secas corroborando a diminuição na precipitação e anos mais secos observados no registro pluviométrico de Aracati, mas a resposta do balanço hídrico tornando-se positivo e o nível do lago não sofrendo alteração, abre margem para a hipótese da recarga do lago por água subterrânea.

Zona 3 (1998 – 2003):

O período entre 1998 e 2003 pode ser considerada uma zona de transição, representando o início da diminuição da pluviosidade e do aporte de materiais detríticos com condições de balanço hidrológico positivo (precipitação > evaporação), com uma salinidade diminuindo até o fim da zona como resultado. As condições redox são disóxicas/subóxicas com um nível do lago estável. A produtividade parece não sofrer alteração e o material orgânico continua a ser decomposto.

Um evento de La Niña forte (1,5-1,9) dominou o período entre o meio do ano de 1998 ao ano 2000, ao passo que um evento de El Niño moderado (1 – 1,4) ocorreu de 2002 a 2003. Entretanto, o dipolo apresenta uma influência oposta, tendo uma predominância de dipolo positivo até 2001, onde há oscilações com fases negativas até 2003. O registro de Aracati aponta para uma pluviosidade abaixo da média em 1998 aumentando até estar acima da média em 2003, o que corrobora o balanço hídrico positivo. Enquanto a combinação do El Niño moderado com o dipolo pode ter influenciado a leve diminuição para condições secas.

Zona 4 (2003 – 2022):

O período entre 2003 e 2022 representa as condições do ambiente após o Castanhão. Há uma diminuição da pluviosidade acentuada e do aporte de materiais detríticos,

possivelmente pela ausência da contribuição fluvial. As condições de balanço hidrológico negativo (precipitação < evaporação) aliado a condições mais salinas refletem o proposto. As condições redox encontram-se anóxicas no começo da zona, passando para oscilações entre disóxicas e óxicas com um nível do lago passando a diminuir. O lago fica sujeito exclusivamente ao aporte pluvial, sendo um reflexo da intensidade da pluviosidade, que tem diminuído. Corroborando o que foi observado em imagens de satélite, a produtividade aumenta, mas o material orgânico é decomposto, levando ao aumento dos metais Cu, Ni, Ba e Zn. Episódios de eutrofização podem ter acontecido.

Eventos de La Niña ocorreram em 2005 a 2006, 2007 a 2009, 2010 a 2012, 2016 a 2018, 2020 a 2022, enquanto os eventos de El Niño ocorreram em 2004 a 2005, 2006 a 2007, 2009 a 2010, 2014 a 2015, 2018 a 2019, sendo o evento o de 2015 a 2016 o último El Niño muito forte registrado até o dia de hoje. No período houve a predominância de dipolo positivo, com exceção dos anos 2009, 2015, 2016 e 2019, o que marca a importância do dipolo para as chuvas na região, visto que a predominância do dipolo corrobora climas mais secos e um aumento da evaporação para o lago. A predominância do aporte detrítico para o ambiente aparenta ter sofrido uma mudança no mecanismo principal, passando de fluvial e escoamento superficial para transporte eólico e escoamento superficial, visto que há a intensificação de ventos alísios na região em períodos seco e/ou ausência da banda de nuvens da ZCIT, sendo ainda mais intensificados em período de El Niño (Maia; Freire; Lacerda, 2005).

5.5.3 *LRJ2*

Zona 1 (1985 – 1989):

O período entre 1985 e 1989 representa um ambiente com uma diminuição do aporte de materiais detríticos influenciado por uma redução da pluviosidade e condições de balanço hidrológico positivo (precipitação > evaporação), mas diminuindo. A salinidade é baixa como uma resposta a condições úmidas e a diluição de sais por uma possível carga de água doce proveniente do rio. As condições redox do meio são disóxicas/subóxicas. A produtividade aparenta ter sido alta, mas bem decomposta, com contribuição de plantas terrestres do tipo C₄ aumentando. Para esse período, os testemunhos divergem no balanço hídrico por influência fluvial presente no LRJ2.

Os eventos de El Niño ocorreram de 1986 a 1988, e La Niña de 1988 a 1989, mas o dipolo do Atlântico permaneceu negativo a maior parte do tempo com fases positivas em 1989. A predominância do dipolo sob El Niño reflete em pluviosidades acumuladas de 2654,1

mm em 1985, 1509,5 mm em 1986, 722,6 mm em 1987, 1505,2 mm em 1988 e 1371,3 mm em 1989. Assim, uma alta pluviosidade é confirmada para o período.

Zona 2 (1989 – 1994):

O período entre 1989 e 1994 representa um ambiente com um aumento discreto do aporte de materiais detríticos, enquanto as condições de balanço hidrológico negativo (precipitação < evaporação) indicam um clima seco, corroborado por uma salinidade alta. As condições redox permanecem disóxicas/subóxicas. A produtividade foi baixa, como observado por valores baixos em todos os indicadores. É possível que o leve aumento de materiais detríticos tenha sido causado por aporte eólico. Para o período também constam valores mínimos de pluviosidade acumulada com 430,1 mm em 1990 e 220 mm em 1993, e uma fase de eventos El Niño com intensidade forte e moderada e fases neutras. Apesar de um dipolo negativo, as condições registradas pelo lago apontam condições secas.

Zona 3 (1994 – 2003):

O período entre 1994 e 2003 apresenta os maiores valores de aporte detrítico, mas continua com o balanço hídrico negativo, bem como o mesmo comportamento da salinidade apresentada na Zona 2. É possível que as condições úmidas não tenham sido o suficiente para provocar uma diluição dos sais presentes e conseqüentemente uma diminuição da salinidade. Em períodos secos, o aporte eólico pode ter sido significativo.

As condições redox aumentam atingindo condições anóxicas, o que pode ter sido derivado de um aumento da produtividade. Vale salientar que o $\delta^{15}\text{N}$ aumenta, apresentando os maiores valores do perfil, contradizendo uma matéria orgânica de origem terrestre, que se espera ter um valor de $\delta^{15}\text{N}$ baixo, característicos de fixadores de N_2 atmosférico. Esse aumento nos valores de $\delta^{15}\text{N}$ podem indicar uma influência antrópica, como esgotos sanitários (Jones; Cullen-Unsworth; Unsworth, 2018) ou águas residuárias proveniente de tanques de carcinicultura, onde o fitoplâncton pode tornar-se enriquecido em ^{15}N derivado de ração para cultivo (Burford *et al.*, 2002). O que pode estar refletindo nos aumentos de cobre e níquel no mesmo período. Em 2004, foi observada a presença de tanques de cultivo na região entre o rio e o lago.

Zona 4 (2003 – 2013):

O período entre 2003 e 2013 representa as condições do ambiente após o Castanhão. As condições climáticas começam a diminuir para um clima mais seco refletido pela diminuição

do aporte detrítico à medida que as condições hídricas apontam um balanço positivo até 2009 e diminuem para um balanço negativo. As condições redox encontram-se óxicas e as imagens de satélite mostram a diminuição no volume do lago, enquanto a produtividade pode ter aumentado como indica o Ba/Al e a MO estava sendo decomposta, mas é provável que o Cu, Ni, NT e $\delta^{15}\text{N}$ estejam sob influência dos efluentes antrópicos perdendo uma assinatura natural necessária para indicador de produtividade. Esse período marca a predominância do aporte detrítico do transporte eólico e escoamento superficial.

Zona 5 (2013 – 2022):

O período entre 2013 e 2022 representa as condições climáticas mais recentes, sendo um clima quente e seco, com balanço hídrico negativo. Esse período também representa uma seca severa sob o Nordeste brasileiro de 2012 a 2018 (Marengo *et al.*, 2020) e sob a Bacia Inferior do Baixo Jaguaribe (Cavalcante *et al.*, 2021), causando a intensificação do aporte detrítico pelo transporte eólico atuante sob ausência de chuvas. As condições redox permanecem óxicas e a produtividade parece diminuir, sendo que o mais provável é a ausência da contaminação dos efluentes antrópicos, que não conseguem chegar ao ambiente deposicional por ausência de fluxo hídrico, visto que após valores elevados $\delta^{15}\text{N}$ no começo da zona ele reduz drasticamente.

