

DAVID LUKAS DE ARRUDA SILVA

**GÊNESE, QUÍMICA, MINERALOGIA, GEOQUÍMICA E MODELAGEM DE
CARBONO ORGÂNICO DO SOLO NO SETOR LESTE DA ILHA DE MARAJÓ**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, para obtenção do título de *Doctor Scientiae*.

Orientador: João Carlos Ker

Coorientador: Carlos Ernesto Schaefer

**VIÇOSA - MINAS GERAIS
2022**

**Ficha catalográfica elaborada pela Biblioteca Central da Universidade
Federal de Viçosa - Campus Viçosa**

T

S586g
2022

Silva, David Lukas de Arruda, 1992-
Gênese, química, mineralogia, geoquímica e modelagem de
carbono orgânico do solo no setor leste da Ilha de Marajó /
David Lukas de Arruda Silva. – Viçosa, MG, 2022.
1 tese eletrônica (205 f.): il. (algumas color.).

Orientador: João Carlos Ker.
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Viçosa,
Departamento de Solos, 2022.

Inclui bibliografia.

DOI: <https://doi.org/10.47328/ufvbbt.2022.332>

Modo de acesso: World Wide Web.

1. Solos - Formação. 2. Solos - Conservação - Marajó, Ilha
de (PA). 3. Solos - Degradação - Marajó, Ilha de (PA).
4. Intemperismo. 5. Solos - Teor de compostos orgânicos -
Marajó, Ilha de (PA). 6. Aprendizado do computador. I. Ker,
João Carlos, 1955-. II. Universidade Federal de Viçosa.
Departamento de Solos. Programa de Pós-Graduação em Solos e
Nutrição de Plantas. III. Título.

CDD 22. ed. 551.305

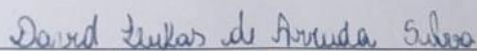
DAVID LUKAS DE ARRUDA SILVA

GÊNESE, QUÍMICA, MINERALOGIA, GEOQUÍMICA E MODELAGEM DE
CARBONO ORGÂNICO DO SOLO NO SETOR LESTE DA ILHA DE MARAJÓ

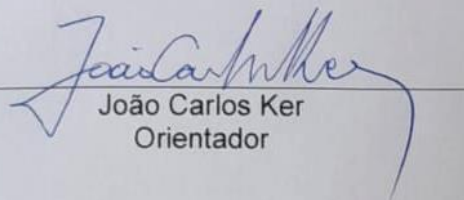
Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, para obtenção do título de *Doctor Scientiae*.

APROVADA: 23 de maio de 2022.

Assentimento:



David Lukas de Arruda Silva
Autor



João Carlos Ker
Orientador

“Tenho a impressão de ter sido uma criança brincando à beira-mar, divertindo-me em descobrir uma pedrinha mais lisa ou uma concha mais bonita que as outras, enquanto o imenso oceano da verdade continua misterioso diante de meus olhos”.

(Isaac Newton)

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente ao Grande Arquiteto do Universo, por ter me concedido serenidade para aceitar as coisas que não pude mudar, coragem para mudar aquelas que pude, e sabedoria para distinguir uma da outra.

Aos meus pais, Valdir Alves e Eliene Amaral, pelo amor e incentivo durante toda minha vida. Ao meu irmão João Arruda, pelo incentivo e motivação. A minha Vó Judite, Tia Poli e Tia Marlene, por todo amor e carinho.

A minha esposa e melhor amiga, Jessen Santana, por toda a paciência, companheirismo e motivação nesses 9 anos de relacionamento. A meus sogros Gener Moreira e Maria José por todo o acolhimento e incentivo.

Agradeço a meu orientador, o Professor João Ker, pelos ensinamentos, paciência, apoio e conselhos nos momentos mais conturbados desses 4 anos. A meu coorientador, o Prof. Carlos Ernesto, pela paciência, apoio e confiança a mim depositada.

Agradeço a minha mãe e pai científicos, Profa. Ana Maria Moreau e Prof. Maurício Moreau, pela iniciativa do PET Solos e por todo apoio e carinho que me trouxeram até aqui. Ao meu tio Marcelo Metri, pela amizade e apoio concedidos desde o mestrado.

Quero agradecer ao Prof. Danilo Camêlo por toda ajuda e conselhos. Ao Prof. Guilherme Corrêa, Eduardo Senra, Valéria, Ana e Paulo Canto pelo apoio de campo.

Aos meus colegas/amigos de Pós-Graduação, Francis, Maurício, Maria, Daniel, Saulo, Ésio, Kléver e Lucas, pelo companheirismo e conhecimentos adquiridos durante essa caminhada. Ao amigo e Professor, Hidelblandi Farias pelos ensinamentos e ajuda nos momentos de dificuldades.

Agradeço ao apoio logístico de campo do Museu Nacional Emílio Goeldi (MPEG), a Universidade Federal do Pará.

À Universidade Federal de Viçosa, pela estrutura e aos Técnicos Maurício Lino, Janílson, Carlinhos, João Milagres e Júlio, por todo apoio durante a condução desse trabalho, sou eternamente grato a todos vocês.

Ao Programa Solos e Nutrição de Plantas – UFV, pela oportunidade e apoio durante a minha trajetória no doutorado, e pela bolsa concedida pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

RESUMO

SILVA, David Lukas de Arruda, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, maio de 2022. **Gênese, química, mineralogia, geoquímica e modelagem de carbono do solo no setor leste da Ilha de Marajó.** Orientador: João Carlos Ker. Coorientador: Carlos Ernesto Gonçalves Reynaud Schaefer.

Localizada no Bioma Amazônico, a Ilha de Marajó é parte principal do maior arquipélago flúvio-marinho da América do Sul e particularmente sensível as mudanças climáticas globais. Dada sua importância ambiental, social e arqueológica, estudos no escopo da gênese, química, mineralogia, geoquímica e modelagem de carbono orgânico do solo são essenciais para a tomada de decisão e definição de políticas públicas para a recuperação e conservação ambiental. Dessa forma, os objetivos desse estudo foram: (i) estudar a gênese dos solos ao leste da ilha, com ênfase em sua possível origem policíclica, investigando como regressões e transgressões marinhas, bem como as influências antrópicas pretéritas, afetaram suas propriedades químicas, físicas e mineralógicas (Capítulo 2); (ii) estudar as propriedades geoquímicas dos solos sobre os principais materiais de origem no setor leste da Ilha de Marajó, com ênfase nos índices de intemperismo, relações geoquímicas dos elementos e elementos potencialmente tóxicos (Capítulo 3); e (iii) utilizar modelos baseados em aprendizado de máquinas para determinar a distribuição espacial de carbono orgânico superficial dos solos (Capítulo 4). O estudo foi desenvolvido no setor leste da Ilha de Marajó, sendo coletados 14 perfis de solos, com 81 pontos de amostragem de 0-20 cm. As evidências morfológicas, químicas, físicas e mineralógicas dos solos nos diferentes ambientes ao leste da Ilha de Marajó, revelam atributos vinculados às mudanças climáticas, episódios de regressão marinha, atividades antrópicas pré-colombianas e neotectônica. O terceiro capítulo mostra que a variação geoquímica dos solos refletiu particularidades do material de origem. No quarto capítulo as covariáveis mais importantes para prever a distribuição dos estoques de carbono orgânico do solo foram aquelas associadas ao relevo e a proximidade a corpos hídricos, e o modelo Cubist foi o mais eficiente em prever o carbono orgânico superficial dos solos.

Palavras-chave: Holoceno. Bacia Amazônica. Arqueoantropossolos. Elementos potencialmente tóxicos. Algoritmos de aprendizagem de máquinas.

ABSTRACT

SILVA, David Lukas de Arruda, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, May, 2022. **Genesis, chemistry, mineralogy, geochemistry, and soil carbon modeling in the eastern sector of Marajó Island.** Advisor: João Carlos Ker. Co-advisor: Carlos Ernesto Gonçalves Reynaud Schaefer.

Located in the Amazon Biome, Marajó Island is a major part of the largest fluvial-marine archipelago in South America and particularly sensitive to global climate change. Given its environmental, social and archaeological importance, studies in the scope of genesis, chemistry, mineralogy, geochemistry and soil organic carbon modeling are essential for decision-making and the definition of public policies for environmental recovery and conservation. Thus, the objectives of this study were: (i) to study the genesis of soils to the east of the island, with emphasis on its possible polycyclic origin, investigating how marine regressions and transgressions, as well as past anthropic influences, affected their chemical, physical properties and mineralogical (Chapter 2); (ii) study the geochemical properties of soils on the main source materials in the eastern sector of Marajó Island, with emphasis on weathering indices, geochemical relationships of elements and potentially toxic elements (Chapter 3); and (iii) use models based on machine learning to determine the spatial distribution of surface organic carbon in soils (Chapter 4). The study was carried out in the eastern sector of Ilha de Marajó, and 14 soil profiles were collected, with 81 sampling points from 0-20 cm. The morphological, chemical, physical and mineralogical evidence of the soils in the different environments to the east of Marajó Island, reveal attributes linked to climate change, episodes of marine regression, pre-Columbian and neotectonic anthropic activities. The third chapter shows that the geochemical variation of the soils reflected particularities of the source material. In the fourth chapter, the most important covariates to predict the distribution of soil organic carbon stocks were those associated with relief and proximity to water bodies, and the Cubist model was the most efficient in predicting soil surface organic carbon.

Keywords: Holocene. Amazon Basin. Archaeoanthrosols. Potentially toxic elements. Machine learning algorithms.

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO GERAL.....	11
REFERÊNCIAS	13
CAPÍTULO 1.....	17
1. REFERENCIAL TEÓRICO.....	17
1.1 Características fisiográficas e geológicas da Ilha de Marajó	17
1.1.1 Geologia	17
1.1.2 Relevo	20
1.1.3 Clima	21
1.1.4 Vegetação	22
1.1.5 Solos	29
1.1.6 Hidrologia	30
1.2 O Homem: Ocupações humanas na Ilha de Marajó.....	30
1.2.1 Origem dos povos indígenas marajoaras.....	31
1.2.2 Ocupações humanas na Ilha de Marajó.....	32
1.2.3 Do choque cultural a população marajoara atual	36
1.3 Gênese de solos hidromórficos.....	38
1.3.1 Potencial Redox.....	38
1.3.2 Salinidade.....	41
1.3.3 Oxihidróxidos de Fe.....	42
1.4 Elementos traço e terras raras	44
1.4.1 Elementos Traço.....	44
1.4.2 Elementos terras raras (ETR)	47
1.5 REFERÊNCIAS.....	50
CAPÍTULO 2.....	72
Química, mineralogia e gênese de solos da ilha de Marajó.....	72
RESUMO.....	72
Chemistry, mineralogy and genesis of soils at the largest fluvio-marine plain in South America: The Marajo Island.	73
ABSTRACT	73
1. INTRODUÇÃO.....	74
2. MATERIAL E MÉTODOS.....	76
2.1. Seleção e amostragem dos solos	76
2.2. Análises físicas, químicas e mineralógicas	80

3. RESULTADOS.....	81
3.1 Solos das planícies inundáveis	81
3.2 Solos de Manguezais.....	94
3.3 Solos dos Terraços e Tabuleiros.....	95
3.4 Solos em Paleocanais e cordões arenosos	96
4. DISCUSSÃO	97
4.1 Mudanças climáticas e neotectônica.....	97
4.2 Controle tectono-sedimentar	100
4.3 Elevação relativa do nível do mar	102
4.4 Antropogênese em paleocanais.....	103
5. CONCLUSÕES	104
6. AGRADECIMENTOS	105
7. REFERÊNCIAS	106
CAPÍTULO 3.....	117
Geoquímica de solos do setor leste da Ilha de Marajó: Implicações do material de origem e potencial risco ambiental.	117
RESUMO	117
Soil geochemistry in the eastern side of Marajó Island: Implications of the parent material and potential environmental risk.	118
ABSTRACT.....	118
1. INTRODUÇÃO	119
2. MATERIAL E MÉTODOS.....	121
2.1 Cenário geológico	121
2.2 Seleção e amostragem	122
2.3 Análises químicas e físicas	124
2.4 Índices de intemperismo	124
2.5. Avaliação de elementos potencialmente tóxicos	125
2.6 Análise estatística	126
3. RESULTADOS.....	126
3.1 Propriedades químicas e físicas do solo	126
3.2 Geoquímica e índices de intemperismo	128
3.3 Avaliação de elementos potencialmente tóxicos	135
3.4 Análise de componentes principais com agrupamento e gráficos ternários ..	136
4. DISCUSSÃO	138
4.1 Relações geoquímicas dos elementos.....	138
4.2 Elementos potencialmente tóxicos	140

4.3 Caracterização do intemperismo dos solos.....	142
5. CONCLUSÕES.....	143
6. AGRADECIMENTOS.....	144
7. REFERÊNCIAS.....	145
CAPÍTULO 4.....	161
Modelagem e mapeamento de carbono em solos da maior planície flúvio-marinha da América do Sul, a Ilha de Marajó.	161
RESUMO.....	161
Modeling and mapping of carbon in soils of the largest fluvial-marine plain in South America, Ilha de Marajó.	162
ABSTRACT.....	162
1. INTRODUÇÃO.....	163
2. MATERIAL E MÉTODOS.....	165
2.1 Área de estudo.....	165
2.2 Amostragem de solos.....	166
2.3 Propriedades físicas e química dos solos.....	167
2.4 Quantificação do carbono orgânico do solo.....	169
2.5 Obtenção de covariáveis ambientais para espacialização da previsão do carbono orgânico do solo.....	169
2.5.1 Coordenadas geográficas.....	169
2.5.2 Variáveis obtidas por meio do MDE.....	169
2.5.3 Criação da covariável de distância euclidiana de canais de drenagem (hidro_eucl) e sítios arqueológicos (arqu_eucl).....	172
2.5.4 Índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI).....	173
2.6 Criação da função de pedotransferência por aprendizagem de máquinas....	173
2.6.1 Remoção de covariáveis e treinamento dos algoritmos de aprendizagem de máquinas.....	173
3. RESULTADOS.....	178
3.1 Covariáveis selecionadas e desempenho de modelos preditivos.....	178
3.3 Previsão dos mapas finais e incerteza do carbono orgânico dos solos.....	181
4. DISCUSSÃO.....	184
4.1 Desempenho e incerteza do modelo.....	184
4.2 Distribuição dos teores de COS no setor leste da Ilha de Marajó.....	185
4.3 Os impactos das mudanças climáticas globais sobre o COS.....	186
5. CONCLUSÕES.....	188
6. AGRADECIMENTOS.....	188

7. REFERÊNCIAS.....	189
CONSIDERAÇÕES FINAIS	205

INTRODUÇÃO GERAL

A Ilha de Marajó é parte principal do maior arquipélago flúvio-marinho do mundo, localizado no Bioma Amazônico (FRANCISQUINI et al., 2014). A evolução da paisagem Amazônica foi particularmente afetada pelas mudanças climáticas do final do Pleistoceno e Holoceno (PESSENDA et al., 2001), eventos tectônicos (ROSSETTI et al., 2012; ROSSETTI; VALERIANO, 2007), e variações relativas do nível do mar (Cohen et al., 2005). Ainda hoje, a Amazônia está no centro de discussões sobre mudanças climáticas globais (BARROS; ALBERNAZ, 2014; FRANÇA et al., 2012), sendo constantemente apontada como um dos principais sistemas terrestres a alcançar estágios críticos, implicando em impactos de grande escala nos sistemas humanos e ecológicos (LENTON et al., 2008).

Os diversos eventos que ocorreram na Amazônia transformaram a Ilha de Marajó num complexo cenário pedogeomorfológico, caracterizado pela deposição de sedimentos de diferentes idades e naturezas, afetados pelas variações das marés e pelas oscilações anuais de águas subterrâneas (MURRIETA; DUFOUR; SIQUEIRA, 1999). A Ilha de Marajó também é reconhecida como um importante centro arqueológico do Brasil, com sítios datando de pelo menos 3.000 anos atrás, ocupados por uma sucessão de culturas (MEGGERS; ROOSEVELT, 1992). Muitos desses sítios, especialmente da Fase Marajoara, concentram-se montículos, também denominados de “mounds” ou tesos, que chegam a várias centenas de metros de comprimento e até 20 m de altura.

Os ambientes que compõem a paisagem do leste de Marajó são resultantes de uma série de ocorrências geológicas (ROSSETTI, 2004; ROSSETTI et al., 2012). Os eventos neotectônicos ocorridos no Pleistoceno ocasionaram a subsidência da parte leste de Marajó e a exposição de materiais sedimentológicos de diferentes idades e natureza, depositados durante a formação da ilha (ROSSETTI et al., 2012). Estes eventos foram sucedidos, no Holoceno, por mudanças climáticas marcadas por elevação do nível do mar, transgressão marinha e deposição de sedimentos de diferentes composições, expostos nas áreas de cotas mais baixas recém-formadas (COHEN et al., 2005, 2009; SMITH et al., 2011).

Nas áreas mais altas do leste e oeste da paisagem, sobre as formações Barreiras, laterita e Pós-Barreiras, datados do Mioceno médio, Mioceno tardio e

Pleistoceno, respectivamente, estão localizados os solos de melhor drenagem, Latossolos e Plintossolos (RÊGO, 1986; ROSSETTI, 2004). Nas planícies se concentram sedimentos arenosos de influência fluvial e eólica, muitas vezes distribuídos na forma de tesos (mounds), concordantes com paleocanais (CASTRO; ROSSETTI; RUIZ PESSEDA, 2010; ROSSETTI; VALERIANO, 2007), sedimentos holocênicos com influência fluvio-marinha (ROSSETTI, 2004); e antigos manguezais no centro leste da ilha (FRANÇA et al., 2012; SMITH et al., 2012).

Projeções climáticas para a ilha indicam que a maioria das planícies aluviais de Marajó podem ser inundadas permanentemente nas próximas décadas (BARROS; ALBERNAZ, 2014), o que acarretaria em mudanças drásticas nas propriedades físico-químicas dos solos, impactando diretamente nos ciclos biogeoquímicos dessas áreas (CARPENTER et al., 2003).

Apesar da sua grande importância social e ambiental, pesquisas sobre a gênese, química, mineralogia, geoquímica e modelagem de carbono da Ilha de Marajó são ausentes ou escassas. Estudos nesse escopo têm relevante importância para a tomada de decisão, proteção ambiental e saúde humana (JYOTI et al., 2015; KLASSEN, 2009; REN et al., 2015; SOROKINA; ZARUBINA, 2013; VENTERIS et al., 2014; WU et al., 2018); além de produzir informações que podem subsidiar o desenvolvimento de novas pesquisas, especialmente tratando-se da Ilha de Marajó, que encontra-se inserida no bioma Amazônia e que possui um dos piores Índices de Desenvolvimento Humano (IDH) do país (IBGE, 2010).

Assim, o presente trabalho tem como objetivos: (i) estudar a formação dos solos no leste da Ilha de Marajó, com ênfase em suas propriedades químicas, físicas e mineralógicas (Capítulo 2); (ii) estudar as propriedades geoquímicas dos solos sobre os principais materiais de origem no setor leste da ilha, com ênfase nos índices de intemperismo, relações geoquímicas dos elementos e elementos potencialmente tóxicos (Capítulo 3); e (iii) modelar a distribuição espacial do carbono orgânico nos horizontes superficiais dos solos do setor leste da ilha, avaliando quais modelos preditivos e variáveis são mais eficientes em predizê-lo.