6 CONCLUSÃO

Ao longo deste estudo foi demonstrado que os ambientes lacustres da zona estuarina do Rio Jaguaribe possuem capacidade para registrar mudanças ambientais e climáticas recentes, visto que foram capazes de refletir um clima seco e quente presente no século atual e desenhar, em concordância com registros climáticos, as condições climáticas do final do século passado, que denotavam para condições mais úmidas. Tal condição úmida corrobora o obtido por Utida *et al.* (2020) para o Lago Boqueirão no Rio Grande do Norte e complementa mostrando, juntamente aos dados mais recentes do dipolo do Atlântico, que a ZCIT pode estar movendo sua faixa de migração mais para o limite norte ou contraindo, visto condições secas tornam-se mais presentes no século XIX.

A pesquisa permitiu definir quais ambientes são mais indicados para um estudo paleoambiental dependendo do foco principal do trabalho. O lago onde foi coletado o testemunho LRJ1 demonstrou ser mais indicado para mudanças ambientais naturais por não apresentar indício de perturbação antrópica. De modo contrário, o lago onde o testemunho LRJ2 foi coletado pode refletir os impactos recentes de possíveis emissões de efluentes antrópicos e a variação do fluxo fluvial pela proximidade do lago com o canal principal do rio, sendo possível o lago ter registrado os primeiros processos de barramento do Rio Jaguaribe.

A profundidade em que o testemunho é coletado também pode ser de suma importância. No centro do lago, os testemunhos poderiam ter registrado mudanças holocênicas como o obtido por Félix (2018), mas ao coletar na margem, um maior detalhamento das últimas cinco décadas foi possível, trazendo um panorama para o estudo das mudanças no período do Antropoceno. Recomenda-se para pesquisas futuras que a segmentação em 1 cm seja mantida para uma maior resolução dos dados.

Quanto ao conjunto de metais como indicadores, registra-se no presente estudo a eficácia do Al e Fe como indicadores de aporte detrítico. Para os indicadores de paleoredox, é preciso atenção ao uso do Mn e Cr indiscriminadamente pela influência do aporte detrítico em suas concentrações, ao passo que o V demonstrou eficácia. Os metais indicadores de paleoprodutividade Cu, Ni, Zn e Ba demonstraram eficiência em ambientes naturais (LRJ1), mas tornaram-se suscetíveis a interpretação errônea quando o ambiente está submetido a influência antrópica.

O Sr, aliado ao Ba, forneceu *insight* sobre a variação da salinidade, mas a baixa concentração do Sr em relação a alta concentração de Ba não permitiu uma classificação entre água doce, salina e salobra pela razão Sr/Ba. A aplicação da razão Sr/Ba em ambiente estuarino

pode ser feita para validar a aplicação da razão Sr/Ba como marcador de salinidade. O Hg e o Pb possuem uma influência tanto orgânica como detrítica e atmosférica, mas no presente trabalho não foram tão elucidativos como os demais metais, provavelmente por suas concentrações terem mantido um padrão em tempos recentes. A aplicação deles em uma escala temporal mais ampla pode validar ou descartar o uso como indicadores paleoambientais.

Recomenda-se para pesquisas futuras do Antropoceno na região, a determinação de radionuclídeos como o ^{137}Cs para validação da datação por ^{210}Pb , bem como a quantificação da fração argila. Além do mais, a análise paleolimnológica das amostras poderia elucidar a presença e o impacto da agricultura e/ou pecuária para a bacia lacustre, o que não foi registrado pelo comportamento dos metais neste estudo. No presente estudo, não foi possível realizar a granulometria dos sedimentos pela pouca quantidade de material disponível após as análises.

O presente trabalho finaliza como um passo a mais nos estudos ambientais voltados para o estuário do Rio Jaguaribe, caracterizando a climatologia e o impacto das mudanças climáticas na região e a inserindo no cenário das mudanças climáticas globais do Antropoceno.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, I. M. **Distribuição geoquímica de carbono, nitrogênio e fósforo em sedimento estuarino do Rio Jaguaribe - CE.** Orientador: Rozane Valente Marins. 2004. 105 p. Dissertação (Mestrado em Geologia Ambiental) - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2003.
- AGUIAR-NETO, A. B.; GOMES, D. F.; FREIRE, G. S. S. Origem da Deposição da Matéria Orgânica em Sedimentos de Manguezal na Porção Nordeste da Baía de Todos os Santos, Bahia. **Revista de Geologia**, 2012.
- AGUIAR, J. E.; MARINS, R. V.; ALMEIDA, M. D. Comparação de metodologias de digestão de sedimentos marinhos para caracterização da geoquímica de metais-traço na plataforma continental nordeste oriental brasileira. **Geochimica Brasiliensis**, v. 21, n. 3, 2007.
- ALGEO, T. J.; LIU, J. A re-assessment of elemental proxies for paleoredox analysis. **Chemical Geology**, v. 540, 2020.
- ALGEO, T. J.; MAYNARD, J. B. Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. **Chemical Geology**, v. 206, n. 3–4, 2004.
- ANKIT, Y. *et al.* Hydroclimatic variability in Northeast India during the last two millennia: Sedimentological and geochemical record from Shilloi Lake, Nagaland. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 602, 2022.
- ARMESTO, J. J. *et al.* From the Holocene to the Anthropocene: A historical framework for land cover change in southwestern South America in the past 15,000 years. **Land Use Policy**, v. 27, n. 2, 2010.
- BOND, G. C. *et al.* The north Atlantic's 1-2 Kyr climate rhythm: Relation to Heinrich events, Dansgaard/Oeschger cycles and the little ice age. *Em: Geophysical Monograph Series*. [s.l: s.n.]. v. 112, 1999.
- BOOTH, R. K. *et al.* A severe centennial-scale drought in mid-continental North America 4200 years ago and apparent global linkages. **The Holocene**. [s.l: s.n.], 2005.
- BOYLE, J. F. Inorganic Geochemical Methods in Palaeolimnology. *Em: Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*. [s.l: s.n.], 2005.
- BURFORD, M. A. *et al.* Tracing the fate of ¹⁵N-enriched feed in an intensive shrimp system. **Aquaculture**, v. 206, n. 3–4, 2002.
- CALVERT, S. E.; PEDERSEN, T. F. Elemental Proxies for Palaeoclimatic and Palaeoceanographic Variability in Marine Sediments: Interpretation and Application. *Em: Developments in Marine Geology*, Elsevier, 2007, vol. 1, 567-644 p. ISBN 9780444527554.

- CAMPOS, J. N. B. *et al.* Hydrological transformations in Jaguaribe River basin during 20th Century. Em: **Proceedings of the 20th Annual American Geophysical Union, Fort Collins Hydrology Days Publications**, v. 1, n. 1, 2000.
- CARVALHO, A. C. O. *et al.* Air-sea CO₂ fluxes for the Brazilian northeast continental shelf in a climatic transition region. **Journal of Marine Systems**, v. 173, 2017.
- CARVALHO, A. M.; MAIA, L. P.; DOMINGUEZ, J. M. L. Caracterização do processo de migração das dunas de Flexeiras, Baleia, Paracuru e Jericoacoara, costa noroeste do Ceará. **Arquivos de Ciências do Mar**, 2006.
- CAVALCANTI, I. F. A. (org.). **Tempo e Clima no Brasil**. 1. ed: Oficina de Textos, 2009. 464 p. ISBN 978-85-86238-92-5.
- CAVALCANTE, M. S. *et al.* Assessment of carbon fluxes to coastal area during persistent drought conditions. **Regional Studies in Marine Science**, v. 47, 2021.
- CHEDE, B. S. *et al.* Mercury deposition in the western tropical South Atlantic during the last 70 ka. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 601, 2022.
- CHIESSI, C. M. *et al.* Mid- to Late Holocene Contraction of the Intertropical Convergence Zone Over Northeastern South America. **Paleoceanography and Paleoclimatology**, v. 36, n. 4, 2021.
- COHEN, A. S. **Paleolimnology**. [s.l.], 2003. 528p. ISBN: 9780195133530.
- COSTA, B. G. B. **Distribuição de Mercúrio (Hg) em Sedimento, Água e Biota na Região de Influência dos Efluentes da Carcinicultura na Gamboa do Cumbe - Rio Jaguaribe - Ceará - Brasil**. 2009. 60 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Marinhas Tropicais) - Instituto de Ciências do Mar, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2009.
- COSTA, A. *et al.* Expedição científica ao alto curso do Rio Jaguaribe, Estado do Ceará: identificação da exata nascente do possivelmente maior rio efêmero do mundo. **Caderno de Geografia**, v. 30, n. 63, 2020.
- COSTA, A. C. *et al.* Monthly and seasonal streamflow forecasting of large dryland catchments in Brazil. **Journal of Arid Land**, v. 13, n. 3, p. 205–223, 1 mar. 2021.
- CRUTZEN, P. J.; STOERMER, E. F. The “Anthropocene”. **Global Change Newsletter**, [s. l.], ed. 41, p. 17-18, 2000.
- CRUZ, F. W. *et al.* Orbitally driven east-west antiphasing of South American precipitation. **Nature Geoscience**, v. 2, n. 3, p. 210–214, mar. 2009.
- CUNHA, A. P. M. A. *et al.* Changes in the spatial–temporal patterns of droughts in the Brazilian Northeast. **Atmospheric Science Letters**, v. 19, n. 10, 2018.
- DAGA, R. *et al.* Historical records of mercury in southern latitudes over 1600 years: Lake Futalaufquen, Northern Patagonia. **Science of the Total Environment**, v. 553, p. 541–550, 15 maio 2016.

- DIAS, F. J. S. ; MARINS, R. V. ; MAIA, L. P. Impact of Drainage Basin Changes on Suspended Matter and Particulate Copper and Zinc Discharges to the Ocean from the Jaguaribe River in the Semiarid NE Brazilian Coast. **Journal of Coastal Research**, v. 290, p. 1137-1145, 2013.
- DIAS, F. J. S. *et al.* Physical characteristics and discharges of suspended particulate matter at the continent-ocean interface in an estuary located in a semiarid region in northeastern Brazil. **Estuarine, Coastal and Shelf Science** (Print), v. 180, p. 258-274, 2016.
- DÍAZ, K. A. *et al.* Holocene environmental history of tropical, mid-altitude Lake Ocotlito, México, inferred from ostracods and non-biological indicators. **Holocene**, v. 27, n. 9, 2017.
- DONG, G. *et al.* Response of geochemical records in lacustrine sediments to climate change and human impact during middle Holocene in Mengjin, Henan Province, China. **Frontiers of Earth Science in China**, v. 3, n. 3, 2009.
- DYMOND, J.; SUESS, E.; LYLE, M. Barium in Deep-Sea Sediment: A Geochemical Proxy for Paleoproductivity. **Paleoceanography**, v. 7, n. 2, 1992.
- ESTEVEZ, F. A. **Fundamentos de Limnologia**. 2. ed. Rio de Janeiro: Interciência, 1998. 602 p. ISBN 85-7193-008-2.
- FADINA, O. A. *et al.* Paleoclimatic controls on mercury deposition in northeast Brazil since the Last Interglacial. **Quaternary Science Reviews**, v. 221, 1 out. 2019.
- FÉLIX, V. A. R. **Registros do Holoceno Médio e Tardio no Nordeste do Brasil: análise de um perfil sedimentar em um lago no Baixo Jaguaribe (CE) a partir de indicadores biogeoquímicos**. 2018. 38 f. Monografia (Graduação em Oceanografia) - Instituto de Ciências do Mar, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2018.
- FERREIRA, A. G.; MELLO, N. G. S. Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região Nordeste do Brasil e a influência dos oceanos Pacífico e Atlântico no clima da região. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 1, n. 1, 2005.
- FOGEL, M. L.; CIFUENTES, L. A. Isotope fractionation during primary production. **Organic geochemistry: principles and applications**, 1993.
- FOLEY, S. F. *et al.* The Palaeoanthropocene - The beginnings of anthropogenic environmental change. **Anthropocene**, v. 3, 2013.
- FONTENELE, A. P. G.; PEDROTTI, J. J.; FORNARO, A. Avaliação de metais traços e íons majoritários em águas de chuva na cidade de São Paulo. **Química Nova**, v. 32, n. 4, 2009.
- FÖRSTNER, U. **Contaminated sediments: Lectures on environmental aspects of particle-associated chemicals in aquatic systems**. Berlin: Springer-Verlag, 1989. 155 p.
- FUNCEME – Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos. **Postos Pluviométricos: Aracati** (2024). Acessado em: 22/10/2023,

www.funceme.br/produtos/script/chuvas/Download_de_series_historicas/downloadHistoricos/postos/12.txt

GAO, C. *et al.* Heavy metal concentrations in sediments from Xingyun lake, southwestern China: implications for environmental changes and human activities. **Environmental Earth Sciences**, v. 77, n. 19, 2018.

GARCIA, R. A. *et al.* Multiple dimensions of climate change and their implications for biodiversity. **Science**, 2014.

GAYANTHA, K.; ROUTH, J.; CHANDRAJITH, R. A multi-proxy reconstruction of the late Holocene climate evolution in Lake Bolgoda, Sri Lanka. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 473, p. 16–25, 1 maio 2017.

GMAO – Global Modeling and Assimilation Office. MERRA-2 instM_2d_int_Nx: 2d, **Monthly mean, Instantaneous Single-Level Assimilation Vertically Integrated Diagnostics V5.12.4**, Greenbelt, MD, USA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), Acessado em: 23/10/2023, 10.5067/KVTU1A8BWFSJ.

GODOY, J. M. *et al.* An alternative method for the determination of excess ^{210}Pb in sediments. *Radiation Protection Dosimetry*. **Radiation Protection Dosimetry**, v. 75, 1998.

GODOY, J. M. Datação de Sedimentos com ^{210}Pb : Resgate do Histórico da Poluição Ambiental no Antropoceno. **Rev. Virtual Quim.**, 10(6), 2018.

GOMES, D. F. *et al.* Assessment of a diatom-based transfer function for the reconstruction of lake-level changes in Boqueirão Lake, Brazilian Nordeste. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 415, p. 105–116, 2014.

GOOGLE. Google Earth Pro, 2023. Disponível em: www.google.com/earth.

GRIMM, E. C. CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. **Computers and Geosciences**, v. 13, n. 1, 1987.

GROVE, J. M. Little ice ages: Ancient and modern. **The Little Ice Age**, 2019.

GUERRA, L. *et al.* Climate change evidences from the end of the Little Ice Age to the Current Warm Period registered by Melincué Lake (Northern Pampas, Argentina). **Quaternary International**, v. 438, 2017.

GUIMARÃES, J. T. F. *et al.* Late Quaternary environmental and climate changes registered in lacustrine sediments of the Serra Sul de Carajás, south-east Amazonia. **Journal of Quaternary Science**, v. 31, n. 2, p. 61–74, 1 fev. 2016.

HARTMANN, K.; WÜNNEMANN, B. Hydrological changes and Holocene climate variations in NW China, inferred from lake sediments of Juyanze palaeolake by factor analyses. **Quaternary International**, v. 194, n. 1–2, 2009.

HASTENRATH, S. Interannual variability and annual cycle: mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic sector. **Monthly Weather Review**, v. 112, n. 6, 1984.

HAUG, G. H. *et al.* Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. **Science**, v. 293, n. 5533, 2001.

HELMERS, E.; SCHREMS, O. Wet deposition of metals to the tropical North and the South Atlantic Ocean. **Atmospheric Environment**, v. 29, n. 18, 1995.