REFERÊNCIAS

- BARROS, DF; ALBERNAZ, ALM. Possible impacts of climate change on wetlands and its biota in the Brazilian Amazon. **Brazilian Journal of Biology**, [S. l.], v. 74, n. 4, p. 810–820, 2014. DOI: 10.1590/1519-6984.04013. Disponível em: http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1519-69842014000400810&lng=en&tlng=en.
- CARPENTER, Stephen R.; FISHER, Stuart G.; GRIMM, Nancy B.; KITCHELL, James F. Global Change and Freshwater Ecosystems. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.es.23.110192.001003>, [S. l.], v. 23, n. 1, p. 119–139, 2003. DOI: 10.1146/ANNUREV.ES.23.110192.001003. Disponível em: <https://www.annualreviews.org/doi/abs/10.1146/annurev.es.23.110192.001003>. Acesso em: 9 jul. 2021.
- CASTRO, Darciléa Ferreira; ROSSETTI, Dilce de Fátima; RUIZ PESSEDA, Luiz Carlos. Facies, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ and C/N analyses in a late Quaternary compound estuarine fill, northern Brazil and relation to sea level. **Marine Geology**, [S. l.], v. 274, n. 1–4, p. 135–150, 2010. DOI: 10.1016/j.margeo.2010.03.011.
- COHEN, Marcelo C. L.; SOUZA FILHO, Pedro W. M.; LARA, Rubén J.; BEHLING, Hermann; ANGULO, Rodolfo J. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). **Wetlands Ecology and Management**, [S. l.], v. 13, n. 4, p. 433–443, 2005. DOI: 10.1007/s11273-004-0413-2.
- COHEN, Marcelo Cancela Lisboa; BEHLING, Hermann; LARA, Ruben José; SMITH, Clarisse Beltrão; MATOS, Hellen Rosy Soares; VEDEL, Vincent. Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. **Vegetation History and Archaeobotany**, [S. l.], v. 18, n. 6, p. 425–439, 2009. DOI: 10.1007/s00334-008-0208-0. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s00334-008-0208-0>. Acesso em: 26 jun. 2021.
- FRANÇA, Marlon C.; FRANCISQUINI, Mariah I.; COHEN, Marcelo C. L.; PESSEDA, Luiz C. R.; ROSSETTI, Dilce F.; GUIMARÃES, José T. F.; SMITH,

Clarisse B. The last mangroves of Marajó Island - Eastern Amazon: Impact of climate and/or relative sea-level changes. **Review of Palaeobotany and Palynology**, [S. l.], v. 187, p. 50–65, 2012. DOI: 10.1016/j.revpalbo.2012.08.007.

FRANCISQUINI, M. I.; LIMA, C. M.; PESSENDA, L. C. R.; ROSSETTI, D. F.; FRANÇA, M. C.; COHEN, M. C. L. Relation between carbon isotopes of plants and soils on Marajó Island, a large tropical island: Implications for interpretation of modern and past vegetation dynamics in the Amazon region. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, [S. l.], v. 415, p. 91–104, 2014. DOI: 10.1016/j.palaeo.2014.03.032.

IBGE. **Censo Demográfico 2010**. Brasília. Disponível em:

[https://scholar.google.com.br/scholar?hl=pt-](https://scholar.google.com.br/scholar?hl=pt-BR&as_sdt=0%2C5&q=CENSO+DEMOGRÁFICO+2010%3A+resultados+preliminares+do+universo.+In%3A+IBGE.+Sidra%3A+sistema+IBGE+de+recuperação+automática.+Rio+de+Janeiro%2C+2011b.+Disponível+em%3A+%3Chttp%3A%2F%2Fwww.sidra.ibge.gov.br%2Fcd%2Fcd2010rpu.asp%3Fo%3D4%26i%3DP%3E.+Acesso+em%3A+mar.+2012&btnG=)

[BR&as_sdt=0%2C5&q=CENSO+DEMOGRÁFICO+2010%3A+resultados+preliminares+do+universo.+In%3A+IBGE.+Sidra%3A+sistema+IBGE+de+recuperação+automática.+Rio+de+Janeiro%2C+2011b.+Disponível+em%3A+%3Chttp%3A%2F%2Fwww.sidra.ibge.gov.br%2Fcd%2Fcd2010rpu.asp%3Fo%3D4%26i%3DP%3E.+Acesso+em%3A+mar.+2012&btnG=](https://scholar.google.com.br/scholar?hl=pt-BR&as_sdt=0%2C5&q=CENSO+DEMOGRÁFICO+2010%3A+resultados+preliminares+do+universo.+In%3A+IBGE.+Sidra%3A+sistema+IBGE+de+recuperação+automática.+Rio+de+Janeiro%2C+2011b.+Disponível+em%3A+%3Chttp%3A%2F%2Fwww.sidra.ibge.gov.br%2Fcd%2Fcd2010rpu.asp%3Fo%3D4%26i%3DP%3E.+Acesso+em%3A+mar.+2012&btnG=). Acesso em: 5 fev. 2022.

JYOTI, Vijaya; SAINI-EIDUKAT, Bernhardt; HOPKINS, David; DESUTTER, Thomas. Naturally elevated metal contents of soils in northeastern North Dakota, USA, with a focus on cadmium. **Journal of Soils and Sediments**, [S. l.], v. 15, n. 7, p. 1571–1583, 2015. DOI: 10.1007/S11368-015-1122-6.

KLASSEN, R. A. Geological controls on soil parent material geochemistry along a northern Manitoba-North Dakota transect. **Applied Geochemistry**, [S. l.], v. 24, n. 8, p. 1382–1393, 2009. DOI: 10.1016/J.APGEOCHEM.2009.04.033.

LENTON, Timothy M.; HELD, Hermann; KRIEGLER, Elmar; HALL, Jim W.; LUCHT, Wolfgang; RAHMSTORF, Stefan; SCHELLNHUBER, Hans Joachim. Tipping elements in the Earth's climate system. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, [S. l.], v. 105, n. 6, p. 1786–1793, 2008. DOI: 10.1073/PNAS.0705414105. Disponível em: <https://www.pnas.org/content/105/6/1786>. Acesso em: 8 jul. 2021.

MEGGERS, Betty J.; ROOSEVELT, Anna Curtenius. Moundbuilders of the Amazon: Geophysical Archaeology on Marajo Island, Brazil. **Journal of Field Archaeology**,

[S. I.], v. 19, n. 3, p. 399, 1992. DOI: 10.2307/529927. Disponível em:
<https://www.jstor.org/stable/529927?origin=crossref>.

MURRIETA, Rui Sérgio S.; DUFOUR, Darna L.; SIQUEIRA, Andrea D. Food consumption and subsistence in three Caboclo populations on Marajo Island, Amazonia, Brazil. **Human Ecology**, [S. I.], v. 27, n. 3, p. 455–475, 1999. DOI: 10.1023/A:1018779624490. Disponível em:
<https://link.springer.com/article/10.1023/A:1018779624490>. Acesso em: 4 jun. 2021.

PESSENDA, L. C. R.; BOULET, R.; ARAVENA, R.; ROSOLEN, V.; GOUVEIA, S. E. M.; RIBEIRO, A. S.; LAMOTTE, M. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation, changes during the Holocene in a forest-savanna transition zone, Brazilian Amazon region. **Holocene**, [S. I.], v. 11, n. 2, p. 250–254, 2001. DOI: 10.1191/095968301668898509.

RÊGO, R. .. **Caracterização e gênese de solos com plintita na Ilha de Marajó**. 1986. Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, [S. I.], 1986.

REN, Limin; COHEN, David R.; RUTHERFORD, Neil F.; ZISSIMOS, Andreas M.; MORISSEAU, Eleni G. Reflections of the geological characteristics of Cyprus in soil rare earth element patterns. **Applied Geochemistry**, [S. I.], v. 56, p. 80–93, 2015. DOI: 10.1016/J.APGEOCHEM.2015.02.011.

ROSSETTI, Dilce F. Paleosurfaces from northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. **Sedimentary Geology**, [S. I.], v. 169, n. 3–4, p. 151–174, 2004. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2004.05.003.

ROSSETTI, Dilce F.; SOUZA, Lena S. B.; PRADO, Renato; ELIS, Vagner R. Neotectonics in the northern equatorial Brazilian margin. **Journal of South American Earth Sciences**, [S. I.], v. 37, p. 175–190, 2012. DOI: 10.1016/j.jsames.2012.03.004.

ROSSETTI, Dilce F.; VALERIANO, Márcio M. Evolution of the lowest amazon basin modeled from the integration of geological and SRTM topographic data. **Catena**, [S. I.], v. 70, n. 2, p. 253–265, 2007. DOI: 10.1016/j.catena.2006.08.009.

SMITH, C. B.; COHEN, M. C. L.; PESSEDA, L. C. R.; FRANÇA, M. C.; GUIMARÃES, J. T. F. Holocenic proxies of sedimentary organic matter and the evolution of Lake Arari-Amazon Region. **Catena**, [S. l.], v. 90, p. 26–38, 2012. DOI: 10.1016/j.catena.2011.10.002.

SMITH, Clarisse Beltrão; COHEN, Marcelo Cancela Lisboa; PESSEDA, Luiz Carlos Ruiz; FRANÇA, Marlon Carlos; GUIMARÃES, José Tasso Felix; ROSSETTI, Dilce de Fátima; LARA, Rubén José. Holocene coastal vegetation changes at the mouth of the Amazon River. **Review of Palaeobotany and Palynology**, [S. l.], v. 168, n. 1, p. 21–30, 2011. DOI: 10.1016/j.revpalbo.2011.09.008.

SOROKINA, O. A.; ZARUBINA, N. V. The content of chemical elements in alluvial soils and bottom sediments of the Urkan River (the Amur River basin). **Eurasian Soil Science**, [S. l.], v. 46, n. 6, p. 644–653, 2013. DOI: 10.1134/S1064229313060094.

VENTERIS, Erik R.; BASTA, Nicholas T.; BIGHAM, Jerry M.; REA, Ron. Modeling Spatial Patterns in Soil Arsenic to Estimate Natural Baseline Concentrations. **Journal of Environmental Quality**, [S. l.], v. 43, n. 3, p. 936–946, 2014. DOI: 10.2134/JEQ2013.11.0459.

WU, Weimo; NORVELL, Wendell A.; HOPKINS, David G.; CHRISTAKOS, George; BOHN, Meyer P.; WU, Jiaping. Spatial distribution of cadmium and zinc in soils of northern North Dakota. **Agronomy Journal**, [S. l.], v. 110, n. 5, p. 1666–1680, 2018. DOI: 10.2134/AGRONJ2017.08.0503.

CAPÍTULO 1

1. REFERENCIAL TEÓRICO

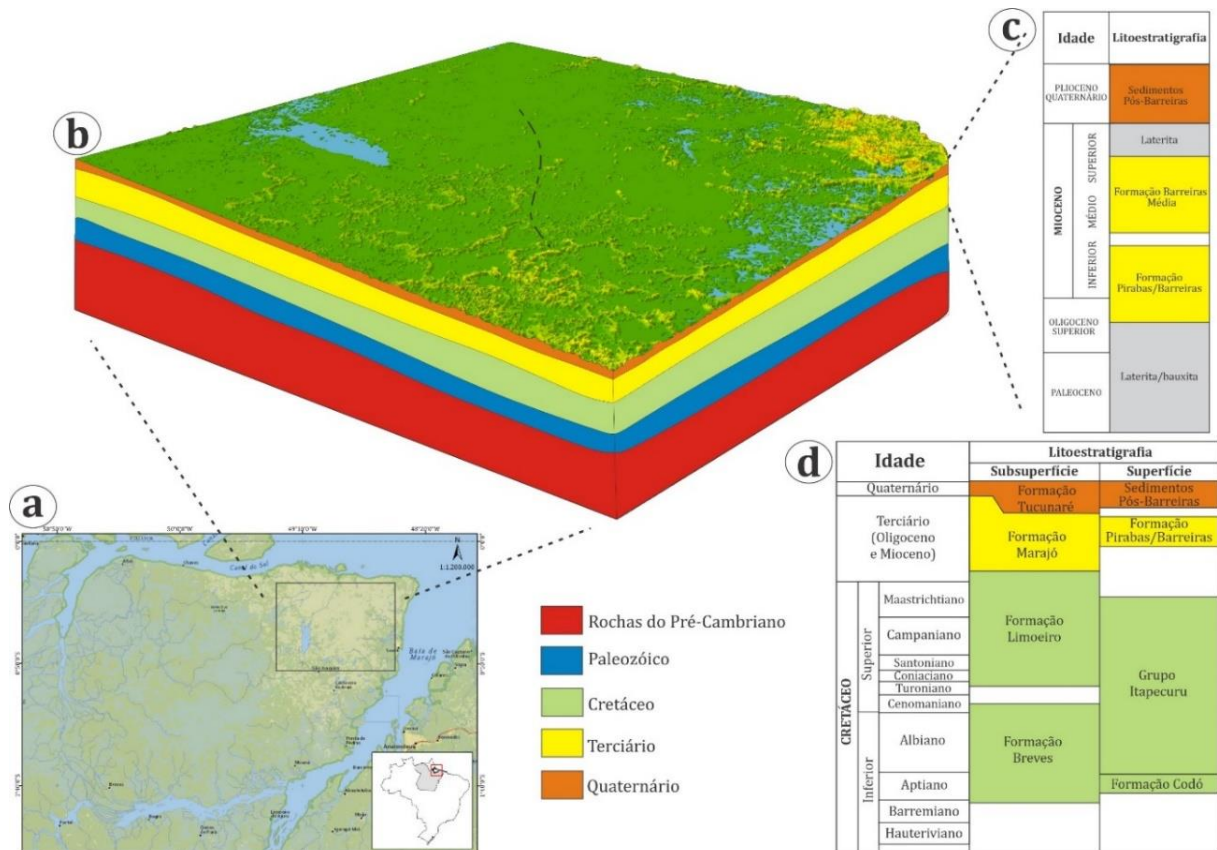
1.1 Características fisiográficas e geológicas da Ilha de Marajó

1.1.1 Geologia

Geologicamente, a Ilha de Marajó está inserida no Sistema Gráben do Marajó, que consiste em uma variedade de rochas metamórficas pré-cambrianas (> 750 Ma) e depósitos Paleozóicos (260 Ma) (AZEVEDO, 1991). A pilha sedimentar do Sistema Graben Marajó (Figura 1) começa com depósitos arenosos das Formações Breves/Jacarezinho (Aptiano-Cenomaniano, 120 - 100 Ma) e argilitos siltosos da Formação Anajás (Cretáceo Superior, 70 Ma). Essas unidades são atribuídas a ambientes deposicionais que variam de fluvial a marinho raso.

Sobre esses depósitos estão arenitos, argilitos e conglomerados da Formação Limoeiro, também relacionados a configurações marinhas fluviais rasas. Os depósitos paleógenos, do paleoceno (< 65 Ma) recobrem a sucessão cretácea (145-65 Ma) que consistem em sedimentos siliciclásticos-carbonatos mistos da Formação Marajó (Paleoceno-Eoceno, 65-35 Ma) e do Grupo Pará (Mioceno a Holoceno, < 23 Ma). Esses estratos paleógenos estão relacionados a configurações deposicionais marinhas de transição para águas rasas. O Grupo Pará compreende arenitos da Formação Tucunaré e argilitos da Formação Pirarucu, em idade superficial equivalente à Formação Barreiras e aos Sedimentos Pós-Barreiras (ROSSETTI et al., 2008).

Figura 1. a) Localização da área de estudo; b) Bloco diagrama da superfície inundável da Ilha de Marajó, com detalhe da falha tectônica ao centro; c) Litoestratigrafia em detalhe do Quaternário e Terciário da Ilha de Marajó; d) Resumo estratigráfico da Ilha de Marajó (Adaptado de Rossetti, 2012).



A Bacia Sedimentar Amazônica é um emaranhado complexo de sistemas deposicionais e mecanismos de controle pouco conhecidos. Apesar de incipiente, muitas das informações disponíveis sugerem que grande parte das mudanças da paisagem amazônica dos últimos milhões de anos ocorreram como resposta a tectônica, ligada à ascensão andina e a abertura do Oceano Atlântico Sul (ROSSETTI, 2010). Além da tectônica, mudanças climáticas e flutuações do nível do mar foram fatores importantes que alteraram os padrões sedimentares da Amazônia durante várias épocas geológicas.

No final do Paleozóico, há 250 milhões de anos (Ma), as bacias sedimentares amazônicas passaram por uma fase de intenso magmatismo e reativações tectônicas, que antecederam um longo período de erosão e deposição que gerou a Formação Alter do Chão (Rossetti and Valeriano, 2007), já no final do Cretáceo (70 Ma). Nesse

período, a drenagem seguia na direção oeste e os Andes ainda estavam nos seus estágios iniciais, como consequência, os canais de drenagem descarregavam seus sedimentos diretamente no Oceano Pacífico (NOGUEIRA et al., 2021). No final do Cretáceo e início do Paleoceno (70-65 Ma), o recuo do mar levou a estabilidade tectônica, que progrediu para uma fase regressiva prolongada, expondo grandes áreas amazônicas a processos subaéreos, com o desenvolvimento de uma ampla superfície de erosão marcada por superfícies lateríticas (Figura 1) (KING, 1962). Essa fase predominantemente erosiva pode ter durado 40 milhões de anos, e a presença de paleossolos lateríticos indica forte sazonalidade, com flutuação de períodos secos e úmidos bem definidos (ROSSETTI, 2004).

Após a redução do nível do mar, uma nova fase tectônica foi reiniciada durante o Mioceno (23 Ma), reflexo de reativações andinas (KING, 1962). Este processo teria fechado uma possível conexão com o Oceano Pacífico, favorecendo a criação de uma grande bacia com sedimentação principalmente lacustre na Amazônia ocidental, registrada pela Formação Solimões (Rossetti and Valeriano, 2007). Um aumento no nível relativo do mar durante o Mioceno médio (15 Ma), e grande parte dos estados brasileiros do Pará e Maranhão eram submersos por um mar raso, se tornando grandes plataformas carbonáticas conectadas a sistemas estuarinos deposicionais, onde arenitos e argilitos foram formados por influência da maré (GÓES et al., 1990). Esse aumento relativo do nível do mar também promoveu a deposição das formações Pirabas e Barreiras (Figura 1) (PETRI, 1957).

O final do Mioceno (6 Ma) foi marcado por uma outra fase de ampla exposição subaérea, registrada pela erosão e estabelecimento de uma expressiva cobertura laterítica (Figura 1) (ROSSETTI, 2004). Após esse período de rebaixamento no nível do mar e intensa laterização, uma nova fase de sedimentação foi documentada na Amazônia, num período entre o Plioceno e Pleistoceno (6-2 Ma). Como consequência foram geradas as Formações Içá e Pós-Barreiras, essa última unidade predominantemente arenosa, recobre a sucessão do Mioceno e inclui sedimentação fluvial e eólica (Figura 1) (MÖRNER; ROSSETTI; TOLEDO, 2001).

Entre o Pleistoceno e Holoceno (< 2 Ma) a abertura de falhas causadas por uma reativação tectônica na Ilha de Marajó (ROSSETTI et al., 2012), causaram subsidência de áreas localizadas no centro leste da ilha, causando destruição de toda

a sequência de deposição Barreiras>Pós-Barreiras e conseqüentemente da cobertura laterítica entre as duas, dando espaço a deposições mais recentes.

1.1.2 Relevo

A Ilha de Marajó faz parte de duas unidades morfoestruturais e morfoclimáticas: o Planalto Rebaixado da Amazônia e a Planície Amazônica (BARBOSA; RENNÓ; FRANCO, 1974). Enquanto o Planalto Rebaixado Amazônico limita-se à porção sul-sudeste da ilha, o restante é dominado pela Planície Amazônica. Essa última unidade de relevo forma uma faixa nas duas margens do Rio Amazonas, alargando-se na foz na ilha de Marajó e nas inúmeras ilhas circunvizinhas, formando um emaranhado de canais, furos, igarapés, paranás e meandros abandonados, que compõem uma paisagem singular dentro do território brasileiro (BARBOSA; RENNÓ; FRANCO, 1974).