HELMERS, E. Trace metals in suspended particulate matter of Atlantic Ocean surface water (40°N to 20°S). **Marine Chemistry**, v. 53, n. 1–2, 1996.

IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change. **Climate Change 2023: Synthesis Report**. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, H. Lee and J. Romero (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 2023, pp. 35-115, doi: 10.59327/IPCC/AR6-9789291691647

ITAMBI, A. C.; DOBENECK, T. VON; ADEGBIE, A. T. Millennial-scale precipitation changes over central Africa during the late quaternary and Holocene: Evidence in sediments from the Gulf of Guinea. **Journal of Quaternary Science**, v. 25, n. 3, p. 267–279, 2010.

JACOB, J. *et al.* Major environmental changes recorded by lacustrine sedimentary organic matter since the last glacial maximum near the equator (Lagoa do Caçó, NE Brazil). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 205, n. 3–4, p. 183–197, 30 mar. 2004.

JENNERJAHN, T. C. *et al.* Asynchronous terrestrial and marine signals of climate change during Heinrich events. **Science**, v. 306, n. 5705, 2004.

JONES, B. L.; CULLEN-UNSWORTH, L. C.; UNSWORTH, R. K. F. Tracking nitrogen source using $\delta^{15}\text{N}$ reveals human and agricultural drivers of seagrass degradation across the British Isles. **Frontiers in Plant Science**, v. 9, 2018.

JONES, B.; MANNING, D. A. C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. **Chemical Geology**, v. 111, n. 1–4, 1994.

KAPLAN, M. R.; WOLFE, A. P.; MILLER, G. H. Holocene environmental variability in southern Greenland inferred from lake sediments. **Quaternary Research**, v. 58, n. 2, p. 149–159, 2002.

KASPER, T. *et al.* Interplay between redox conditions and hydrological changes in sediments from Lake Nam Co (Tibetan Plateau) during the past 4000 cal BP inferred from geochemical and micropaleontological analyses. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 392, p. 261–271, 15 dez. 2013.

KRAUSKOPF, K. B. **Introdução à geoquímica**. São Paulo: Polígono, Editora da USP, 1972. 328 p. v. 2.

- LACERDA, L. D. *et al.* Mercury accumulation rates in Caço Lake, NE Brazil during the past 20.000 years. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 77, p. 42–50, 1 ago. 2017.
- LORING, D. H.; RANTALA, R. T. T. Manual for the geochemical analyses of marine sediments and suspended particulate matter. **Earth Science Reviews**, v. 32, n. 4, 1992.
- MACKO, S. A.; ENGEL, M. H.; PARKER, P. L. Early diagenesis of organic matter in sediments: assessment of mechanisms and preservation by the use of isotopic molecular approaches. **Organic geochemistry: principles and applications**, 1993.
- MAIA, L. P. **Procesos costeros y balance sedimentario a lo largo de Fortaleza (NE-Brasil): implicaciones para una gestión adecuada de la zona rural**. 1998. 281f. Tese (Doutorado em Ciências del Mar) Facultat de Geologia, Universidad de Barcelona, Barcelona, 1998.
- MAIA, L. P.; FREIRE, G. S. S.; LACERDA, L. D. Accelerated dune migration and aeolian transport during El Niño events along the NE Brazilian coast. **Journal of Coastal Research**, v. 21, n. 6, 2005.
- MARENGO, J. A. *et al.* Assessing drought in the drylands of northeast Brazil under regional warming exceeding 4 °C. **Natural Hazards**, v. 103, n. 2, 2020.
- MARENGO, J. A.; TORRES, R. R.; ALVES, L. M. Drought in Northeast Brazil—past, present, and future. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 129, n. 3–4, 2017.
- MARINHO, L. P. S. A. **Distribuição de mercúrio, matéria orgânica, e densidade em perfil de sedimento como indicadores paleoambientais do estuário do Rio Jaguaribe – CE, Nordeste do Brasil**. 2017. 52 f. Monografia (Graduação em Oceanografia) - Instituto de Ciências do Mar, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2017.
- MARINS, R. V *et al.* Efeitos da açudagem no rio Jaguaribe. **Ciência Hoje**, v. 33, n. 197, 2003.
- MARTINEZ-RUIZ, F. *et al.* Paleoclimate and paleoceanography over the past 20,000yr in the Mediterranean Sea Basins as indicated by sediment elemental proxies. **Quaternary Science Reviews**, 2015.
- MARTÍN-PUERTAS, C. *et al.* The Iberian-Roman Humid Period (2600-1600 cal yr BP) in the Zoñar Lake varve record (Andalucía, southern Spain). **Quaternary Research**, v. 71, n. 2, 2009.
- MARTÍN-PUERTAS, C. *et al.* Geochemical processes in a Mediterranean Lake: A high-resolution study of the last 4,000 years in Zoñar Lake, southern Spain. **Journal of Paleolimnology**, v. 46, n. 3, p. 405–421, out. 2011.
- MARTINS, M. S. **Deposição de carbono e nitrogênio em sedimentos de mangue do estuário do Rio Jaguaribe durante o Holoceno**. 2022. 48 f. Monografia (Graduação em Oceanografia) – Instituto de Ciências do Mar, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2022.

MCCARTHY, F. M. G. *et al.* The varved succession of Crawford Lake, Milton, Ontario, Canada as a candidate Global boundary Stratotype Section and Point for the Anthropocene series. **Anthropocene Review**, 2023.

MEYERS, P. A.; LALLIER-VERGÈS, E. Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates. **Journal of Paleolimnology**, v. 21, n. 3, 1999.

MORAIS, J. O. *et al.* Erosão Costeira em Praias Adjacentes às Desembocaduras Fluviais: O Caso de Pontal de Maceió, Ceará, Brasil. **Revista de Gestão Costeira Integrada**, v. 8, n. 2, 2008.

MORO, M. F. *et al.* Vegetação, unidades fitoecológicas e diversidade paisagística do estado do Ceará. **Rodriguésia**, v. 66, n. 3, 2015.

MULITZA, S. *et al.* Synchronous and proportional deglacial changes in Atlantic meridional overturning and northeast Brazilian precipitation. **Paleoceanography**, v. 32, n. 6, 2017.

N'NANGA, A. *et al.* The Lake Fonjak paleoproductivity controlled by the paleoclimate variations in the Adamawa plateau (Central Cameroon) during the Holocene: implications for sedimentary rate and the organic matter enrichment in Fe-shales. **Arabian Journal of Geoscience**, 2021.

ODZAK, N. *et al.* In situ trace metal speciation in a eutrophic lake using the technique of diffusion gradients in thin films (DGT). **Aquatic Sciences**, v. 64, n. 3, 2002.

OLIVEIRA, R. C. B. de. **Investigação do comportamento geoquímico de metais-traços em solos e sedimentos da bacia inferior do rio jaguaribe, Nordeste do Brasil**. 2012. 161 f. Tese (Doutorado em Ciências Marinhas Tropicais) - Instituto de Ciências do Mar, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2012.

ORHAN, H. *et al.* Late Quaternary paleoclimatic and paleoenvironmental changes in the Konya Closed Basin (Konya, Turkey) recorded by geochemical proxies from lacustrine sediments. **Arabian Journal of Geosciences**, v. 14, p. 766, 2021.

PANTALENA, A. F.; MAIA, L. P. Marcas da ação antrópica na história ambiental do Rio Jaguaribe, Ceará, Brasil. **Revista de Gestão Costeira Integrada**, v. 14, n. 3, p. 459–468, set. 2014.

PATEL-SORENTINO, N. **Fluorescence et evolution de la matière organique dissoute et colloïdale dans les zones de mélange du bassin amazonien**. 2000. Tese de Doutorado, Université Aix – Marseille III, França.

PEDROSA, A. A.; CLAUDINO-SALES, V. Dune migration at Canoa Quebrada, northeast Brazil. **CONTRIBUCIONES A LAS CIENCIAS SOCIALES**, v. 16, n. 7, 2023.

PÉREZ-CRUZ, L. Hydrological changes and paleoproductivity in the Gulf of California during middle and late Holocene and their relationship with ITCZ and North American Monsoon variability. **Quaternary Research (United States)**, v. 79, n. 2, p. 138–151, mar. 2013.

PESSENDA, L. C. R. *et al.* Holocene palaeoenvironmental reconstruction in northeastern Brazil inferred from pollen, charcoal and carbon isotope records. **Holocene**, v. 15, n. 6, p. 812–820, set. 2005.

PETERSON, L. C.; HAUG, G. H. Variability in the mean latitude of the Atlantic Intertropical Convergence Zone as recorded by riverine input of sediments to the Cariaco Basin (Venezuela). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 234, n. 1, p. 97–113, 3 maio 2006.

POHL, C. *et al.* Synoptic transects on the distribution of trace elements (Hg, Pb, Cd, Cu, Ni, Zn, Co, Mn, Fe, and Al) in surface waters of the Northern- and Southern East Atlantic. **Journal of Marine Systems**, v. 84, n. 1–2, 2011.

PRADO, L. *et al.* A mid-Holocene climate reconstruction for eastern South America A mid-Holocene climate reconstruction for Climate of the Past Geoscientific Instrumentation Methods and Data Systems A mid-Holocene climate reconstruction for eastern South America. **European Geosciences Union (EGU)**, v. 2013, n. 9, p. 2117–2133, 2013.

RAN, M.; CHEN, L. The 4.2 ka BP climatic event and its cultural responses. **Quaternary International**, Elsevier Ltd, 30 jun. 2019.

RIOS, J. H. L. **Distribuição e fracionamento geoquímico de metais em sedimentos estuarinos do semiárido brasileiro sob diferentes estações climáticas**. 2018. 107 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Marinhas Tropicais) - Instituto de Ciências do Mar, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2018.

RÜHLAND, K. *et al.* Late glacial and Holocene paleoenvironmental changes recorded in Lake Sediments, Brock Plateau (Melville Hills), Northwest Territories, Canada. **Holocene**, v. 19, n. 7, 2009.

RUIZ PESSENDA, L. C. *et al.* Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas region, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. **Quaternary Research**, v. 62, n. 2, 2004.

SANDEEP, K.; SHANKAR, R.; WARRIER, A. K. A Late Holocene Record of Variations in the Chemical Weathering Intensity and Pedogenesis in a Lake Catchment from Southern India. **Aquatic Geochemistry**, v. 28, n. 1, p. 27–42, 1 mar. 2022.

SANTOS ANDRADE, A. R. *et al.* Geoestatística aplicada à variabilidade espacial e padrões nas séries temporais da precipitação no agreste pernambucano. **Journal of Environmental Analysis and Progress**, 2018.

SIAL, A. N. *et al.* Hg Isotopes and Enhanced Hg Concentration in the Meishan and Guryul Ravine Successions: Proxies for Volcanism Across the Permian-Triassic Boundary. **Frontiers in Earth Science**, v. 9, 24 jun. 2021.

SIFEDDINE, A. *et al.* A 21 000 cal years paleoclimatic record from Caçó Lake, northern Brazil: Evidence from sedimentary and pollen analyses. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 189, n. 1–2, 2003.

SOUSA, A. B. DE; SILVA, D. F. Causas climáticas da variabilidade pluviométrica e tendências climáticas na bacia hidrográfica do Rio Jaguaribe (CE). **Caminhos de Geografia**, v. 14, n. 46, 2013.

STEFFEN, W. *et al.* The trajectory of the anthropocene: The great acceleration. **Anthropocene Review**, v. 2, n. 1, p. 81–98, 2015.

STEFFEN, W.; CRUTZEN, P. J.; MCNEILL, J. R. The anthropocene: Are humans now overwhelming the great forces of nature? **Ambio**, v. 36, n. 8, p. 614–621, 2007.

STEIN, R. **Accumulation of organic carbon in marine sediments: Results from the Deep Sea Drilling Project/Ocean Drilling Program (DSDP/ODP)**. Berlim: Springer-Verlag, 1991. 217 p. v. 34. ISBN 978-3-540-53813-4.

STUDART, Guilherme. **Datas e factos para a historia do Ceara**. Fortaleza: Typ. Studart, 1896. 271 p. ISBN Obra rara.

SUGUIO, K. **Geologia Sedimentar**. 1. ed. São Paulo: Blucher, 2003. 416 p. ISBN 9788521203179.

SUNDA, W. G.; HUNTSMAN, S. A. Processes regulating cellular metal accumulation and physiological effects: Phytoplankton as model systems. **The Science of the Total Environment**, 1998

SWEERE, T. *et al.* Definition of new trace-metal proxies for the controls on organic matter enrichment in marine sediments based on Mn, Co, Mo and Cd concentrations. **Chemical Geology**, v. 441, p. 235–245, 21 nov. 2016.

SYVITSKI, J. *et al.* Earth's sediment cycle during the Anthropocene. **Nature Reviews Earth and Environment**, 2022.

TABOSA, A. B.; MATIAS, L. Q.; MARTINS, F. R. Live fast and die young: The aquatic macrophyte dynamics in a temporary pool in the Brazilian semiarid region. **Aquatic Botany**, v. 102, 2012.

TALBOT, M. R.; JOHANNESSEN, T. A high resolution palaeoclimatic record for the last 27,500 years in tropical West Africa from the carbon and nitrogen isotopic composition of lacustrine organic matter. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 110, n. 1–4, 1992.

TAN, Z. *et al.* Climate-Driven Variations in the Depositional Environment and Organic Matter Accumulation of Lacustrine Mudstones: Evidence from Organic and Inorganic Geochemistry in the Biyang Depression, Nanxiang Basin, China. **Energy and Fuels**, v. 33, n. 8, 2019.

TORRES, R. F. **Disponibilidade dos metais cobre e chumbo em um canal de maré receptor de efluentes de carcinicultura**. 2009. 125 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Marinhas Tropicais) - Instituto de Ciências do Mar, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2009.

TRIBOVILLARD, N. *et al.* Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. **Chemical Geology**, v. 232, n. 1–2, p. 12–32, 30 ago. 2006.

TURCQ, B. **Impactos das mudanças climáticas sobre os ecossistemas do Nordeste Brasileiro**: Estudos na Bacia do Jaguaribe e nos ambientes costeiros associados. Relatório Técnico. 2016.

TURCQ, B. *et al.* Accumulation of organic carbon in five Brazilian lakes during the Holocene. **Sedimentary Geology**, 2002.

UTIDA, G. *et al.* Tropical South Atlantic influence on Northeastern Brazil precipitation and ITCZ displacement during the past 2300 years. **Scientific Reports**, v. 9, n. 1, 2019.

UTIDA, G. *et al.* Climate changes in Northeastern Brazil from deglacial to Meghalayan periods and related environmental impacts. **Quaternary Science Reviews**, v. 250, 2020.

UTIDA, G. *et al.* Spatiotemporal Intertropical Convergence Zone dynamics during the last 3 millennia in northeastern Brazil and related impacts in modern human history. **Climate of the Past**, v. 19, n. 10, p. 1975–1992, 2023.

VIANA, J. C. C. *et al.* A late Holocene paleoclimate reconstruction from Boqueirão Lake sediments, northeastern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 415, p. 117–126, 1 dez. 2014.

WALKER, M. *et al.* Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/ Epoch (Quaternary System/Period): Two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/ subseries. **Episodes**, v. 41, n. 4, p. 213–223, 1 dez. 2018.

WANNER, H. *et al.* Mid- to Late Holocene climate change: an overview. **Quaternary Science Reviews**, v. 27, n. 19–20, p. 1791–1828, out. 2008.

WATERS, C. N. *et al.* The Anthropocene is functionally and stratigraphically distinct from the Holocene. **Science**, 2016.