Segundo mapeamento do Projeto RADAM (1974) a ilha ainda pode ser dividida em 3 feições geomorfológicas distintas: (i) as planícies colmatadas no setor leste; (ii) o pediplano pleistocênico no centro; (iii) e as regiões em processo de colmatagem a oeste (Figura 2). A topografia marajoara é monótona e suave na parte oriental (0-9 m); enquanto que na parte ocidental, o relevo tem alturas modestas (10-40 m), mas imunes às inundações sazonais (LISBOA, 2012).

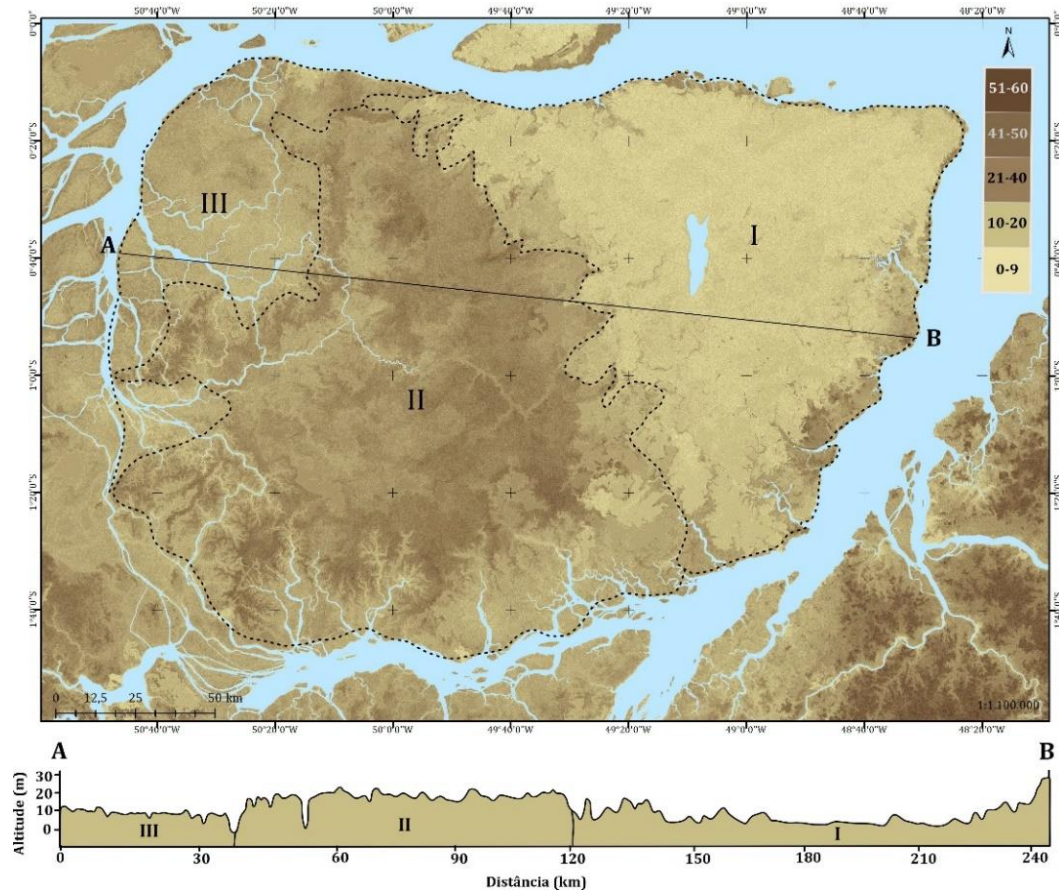


Figura 2. Altimetria e principais feições geomorfológicas da Ilha de Marajó. I: planícies colmatadas; II: pediplano pleistocênico; III: regiões em processo de colmatagem (Adaptado de CORREA et al, 1974).

1.1.3 Clima

O clima da região de Marajó é quente e úmido, tipicamente equatorial, de baixas amplitudes térmicas e ausência de período seco prolongado (LISBOA, 2012). As temperaturas médias anuais ficam em torno de 26 °C, com mínima de 18 °C e máxima de 33 °C. A precipitação média anual fica entre 2500-3000 mm, e as chuvas se concentram entre os meses de junho e novembro (BEHLING; DA COSTA, 2004; LISBOA, 2012). Segundo classificação climática de Köppen, os climas predominantes no arquipélago são Af, tropical chuvoso, e Am, tropical de monção. Por consequência da similaridade do regime de chuvas do Am com o Aw (clima tropical de savana), o Projeto RADAM (1974) propôs uma classe intermediária, denominada Amw.

1.1.4 Vegetação

O leste da Ilha de Marajó é palco de uma variedade de fitofisionomias, quase todos os tipos de vegetação do Brasil tropical estão representados nesse complexo ecológico (LISBOA, 2012). A distribuição de áreas alagadas e não alagadas na ilha parece ser a principal responsável pela distribuição moderna e pela existência de fitogrupos distintos (FRANCISQUINI et al., 2014). Miranda (1909) dividiu os campos do leste em quatro categorias de vegetação: (i) campos altos e tesos; (ii) campos pouco alagados; (iii) baixadas profundas, e (iv) mondongos (campos baixos, atolentos, bastante submersos no inverno). Segundo Ab'Saber (1996) podem ser detectadas florestas densas, de terras firmes insulares ou continentais; florestas de várzeas em planícies aluviais e deltaicas; campos submersíveis e faixas aningais; campinas, campinaranas, veredas campestres psamófilas, e por fim, ecossistemas de manguezais na margem direita da Baía de Marajó.

O Projeto RADAM Brasil (JAPIASSÚ; FILHO, 1974) identificou quatro grupos fisionômicos ecológicos em toda a ilha: Floresta Ombrófila Densa; Floresta Secundária, Cerrado, e as Formações Pioneiras. A Floresta Ombrófila Densa representa a vegetação de porte arbóreo que se distribui por quase toda a Amazônia, cujas árvores podem atingir até 50 m de altura (Ab'Saber, 2006) (Figura 3). Essa formação subdivide-se em Floresta Ombrófila de Platôs, que ocupa os terraços baixos e possuem maior desenvolvimento vertical, a Floresta Ombrófila Aluvial, que ocupa as áreas de deposição quaternária, influenciadas ou não pelas cheias dos rios; e a Floresta Secundária, que corresponde a grandes áreas de concentração agrícola onde, pela derrubada total ou parcial da floresta primitiva, originaram as capoeiras (JAPIASSÚ; FILHO, 1974).

O cerrado da Ilha de Marajó inclui a sub-região dos tesos (savana parque) e o cerrado strictu-sensu, que comumente se insere nas áreas de transição entre as planícies alagáveis e as terras altas (SMITH et al., 2011). Segundo o Projeto RADAM (JAPIASSÚ; FILHO, 1974), o tipo Parque é o mais comum na ilha, e é caracterizado por amplas áreas campestres cobertas por gramíneas. As formações pioneiras correspondem aos mangues e áreas de influência aluvial, conhecidas como os Campos de Marajó.

1.1.4.1 Floresta Ombrófila de Platôs

A Floresta Ombrófila de Platô localiza-se no setor oeste e numa estreita faixa do setor leste, sobre sedimentos Pós-Barreiras (ROSSETTI, 2001). Entre as espécies vegetais mais comuns estão a sucupira (*Vatairea sericea*), castanheira (*Bertholletia excelsea*), açai (*Euterpe spp*), ucuúba (*Virola surinamensis*), andiroba (*Carapa guianensis*) e o buriti (*Mauritia flexuosa*) (BASTOS, 1984; LISBOA, 2012). Essa área não é atingida pelas inundações sazonais, e sofreu pouco ou nenhum impacto das mudanças relativas do nível do mar e subsidência tectônica ocorridas no Holoceno (Francisquini et al., 2014). Segundo Francisquini et al (2014), os valores de isótopos de carbono indicam que as plantas C₃ contribuem com 100 % da matéria orgânica dos solos das Florestas de Platô, e que nenhuma mudança significativa ocorreu na vegetação desses locais desde pelo ou menos 8.000 anos AP.

Figura 3. Vegetação de Floresta Ombrófila de Platô, terraços baixos da costa leste da ilha, Rio Caracará, município de Cachoeira do Arari.



1.1.4.2 Floresta Ombrófila Aluvial

As Florestas Ombrófilas Aluviais localizam-se em paleocanais, comuns entre os campos do leste da ilha (Figura 4). As espécies arbóreas mais comuns são murici (*Byrsonima Chrysophylla*), cambuizinho-vermelho (*Myrcia*), camboatá (*Matayba guianensis*), lacre branco (*Vismia guianensis*), tapirira (*Tapirira guianensis*) e tucumã (*Astrocaryum vulgare*) (BASTOS, 1984; LISBOA, 2012). Segundo Francisquini et al. (2014), as florestas dominavam o leste da ilha até o final do Pleistoceno, quando os canais de drenagem foram preenchidos por areia e silte; com a redução de fluxo de água até o eventual abandono no Holoceno médio, houve então retenção dos diques marginais, que correspondem as áreas de topografia mais elevada. No Holoceno tardio, boa parte do leste da ilha passou a ser atingida por inundações, o que inviabilizou a permanência de florestas; os diques marginais, de drenagem menos impedida, serviram de reduto para a vegetação de floresta antes dominante.

Figura 4. Vegetação de Floresta Ombrófila Aluvial, depósitos do Quaternário, município de Cachoeira do Arari.



1.1.4.3 Cerrado: Tesos

Muitos dos tesos correspondem a paleocanais sob influência de atividades antrópicas pré-colombianas, o que, provavelmente, favoreceu o estabelecimento de uma notável diversidade florística neste ambiente (LISBOA, 2012). A estrutura

arbóreo-arbustiva dos tesos lhes confere fisionomia mais alinhada com as Florestas Ombrófilas aluviais e de platô do leste (Figura 5) (JAPIASSÚ; FILHO, 1974). As espécies mais comuns nesse ambiente são o Tucumã (*Astrocaryum Vukgare Mart.*), Inajá (*Maximiliana regia Mart*), Purui (*Aliberta edulis Rich*), Bacaba (*Oenocarpus distichus Mart.*) e o Caju-manso (*Anacardium accidentale L.*)

Figura 5. Vegetação de Cerrado, teso (Savana Parque), município de Cachoeira do Arari.



1.1.4.4 Cerrado: Strictu-sensu

Nas áreas de Cerrado strictu-sensu, os valores isotópicos de carbono indicam mudanças na vegetação de plantas C_3 no início do Holoceno, para plantas C_4 no Holoceno tardio (Francisquini et al., 2014). Estudos isotópicos na região sul da Amazônia brasileira indicam um clima mais seco durante o Holoceno médio, enquanto os dados refletem a expansão da floresta associada ao período úmido dos últimos 3.000 (PESSENDA et al., 1997). De 4.000 a 3.000 anos AP até o presente, houve um aumento moderado e progressivo na vegetação arbórea no sul da bacia amazônica, devido ao retorno a condições de clima mais úmido (Pessenda et al., 2004). Os principais componentes nesses cerrados são o capim barba-de-bode (*Andropogon*

virgicus), mangaba (*Hancornia speciosa*), caimbé (*Curatella americana*) e o murici (*Byrsonima crassifolia*) (Figura 6).

Figura 6. Vegetação de Cerrado strictu-sensu, transição entre as planícies inundáveis e as terras altas, município de Cachoeira do Arari.



1.1.4.5 Formações pioneiras: Manguezais

Nos manguezais predominam as espécies Mangue-branco (*Rhizophora racemosa* G. Mey.), Siriúba (*Avicemia germinans*), Mamorana (*Pachira aquática* Aubl.) e o Anani (*Symphonia globulifera* L. f.) (Figura 7). Os manguezais da Ilha de Marajó estão atualmente restritos a uma seção relativamente estreita da área nordeste da ilha (COHEN et al., 2008). Esses mangues tem se desenvolvido continuamente desde pelo menos 2.700 anos AP (BEHLING; COHEN; LARA, 2004). De acordo com Smith et al. (2011), entre 7.250 e 2.300 anos AP, durante o período de transgressão marinha, os manguezais dominavam as atuais planícies inundáveis da ilha. Posteriormente, durante a fase de regressão e a reinstalação de um clima mais úmido no Holoceno tardio, a maior vazão do Rio Amazonas e as chuvas promoveram a redução progressiva da salinidade, acarretando na substituição da vegetação de mangue das planícies da ilha por vegetação herbácea entre 750 e 500 anos AP (COHEN et al., 2009).

Figura 7. Vegetação Pioneira de Manguezal, desembocadura do Rio Caracará, Município de Cachoeira do Arari.



1.1.4.6 Formações pioneiras: Campos

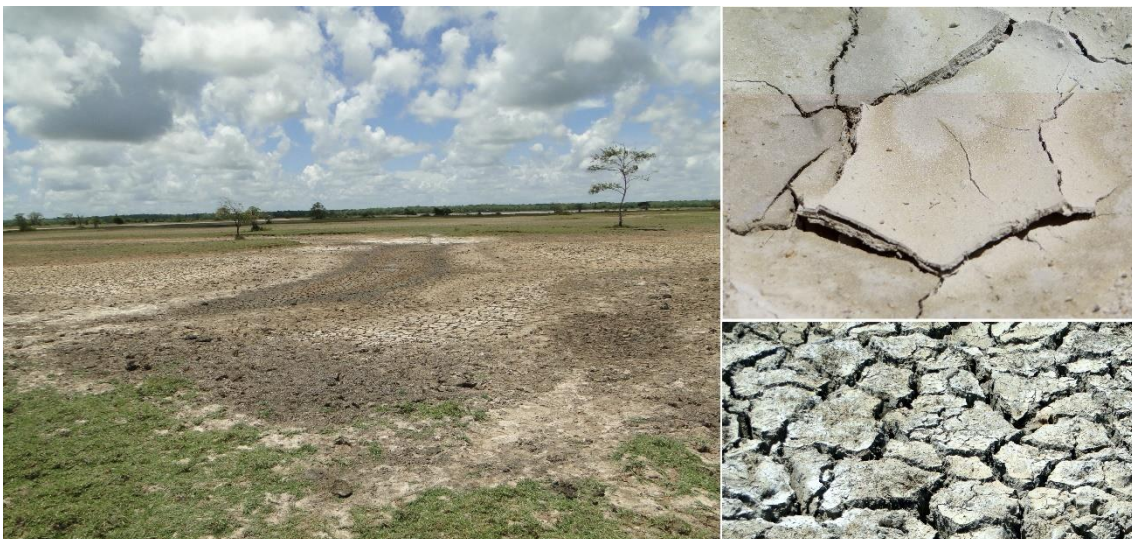
Os campos dominam as planícies inundáveis do leste da Ilha de Marajó, expressando uma vegetação herbácea e graminóide, com presença comum das espécies *Ipomoea asarifolia*, *Ipomoea carnea*, *Axonopus purpusii*, *Axonopus senescens* e *Chamaecrista hispidula* (Figura 8) (LISBOA, 2012). Os campos da Ilha de Marajó são sazonalmente inundados entre os meses de fevereiro e maio. Essas inundações são consequência de uma série de falhas tectônicas desenvolvidas na parte central da ilha no final do Pleistoceno, que resultaram numa ligeira subsidência na área a leste da zona de falha, refletindo na sua topografia mais rebaixada que os terrenos a oeste (Rossetti and Valeriano, 2007). As condições anóxicas desses períodos desfavorecem a permanência de uma vegetação mais desenvolvida, e favorecem a permanência de uma vegetação mais arbustiva e herbácea (Figura 8) (SMITH et al., 2011).

Figura 8. Vegetação Pioneira dos Campos, município de Cachoeira do Arari.



Com a redução da influência marinha no Holoceno Tardio, citada anteriormente, os campos da ilha foram paulatinamente sofrendo redução da salinidade; contudo, nas áreas a nordeste da ilha, com menor precipitação e maior evapotranspiração, ainda persistem campos afetados por sais (Figura 9).

Figura 9. Vegetação Pioneira dos Campos salinos, município de Soure, detalhe na precipitação de sal em superfície.



1.1.5 Solos

O relevo da paisagem da Ilha Marajó tem intrínseca relação com a distribuição dos solos (LISBOA, 2012). Segundo o Projeto RADAM (CORREA; PERES; VIEIRA, 1974) predominam no leste da ilha os Gleissolos eutróficos, distróficos e salinos; Plintossolos Pétricos e Háplicos; Latossolos Amarelos distróficos; Neossolos Quartzarênicos e Flúvicos; e Espodossolos. As planícies ainda podem apresentar Vertissolos e Cambissolos distribuídos pontualmente (CERRI; VOLKOFF, 1988; CORREA; PERES; VIEIRA, 1974; LISBOA, 2012; MURRIETA; DUFOUR; SIQUEIRA, 1999).

Nas planícies inundáveis do leste, com influência fluvial ou flúvio-marinha, o domínio é dos Gleissolos (CORREA; PERES; VIEIRA, 1974). Esses solos são mal a imperfeitamente drenados, pouco profundos a profundos, textura indiscriminada, estrutura em blocos subangulares e maciça com frequentes fendilhados, e são de fertilidade natural variando de alta a baixa (CORREA; PERES; VIEIRA, 1974). São solos comumente ácidos, mas podem apresentar alcalinidade em condições de drenagem mais impedida.

Nas estreitas superfícies do leste da ilha, também conhecidas como terras altas, sobre sedimentos correlatos à Formação Barreiras, ou às formações lateríticas (Mioceno) e Pós-Barreiras (Pleistoceno), tem-se o domínio dos Latossolos e Plintossolos, (CORREA; PERES; VIEIRA, 1974; RÊGO, 1986; ROSSETTI, 2004). Tais solos são profundos a muito profundos, de textura que pode variar de argilosa a areia, moderada a excessivamente drenados, com estrutura variando entre maciça, subangular moderada e grão simples, e fertilidade baixa natural (CORREA; PERES; VIEIRA, 1974).

Nos cordões arenosos, os Espodossolos são de textura areia, profundos na maioria dos casos, bem a moderadamente drenados, de estrutura maciça que se desfaz em grão simples, com endurecimento do horizontes B espódico por cimentação de ferro e húmus, e fertilidade baixa natural (CORREA; PERES; VIEIRA, 1974).

Os Gleissolos afetados por sais, estão associados às áreas costeiras, em áreas de mangue e nos campos do nordeste da ilha. Devido à proximidade da costa, são influenciados pelas oscilações de maré e pela maior evapotranspiração do nordeste da ilha (CORREA; PERES; VIEIRA, 1974). São solos argilosos, variando de pouco profundos a profundos, bem estruturados quando secos e com características

marcadas pela condição de umidade. Apresentam altos conteúdos de sais solúveis, e possuem baixa capacidade de aproveitamento em condições naturais (CORREA; PERES; VIEIRA, 1974).

1.1.6 Hidrologia

A sazonalidade das inundações no leste da Ilha de Marajó é governada pela dinâmica do duplo estuário, que tem regimes de cheias contrastantes entre o Rio Pará, que representa a foz do Rio Tocantins, e do canal do Amazonas a oeste, com regimes de cheias e vazantes dependentes das chuvas de toda a bacia hidrográfica a montante (LISBOA, 2012).

Os aquíferos da parte superior do setor leste da ilha são constituídos pelos depósitos das Formações Tucunaré e Pirarucu (Grupo Pará) e pela Formação Marajó (Tancredi, 1986). A recarga desses sistemas se dá principalmente pela entrada pluviométrica, por meio da infiltração direta e, ou, diferencial (Lima et al, 2005). As flutuações do nível hidrostático chegam a apenas 6 m de profundidade durante a estação seca (Lima et al, 2005). Graças ao relevo plano, o gradiente hidráulico e a velocidade de escoamento subterrâneo são pequenos (Tancredi, 1986). As regiões próximas a costa ainda estão sujeitas ao regime de macromaré semidiurna, com amplitudes de 4 a 6 m (Gabioux et al, 2005).

1.2 O Homem: Ocupações humanas na Ilha de Marajó

Durante seu processo evolutivo, os seres humanos desenvolveram uma gama de habilidades e estratégias adaptativas que permitiram superar desde mudanças climáticas a escassez de recursos bióticos e abióticos (WEINSTEIN, 2018). Mesmo munido de ferramentas adaptativas tão complexas, o comportamento humano ainda se resumia a um conjunto de decisões imediatas e premeditadas, basicamente determinados por características ambientais, disponibilidade de recursos e fatores sociais (PEI et al., 2017).

Nessa perspectiva, uma atenção crescente tem sido dada aos estudos arqueológicos que buscam compreender e mensurar os complexos processos interativos entre humanos e seu ambiente. A associação de sítios arqueológicos com elementos da paisagem física (depósitos geológicos, vegetação, redes de drenagem)

pode ser a chave para identificar padrões de colonização de homínídeos, viabilizando pesquisas futuras e preservando a história local.

1.2.1 Origem dos povos indígenas marajoaras

Durante o Pleistoceno Superior, a Ponte Terrestre de Bering é exposta pelo rebaixamento do nível do mar. Enquanto as geleiras recuavam com o aumento das temperaturas, uma passagem se abre entre o Canadá e Estados Unidos e os paleoíndios asiáticos adentram as Américas, um território vasto e rico em recursos, a 11.500 anos atrás (DYKE; PREST, 1987). Esse contato entre os paleoíndios com uma megafauna pouco adaptada a caçadores humanos, foi a base da Teoria de Clovis, proposta por Paul S. Martin (1973), um modelo que explicava a aparição quase onipresente de pontas de lanças e a morte quase simultânea de numerosas espécies da megafauna do Pleistoceno. Martin teorizou que os paleoíndios haviam se envolvido em uma onda de matança, um rápido avanço que resultou na extinção da megafauna. Com recursos disponíveis, os assentamentos humanos avançam ao longo dos principais rios da costa oeste americana (FIEDEL, 2000).

Posteriormente ao período de paleoíndios caçadores, o sudoeste dos Estados Unidos foi ocupado por agricultores, cuja dieta era principalmente de milho, abóbora e feijão. Esses assentamentos se estabeleciam principalmente em planícies aluviais, onde havia terra fértil para plantio e água disponível (SCHOLLMEYER; DRIVER, 2013). Hale e Sanger (2020) também encontraram correlação entre os assentamentos de paleoíndios agricultores e áreas de caça, que ainda eram a principal fonte de proteína desses povos.

Similar ao comportamento dos paleoíndios norte-americanos, os sul-americanos eram seminômades, se moviam e montavam seus assentamentos em áreas estratégicas para proteção e obtenção de caça. Estudando paleoíndios da patagônia, Rughini et al., (2020) observaram que existiam espaços centrais desses assentamentos, normalmente próximos de canais de drenagem, de onde se articulavam movimentos para outros setores da paisagem. No verão, por exemplo, os movimentos tendiam para as zonas mais altas da paisagem, que facilitavam a caça de camelídeos. A busca por áreas mais altas das paisagens e próxima de rios, também foi marco para a cultura Aguada, da Argentina (ASSANDRI, 2010).

A ocupação humana na Amazônia se iniciou há pelo menos 11.000 anos, mas é possível que seja ainda mais antiga. Dados de comunidades de 9.200 AP, obtidas de Pedra Pintada – PA, mostram que essas comunidades tinham uma economia baseada em caça, pesca e coleta de frutas, com destaque às palmáceas, até hoje consumidas na Amazônia (NEVES, 2006). O fato de muitos dos achados arqueológicos iniciais da Amazônia serem em cavernas, criou uma falsa ideia que esses povos eram “homens das cavernas”. Assentamentos a céu aberto são mais expostos às intempéries, enquanto cavernas são ambientes mais estáveis para preservação de artefatos arqueológicos.

Em torno de 7.000 AP, diferentes partes da Amazônia já eram ocupadas, como a Serra dos Carajás – PA, bacia do Rio Jamari-RO, baixo Rio Negro, além de Colômbia e Venezuela. Esses povos sempre seguiam o mesmo padrão de distribuição, o que mostra que tinham uma estratégia de exploração de recursos que valorizava a biodiversidade característica da região, isto é, não eram caçadores especializados na captura de animais de grande porte, mas pescadores, coletores e caçadores de animais pequenos (NEVES, 2006).

1.2.2 Ocupações humanas na Ilha de Marajó

Nesse cenário de diversidade arqueológica se encontra a Ilha de Marajó, nordeste do Pará, contendo os sítios mais impressionantes estudados até agora, muitos datando de pelo menos 3.000 anos atrás (MEGGERS; DANON, 1988; SCHAAN, 1997). Muitos desses sítios, especialmente da Fase Marajoara, concentram-se em montículos, também denominados de “mounds” ou tesos, que chegam a várias centenas de metros de comprimento e até 20 m de altura. Apesar de levemente ondulados, esses montículos se destacam na paisagem de Marajó, sendo registrados desde o final do século XIX (HARTT, 1871).

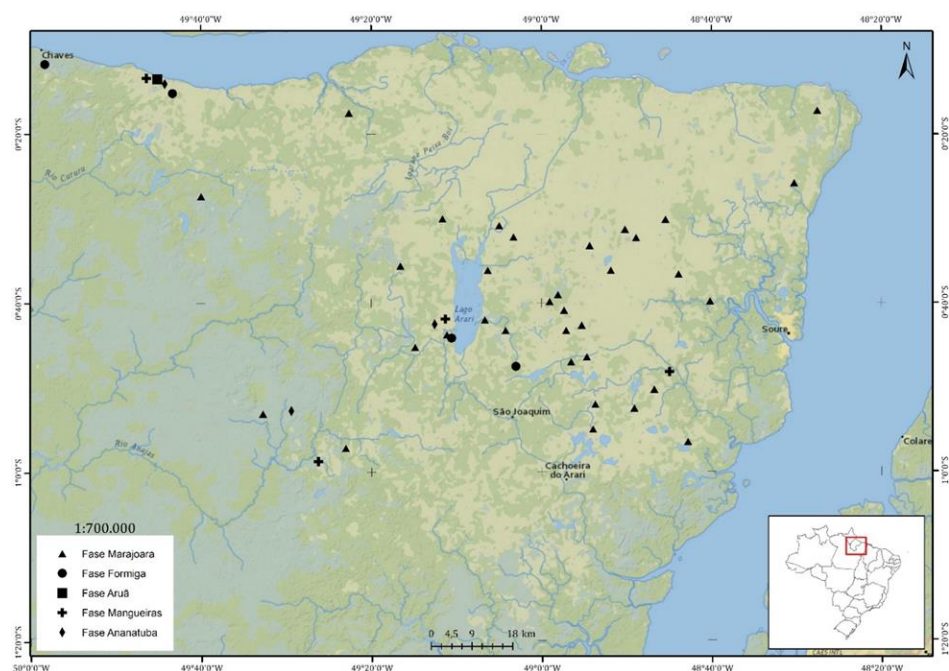
A origem desses tesos ainda é debatida até hoje, enquanto alguns arqueólogos os consideram inteiramente artificiais (MEGGERS; ROOSEVELT, 1992), outros propõem que muitos deles foram produzidos pela evolução dinâmica de canais fluviais e pelas marés em ambientes de deposição, oriundas do Pleistoceno e Holoceno (ROSSETTI; GÓES; DE TOLEDO, 2009).

Os indígenas marajoaras descendem dos Nu-Uruaque, que teriam vindo das Antilhas e se distribuído ao chegar à ilha, formando as diferentes tribos encontradas

pelos portugueses em diversos locais (LISBOA, 2012). Os Nu-Uruaque são originários de um povo que habitava a polinésia e que chegou à América do Sul, estabelecendo-se nos Andes. Da cordilheira, iniciaram novas diásporas, chegando então à Amazônia, onde se depararam com os Caraíbas, que colonizavam a região do Caribe, aqui também estabelecidos. Pressionados por eles, os Nu-Uruaque desceram o Amazonas e chegaram à Ilha de Marajó, onde se estabeleceram gerando tribos e novos dialetos. Dominavam a arte ceramista, conheciam o fogo e subsistiam da caça, da pesca e da agricultura rudimentar, cultivam mandioca, banana e milho (LISBOA, 2012).

As diversas tribos que se estabeleceram na Ilha de Marajó foram divididas em cinco fases arqueológicas, quatro delas com padrões de povoamento e de artefatos cerâmicos característicos de culturas vivas da Floresta Tropical (MEGGERS; EVANS, 1957). A designação de fases da Floresta Tropical enfatiza a semelhança entre elas e o grande contraste com a complexa fase Marajoara. As quatro fases da Floresta Tropical e ordem cronológica são: (1) Fase Ananatuba; (2) Fase Mangueiras; (3) Fase Formiga; e (4) Fase Aruã (Figura 10). A fase Marajoara se estabelece entre as fases Formiga e a Aruã.

Figura 10. Distribuição e Fases de sítios arqueológicos da Ilha de Marajó (Adaptado de Meggers, 1957)



1.2.2.1 Fase Ananatuba

Os assentamentos da Fase Ananatuba normalmente estão localizados na floresta, próximo do campo e bem longe da costa, com sítios que variam de 300 a 770 m² de área. Havendo um riacho próximo, ele funciona apenas como fonte de abastecimento doméstico, enquanto o igarapé usado para navegação fica a pelo menos 1 km de distância. Nessa fase não foram identificados cemitérios ou qualquer outra forma de sepultamento dos mortos. Os sítios com maior quantidade de artefatos e horizonte A antrópico mais profundo e escuro, dando indício de maior tempo de ocupação, são aqueles localizados em manchas maiores de floresta e com solo de textura arenosa (MEGGERS; EVANS, 1957). Esses sítios também não sofrem inundações, mesmo no período úmido, como o J-7 e J-10. Os sítios com menores indícios de ocupação tinham solos com textura argilosa, e ficavam sujeitos a inundações no período úmido, como o J-8. Os sítios datados dessa fase variam de 3.710 a 3.330 AP (MEGGERS; DANON, 1988).

1.2.2.2 Fase Mangueira

Os sítios da Fase Mangueira são distribuídos no centro e norte da Ilha de Marajó e sul de Caviana. Eles estão localizados na floresta, onde o terreno não está sujeito a inundações anuais. Diferente da fase Ananatuba, os locais da Fase Mangueiras estão sempre a pelo menos 250 m de um grande igarapé, mas nem sempre perto da costa. A maioria dos assentamentos cobrem uma área de 2.000 a 3.000 m², com depósitos cerâmicos que variam de 0,05 a 1 m de profundidade, além de não seguirem um padrão quanto a textura dos solos, o que indica irregularidade no tempo de permanência dessas aldeias (MEGGERS; EVANS, 1957). Assim como na Fase Ananatuba, não foram identificados cemitérios ou práticas associadas ao sepultamento dos mortos. Após o contato com a Fase Ananatuba, por volta de 3.310 AP (MEGGERS; DANON, 1988), as cerâmicas da fase mangueira sofreram forte aculturação (Meggers, 1957). A fase Mangueira não sobreviveu em tempos históricos, e seus sítios datam de 3.330 a 2680 AP (Meggers, 1988).

1.2.2.3 Fase Formiga

Os sítios da Fase Formiga estão localizados no norte e centro de Marajó. As aldeias típicas da Fase Formiga estão localizadas no campo, mas tem fácil acesso a floresta e a algum riacho. Muitos desses igarapés são grandes o suficiente para prover água, mas pequenos para navegação na estação seca (Meggers, 1957). Muitos desses sítios consistem em 1 a 6 montículos independentes produzidos pelo acúmulo de resíduos, alguns com um núcleo construído artificialmente. Nesses assentamentos, especialmente naqueles com maiores quantidades de artefatos, a camada superficial do solo é escura e argilosa, precedendo uma camada amarelada de argila. O padrão de sepultamento parece ter sido a cremação e o sepultamento das cinzas era sob a casa, no lixo da aldeia. O início da Fase Formiga é incerto, mas seu término aparentemente é resultado da chegada da Fase Marajoara. As datações desses sítios variam de 2.300 a 1.113 AP (Meggers, 1988).

1.2.2.4 Fase Marajoara

A Fase Marajoara está distribuída na metade oriental da ilha, dentro de um círculo de cerca de 100 km de diâmetro, com centro no Lago do Arari (Figura 10). Essa área de ocupação coincide com as áreas de campo, habitat típico do povo Marajoara. A maior concentração desses sítios fica a leste do Lago do Arari, onde o campo é mais aberto sem grandes áreas de Floresta. Esses assentamentos se concentram próximos de riachos ou lagos, são comumente circulares, ovais ou longilíneos, e de contorno estreito. Os montículos nos quais os assentamentos se estabeleciam, tinham finalidades distintas, uns eram usados para ocupação e outros para sepultamento (Meggers, 1957).

Todos os montes possuem um núcleo de clareira esbranquiçada, às vezes salpicado de laranja e cinza, que não continha resíduos culturais. Essas superfícies tinham vários tamanhos, mas sempre o suficiente para colocar a superfície acima do nível das inundações. A dispersão de fragmentos e adição periódica de novas camadas de terra limpa, podem ser explicados se for assumido que os grupos da Fase Marajoara fizeram uso de casas com chão de terra, ao invés de uma morada sobre estacas (Meggers, 1957). Os resíduos dessas moradias seriam varridos e jogadas na

beirada do monte, o uso habitual do mesmo depósito explicaria o maior acúmulo de fragmentos às vezes encontrados numa encosta (Meggers, 1957).

O próprio fato de que tempo e esforço foram gastos na construção de montes, é uma forte justificativa para a visão de que as pessoas dessa fase estavam acostumadas com casas de chão de terra e, achando a Ilha de Marajó muito baixa e úmida para elas, preferiram alterar o terreno em vez de modificar seu tipo de casa (Meggers, 1957). A explicação alternativa é que o povo marajoara trouxe consigo para a ilha o traço da construção de montículos. Cada grupo de montículos de habitação tem associado a ele pelo menos um montículo de cemitério. No sítio J-14, por exemplo, os dois montes mais a sul eram utilizados como cemitério, enquanto o monte do lado oposto era de ocupação.

A Fase Marajoara chegou à Ilha de Marajó com uma cultura avançada, que não poderia ser mantida no novo ambiente. O resultado foi um declínio gradual, mas constante. Datações de sítios dessa fase são de 2300-1050 AP (Meggers, 1988).

1.2.2.5 Fase Aruã

A ocupação da Fase Aruã foi pouco intensa na Ilha de Marajó, apenas dois assentamentos foram encontrados no centro-norte da ilha, próximo a cidade de Chaves. Ambos os sítios apresentaram solos de coloração cinza escura, de textura arenosa, e a maior concentração de artefatos foi a 25 cm da superfície. Essa similaridade entre ambos pode ser um indício de que fizeram parte de um grande assentamento de ocupação contemporânea (Meggers, 1957). Os sítios da fase Aruã são datados de 800 a 600 AP (Meggers, 1988).

1.2.3 Do choque cultural a população marajoara atual

Meio século após a ocupação dos portugueses no Pará, em meados de 1680, os colonizadores Jesuítas conseguiram ocupar a ilha, inicialmente com a introdução de gado trazido de Cabo Verde (LISBOA, 2012). Quando chegaram, ainda estava estabelecida a fase Aruã, que se opôs e lutou com os invasores até seu gradual e derradeiro extermínio. Nas décadas seguintes, com a utilização de mão de obra indígena, a pecuária prosperou nos campos naturais da ilha, multiplicando as fazendas e atraindo outras ordens religiosas, como os mercedários, que construíram

os currais do Arari (LISBOA, 2012). Sem história de submissão no passado, e dotados de uma cultura peculiar, os Aruã não se adaptaram ao jugo dos colonizadores. Nesse contexto de dificuldade, a mão de obra dos negros escravos foi trazida para Marajó.

O homem negro adaptou-se à vida em Marajó, exercendo inúmeras atividades como a de vaqueiro, ferreiro e curtidor, enquanto as mulheres escravas serviam principalmente para o trabalho doméstico e como concubinas para os homens brancos, que viam, além do prazer dessas relações, a possibilidade de aumentar o contingente de escravos com os filhos que delas eram gerados (LISBOA, 2012). Até hoje, a população guarda fortes traços físicos da herança africana e pouco dos indígenas preexistentes. A conservação destes traços deve-se ao confinamento dos escravos nas fazendas, ao incentivo dos senhores para que eles reproduzissem entre si, e pela segregação dos indígenas, que eram considerados má influência para os escravos cativos (LISBOA, 2012).

Atualmente, a Ilha de Marajó é povoada por 533.397 habitantes, sendo o município de Breves o mais populoso (IBGE, 2010). A população marajoara depende da utilização da sua terra, orientada pelas características ecológicas da ilha. No setor oeste, região de Furos e Breves, as populações são predominantemente rurais e se espalham pelos rios e igarapés, vivendo principalmente do extrativismo ecológico, com ênfase no manejo da extração de madeira e da pesca (MURRIETA; DUFOUR; SIQUEIRA, 1999). Além disso, praticam a agricultura de subsistência e coletam açai, palmito, e outros produtos não madeireiros, como fibras, cascas, palhas e plantas medicinais (LISBOA, 2012). A educação, saúde e saneamento básico são precários e, ou, inexistentes, refletindo nos piores Índices de Desenvolvimento Humano do Brasil (IBGE, 2010).

No setor leste da ilha, ou microrregião do Arari, a pecuária bubalina e bovina e o cultivo de arroz predominam nos campos naturais. Atualmente a Ilha de Marajó possui o maior rebanho de búfalos do Brasil, com mais de 218 mil animais, e um rebanho bovino de 147 mil (IBGE, 2017). Essa atividade é controlada por um número reduzido de pessoas que apenas utilizam a mão de obra do homem de Marajó, que vive nas fazendas e periferias em condições abaixo das ideais para uma qualidade de vida razoável. As demais frações da população compõem comunidades tradicionais, explorando recursos biológicos dos campos, manguezais, tesos e várzeas dominadas pelos açazais (LISBOA, 2012). A pesca e agricultura de subsistência também são

atividades importantes na região do Arari. As condições de saúde, educação e saneamento são ligeiramente melhores que as do setor oeste.

1.2 Gênese de solos hidromórficos

1.3.1 Potencial Redox

Ambientes alagáveis são zonas intermediárias entre sistemas de terras altas e sistemas aquáticos, podem ser intermitentemente ou permanentemente inundados e são importantes fontes e sumidouros de nutrientes em diversos ciclos biogeoquímicos (Kirk, 2004). Quando inundados, os espaços porosos do solo, antes ocupados por ar, passam a estar ocupados por água. Depois de algum tempo, o alagamento leva a anoxia do solo, pois a difusão de oxigênio na água é incapaz de equilibrar o rápido consumo pelos microrganismos do solo e das plantas (PONNAMPERUMA, 1984).

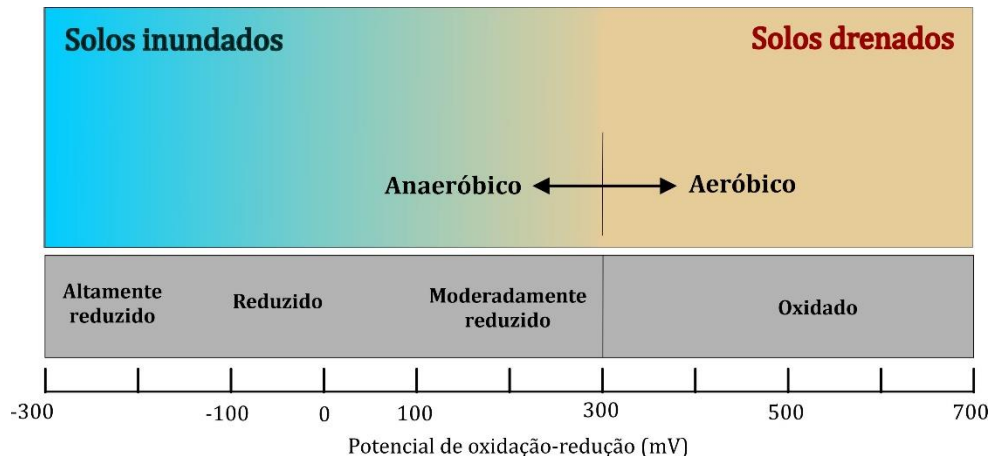
Dependendo das condições hidrológicas, solos alagáveis podem estar (i) inundados, com presença de lâmina de água na superfície; (ii) saturados, sem excesso de água; e (iii) sujeitos a variação de lençol. Nas duas primeiras situações, o solo pode se enquadrar como “aquic” (IUSS WORKING GROUP WRB., 2014), e apresentar cores acinzentadas ou com baixo croma, geralmente usadas como indicadores de anaerobiose no solo.