WIENER, M. H. The Interaction of Climate Change and Agency in the Collapse of Civilizations ca. 2300–2000 BC. **Radiocarbon**, v. 56, n. 4, p. S1–S16, 2014.

WU, J.; BOYLE, E. A. Lead in the western North Atlantic Ocean: Completed response to leaded gasoline phaseout. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 1997.

XU, H. *et al.* Precipitation at Lake Qinghai, NE Qinghai-Tibet Plateau, and its relation to Asian summer monsoons on decadal/interdecadal scales during the past 500 years. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 254, n. 3–4, 2007.

ŻARCZYŃSKI, M.; WACNIK, A.; TYLMANN, W. Tracing lake mixing and oxygenation regime using the Fe/Mn ratio in varved sediments: 2000 year-long record of human-induced changes from Lake Żabińskie (NE Poland). **Science of the Total Environment**, v. 657, p. 585–596, 20 mar. 2019.

ZHANG, J. *et al.* Holocene monsoon climate documented by oxygen and carbon isotopes from lake sediments and peat bogs in China: A review and synthesis. **Quaternary Science Reviews**, v. 30, n. 15–16, p. 1973–1987, jul. 2011.

ZHANG, J.; LIU, C. L. Riverine composition and estuarine geochemistry of particulate metals in China - Weathering features, anthropogenic impact and chemical fluxes. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 54, n. 6, 2002.

ZHU, Liping *et al.* Environmental changes reflected by the lake sediments of the South Hongshan Lake, Northwest Tibet. **Science in China**, 5 (5), 2002.

ZOCATELLI, R. *et al.* Late Holocene paleoenvironmental changes in Northeast Brazil recorded by organic matter in lacustrine sediments of Lake Boqueirão. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 363–364, p. 127–134, 2012.

ZONNEVELD, K. A. F. *et al.* Selective preservation of organic matter in marine environments; processes and impact on the sedimentary record. **Biogeosciences**, 7, 483-511 p. 2010.

ZOU, C. *et al.* Holocene Environmental Evolution Response to the Human Activities and East Asian Summer Monsoon Variation in the Liangzhu Ancient City Complex, Eastern China. **Frontiers in Marine Science**, v. 9, 2022.

APÊNDICE A – DADOS ANALÍTICOS

Tabela 10 – Soluções padrão, faixas de curva de calibração e coeficiente de determinação.

Elemento	Solução padrão	Faixa de curva de calibração (mg/L)	Coeficiente de determinação
Al	SpecSol 1000 mg/L	1,00 – 20,00	0,9999 ± 0,0001
Ba	Merck 1000 mg/L	1,00 – 20,00	0,9998 ± 0,0001
Cr	Merck 1000 mg/L	0,05 – 2,00	0,9999 ± 0,0001
Cu	Merck 1000 mg/L	0,05 – 2,00	0,9999 ± 0,0001
Fe	Merck 1000 mg/L	0,5 – 6,00	0,9999 ± 0,0001
Hg	SpecSol 1000 mg/L	0 – 4,00	0,9998 ± 0,0001
Mn	SpecSol 1000 mg/L	1,00 – 5,00	0,9998 ± 0,0001
Ni	Merck 1000 mg/L	0,05 – 1,50	0,9998 ± 0,0001
Pb	Merck 1000 mg/L	0,05 – 3,00	0,9999 ± 0,0001
Sr	Merck 1000 mg/L	0,05 – 1,50	0,9998 ± 0,0001
V	SpecSol 1000 mg/L	0,50 – 10,00	0,9999 ± 0,0001
Zn	Merck 1000 mg/L	0,10 – 1,00	0,9998 ± 0,0001

Tabela 11 – Coeficiente de variação médio, desvio padrão, mínimo e máximo das amostras.

Elemento	Média	Desvio	Mínimo	Máximo
Al	3,62	2,62	0,15	9,84
Ba	3,53	2,52	0,02	9,42
Cr	3,25	2,29	0,05	8,45
Cu	2,71	2,27	0,14	9,81
Fe	2,70	2,07	0,05	7,49
Mn	3,09	2,60	0,08	9,41
Ni	3,26	2,32	0,06	9,71
Pb	3,05	2,61	0,06	9,73
Sr	4,58	3,08	0,01	9,36
V	4,90	2,90	0,11	9,42
Zn	2,40	2,23	0,02	9,65

ANEXO A – SÉRIE HISTÓRICA DE PRECIPITAÇÃO EM DO PERÍODO DE 1974 A 2022 NO MUNICÍPIO DE ARACATI, CEARÁ.

(Continua)

ANO	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
1974	406,5	194,7	225	227,4	253,7	53	38,8	15,2	33	12	3,6	23
1975	20,9	189,4	313,6	269,6	185,9	107	76,6	0	0	0	0	21,2
1976	48,1	257,2	337,6	176,8	32,6	0	0	2	0	35	24	0
1977	88,8	173,2	240,9	203,7	152,6	132,4	111,2	0	0	0	0	0
1978	0	51,2	170,8	152	204,4	36,4	167,2	11,4	0	19,8	4	7
1979	47,2	154,2	71,4	85,8	85,4	18,6	1,2	9,2	4,6	0	23,4	0
1980	25,5	304,6	105,5	67,8	3,4	3,8	0	0	0	0	4	12
1981	59,2	27	384,2	33	59,8	22,4	0	0	0	0	0	102
1982	51	197,4	240,2	195,4	111	24,2	12,2	5	0	6	4,4	0
1983	9,2	91,6	149,4	61,6	13,8	0	0	0	0	0	0	0
1984	16,4	51,6	337,8	582,9	268,8	63	88	67,3	8	0	0	0
1985	230,8	624	575,1	547	372,7	132,4	108	20	0	0	0	44,1
1986	159,2	261,5	630	302,4	52,2	39,2	27,4	23	0	4,6	0	10
1987	93,8	190,5	247,3	103,9	0	66,9	4,2	0	0	0	16	0
1988	127,4	111,6	364,1	248,6	411,7	73,8	101,1	0	16,6	0	0	50,3
1989	186	43	180,4	429,5	257,3	98,4	77,8	0	0	4,8	0	94,1
1990	15,2	92,1	145,1	73,5	59,4	11,8	2	4,5	2,4	17,2	1	6,6
1991	33	117,9	158,6	171,4	170,2	5	0	0	0	0	0	0
1992	191,4	235,6	124,7	92,1	6,5	10,1	3,1	0	0	0	3	1
1993	4,5	4,5	119,9	27	19	5,8	7,8	0	0	17,4	0	14,1
1994	109,5	118	373,4	288,6	146,9	160,2	0	0	0	0	0	37
1995	79,8	137,7	128,4	324,5	206,2	157,1	59,8	0	0	0	0	13
1996	127,4	149,6	297,5	233,3	27,3	0	6,3	0	0	10,2	6	6,3
1997	6,6	6,4	143,8	120,6	117,8	0	0	0	0	0	1,7	26,6
1998	235	35,4	48,4	15,4	15,6	8,2	0	8,2	0	0	0	7,6

Fonte: FUNCEME. Precipitação total mensal expressa em mm.

ANEXO A – SÉRIE TEMPORAL DE PRECIPITAÇÃO DO PERÍODO DE 1974 A 2022 NO MUNICÍPIO DE ARACATI, CEARÁ.