Quando alagados ou saturados, o esgotamento do oxigênio na camada superficial do solo pode se dar em até 24 h (Kirk, 2004). Nessas condições, a atividade microbiana muda de aeróbica para anaeróbica, e o processo de degradação da matéria orgânica passa a ser via fermentação (Reddy and DeLaune, 2008). Enquanto o carbono é o principal doador de elétrons, o oxigênio é o principal aceptor durante a respiração (PONNAMPERUMA, 1984). Na ausência de oxigênio molecular, outros constituintes inorgânicos do solo passam a contribuir com a oxidação da matéria orgânica (PONNAMPERUMA, 1984), que é coordenada pela atividade microbiana (Kirk, 2004)

Muitos elementos aceptores de elétrons são nutrientes, podem existir em fases sólidas ou solúveis, e incluem formas oxidadas como N, Fe, Mn e S (DU LAING et al., 2009). À medida que são utilizados durante a respiração, esses elementos ganham elétrons e tornam-se reduzidos quimicamente (PONNAMPERUMA, 1984). A sequência dos aceptores de elétrons é determinada pela termodinâmica, e inclui em

termos de Eh, de alta para baixa: a redução de NO_3^- , Mn^{4+} , Fe^{3+} , SO_4^{2-} (Kirk, 2004). A maioria dos solos tem muito mais compostos de ferro que sulfatados; com isso, a redução dos sulfatos é rara, logo, o Fe^{3+} é de longe o oxidante mais importante nos solos, sendo, portanto, o que determina o período no qual a matéria orgânica é oxidada em CO_2 (BOLAN et al., 1999). Conceitualmente, o valor crítico de Eh para a redução de Fe é de 100 mV a pH 7 (Cornell and Schwertmann, 2003) (Figura 11). Contudo, esses valores dependem da qualidade e quantidade de substâncias orgânicas e fases minerais de cada solo, tornando seu valor muito variável (Cornell and Schwertmann, 2003). Além das mudanças de Eh, os processos redutivos do solos tendem a aumentar o pH de solos ácidos, devido ao consumo de prótons, e diminuir o pH de solos alcalinos, devido ao aumento da pressão parcial de CO_2 (SAHRAWAT, 2004). Essas alterações de pH são reversíveis, especialmente em solos sujeitos a inundações sazonais, como no caso do leste da Ilha de Marajó.

Figura 11. Relação entre as condições hidrológicas do solo e atividade metabólica dos microrganismos (Adaptado de Ponnampertuma, 1984).



A maioria dos minerais silicatados que compõem os solos não sofrem importantes transformações com a variação das condições redox (LINDSAY, 1979; VOGELSANG et al., 2016). Contudo, diversos trabalhos têm mostrado transformações em aluminossilicatos da fração argila cuja composição inclui elementos redutíveis, tais como Fe, Mn e S (ANDRADE et al., 2018, 2020; VOGELSANG et al., 2016; ZHANG; TONG; YUAN, 2021).

As esmectitas, por exemplo, podem conter quantidades apreciáveis de Fe ($0,4 - 4,2 \text{ mmol g}^{-1}$) (ZHANG et al., 2007). Em condições redutoras, o Fe^{3+} estrutural da

lâmina octaédrica da esmectita é reduzido a Fe^{2+} via atividade biológica, podendo influenciar a carga negativa líquida na estrutura, capacidade de troca catiônica, área superficial específica, carga da camada e na capacidade de expansão (LIU et al., 2012; NEUMANN; SANDER; HOFSTETTER, 2011; STUCKI; KOSTKA, 2006). O grau de expansão da montmorilonita pode diminuir de 83,2 % para 76,7 %, e a capacidade de troca catiônica de 808 mmol kg^{-1} para 678 mmol kg^{-1} (YANG et al., 2016).

Durante a redução de Fe^{3+} , os grupos $\text{Fe}^{3+}\text{-O-Fe}^{3+}$ são primeiramente reduzidos para $\text{Fe}^{2+}\text{-O-Fe}^{3+}$ e posteriormente para $\text{Fe}^{2+}\text{-O-Fe}^{2+}$ (NEUMANN; SANDER; HOFSTETTER, 2011). A redução do Fe^{3+} estrutural ainda pode levar a ilitização da esmectita (ZHANG et al., 2007). Essa redução geralmente resulta na formação de uma camada mista de illita-esmectita (ZHANG et al., 2012). O Fe^{2+} estrutural em camadas mistas de illita-esmectita podem sofrer oxidação, resultando na transformação de illita para esmectita e esmectita para caulinita. A mudança da valência estrutural em minerais argilosos também pode causar alterações na estabilidade entre camadas, levando a transição entre estruturas trioctaédricas para dioctaédricas (MANCEAU et al., 2000).

Os processos redox são chave para entender a dissolução redutiva de oxihidróxidos de Fe e Mn, cujos processos são frequentemente catalisados por microrganismos e resultam na liberação de elementos potencialmente tóxicos (EPT) nos solos (STAFFORD et al., 2018; YANG et al., 2015). As formas Fe^{3+} e Mn^{4+} são relativamente insolúveis sob condições aeróbicas no solo, fornecendo superfícies de sorção para muitos metais, enquanto que sob condições anaeróbicas são reduzidos a formas mais solúveis (Mn^{2+} e Fe^{2+}) (STAFFORD et al., 2018). Com a dissolução de oxihidróxidos de Fe e Mn, EPT adsorvidos (ex., As, Cd, Cr, Ni e Pb), são liberados na solução do solo (STAFFORD et al., 2018; YANG et al., 2015). Após a inundação, sob condições aeróbicas, os elementos Fe e Mn podem precipitar novamente como oxihidróxidos, se ligando por adsorção ou co-precipitação a EPT novamente, voltando ao estado sólido (DU LAING et al., 2009).

A diminuição do Eh também pode iniciar a redução de sulfatos via microrganismos, reduzindo a mobilidade de alguns EPT (ex., As, Cd, Cr, Ni e Pb) por meio da co-precipitação de cátions metálicos com sulfetos (ABGOTTSPON; BIGALKE; WILCKE, 2015). Ao adicionar amostras de sedimentos em tanques de cultura em laboratório, Yang et al (2015) descobriu que a precipitação de sulfetos, promovida por microrganismos, foi mais importante para controlar a adsorção /

dessorção de As do que a dissolução redutiva de oxihidróxidos de Fe e Mn. Além disso, quando expostos ao oxigênio e água, os sulfetos são oxidados a sulfatos, levando a formação de ácido sulfúrico, diminuição do pH e liberação de EPT's (EMERSON et al., 2017).

1.3.2 Salinidade

A sazonalidade de inundações sob influência marinha, o aumento da evapotranspiração e a lixiviação reduzida são os principais fatores que contribuem para o aumento da salinidade em solos de planícies inundáveis (ESWAR; KARUPPUSAMY; CHELLAMUTHU, 2021; STIRLING; FITZPATRICK; MOSLEY, 2020). Os principais mecanismos de salinização em solos hidromórficos incluem a ascensão capilar de aquíferos rasos com água salina, com fluxo de água reduzido que diminui o efeito de diluição e favorece o acúmulo de sais no solo, e a exposição a marés em solos de zonas costeiras (STIRLING; FITZPATRICK; MOSLEY, 2020).

As salinização de solos hidromórficos altera significativamente a ecologia do solo e os ciclos biogeoquímicos devido a diminuição da eficiência metabólica dos organismos sob estresse osmótico (SETIA et al., 2012). O estresse osmótico pode levar a mudanças drásticas nas comunidades de organismos e a diminuição da sua produtividade, aumentando as taxas de mineralização da matéria orgânica e diminuindo sua produção (WILSON et al., 2018). O estresse osmótico pode causar a morte de plantas (SENEVIRATNE et al., 2010). Além dos efeitos diretos sobre os organismos, o aumento de salinidade pode afetar as propriedades físicas do solo, resultando na desestabilização da estrutura (RINKLEBE; FRANKE; NEUE, 2007). A salinidade provoca neutralização das partículas de argila carregadas negativamente, culminando na sua floculação (GREGORY et al., 2015).

A salinidade em solos também pode interferir na mobilidade de EPT's (BAI et al., 2019). O Cd, por exemplo, pode estar associado a cloretos (CdCl_2) particularmente estável e solúvel, mas com capacidade de adsorção a fase sólida baixa (COMANS; VAN DIJK, 1988). Após a formação desses complexos, a atividade do Cd^{2+} livre na solução diminui e a dessorção aumenta, pois apenas o Cd fracamente ligado à fase sólida do solo será dessorvido como resultado da cloro-complexação (PAALMAN; VAN DER WEIJDEN; LOCH, 1994).

Como o aumento da salinidade está associado ao aumento da concentração de cátions (Na, K, Ca, Mg), que competem com metais pesados pelos sítios de adsorção (TAM; WONG, 1999), a adição de sais resulta em uma maior liberação de metais trocáveis na solução do solo (KHATTAK; PAGE; JARRELL, 1989). Essa competição promove a dessorção de EPT's nos solos na ausência de sulfetos, aumentando suas concentrações totais na água (Wenzel, 2011).

1.3.3 Oxihidróxidos de Fe

Solos sujeitos a inundações sazonais são comumente pobres em oxihidróxidos de Fe cristalinos (ANDRADE et al., 2022; FURQUIM et al., 2017; GIRARD et al., 2010; OTERO et al., 2009). Quando reduzido, o ferro se torna solúvel e susceptível a mobilidade (KIRK, 2004). Em solos com mudanças repetidas entre condições óxicas e anóxicas, os processos de cristalização são constantemente interrompidos, resultando no acúmulo de fases de oxihidróxidos de Fe pobremente cristalinas, como ferridrita e lepidocrocita (VAN DER ZEE et al., 2003). Dependendo das condições geoquímicas, tais como Eh, pH, oxigênio livre, atividade de Fe^{2+} , presença de outros íons (ex., Al e Si), matéria orgânica e temperatura do solo, diferentes fases minerais de Fe se formam durante as reações redox (Cornell and Schwertmann, 2003) (Figura 12).

A fase primária que se forma após a rápida reoxidação do Fe^{2+} é a ferridrita, um oxihidróxido de Fe hidratado pouco cristalino com uma composição muito variável (Cornell and Schwertmann, 2003), que em condições oxídicas se transforma lentamente em oxihidróxidos de Fe termodinamicamente mais estáveis e cristalinos, como hematita e, ou, goethita.

A lepidocrocita também é uma fase mineral de Fe comum em ambientes redutores, especialmente quando associado a sulfetos em estuários e manguezais (NOËL et al., 2014; OTERO et al., 2009; RANCOURT et al., 2005). Sua formação se dá em solos de drenagem imperfeita e ácidos, onde as condições anaeróbicas sazonais favorecem gradientes de Fe^{2+} dissolvido, que reoxidam na zona aerada e levam a precipitação de lepidocrocita, favorecida também pela presença de cloretos (Cornell and Schwertmann, 2003; Schwertmann and Fitzpatrick, 1977). Altos teores de Al^{3+} podem inibir a precipitação de lepidocrocita (TAYLOR, 1978). Segundo

Schwertmann and Fitzpatrick (1977), a lepidocrocita é um mineral polimórfico da goethita, e a presença de Al^{3+} favorece a formação da goethita (TAYLOR, 1978).

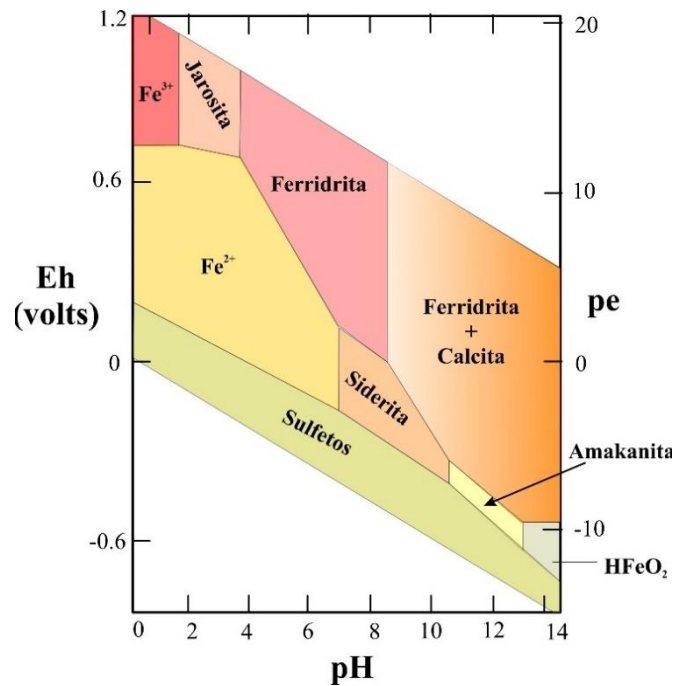
A presença de matéria orgânica dissolvida favorece a formação de complexos aquosos orgânicos de Fe^{2+} e de ferridrita (RANCOURT et al., 2005). Além da matéria orgânica, outros constituintes como Si e Al, podem retardar a precipitação de Fe em fases mais cristalinas (SCHWERTMANN, 1966). As transformações redox de Fe^{2+} em Fe^{3+} também podem levar a formação de minerais intermediários, com uma estrutura $Fe(II)-OH$, sendo os green rusts os mais comuns (ZHAO et al., 2022).

Os green rusts (GRs) são hidróxidos compostos por camadas intercaladas de $Fe^{2+}-Fe^{3+}$, e possuem uma excelente capacidade de remover vários poluentes no solo e na água (HUANG; HANSEN; DAASBJERG, 2017). Os GRs ocorrem naturalmente em solos hidromórficos, e são compostos por camadas de Fe^{2+} e Fe^{3+} , equilibradas por ânions comuns, como cloretos, sulfetos e carbonatos (YIN et al., 2017). Seu mecanismo de formação não é totalmente compreendido, embora a redução microbiana de oxihidróxidos de Fe^{3+} desempenhe um papel significativo. Estudos provaram que GRs podem ser o produto resultante da redução de $\gamma-FeOOH$ (lepidocrocita) pela bactéria *Shewanella putrefaciens* (RUBY et al., 2003).

O alto teor de Fe^{2+} em GRs e os sítios de troca mistos de Fe^{2+} e Fe^{3+} permitem a rápida transferência de elétrons na folha de hidróxidos (KATZ et al., 2012). Essa propriedade, associada a alta superfície específica, confere aos GRs a capacidade de adsorver As (III), As (V) e Cd (II), que é estritamente dependente do pH e dos íons que compõem a solução do solo (PEREZ et al., 2019). Embora sejam amplamente difundidos na natureza, os GRs não são estáveis e facilmente se transformam em fases minerais de Fe, como magnetita e goethita (RUBY et al., 2003).

Em baixos potenciais redox, a neoformação de sulfetos metálicos também pode ocorrer, resultantes da redução microbiana de sulfato a sulfeto e posterior precipitação com metais, processo denominado sulfetação ou piritização (OTERO; MACIAS, 2002) (Figura 12). Apenas em ambientes muito extremos e óxicos (hiperoxidante; $Eh > 600mV$) ocorre a neoformação de sulfatos de Fe (III) estáveis, como jarosita ($KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$), ou schwermanita ($Fe_8O_8(OH)_6(SO_4) \cdot nH_2O$) a um pH ligeiramente mais alto (Figura 12). Essas neoformações são representativas da sulfatação, com formação de solos ácido-sulfatados.

Figura 12. Fases de ferro sob condições de pe, Eh e pH da superfície terrestre (Adaptado de Cornell and Schwertmann , 2003).



1.4 Elementos traço e terras raras

1.4.1 Elementos Traço

Os elementos traço (ET) abrangem um conjunto de diferentes grupos da tabela periódica. Do ponto de vista geoquímico, possuem teores em rochas e solos normalmente inferiores a 0,01 %, salvo quando presentes em reservas minerais (ALLOWAY, 2013). Vários ET são nutrientes essenciais em baixas concentrações, fundamentais para o funcionamento saudável e reprodução de microrganismos, plantas e animais. Contudo, em altas concentrações, podem se tornar tóxicos (ex., Cu, Co, Ni, V, Fe, Mn, Zn, Cl, B e Mo) (ALI et al., 2020; TAHERI et al., 2021). Outros ET não são essenciais e podem causar toxicidade mesmo em baixas concentrações (ex., As, Pb e Hg) (ADAMO et al., 2014).

Os ET estão presentes naturalmente no solo das planícies de inundação, seja por consequência da geologia subjacente ou a montante, de processos geogenéticos, emissões de vulcões, incêndios florestais, ou ainda por introdução antropogênicas

(ÁLVAREZ-AYUSO et al., 2012). Os níveis totais dos ET por si só não permitem avaliar os riscos ambientais a curto prazo, pois não refletem sua mobilidade, reatividade ou biodisponibilidade (SAUVÉ et al., 2000). A mobilidade dos ETs dependem em grande parte de propriedades físicas e químicas do solo, tais como textura, CTC, matéria orgânica, salinidade, presença de oxihidróxidos de Fe e Mn, carbonatos, fosfatos e sulfatos. Além de uma série de variáveis que são diretamente afetadas pela inundação periódica da planície de inundação, que incluem pH, potencial redox (Eh), carbono orgânico dissolvido e valência dos ET (ADEWUYI; OSOBAMIRO, 2016; FROHNE et al., 2015; STEINNES, 2013).

A bioacumulação e contaminação dos solos por ET, tem sido uma importante questão diante da crescente crise ecológica e de saúde humana atual (OHANDJA et al., 2020). Em grande parte, devido a não degradabilidade desses elementos e sua meia vida biológica longa (GUPTA et al., 2019). Logo, estudar o transporte, destino ambiental e efeitos relacionados à saúde humana é necessário para compreender a especiação e biodisponibilidade, bem como as opções de remediação dos ET (WUANA et al., 2011).

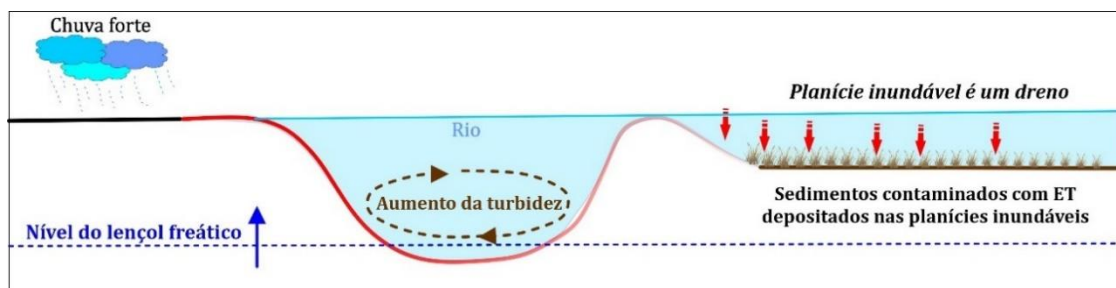
O destino dos ET em solos e sedimentos é governado por vários processos, que incluem sorção/dessorção, precipitação/dissolução e complexação/descomplexação (FROHNE et al., 2011). Posteriormente, eles são redistribuídos em diferentes frações geoquímicas, sendo as principais: (i) metais solúveis em água, (ii) metais trocáveis, (iii) metais precipitados como compostos inorgânicos, (iv) metais complexados por compostos orgânicos, (v) metais adsorvidos ou ocluídos em oxihidróxidos, (vi) e metais ligados a rede cristalina de minerais primários (GAMBRELL, 1994). Essas frações podem ser liberadas no solo e transferidas através do ecossistema e cadeia alimentar para outros ambientes terrestres e ribeirinhos, se tornando um potencial risco à saúde humana e ambiental (ADAMO et al., 2014; SCHULZ-ZUNKEL; RINKLEBE; BORK, 2015).

Em planícies alagáveis, a ocorrência espacial de processos que afetam a mobilidade e disponibilidade de metais é dependente da topografia (DU LAING et al., 2009). Durante os eventos de inundação, os processos biogeoquímicos mais importantes para a dinâmica de metais ocorrem na interface óxica-anóxica do solo e nas camadas anóxicas mais profundas (PONTING et al., 2021).

As inundações periódicas, a erosão e a sedimentação controlam o acúmulo e a dinâmica das substâncias, incluindo o conteúdo e a química dos poluentes (Figura

13) (PONTING et al., 2021). Uma inundação de longa duração com taxa de fluxo desacelerada, incluindo água estagnada, resulta na sedimentação principalmente de sedimentos de grãos finos, bem como quantidades consideráveis de matéria orgânica (DU LAING et al., 2007). Inundações sazonais, promovidas ou não por chuvas fortes, podem transportar ET que ascendem junto com os sedimentos e se depositam nas plan cias inundáveis.

Figura 13. Contaminação de plan cias inundáveis por sedimentos de fundo de rio (Adaptado de Ponting et al., 2021).



Solos com alta CTC reduzem a mobilidade e disponibilidade de metais, na medida que aumentam a retenção de c t es (KHAN et al., 2021). Muitos autores relataram correlações altamente significativas entre a CTC, argila ou matéria orgânica e os teores de metais em solos e sedimentos (ADAMO et al., 2014; DU LAING et al., 2007; GUPTA et al., 2019; ULRICH et al., 2019). Em sistemas fluviais, oxihidróxidos de Fe, Mn e Al são os principais transportadores de Cd, Zn e Ni em condições óxicas, enquanto que a fração orgânica é mais importante para o transporte de Cu (PRUDÊNCIO et al., 2010; SALOMONS et al., 1987).

Os ET respondem de maneiras diferentes às mudanças de Eh (SCHULZ-ZUNKEL; RINKLEBE; BORK, 2015), que tem efeitos importantes na especiação de As, Cu, Cr, S, Fe e Mn, pois esses elementos podem existir nos solos em mais de um estado de oxidação, o que controla sua solubilidade (SELINUS et al., 2013). A solubilidade do Cu diminui após a redução de Cu (II) para Cu (I) em condições anaeróbias; no entanto, outros ET como Cd e Zn mudam o estado de oxidação como consequência das variações de pH (DU LAING et al., 2009).

1.4.2 Elementos terras raras (ETR)

Elementos terras raras (ETR) representam o grupo de 17 elementos que compreendem os 15 lantanídeos, ítrio (Y) e escândio (Sc). Ítrio e escândio são considerados ETR pois tendem a ocorrer nos mesmos depósitos minerais que os lantanídeos, e exibem propriedades químicas semelhantes (BALARAM, 2019). Apesar do nome, são amplamente distribuídos na crosta terrestre (USEPA, 2007), sendo mais abundantes que o Cu, Sn e Mb na crosta continental (HOSHINO; SANEMATSU; WATANABE, 2016). Os ETR são comumente subdivididos em leves (La, Ce, Pr, Nd, Sm e Eu) e pesados (Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu Y e Sc) (HENDERSON, 1984).

Os ETRs são mais comuns na crosta terrestre do que no manto subjacente, e mais abundantes na crosta continental superior (UCC). Na crosta continental variam de 0,3 a 43 mg kg⁻¹, sendo os leves (93 mg kg⁻¹) mais abundantes que os pesados (32 mg kg⁻¹) (RUDNICK; FOUNTAIN, 1995).

Os ETRs são amplamente distribuídos em depósitos minerais de oxihidróxidos de Fe e Mn, bastnaesita, monazita, carbonatos, fosfatos e silicatos (HOSHINO; SANEMATSU; WATANABE, 2016). As formações lateríticas são as principais reservas de ETR pesados, especialmente pela característica intrínseca desses elementos, que tendem a se ligar fortemente a oxihidróxidos de Fe e Mn, persistindo no ambiente durante o intemperismo (VIEIRA; BOTELHO; GARNIER, 2019). Por outro lado, os ETR leves estão principalmente contidos em carbonatos e complexos ígneos alcalinos (KHAN et al., 2016).

Os ETR geogênicos são liberados e mobilizados no ambiente a partir de depósitos minerais e rochas, como consequência dos processos desnudacionais (CONSANI et al., 2020). Movimentos da crosta terrestre, atividade vulcânica, derretimento de geleiras, atividade hidrotermal e fluxo de água subterrânea podem levar à liberação geogênica de ETR, influenciando posteriormente sua distribuição e concentrações no ambiente (VIEHMANN et al., 2015). Picos nas concentrações de ETR podem estar fortemente relacionados à variação sazonal nos fluxos de deposição de poeira atmosférica e eventos meteorológicos (PENG et al., 2019).

Os ETRs são matéria prima que desempenham papel fundamental em indústrias tradicionais, especialmente para o desenvolvimento tecnológico dos setores industriais emergentes, como na produção de compostos eletrônicos e na composição de ligas metálicas e condutores (HOSHINO; SANEMATSU; WATANABE, 2016).

Como resultado, as atividades antropogênicas que levam ao enriquecimento não geogênico dos ETR são diversas e generalizadas. (PIARULLI et al., 2021). Os ETR podem ser liberados como material particulado ou poeira durante o processamento e uso desses materiais (GWENZI et al., 2018).

O enriquecimento de ETR também pode ocorrer por efeito do uso de fertilizantes e ração animal (CONSANI et al., 2020). Devido aos seus efeitos aparentemente promotores no crescimento animal, e sua abundância em minerais fosfatados, certos ETR (La, Ce, Pr e Nd) estão amplamente presentes em fertilizantes químicos e rações animais, onde a concentração total de ETR (Σ ETR) pode chegar a 1.600 ppm (OTERO et al., 2005). Atividade de mineração, disposição de rejeitos de minas e operações de dragagem são outras fontes significativas de ETR, mobilizando-os de depósitos minerais, solos e sedimentos (LIANG; LI; WANG, 2014; XU; MORGAN; RATE, 2018).

Os minerais de argila têm alta afinidade com ETR, podendo controlar seu fracionamento e a geração ou modificação de anomalias, o que torna os ETR úteis marcadores de processos pedogenéticos (ANDRADE et al., 2022; TAUNTON; WELCH; BANFIELD, 2000). Os raios iônicos são relativamente importantes para os ETR, exceto para o Ce (IV), pois impedem suas substituições em sítios octaédricos no retículo cristalino de argilominerais em quantidades significativas (BRAUN et al., 1993). No entanto, eles facilmente substituem metais alcalinos e alcalinos terrosos, adsorvidos na superfície e nos sítios intercamadas (BONNOT-COURTOIS; JAFFREZIC-RENAULT, 1982; COPPIN et al., 2002).

Devido ao seu estado trivalente, os ETR são ligados mais rapidamente e com mais força que os metais alcalinos e alcalinos terrosos comumente presentes nos solos (COPPIN et al., 2002). A adsorção de ETR em argilominerais é controlada pela natureza do mineral, bem como pelo pH e força iônica da solução (LAUFER; YARIV; STEINBERG, 1984). Em pH ácido e baixa força iônica, os ETR são adsorvidos como complexos de esfera externa nas superfícies das argilas, e em pH alcalino eles são adsorvidos como complexos de esfera interna em locais anfóteros nas bordas das partículas (LAVEUF; CORNU, 2009). Normalmente, a adsorção de ETR aumenta com o aumento do pH, enquanto a dessorção também é dependente, mas é lenta e restrita (BONNOT-COURTOIS; JAFFREZIC-RENAULT, 1982; LAUFER; YARIV; STEINBERG, 1984).

Graças a essas propriedades, os diferentes tipos de minerais de argila apresentam composições variáveis de ETR (COMPTON; WHITE; SMITH, 2003). A clorita, por exemplo, apresenta altos teores ETR, enquanto a esmectita e a montmorilonita são pobres (LAVEUF; CORNU, 2009). Esmectitas e cloritas são enriquecidas com ETR pesados, enquanto illita e vermiculita são enriquecidas com ETR leves (HOSHINO; SANEMATSU; WATANABE, 2016). Clorita, illita e vermiculita apresentam anomalias negativas de Ce.

A matéria orgânica é composta por diversos grupamentos carregados negativamente, tendo assim, alta capacidade de complexar, adsorver ou quelar ETR carregados positivamente (TYLER, 2004). O teor de ETR ligado a matéria orgânica varia fortemente de acordo com a composição, teor, pH e condições redox (WANG et al., 2001). Devido a maior estabilidade de complexos orgânicos com ETR pesados, o que promove o enriquecimento da matéria orgânica, quando comparados aos com os leves (HENDERSON, 1984).

1.5 REFERÊNCIAS

- AB'SÁBER, A. N. *Amazônia: do discurso à práxis. [S. l.]*, 1996. Disponível em: https://books.google.com.br/books?hl=pt-BR&lr=&id=d4_c4J0rMlIC&oi=fnd&pg=PA50&dq=AB'SABER,+A.N.+--+Problemas+geomorfológicos+da+Amazônia+brasileira.+In+Amazônia+do+Discurso+à+Práxis.+São+Paulo.+Edusp,+2004&ots=421up5_7IH&sig=WkdJDX4P03ew50jciBZRn_IVFPY.
- ABGOTTSPON, Florian; BIGALKE, Moritz; WILCKE, Wolfgang. Fast colloidal and dissolved release of trace elements in a carbonatic soil after experimental flooding. **Geoderma**, [S. l.], v. 259–260, p. 156–163, 2015. DOI: 10.1016/J.GEODERMA.2015.06.005.
- ADAMO, Paola; IAVAZZO, Pietro; ALBANESE, Stefano; AGRELLI, Diana; DE VIVO, Benedetto; LIMA, Annamaria. Bioavailability and soil-to-plant transfer factors as indicators of potentially toxic element contamination in agricultural soils. **Science of The Total Environment**, [S. l.], v. 500–501, p. 11–22, 2014. DOI: 10.1016/J.SCITOTENV.2014.08.085.
- ADEWUYI, G. O.; OSOBAMIRO, M. T. Chemical speciation and potential mobility of some toxic metals in tropical agricultural soil. **Research Journal of Environmental Toxicology**, [S. l.], v. 10, n. 3, p. 159–165, 2016. DOI: 10.3923/RJET.2016.159.165.
- ALI, Waqar; MAO, Kang; ZHANG, Hua; JUNAID, Muhammad; XU, Nan; RASOOL, Atta; FENG, Xinbin; YANG, Zhugen. Comprehensive review of the basic chemical behaviours, sources, processes, and endpoints of trace element contamination in paddy soil-rice systems in rice-growing countries. **Journal of Hazardous Materials**, [S. l.], v. 397, p. 122720, 2020. DOI: 10.1016/J.JHAZMAT.2020.122720.
- ALLOWAY, Brian J. Heavy Metals and Metalloids as Micronutrients for Plants and Animals. [S. l.], p. 195–209, 2013. DOI: 10.1007/978-94-007-4470-7_7. Disponível em: https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-94-007-4470-7_7. Acesso em: 4 dec. 2021.
- ÁLVAREZ-AYUSO, E.; OTONES, V.; MURCIEGO, A.; GARCÍA-SÁNCHEZ, A.;

REGINA, I. Santa. Antimony, arsenic and lead distribution in soils and plants of an agricultural area impacted by former mining activities. **Science of The Total Environment**, [S. l.], v. 439, p. 35–43, 2012. DOI: 10.1016/J.SCITOTENV.2012.09.023.

ANDRADE, Gabriel R. P.; CUADROS, Javier; PARTITI, Carmen S. M.; COHEN, Renato; VIDAL-TORRADO, Pablo. Sequential mineral transformation from kaolinite to Fe-illite in two Brazilian mangrove soils. **Geoderma**, [S. l.], v. 309, p. 84–99, 2018. DOI: 10.1016/J.GEODERMA.2017.08.042.

ANDRADE, Gabriel Ramatis Pugliese; CUADROS, Javier; BARBOSA, Jorge Marcos Peniche; VIDAL-TORRADO, Pablo. Clay minerals control rare earth elements (REE) fractionation in Brazilian mangrove soils. **CATENA**, [S. l.], v. 209, p. 105855, 2022. DOI: 10.1016/J.CATENA.2021.105855.

ANDRADE, Gabriel Ramatis Pugliese; FURQUIM, Sheila Aparecida Correia; NASCIMENTO, Thiago Tavares Vidoca Do; BRITO, Alex Cordeiro; CAMARGO, Gabriela Ribeiro; SOUZA, Giovanna Cristina De. Transformation of clay minerals in salt-affected soils, Pantanal wetland, Brazil. **Geoderma**, [S. l.], v. 371, p. 114380, 2020. DOI: 10.1016/j.geoderma.2020.114380.

ASSANDRI, Susana. Espacio de asentamiento y campos visuales en la arqueología del Valle de Ambato, Catamarca, Argentina. **Revista del Museo de Antropología**, [S. l.], p. 61–76, 2010. DOI: 10.31048/1852.4826.V3.N1.5448. Disponível em: <https://revistas.unc.edu.ar/index.php/antropologia/article/view/5448>. Acesso em: 12 mar. 2022.

AZEVEDO, Renato Pimenta. **Tectonic Evolution of Brazilian Equatorial Continental Margin Basins**. 1991. Imperial College London (University of London), London, 1991.

BAI, Junhong; ZHAO, Qingqing; WANG, Wei; WANG, Xin; JIA, Jia; CUI, Baoshan; LIU, Xinhui. Arsenic and heavy metals pollution along a salinity gradient in drained coastal wetland soils: Depth distributions, sources and toxic risks. **Ecological Indicators**, [S. l.], v. 96, p. 91–98, 2019. DOI: 10.1016/J.ECOLIND.2018.08.026.

BALARAM, V. Rare earth elements: A review of applications, occurrence,

exploration, analysis, recycling, and environmental impact. **Geoscience Frontiers**, [S. l.], v. 10, n. 4, p. 1285–1303, 2019. DOI: 10.1016/J.GSF.2018.12.005.

BARBOSA, Getúlio V.; RENNÓ, Ceres Virginia; FRANCO, Eliana Maria Saldanha. **Projeto RADAMBRASIL, Folha SA. 22, Parte II- Geomorfologia**. Rio de Janeiro. Disponível em: [https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/monografias/GEBIS - RJ/Projeto RADAMBRASIL/Projeto RADAMBRASIL v05.pdf](https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/monografias/GEBIS-RJ/Projeto%20RADAMBRASIL/Projeto%20RADAMBRASIL%20v05.pdf).

BASTOS, Maria de Nazaré do C. Bastos. Levantamento Florístico dos campos do Estado do Pará- Campo de Joanós (Ilha de Marajó). **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Botânica**. 1 (1/2), Belém, p. 67–86, 1984.

BEHLING, Hermann; COHEN, Marcelo C. L.; LARA, Rubén J. Late Holocene mangrove dynamics of Marajó Island in Amazonia, northern Brazil. **Vegetation History and Archaeobotany**, [S. l.], v. 13, n. 2, p. 73–80, 2004. DOI: 10.1007/s00334-004-0031-1. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s00334-004-0031-1>. Acesso em: 24 jun. 2021.

BEHLING, Hermann; DA COSTA, Marcondes Lima. Mineralogy, geochemistry, and palynology of modern and late Tertiary mangrove deposits in the Barreiras Formation of Mosqueiro Island, northeastern Pará state, eastern Amazonia. **Journal of South American Earth Sciences**, [S. l.], v. 17, n. 4, p. 285–295, 2004. DOI: 10.1016/J.JSAMES.2004.08.002.

BOLAN, N. S.; NAIDU, R.; SYERS, J. K.; TILLMAN, R. W. Surface Charge and Solute Interactions in Soils. *In*: [s.l: s.n.]. p. 87–140. DOI: 10.1016/S0065-2113(08)60514-3. Disponível em: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0065211308605143>.

BONNOT-COURTOIS, C.; JAFFREZIC-RENAULT, N. Etude des échanges entre terres rares et cations interfoliaires de deux argiles. **Clay Minerals**, [S. l.], v. 17, n. 4, p. 409–420, 1982. DOI: 10.1180/CLAYMIN.1982.017.4.04.

BRAUN, Jean Jacques; PAGEL, Mauric; HERBILLN, Adrie; ROSIN, Christophe. Mobilization and redistribution of REEs and thorium in a syenitic lateritic profile: A mass balance study. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, [S. l.], v. 57, n. 18, p.

4419–4434, 1993. DOI: 10.1016/0016-7037(93)90492-F.

CERRI, C. C.; VOLKOFF, Boris. Materia organica de tres solos dos campos inundaveis da ilha de Marajo (PA). **Revista Brasileira de Ciencia do Solo**, [S. l.], v. 12, n. 2, p. 93–100, 1988.

COHEN, M. C. L.; LARA, R. J.; SMITH, C. B.; ANGÉLICA, R. S.; DIAS, B. S.; PEQUENO, T. Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil, during the last 1000 years. **Catena**, [S. l.], v. 76, n. 1, p. 70–77, 2008. DOI: 10.1016/j.catena.2008.09.009.

COHEN, Marcelo Cancela Lisboa; BEHLING, Hermann; LARA, Ruben José; SMITH, Clarisse Beltrão; MATOS, Hellen Rosy Soares; VEDEL, Vincent. Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene.

Vegetation History and Archaeobotany, [S. l.], v. 18, n. 6, p. 425–439, 2009. DOI: 10.1007/s00334-008-0208-0. Disponível em:

<https://link.springer.com/article/10.1007/s00334-008-0208-0>. Acesso em: 26 jun. 2021.

COMANS, Rob N. J.; VAN DIJK, Clemens P. J. Role of complexation processes in cadmium mobilization during estuarine mixing. **Nature**, [S. l.], v. 336, n. 6195, p. 151–154, 1988. DOI: 10.1038/336151A0.

COMPTON, John S.; WHITE, Richard A.; SMITH, Meris. Rare earth element behavior in soils and salt pan sediments of a semi-arid granitic terrain in the Western Cape, South Africa. **Chemical Geology**, [S. l.], v. 201, n. 3–4, p. 239–255, 2003.

DOI: 10.1016/S0009-2541(03)00239-0.

CONSANI, Sirio; CUTRONEO, Laura; CARBONE, Cristina; CAPELLO, Marco. Baseline of distribution and origin of Rare Earth Elements in marine sediment of the coastal area of the Eastern Gulf of Tigullio (Ligurian Sea, North-West Italy). **Marine Pollution Bulletin**, [S. l.], v. 155, p. 111145, 2020. DOI:

10.1016/J.MARPOLBUL.2020.111145.

COOK HALE, Jessica W.; SANGER, Matthew. Cultural spaces and climate change: Modeling Holocene archaeological settlement patterns on the coastal plain of the southeastern United States. **Journal of Anthropological Archaeology**, [S. l.], v. 59,

p. 101198, 2020. DOI: 10.1016/J.JAA.2020.101198.

COPPIN, Frédéric; BERGER, Gilles; BAUER, Andreas; CASTET, Sylvie; LOUBET, Michel. Sorption of lanthanides on smectite and kaolinite. **Chemical Geology**, [S. l.], v. 182, n. 1, p. 57–68, 2002. DOI: 10.1016/S0009-2541(01)00283-2.