(Conclusão)

ANO	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
1999	95,8	28,5	265	94,2	87,1	1	0	0	0	0	0	22,9
2000	156,1	164,4	89	264,2	119,7	20,2	25,5	17	16,2	0	0	15,5
2001	36,8	97,9	92,3	408	13,6	13,2	0	0	0	0	3,8	29,4
2002	197,4	113,5	251,9	231,2	191,6	107,2	12,8	0	0	0	0	0
2003	85,2	239	195,2	357,4	129,4	25,8	0	0	0	0	8	29,6
2004	393,2	248,3	100,2	73,8	18,6	102,1	66,7	4,8	0	0	0	48,4
2005	0	44	207,7	79,2	40,4	54,8	0	0	0	0	0	0
2006	0	97,6	192,2	340,5	238,2	54,2	0	0	0	0	0	42
2007	42,6	284,6	113	422,2	145,2	80	0	0	0	0	0	4,2
2008	65,4	24,8	612,6	295,2	140,9	49,9	0,9	24,2	0	0	0	0
2009	59,9	175,5	354	627,5	334,8	80,8	87	1,2	0	0	7,5	5
2010	57,4	65	94,8	213,8	80,8	6,2	0	0	0	11,2	0	24,2
2011	368,1	159	184	255,9	205,4	21	43	0	0	46	0	0
2012	77,5	167,5	22,6	78,9	19,2	0	0	0	0	0	8,2	1,5
2013	32,8	50,4	106,2	363,4	30	62	15,1	0	0	0	12,8	0
2014	19,6	53	251,4	96,6	154,6	16,2	0	0	14,8	0	10,2	7,6
2015	87,4	102,4	222,1	120,2	6	28,6	72,8	0	0	0	0	19
2016	91,2	25	62	142,4	11	0	0	0	0	0	0	0
2017	63,6	197,2	339,6	62,8	165	21,2	34,6	0	0	0	0	22
2018	89,2	240	131	408	94,8	5,4	2	0	0	1,4	3,8	67
2019	50	413,6	322,4	232	96,8	42,8	26	0	0	0	0	16,6
2020	173,2	227	299	163,2	224,3	53,2	31,8	0	0	0	3	4
2021	72	104	201,5	186	150,2	2	11	0	0	6,6	17,9	34,3
2022	124,5	99	364,6	346,8	186,1	122,6	30,1	4,8	0	0	28,4	24

Fonte: FUNCEME, 2022. Precipitação total mensal expressa em mm.

ANEXO B – SÉRIE TEMPORAL DE ANOMALIA DO ATLÂNTICO PARA O PERÍODO ENTRE 1970 E 2022

(Continua)

ANO	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
1970	-0,38346	-0,45896	-0,288	-0,23798	-0,24575	-0,37461	-0,32289	-4,36E-02	-0,29508	-0,24954	-0,23566	-0,23066
1971	-0,3573	-0,31078	-0,19782	-0,24929	-0,24204	-4,81E-02	-9,81E-02	-0,35541	-0,2545	-0,1363	-0,10857	-0,28518
1972	-0,27981	-0,32742	-0,43995	-0,35123	-0,51161	-0,47157	-0,23456	-0,51396	-0,3513	-0,5866	-0,54913	-0,68302
1973	-0,75108	-0,57042	-0,42692	-0,3502	-0,39358	-0,24564	-0,15067	-0,17634	-0,14892	-0,26267	-0,30546	-0,17971
1974	-0,1646	-2,86E-02	-0,2022	-0,24869	-0,42586	-0,47619	-0,62258	-0,67334	-0,47912	-0,36039	-0,23031	-0,14808
1975	-0,19143	-0,23389	-0,1678	-0,21867	-0,28646	-0,16447	7,20E-02	0,308754	-1,94E-02	-0,17589	-3,99E-03	-8,12E-02
1976	-0,12982	-0,15781	3,29E-03	-9,96E-03	-4,49E-02	-2,71E-02	0,238059	0,261062	-4,09E-02	-3,68E-02	-0,3743	-0,48061
1977	-0,39933	-0,29599	-0,13704	-0,188	-0,18475	-0,12785	3,27E-02	-0,1126	-9,87E-02	-8,15E-02	-0,11646	-0,17049
1978	-0,13828	-5,12E-02	-9,88E-02	-0,24138	-0,32204	-0,25118	-0,14743	7,76E-02	-7,15E-02	-0,13258	-4,62E-02	-0,14386
1979	-0,18564	-0,19377	-0,34176	-0,28022	-4,31E-02	8,23E-03	-8,51E-02	-0,27646	-0,17829	-0,16137	-0,11759	-0,24693
1980	-9,63E-02	-0,18318	-0,14623	5,33E-03	8,72E-03	-1,93E-02	-8,58E-02	-0,21905	-0,27078	-0,10129	-0,35991	-0,28243
1981	-0,29495	-0,18484	-0,11158	-0,15009	-5,44E-02	-7,31E-02	-0,33534	-0,40399	-8,83E-02	-0,29702	-0,13944	2,82E-03
1982	-9,98E-02	-0,17962	3,02E-02	-0,21017	-0,20037	-0,23984	-0,36529	-0,27756	-0,28163	-0,38941	-0,36391	-0,42768
1983	-0,33808	-0,21718	-0,14643	-0,15108	-0,17354	-0,23855	-7,74E-02	-0,3629	-0,3794	-8,91E-02	-0,20244	-0,15284
1984	-0,15338	-4,10E-02	-0,10025	9,92E-02	-0,1542	-0,29274	-0,30201	-0,11668	-0,14563	-0,30048	-0,32138	-0,19707
1985	-0,32482	-0,24103	-0,19118	-0,24641	-0,23145	-7,86E-02	-3,35E-02	-0,49187	-0,27754	-0,30856	-0,34552	-0,37226
1986	-0,33017	-0,34602	-0,26622	-0,29621	-0,1742	-0,18423	-0,18051	-0,29272	-0,29608	-0,42855	-0,40844	-0,33019
1987	-0,22963	-0,28682	-8,60E-02	-1,12E-02	-6,63E-02	-0,11452	4,47E-02	0,158679	-9,38E-02	-0,26948	-0,3215	-0,39178
1988	-0,41783	-0,28916	-0,22318	-0,13698	-2,40E-02	-7,54E-02	-0,11849	-0,24359	-0,27929	-0,2173	3,73E-02	-0,17212
1989	-0,10282	-1,15E-02	-3,71E-02	-0,10192	0,143769	0,476405	0,207932	-2,34E-02	-0,23428	-0,24546	-0,12696	-0,44008
1990	-0,38723	-0,31851	-0,45631	-0,33987	-0,32918	-0,20411	-0,31202	-0,13801	0,106348	-0,14219	-0,31273	-0,22064
1991	-0,32608	-0,25652	-0,1074	-0,29763	-0,32836	-0,47469	-0,48673	-0,28137	-0,34833	-0,39476	-0,27126	-0,19626
1992	-0,23891	-0,15246	-0,17337	-0,20819	-0,24835	-0,29557	-0,41163	-0,52411	-0,367	-0,37346	-0,33144	-0,28954
1993	-0,21874	-0,15297	-0,26564	-0,16012	-0,31012	-0,57323	-0,6849	-0,21294	-0,16626	-0,43411	-0,24864	-0,35732
1994	-0,29446	-0,22044	-0,24102	-0,17305	-0,26103	-0,37579	-0,31312	-0,26518	-0,27895	-0,12754	-0,14471	-0,11644

Fonte: GISTEMP Team, 2018. Preenchimento azul: valores negativos. Preenchimento vermelho: valores positivos.