CORNELL, R. M.; SCHWERTMANN, U. **The Iron Oxides**. [s.l.] : Wiley, 2003. a. DOI: 10.1002/3527602097. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/book/10.1002/3527602097>. Acesso em: 17 jun. 2021.

CORNELL, R. M.; SCHWERTMANN, U. **The Iron Oxides**. [s.l.] : Wiley, 2003. b. DOI: 10.1002/3527602097. Disponível em: <http://dnb.ddb.de>. Acesso em: 25 jun. 2021.

CORREA, Paulo Roberto Soares; PERES, Roberto Nandes; VIEIRA, Lúcio Salgado. **Projeto RADAMBRASIL, Folha SA.22, Parte III- Levantamento exploratório de solos**. Rio de Janeiro: Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral, 1974. Disponível em: <https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/livros/liv24022.pdf>.

DU LAING, G.; RINKLEBE, J.; VANDECASTEELE, B.; MEERS, E.; TACK, F. M. G. Trace metal behaviour in estuarine and riverine floodplain soils and sediments: A review. **Science of The Total Environment**, [S. l.], v. 407, n. 13, p. 3972–3985, 2009. DOI: 10.1016/J.SCITOTENV.2008.07.025.

DU LAING, Gijis; VANDECASTEELE, Bart; DE GRAUWE, Pieter; MOORS, Wouter; LESAGE, Els; MEERS, Erik; TACK, Filip M. G.; VERLOO, Marc G. Factors affecting metal concentrations in the upper sediment layer of intertidal reedbeds along the river Scheldt. **Journal of Environmental Monitoring**, [S. l.], v. 9, n. 5, p. 449–455, 2007. DOI: 10.1039/B618772B.

DYKE, A. S.; PREST, V. K. Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. **Geographie Physique et Quaternaire**, [S. l.], v. 41, n. 2, p. 237–263, 1987. DOI: 10.7202/032681AR.

EMERSON, K. U.; E.S.BEJOR; E.E.EKENG; OGAREKPE, N. M.; A.U.ONURUKA. TRANSPORT AND FATE OF SELECTED HEAVY METALS IN CIRCUM-NEUTRAL

RIVER ENVIRONMENT: A CASE STUDY OF THE RIVER NENT CUMBRIA, ENGLAND. [S. I.], 2017. DOI: 10.5281/ZENODO.818628. Disponível em: <https://zenodo.org/record/818628>. Acesso em: 5 dec. 2021.

ESWAR, Deepthi; KARUPPUSAMY, Rajan; CHELLAMUTHU, Selvi. Drivers of soil salinity and their correlation with climate change. **Current Opinion in Environmental Sustainability**, [S. I.], v. 50, p. 310–318, 2021. DOI: 10.1016/J.COSUST.2020.10.015.

FIEDEL, Stuart J. The Peopling of the New World: Present Evidence, New Theories, and Future Directions. **Journal of Archaeological Research** 2000 8:1, [S. I.], v. 8, n. 1, p. 39–103, 2000. DOI: 10.1023/A:1009400309773. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1023/A:1009400309773>. Acesso em: 12 mar. 2022.

FRANCISQUINI, M. I.; LIMA, C. M.; PESSENDA, L. C. R.; ROSSETTI, D. F.; FRANÇA, M. C.; COHEN, M. C. L. Relation between carbon isotopes of plants and soils on Marajó Island, a large tropical island: Implications for interpretation of modern and past vegetation dynamics in the Amazon region. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, [S. I.], v. 415, p. 91–104, 2014. a. DOI: 10.1016/j.palaeo.2014.03.032.

FRANCISQUINI, M. I.; LIMA, C. M.; PESSENDA, L. C. R.; ROSSETTI, D. F.; FRANÇA, M. C.; COHEN, M. C. L. Relation between carbon isotopes of plants and soils on Marajó Island, a large tropical island: Implications for interpretation of modern and past vegetation dynamics in the Amazon region. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, [S. I.], v. 415, p. 91–104, 2014. b. DOI: 10.1016/J.PALAEO.2014.03.032.

FROHNE, Tina; DIAZ-BONE, Roland A.; DU LAING, Gijs; RINKLEBE, Jörg. Impact of systematic change of redox potential on the leaching of Ba, Cr, Sr, and V from a riverine soil into water. **Journal of Soils and Sediments**, [S. I.], v. 15, n. 3, p. 623–633, 2015. DOI: 10.1007/S11368-014-1036-8.

FROHNE, Tina; RINKLEBE, Jörg; DIAZ-BONE, Roland A.; DU LAING, Gijs. Controlled variation of redox conditions in a floodplain soil: Impact on metal

mobilization and biomethylation of arsenic and antimony. **Geoderma**, [S. l.], v. 160, n. 3–4, p. 414–424, 2011. DOI: 10.1016/J.GEODERMA.2010.10.012.

FURQUIM, Sheila Aparecida Correia; SANTOS, Marjory Araujo; VIDOCA, Thiago Tavares; BALBINO, Marcelo de Almeida; CARDOSO, Evaldo Luis. Salt-affected soils evolution and fluvial dynamics in the Pantanal wetland, Brazil. **Geoderma**, [S. l.], v. 286, p. 139–152, 2017. DOI: 10.1016/J.GEODERMA.2016.10.030.

GAMBRELL, R. P. Trace and Toxic Metals in Wetlands-A Review. **Journal of Environmental Quality**, [S. l.], v. 23, n. 5, p. 883–891, 1994. DOI: 10.2134/JEQ1994.00472425002300050005X.

GIRARD, Pierre; FANTIN-CRUZ, Ibraim; DE OLIVEIRA, Simoni M. Loverd.; HAMILTON, Stephen K. Small-scale spatial variation of inundation dynamics in a floodplain of the Pantanal (Brazil). **Hydrobiologia**, [S. l.], v. 638, p. 223–233, 2010. DOI: 10.1007/s10750-009-0046-9.

GÓES, Ana Maria; ROSSETTI, Dílce de Fátima; CÉSAR, Afonso; NOGUEIRA, Rodrigues; TOLEDO, Pelei de Mann. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do Estado do Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, [S. l.], v. 2, p. 3–15, 1990. Disponível em: <https://repositorio.museu-goeldi.br/handle/mgoeldi/642>. Acesso em: 29 jun. 2021.

GREGORY, A. S. et al. A review of the impacts of degradation threats on soil properties in the UK. **Soil Use and Management**, [S. l.], v. 31, p. 1–15, 2015. DOI: 10.1111/SUM.12212. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1111/sum.12212>. Acesso em: 5 dec. 2021.

GUPTA, Neha; YADAV, Krishna Kumar; KUMAR, Vinit; KUMAR, Sandeep; CHADD, Richard P.; KUMAR, Amit. Trace elements in soil-vegetables interface: Translocation, bioaccumulation, toxicity and amelioration - A review. **Science of The Total Environment**, [S. l.], v. 651, p. 2927–2942, 2019. DOI: 10.1016/J.SCITOTENV.2018.10.047.

GWENZI, Willis; MANGORI, Lynda; DANHA, Concilia; CHAUKURA, Nhamo; DUNJANA, Nothando; SANGANYADO, Edmond. Sources, behaviour, and environmental and human health risks of high-technology rare earth elements as

emerging contaminants. **Science of The Total Environment**, [S. l.], v. 636, p. 299–313, 2018. DOI: 10.1016/J.SCITOTENV.2018.04.235.

HARTT, Fred CH. Brazilian Rock Inscriptions. **The American Naturalist**, [S. l.], v. 5, n. 3, p. 139–147, 1871. DOI: 10.1086/270727.

HENDERSON, P. General Geochemical Properties and Abundances of the Rare Earth Elements. **Rare Earth Element Geochemistry**, [S. l.], v. 2, p. 1–32, 1984. DOI: 10.1016/B978-0-444-42148-7.50006-X.

HOSHINO, M.; SANEMATSU, K.; WATANABE, Y. REE Mineralogy and Resources. **Handbook on the Physics and Chemistry of Rare Earths**, [S. l.], v. 49, p. 129–291, 2016. DOI: 10.1016/BS.HPCRE.2016.03.006.

HUANG, Li Zhi; HANSEN, Hans Christian B.; DAASBJERG, Kim. Graphene oxide-mediated rapid dechlorination of carbon tetrachloride by green rust. **Journal of Hazardous Materials**, [S. l.], v. 323, p. 690–697, 2017. DOI: 10.1016/J.JHAZMAT.2016.10.038.

IBGE. **Censo Demográfico 2010**. Brasília. Disponível em:

[https://scholar.google.com.br/scholar?hl=pt-](https://scholar.google.com.br/scholar?hl=pt-BR&as_sdt=0%2C5&q=CENSO+DEMOGRÁFICO+2010%3A+resultados+preliminares+do+universo.+In%3A+IBGE.+Sidra%3A+sistema+IBGE+de+recuperação+automática.+Rio+de+Janeiro%2C+2011b.+Disponível+em%3A+%3Chttp%3A%2F%2Fwww.sidra.ibge.gov.br%2Fcd%2Fcd2010rpu.asp%3Fo%3D4%26i%3DP%3E.+Acesso+em%3A+mar.+2012&btnG=)

[BR&as_sdt=0%2C5&q=CENSO+DEMOGRÁFICO+2010%3A+resultados+preliminares+do+universo.+In%3A+IBGE.+Sidra%3A+sistema+IBGE+de+recuperação+automática.+Rio+de+Janeiro%2C+2011b.+Disponível+em%3A+%3Chttp%3A%2F%2Fwww.sidra.ibge.gov.br%2Fcd%2Fcd2010rpu.asp%3Fo%3D4%26i%3DP%3E.+Acesso+em%3A+mar.+2012&btnG=](https://scholar.google.com.br/scholar?hl=pt-BR&as_sdt=0%2C5&q=CENSO+DEMOGRÁFICO+2010%3A+resultados+preliminares+do+universo.+In%3A+IBGE.+Sidra%3A+sistema+IBGE+de+recuperação+automática.+Rio+de+Janeiro%2C+2011b.+Disponível+em%3A+%3Chttp%3A%2F%2Fwww.sidra.ibge.gov.br%2Fcd%2Fcd2010rpu.asp%3Fo%3D4%26i%3DP%3E.+Acesso+em%3A+mar.+2012&btnG=). Acesso em: 5 feb. 2022.

IBGE. **IBGE | Censo Agro 2017 | Resultados**. , 2017. Disponível em:

<https://censos.ibge.gov.br/agro/2017/resultados-censo-agro-2017.html>. Acesso em: 1 may. 2020.

IUSS WORKING GROUP WRB. **World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps**. FAO, Rome World Soil Resources Reports No. 106, , 2014.

JAPIASSÚ, Adélia; FILHO, Luiz Góes. **Projeto RADAMBRASIL, Folha SA.22, Parte**

IV- As regiões Fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos. Rio de Janeiro. Disponível em:

<https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/monografias/GEBIS - RJ/Projeto RADAMBRASIL/Projeto RADAMBRASIL v05.pdf>.

KATZ, Jordan E. et al. Electron small polarons and their mobility in iron (oxyhydr)oxide nanoparticles. **Science**, [S. l.], v. 337, n. 6099, p. 1200–1203, 2012. DOI: 10.1126/SCIENCE.1223598.

KHAN, Aysha Masood; YUSOFF, Ismail; BAKAR, Nor Kartini Abu; BAKAR, Ahmad Farid Abu; ALIAS, Yatimah. Assessing anthropogenic levels, speciation, and potential mobility of rare earth elements (REEs) in ex-tin mining area. **Environmental Science and Pollution Research**, [S. l.], v. 23, n. 24, p. 25039–25055, 2016. DOI: 10.1007/S11356-016-7641-X/FIGURES/4. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s11356-016-7641-x>. Acesso em: 3 apr. 2022.

KHAN, Shamshad; NAUSHAD, Mu; LIMA, Eder C.; ZHANG, Shengxin; SHAHEEN, Sabry M.; RINKLEBE, Jörg. Global soil pollution by toxic elements: Current status and future perspectives on the risk assessment and remediation strategies – A review. **Journal of Hazardous Materials**, [S. l.], v. 417, p. 126039, 2021. DOI: 10.1016/J.JHAZMAT.2021.126039.

KHATTAK, Riaz A.; PAGE, A. L.; JARRELL, Wesley M. Mechanism of Native Manganese Release in Salt-Treated Soils. **Soil Science Society of America Journal**, [S. l.], v. 53, n. 3, p. 701–705, 1989. DOI: 10.2136/SSSAJ1989.03615995005300030009X.

KING, Lester C. **The Morphology of the Earth. A Study and Synthesis of World Scenery**. Edinburgh: Oliver and Boyd, 1962. DOI: 10.1002/gj.3350030220.

KIRK, Guy. **The Biogeochemistry of Submerged Soils**. [s.l.] : John Wiley, 2004. DOI: 10.1002/047086303x. Disponível em: www.wiley-europe.com. Acesso em: 29 jun. 2021.

LAUFER, F.; YARIV, S.; STEINBERG, M. The adsorption of quadrivalent cerium by kaolinite. **Clay Minerals**, [S. l.], v. 19, n. 2, p. 137–149, 1984. DOI: 10.1180/CLAYMIN.1984.019.2.02. Disponível em:

<https://www.cambridge.org/core/journals/clay-minerals/article/abs/adsorption-of-quadrivalent-cerium-by-kaolinite/C7C2EFC7A0BA771192DBCA6399D96730>.

Acesso em: 4 apr. 2022.

LAVEUF, C.; CORNU, S. A review on the potentiality of Rare Earth Elements to trace pedogenetic processes. **Geoderma**, [S. l.], v. 154, n. 1–2, p. 1–12, 2009. DOI: 10.1016/J.GEODERMA.2009.10.002.

LIANG, Tao; LI, Kexin; WANG, Lingqing. State of rare earth elements in different environmental components in mining areas of China. **Environmental Monitoring and Assessment**, [S. l.], v. 186, n. 3, p. 1499–1513, 2014. DOI: 10.1007/S10661-013-3469-8/TABLES/10. Disponível em:

<https://link.springer.com/article/10.1007/s10661-013-3469-8>. Acesso em: 3 apr. 2022.

LINDSAY, W. L. **Chemical equilibria in soils**. Colorado State University, Fort Collins, USA.: John Wiley and Sons Ltd., 1979.

LISBOA, Pedro Luiz Braga. **A terra dos Aruã: uma história ecológica do arquipélago do Marajó**. [s.l.] : Museu Paraense Emílio Goeldi, 2012.

LIU, D.; DONG, H.; BISHOP, M. E.; ZHANG, J.; WANG, H.; XIE, S.; WANG, S.; HUANG, L.; EBERL, D. D. Microbial reduction of structural iron in interstratified illite-smectite minerals by a sulfate-reducing bacterium. **Geobiology**, [S. l.], v. 10, n. 2, p. 150–162, 2012. DOI: 10.1111/J.1472-4669.2011.00307.X. Disponível em:

<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1111/j.1472-4669.2011.00307.x>. Acesso em: 8 apr. 2022.

MANCEAU, A.; LANSON, B.; DRITS, V. A.; CHATEIGNER, D.; GATES, W. P.; WU, J.; HUO, D.; STUCKI, J. W. Oxidation-reduction mechanism of iron in dioctahedral smectites: I. Crystal chemistry of oxidized reference nontronites. **American Mineralogist**, [S. l.], v. 85, n. 1, p. 133–152, 2000. DOI: 10.2138/AM-2000-0114/MACHINEREADABLECITATION/RIS. Disponível em:

<https://www.degruyter.com/document/doi/10.2138/am-2000-0114/html>. Acesso em: 8 apr. 2022.

MARTIN, Paul S. The Discovery of America. **Science**, [S. l.], v. 179, n. 4077, p. 969–

974, 1973. DOI: 10.1126/SCIENCE.179.4077.969.

MEGGERS, Betty J.; EVANS, Clifford. Archeological investigations at the mouth of the Amazon,. [S. l.], 1957. Disponível em:

<http://repository.si.edu/xmlui/handle/10088/15461>. Acesso em: 24 jan. 2022.

MEGGERS, Betty J.; ROOSEVELT, Anna Curtenius. Moundbuilders of the Amazon: Geophysical Archaeology on Marajo Island, Brazil. **Journal of Field Archaeology**, [S. l.], v. 19, n. 3, p. 399, 1992. DOI: 10.2307/529927. Disponível em:

<https://www.jstor.org/stable/529927?origin=crossref>.

MEGGERS, BJ; DANON, J. Identificação e implicações de um hiato na sequência arqueológica da Ilha de Marajó, Brasil. **Jornal da Academia de Ciências de Washington**, [S. l.], 1988. Disponível em: <https://www.jstor.org/stable/24536917>.

Acesso em: 12 mar. 2022.

MÖRNER, N. A.; ROSSETTI, D. F.; TOLEDO, P. D. The amazonian rainforest: only some 6-5 million years. *Diversidade Biológica e Cultural da Amazônia old*. **Editora do Museu Paraense Emílio Goeldi. Belém**, [S. l.], p. 3–18, 2001.

MURRIETA, Rui Sérgio S.; DUFOUR, Darna L.; SIQUEIRA, Andrea D. Food consumption and subsistence in three Caboclo populations on Marajo Island, Amazonia, Brazil. **Human Ecology**, [S. l.], v. 27, n. 3, p. 455–475, 1999. DOI:

10.1023/A:1018779624490. Disponível em:

<https://link.springer.com/article/10.1023/A:1018779624490>. Acesso em: 4 jun. 2021.

NEUMANN, Anke; SANDER, Michael; HOFSTETTER, Thomas B. Redox properties of structural Fe in smectite clay minerals. **ACS Symposium Series**, [S. l.], v. 1071, p. 361–379, 2011. DOI: 10.1021/bk-2011-1071.ch017. Disponível em:

<https://pubs.acs.org/doi/abs/10.1021/bk-2011-1071.ch017>. Acesso em: 8 apr. 2022.

NEVES, E. Arqueologia da Amazônia. [S. l.], 2006. Disponível em:

[https://books.google.com.br/books?hl=pt-BR&lr=&id=_-](https://books.google.com.br/books?hl=pt-BR&lr=&id=_-LvFvUdzF0C&oi=fnd&pg=PA7&dq=Neves,+2006&ots=ms779AYpXN&sig=ugt175Y_Dq7S_JQgFO34LAF7eYs)

[LvFvUdzF0C&oi=fnd&pg=PA7&dq=Neves,+2006&ots=ms779AYpXN&sig=ugt175Y_Dq7S_JQgFO34LAF7eYs](https://books.google.com.br/books?hl=pt-BR&lr=&id=_-LvFvUdzF0C&oi=fnd&pg=PA7&dq=Neves,+2006&ots=ms779AYpXN&sig=ugt175Y_Dq7S_JQgFO34LAF7eYs). Acesso em: 12 mar. 2022.

NOËL, Vincent et al. EXAFS analysis of iron cycling in mangrove sediments

downstream a lateritized ultramafic watershed (Vavouto Bay, New Caledonia). **Geochimica et Cosmochimica Acta**, [S. l.], v. 136, p. 211–228, 2014. DOI: 10.1016/j.gca.2014.03.019.

NOGUEIRA, Afonso César Rodrigues et al. **Upper Oligocene-Miocene deposits of Eastern Amazonia: Implications for the collapse of Neogene carbonate platforms along the coast of northern Brazil. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** Elsevier B.V., , 2021. DOI: 10.1016/j.palaeo.2020.110178.

OHANDJA, Hervé Nyassa; ONANA, Vincent Laurent; TANG, Sylvie Desirée Noa; NGO'O ZE, Arnaud; EKODECK, Georges Emmanuel. Behavior of major, trace, and rare earth elements in an atypical lateritic profile overlying micaceous quartzites, Centre Cameroon: imprint of the parent rock structure. **Arabian Journal of Geosciences** 2020 13:17, [S. l.], v. 13, n. 17, p. 1–16, 2020. DOI: 10.1007/S12517-020-05838-1. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s12517-020-05838-1>. Acesso em: 29 sep. 2021.