ANEXO B – SÉRIE TEMPORAL DE ANOMALIA DO ATLÂNTICO PARA O PERÍODO ENTRE 1970 E 2022

(Continua)

ANO	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
1995	-8,64E-02	-0,1535	1,14E-03	5,24E-02	0,214742	0,249103	8,10E-02	-0,10604	-0,24457	-0,1156	-0,11719	-9,66E-02
1996	-0,16782	-0,27243	-0,16267	-1,31E-02	-0,23627	-0,33411	-0,33886	-0,2061	2,39E-02	-9,61E-02	-0,11346	-9,73E-02
1997	4,67E-02	3,31E-02	-2,88E-02	-7,54E-03	-8,05E-02	-0,42258	-2,99E-02	-0,1535	-0,16967	-0,1209	-0,25301	-0,1969
1998	-0,10764	-0,27097	-1,45E-02	-4,47E-02	2,84E-02	0,111369	0,135819	0,224061	0,206006	0,217371	0,369409	0,306024
1999	0,180832	8,52E-02	0,37566	0,415306	0,552101	0,369547	0,261223	0,461835	0,167601	6,12E-02	-0,14498	6,10E-02
2000	9,99E-02	5,72E-02	0,241677	0,148454	0,354075	6,71E-02	0,116124	1,72E-02	0,11513	0,124044	0,285341	7,38E-02
2001	-4,08E-02	0,10566	-1,29E-02	-2,68E-02	-0,10355	0,175763	-5,31E-02	0,295047	0,281048	0,230918	-2,07E-02	0,180263
2002	0,108455	-5,81E-02	-1,46E-02	6,26E-02	-0,17843	-0,35128	-0,48117	-0,17211	-0,20014	-0,14937	-0,14844	-9,84E-02
2003	-9,39E-02	1,14E-02	3,11E-02	8,17E-03	-7,06E-02	5,17E-02	0,158461	0,151127	0,187604	0,210204	7,16E-02	0,114173
2004	0,269352	7,55E-02	0,141668	5,98E-02	0,118163	0,168583	0,346504	0,121412	-3,51E-02	-1,92E-02	-7,78E-02	0,164028
2005	8,33E-02	9,02E-02	6,23E-02	0,155079	1,75E-02	-1,52E-03	0,226555	0,228596	0,107709	2,26E-02	2,49E-04	0,138605
2006	0,296612	0,17437	0,115681	0,292011	0,478587	0,314391	0,39921	0,223249	7,80E-02	5,83E-02	0,16227	1,54E-02
2007	5,34E-02	8,10E-02	7,59E-02	-6,20E-02	-1,62E-02	-9,81E-02	-0,12094	-0,307	2,84E-02	0,235535	0,401346	0,324197
2008	0,312689	0,399063	0,249933	0,119403	0,286856	0,445351	0,197219	0,165676	-4,99E-02	-3,45E-02	5,47E-02	0,192121
2009	8,26E-02	-4,75E-03	6,77E-02	-1,27E-04	-0,11794	0,111783	-5,80E-02	-0,16861	-0,39238	-7,23E-02	-0,15877	-2,17E-02
2010	-0,11268	-0,20793	-0,16364	-7,00E-02	-2,64E-02	0,19538	0,125066	0,274203	0,136308	1,77E-02	0,154945	0,155795
2011	0,167075	0,150493	-3,96E-03	-7,79E-02	8,36E-02	-5,57E-02	-0,35246	-0,35886	2,34E-03	7,26E-03	-9,50E-02	1,02E-02
2012	0,256338	0,338683	0,330556	0,225017	0,208291	0,431206	0,419469	0,444991	0,361628	0,168127	3,69E-02	0,242041
2013	0,189124	0,124778	0,153126	8,80E-02	1,53E-02	-0,1474	0,207456	-6,14E-02	-1,35E-02	0,298811	0,116792	-3,34E-02
2014	2,11E-02	8,04E-02	-1,14E-02	-0,18077	-0,23216	-6,79E-02	0,251865	0,146028	-4,71E-02	7,05E-02	0,123376	9,27E-02
2015	5,28E-02	-7,20E-02	-0,16249	-0,15978	-9,43E-02	-1,31E-02	-0,17032	-0,29334	-0,12549	-0,31231	-0,31408	-0,23424
2016	-7,08E-02	-9,97E-02	-0,10659	-0,15937	5,07E-02	8,54E-02	-0,1219	-0,19393	-7,88E-02	-0,10509	0,144976	0,163458
2017	0,187966	0,182964	4,21E-02	0,143244	-3,37E-02	8,05E-02	-3,32E-02	-0,16023	0,105602	0,205583	0,425946	0,503863
2018	0,437613	0,358505	0,195612	0,113128	0,132044	-7,21E-02	-0,17335	-7,66E-02	3,55E-02	-0,25068	-0,1442	-0,15692
2019	8,17E-02	7,86E-02	7,12E-02	-3,40E-02	-2,10E-02	2,47E-02	-1,89E-03	7,56E-02	-9,44E-02	-0,19409	3,42E-03	-1,34E-02

Fonte: GISTEMP Team, 2018. Preenchimento azul: valores negativos. Preenchimento vermelho: valores positivos.

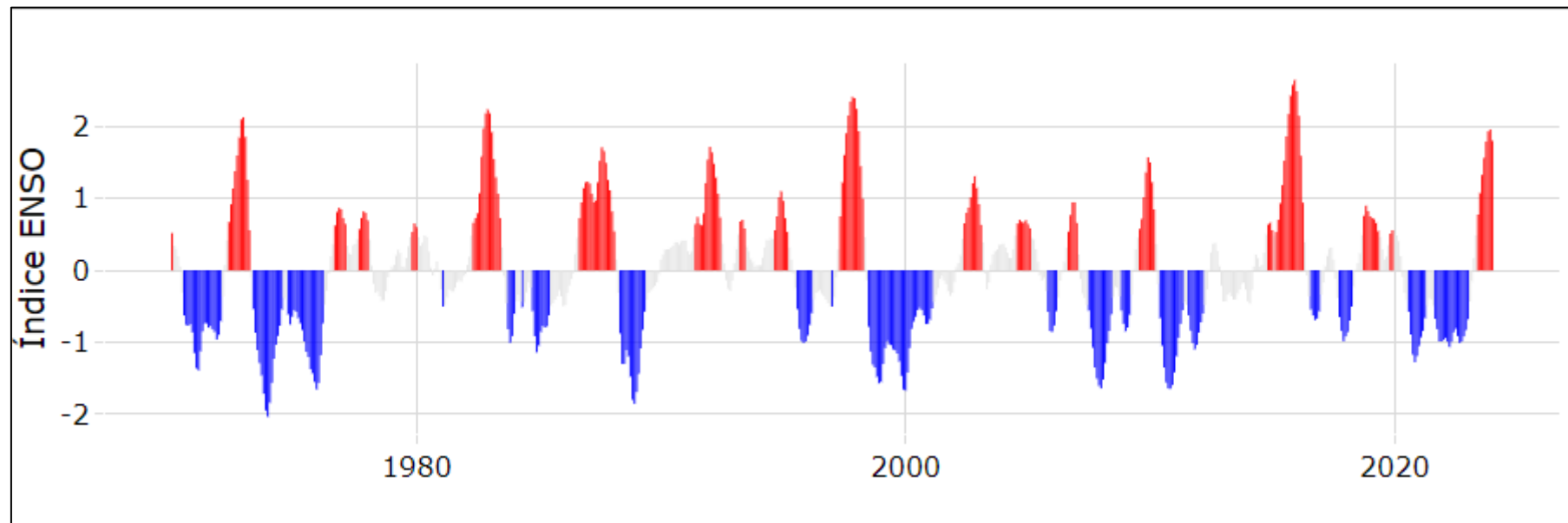
ANEXO B – SÉRIE TEMPORAL DE ANOMALIA DO ATLÂNTICO PARA O PERÍODO ENTRE 1970 E 2022

(Conclusão)

ANO	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
2020	6,86E-02	0,142449	0,111243	5,57E-02	-6,08E-02	-1,30E-03	7,75E-02	0,166889	-0,13307	6,80E-02	-8,85E-02	0,19303
2021	0,277576	0,407402	0,21332	0,359606	0,332739	0,170181	-4,18E-02	2,07E-02	8,95E-02	0,291168	0,425017	0,443797
2022	0,439727	0,399447	0,160964	0,124293	0,219637	-0,10121	-0,22445	0,281976	0,479688	0,471507	0,541952	0,3944

Fonte: GISTEMP Team, 2018. Preenchimento azul: valores negativos. Preenchimento vermelho: valores positivos.

ANEXO C – ÍNDICE ENSO PARA O PERÍODO ENTRE 1970 E 2023



Fonte: Albert (2023). Pacote de dados *rsoi* de índices climáticos do R. Coluna vermelha: El Niño/Fase Quente. Coluna cinza: fase neutra. Coluna azul: La Niña/fase fria.