OTERO, N.; VITÒRIA, L.; SOLER, A.; CANALS, A. Fertiliser characterisation: Major, trace and rare earth elements. **Applied Geochemistry**, [S. l.], v. 20, n. 8, p. 1473–1488, 2005. DOI: 10.1016/J.APGEOCHEM.2005.04.002.

OTERO, X. L.; FERREIRA, T. O.; HUERTA-DÍAZ, M. A.; PARTITI, C. S. M.; SOUZA, V.; VIDAL-TORRADO, P.; MACÍAS, F. Geochemistry of iron and manganese in soils and sediments of a mangrove system, Island of Pai Matos (Cananeia - SP, Brazil). **Geoderma**, [S. l.], v. 148, n. 3–4, p. 318–335, 2009. DOI: 10.1016/j.geoderma.2008.10.016.

OTERO, Xose L.; MACIAS, Felipe. Variation with depth and season in metal sulfides in salt marsh soils. **Biogeochemistry**, [S. l.], v. 61, n. 3, p. 247–268, 2002. DOI: 10.1023/A:1020230213864.

PAALMAN, M. A. A.; VAN DER WEIJDEN, C. H.; LOCH, J. P. G. Sorption of cadmium on suspended matter under estuarine conditions; competition and complexation with major sea-water ions. **Water, Air, and Soil Pollution** 1994 73:1, [S. l.], v. 73, n. 1, p. 49–60, 1994. DOI: 10.1007/BF00477975. Disponível em:

<https://link.springer.com/article/10.1007/BF00477975>. Acesso em: 5 dec. 2021.

PEI, Shuwen; XIE, Fei; DENG, Chenglong; JIA, Zhenxiu; WANG, Xiaomin; GUAN, Ying; LI, Xiaoli; MA, Dongdong; DE LA TORRE, Ignacio. Early Pleistocene archaeological occurrences at the Feiliang site, and the archaeology of human origins in the Nihewan Basin, North China. **PLOS ONE**, [S. l.], v. 12, n. 11, p. e0187251, 2017. DOI: 10.1371/journal.pone.0187251. Disponível em: <https://dx.plos.org/10.1371/journal.pone.0187251>.

PENG, Xiaotao; LIU, Yuefeng; LIU, Shuhua; CHENG, Ke; TIAN, Lijun; CHEN, Qiong; ZHOU, Houyun. Water-soluble rare earth elements in atmospheric deposition at Shihua Cave, Beijing, north China. **Applied Geochemistry**, [S. l.], v. 105, p. 87–96, 2019. DOI: 10.1016/J.APGEOCHEM.2019.04.007.

PEREZ, Jeffrey Paulo H.; FREEMAN, Helen M.; SCHUESSLER, Jan A.; BENNING, Liane G. The interfacial reactivity of arsenic species with green rust sulfate (GRSO₄). **Science of the Total Environment**, [S. l.], v. 648, p. 1161–1170, 2019. DOI: 10.1016/J.SCITOTENV.2018.08.163.

PESSENDA, L. C. R.; GOUVEIA, S. E. M.; ARAVENA, Ramon; GOMES, B. M.; BOULET, Rene; RIBEIRO, A. S. 14C Dating and Stable Carbon Isotopes of Soil Organic Matter in Forest–Savanna Boundary Areas in the Southern Brazilian Amazon Region. **Radiocarbon**, [S. l.], v. 40, n. 2, p. 1013–1022, 1997. DOI: 10.1017/S0033822200018981. Disponível em: <https://www.cambridge.org/core/journals/radiocarbon/article/14c-dating-and-stable-carbon-isotopes-of-soil-organic-matter-in-forestsavanna-boundary-areas-in-the-southern-brazilian-amazon-region/102BDC8E22CE0BE3644F00A49F7CBD9D>. Acesso em: 23 dec. 2021.

PETRI, Setembrino. Foraminíferos Miocênicos da formação Pirabas. **Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, Universidade de São Paulo. Geologia**, [S. l.], v. 0, n. 16, p. 1, 1957. DOI: 10.11606/issn.2526-3862.bffcluspgeologia.1957.121843. Disponível em: <http://ppegeo.igc.usp.br/index.php/bffcluspgeologia/article/view/10809>. Acesso em: 29 jun. 2021.

PIARULLI, Stefania et al. Sources, distribution and effects of rare earth elements in the marine environment: Current knowledge and research gaps. **Environmental Pollution**, [S. l.], v. 291, p. 118230, 2021. DOI: 10.1016/J.ENVPOL.2021.118230.

PONNAMPERUMA, F. N. Effects of Flooding on Soils. *In: Flooding and Plant Growth*. [s.l.] : Elsevier, 1984. p. 9–45. DOI: 10.1016/b978-0-12-424120-6.50007-9.

PONTING, Jessica; KELLY, Thomas J.; VERHOEF, Anne; WATTS, Michael J.; SIZMUR, Tom. The impact of increased flooding occurrence on the mobility of potentially toxic elements in floodplain soil – A review. **Science of The Total Environment**, [S. l.], v. 754, p. 142040, 2021. DOI: 10.1016/J.SCITOTENV.2020.142040.

PRUDÊNCIO, M. I. et al. Soils in the semi-arid area of the El Melah Lagoon (NE Tunisia) — Variability associated with a closing evolution. **CATENA**, [S. l.], v. 80, n. 1, p. 9–22, 2010. DOI: 10.1016/J.CATENA.2009.08.006.

RANCOURT, Denis G.; THIBAUT, Pierre Jean; MAVROCORDATOS, Denis; LAMARCHE, Gilles. Hydrous ferric oxide precipitation in the presence of nonmetabolizing bacteria: Constraints on the mechanism of a biotic effect. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, [S. l.], v. 69, n. 3, p. 553–577, 2005. DOI: 10.1016/J.GCA.2004.07.018.

REDDY, K. Ramesh; DELAUNE, Ronald D. Biogeochemistry of Wetlands : Science and Applications. **Biogeochemistry of Wetlands**, [S. l.], 2008. DOI: 10.1201/9780203491454. Disponível em: <https://www.taylorfrancis.com/books/mono/10.1201/9780203491454/biogeochemistry-wetlands-ramesh-reddy-ronald-delaune>. Acesso em: 29 sep. 2021.

RÊGO, R. .. **Caracterização e gênese de solos com plintita na Ilha de Marajó**. 1986. Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, [S. l.], 1986.

RINKLEBE, Jörg; FRANKE, Christa; NEUE, Heinz Ulrich. Aggregation of floodplain soils based on classification principles to predict concentrations of nutrients and pollutants. **Geoderma**, [S. l.], v. 141, n. 3–4, p. 210–223, 2007. DOI: 10.1016/J.GEODERMA.2007.06.001.

ROSSETTI, Dilce de Fátima. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. **Journal of South American Earth Sciences**, [S. l.], v. 14, n. 1, p. 77–89, 2001. DOI: 10.1016/S0895-9811(01)00008-6.

ROSSETTI, Dilce de Fátima; GÓES, Ana Maria; DE TOLEDO, Peter Mann. Archaeological mounds in Marajó Island in northern Brazil: A geological perspective integrating remote sensing and sedimentology. **Geoarchaeology**, [S. l.], v. 24, n. 1, p. 22–41, 2009. DOI: 10.1002/GEA.20250.

ROSSETTI, Dilce F. Paleosurfaces from northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. **Sedimentary Geology**, [S. l.], v. 169, n. 3–4, p. 151–174, 2004. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2004.05.003.

ROSSETTI, Dilce F. Tectonic control on the stratigraphic framework of late pleistocene and holocene deposits in marajó island, state of pará, eastern Amazonia. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, [S. l.], v. 82, n. 2, p. 439–449, 2010. DOI: 10.1590/S0001-37652010000200020.

ROSSETTI, Dilce F.; GÓES, Ana M.; VALERIANO, Márcio M.; MIRANDA, Maria Carolina C. Quaternary tectonics in a passive margin: Marajó Island, northern Brazil. **Journal of Quaternary Science**, [S. l.], v. 23, n. 2, p. 121–135, 2008. DOI: 10.1002/jqs.1132.

ROSSETTI, Dilce F.; SOUZA, Lena S. B.; PRADO, Renato; ELIS, Vagner R. Neotectonics in the northern equatorial Brazilian margin. **Journal of South American Earth Sciences**, [S. l.], v. 37, p. 175–190, 2012. DOI: 10.1016/j.jsames.2012.03.004.

ROSSETTI, Dilce F.; VALERIANO, Márcio M. Evolution of the lowest amazon basin modeled from the integration of geological and SRTM topographic data. **Catena**, [S. l.], v. 70, n. 2, p. 253–265, 2007. a. DOI: 10.1016/j.catena.2006.08.009.

ROSSETTI, Dilce F.; VALERIANO, Márcio M. Evolution of the lowest amazon basin modeled from the integration of geological and SRTM topographic data. **Catena**, [S. l.], v. 70, n. 2, p. 253–265, 2007. b. DOI: 10.1016/j.catena.2006.08.009.

RUBY, Christian; GÉHIN, Antoine; ABDELMOULA, Mustapha; GÉNIN, Jean Marie R.; JOLIVET, Jean Pierre. Coprecipitation of Fe(II) and Fe(III) cations in sulphated aqueous medium and formation of hydroxysulphate green rust. **Solid State Sciences**, [S. l.], v. 5, n. 7, p. 1055–1062, 2003. DOI: 10.1016/S1293-2558(03)00121-3.

RUDNICK, Roberta L.; FOUNTAIN, David M. NATURE AND COMPOSITION OF THE CONTINENTAL CRUST: A LOWER CRUSTAL PERSPECTIVE. [S. l.], 1995.

RUGHINI, Agustina A. et al. Arqueología distribucional y biogeografía humana en un paisaje andino-patagónico. **Latin American Antiquity**, [S. l.], v. 31, n. 3, p. 595–614, 2020. DOI: 10.1017/LAQ.2020.22. Disponível em: <https://www.cambridge.org/core/journals/latin-american-antiquity/article/abs/arqueologia-distribucional-y-biogeografia-humana-en-un-paisaje-andinopatagonico/F7A16DA2E76FBF830803550F6D65DD76>. Acesso em: 12 mar. 2022.

RUIZ PESSEDA, Luiz Carlos; RIBEIRO, Adauto de Souza; MARQUES GOUVEIA, Susy Eli; ARAVENA, Ramon; BOULET, Rene; BENDASSOLLI, José Albertino. Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas region, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. **Quaternary Research**, [S. l.], v. 62, n. 2, p. 183–193, 2004. DOI: 10.1016/J.YQRES.2004.06.003.

SAHRAWAT, K. L. **Iron toxicity in wetland rice and the role of other nutrients**. **Journal of Plant Nutrition** Taylor & Francis Group , , 2004. DOI: 10.1081/PLN-200025869. Disponível em: <https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1081/PLN-200025869>. Acesso em: 29 jun. 2021.

SALOMONS, W.; DE ROOIJ, N. M.; KERDIJK, H.; BRIL, J. Sediments as a source for contaminants? **Hydrobiologia**, [S. l.], v. 149, n. 1, p. 13–30, 1987. DOI: 10.1007/BF00048643.

SAUVÉ, Sébastien; NORVELL, Wendell A.; MCBRIDE, Murray; HENDERSHOT, William. Speciation and complexation of cadmium in extracted soil solutions. **Environmental Science and Technology**, [S. l.], v. 34, n. 2, p. 291–296, 2000. DOI:

10.1021/ES990202Z.

SCHAAN, Denise Pahl. Evidência arqueológica e organização social na fase marajoara (400 a 1300 AD). **Estudos Ibero-Americanos**, [S. l.], v. 23, n. 1, p. 97–114, 1997. Disponível em:

<https://revistaseletronicas.pucrs.br/index.php/iberoamericana/article/download/28461/15932>. Acesso em: 12 mar. 2022.

SCHOLLMEYER, Karen Gust; DRIVER, Jonathan C. Settlement Patterns, Source-Sink Dynamics, and Artiodactyl Hunting in the Prehistoric U.S. Southwest. **Journal of Archaeological Method and Theory**, [S. l.], v. 20, n. 3, p. 448–478, 2013. DOI:

10.1007/S10816-012-9160-5/TABLES/2. Disponível em:

<https://link.springer.com/article/10.1007/s10816-012-9160-5>. Acesso em: 12 mar. 2022.

SCHULZ-ZUNKEL, Christiane; RINKLEBE, Jörg; BORK, Hans Rudolf. Trace element release patterns from three floodplain soils under simulated oxidized–reduced cycles.

Ecological Engineering, [S. l.], v. 83, p. 485–495, 2015. DOI:

10.1016/J.ECOLENG.2015.05.028.

SCHWERTMANN, U. Inhibitory Effect of Soil Organic Matter on the Crystallization of Amorphous Ferric Hydroxide. **Nature** 1966 212:5062, [S. l.], v. 212, n. 5062, p. 645–646, 1966. DOI: 10.1038/212645b0. Disponível em:

<https://www.nature.com/articles/212645b0>. Acesso em: 9 apr. 2022.

SCHWERTMANN, U.; FITZPATRICK, R. W. Occurrence Of Lepidocrocite And its Association With Goethite in Natal Soils. **Soil Science Society of America Journal**, [S. l.], v. 41, n. 5, p. 1013–1018, 1977. DOI:

10.2136/sssaj1977.03615995004100050042x.

SELINUS, Olle; ALLOWAY, Brian; CENTENO, José A.; FINKELMAN, Robert B.; FUGE, Ron; LINDH, Ulf; SMEDLEY, Pauline. Essentials of medical geology: Revised edition. **Essentials of Medical Geology: Revised Edition**, [S. l.], p. 1–805, 2013. DOI: 10.1007/978-94-007-4375-5.

DOI: 10.1007/978-94-007-4375-5.

SENEVIRATNE, Sonia I.; CORTI, Thierry; DAVIN, Edouard L.; HIRSCHI, Martin; JAEGER, Eric B.; LEHNER, Irene; ORLOWSKY, Boris; TEULING, Adriaan J.

Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. **Earth-Science Reviews**, [S. l.], v. 99, n. 3–4, p. 125–161, 2010. DOI: 10.1016/J.EARSCIREV.2010.02.004.

SETIA, Raj; SMITH, Pete; MARSCHNER, Petra; GOTTSCHALK, Pia; BALDOCK, Jeff; VERMA, Vipin; SETIA, Deepika; SMITH, Jo. Simulation of salinity effects on past, present, and future soil organic carbon stocks. **Environmental Science and Technology**, [S. l.], v. 46, n. 3, p. 1624–1631, 2012. DOI: 10.1021/ES2027345.

SMITH, Clarisse Beltrão; COHEN, Marcelo Cancela Lisboa; PESSEDA, Luiz Carlos Ruiz; FRANÇA, Marlon Carlos; GUIMARÃES, José Tasso Felix; ROSSETTI, Dilce de Fátima; LARA, Rubén José. Holocene coastal vegetation changes at the mouth of the Amazon River. **Review of Palaeobotany and Palynology**, [S. l.], v. 168, n. 1, p. 21–30, 2011. DOI: 10.1016/j.revpalbo.2011.09.008.

STAFFORD, Aaron; JEYAKUMAR, Paramsothy; HEDLEY, Michael; ANDERSON, Christopher. Influence of Soil Moisture Status on Soil Cadmium Phytoavailability and Accumulation in Plantain (*Plantago lanceolata*). **Soil Systems 2018, Vol. 2, Page 9**, [S. l.], v. 2, n. 1, p. 9, 2018. DOI: 10.3390/SOILS2010009. Disponível em: <https://www.mdpi.com/2571-8789/2/1/9/html>. Acesso em: 5 dec. 2021.

STEINNES, E. Heavy metal contamination of the terrestrial environment from long-range atmospheric transport: Evidence from 35 years of research in Norway. **E3S Web of Conferences**, [S. l.], v. 1, 2013. DOI: 10.1051/E3SCONF/20130135001.

STIRLING, E.; FITZPATRICK, R. W.; MOSLEY, L. M. Drought effects on wet soils in inland wetlands and peatlands. **Earth-Science Reviews**, [S. l.], v. 210, p. 103387, 2020. DOI: 10.1016/J.EARSCIREV.2020.103387.

STUCKI, Joseph W.; KOSTKA, Joel E. Microbial reduction of iron in smectite. **Comptes Rendus Geoscience**, [S. l.], v. 338, n. 6–7, p. 468–475, 2006. DOI: 10.1016/J.CRTE.2006.04.010.

TAHERI, Sima; ASADI, Shahla; NILASHI, Mehrbakhsh; ALI ABUMALLOH, Rabab; GHABBAN, Nawaf M. A.; MOHD YUSUF, Salma Yasmin; SUPRIYANTO, Eko; SAMAD, Sarminah. A literature review on beneficial role of vitamins and trace elements: Evidence from published clinical studies. **Journal of Trace Elements in**

Medicine and Biology, [S. l.], v. 67, p. 126789, 2021. DOI: 10.1016/J.JTEMB.2021.126789.

TAM, N. F. Y.; WONG, Y. S. Mangrove Soils in Removing Pollutants from Municipal Wastewater of Different Salinities. **Journal of Environmental Quality**, [S. l.], v. 28, n. 2, p. 556–564, 1999. DOI: 10.2134/JEQ1999.00472425002800020021X.

TAUNTON, Anne E.; WELCH, Susan A.; BANFIELD, Jillian F. Geomicrobiological controls on light rare earth element, Y and Ba distributions during granite weathering and soil formation. **Journal of Alloys and Compounds**, [S. l.], v. 303–304, p. 30–36, 2000. DOI: 10.1016/S0925-8388(00)00597-1.

TAYLOR, R. M. The Influence of Aluminum on Iron Oxides. Part I. The Influence of Al on Fe Oxide Formation from the Fe(II) System. **Clays and Clay Minerals**, [S. l.], v. 26, n. 6, p. 373–383, 1978. DOI: 10.1346/CCMN.1978.0260601. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1346/CCMN.1978.0260601>. Acesso em: 25 jun. 2021.

TYLER, Germund. Rare earth elements in soil and plant systems - A review. **Plant and Soil** 2004 267:1, [S. l.], v. 267, n. 1, p. 191–206, 2004. DOI: 10.1007/S11104-005-4888-2. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s11104-005-4888-2>. Acesso em: 3 apr. 2022.

ULRICH, Marc; CATHELINEAU, Michel; MUÑOZ, Manuel; BOIRON, Marie Christine; TEITLER, Yoram; KARPOFF, Anne Marie. The relative distribution of critical (Sc, REE) and transition metals (Ni, Co, Cr, Mn, V) in some Ni-laterite deposits of New Caledonia. **Journal of Geochemical Exploration**, [S. l.], v. 197, p. 93–113, 2019. DOI: 10.1016/J.GEXPLO.2018.11.017.

USEPA. Guidance for Evaluating the Oral Bioavailability of Metals in Soils for Use in Human Health Risk Assessment. **Environmental Protection**, OSWER, n. May, p. 7–80, 2007. Disponível em: [https://scholar.google.com/scholar_lookup?title=Guidance for evaluating the oral bioavailability of metals in soils for use in human health risk assessment&publication_year=2007&author=USEPA](https://scholar.google.com/scholar_lookup?title=Guidance+for+evaluating+the+oral+bioavailability+of+metals+in+soils+for+use+in+human+health+risk+assessment&publication_year=2007&author=USEPA). Acesso em: 2 feb. 2022.

VAN DER ZEE, Claar; ROBERTS, Darryl R.; RANCOURT, Denis G.; SLOMP, Caroline P. Nanogoethite is the dominant reactive oxyhydroxide phase in lake and

marine sediments. **Geology**, [S. l.], v. 31, n. 11, p. 993–996, 2003. DOI: 10.1130/G19924.1. Disponível em: <http://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article-pdf/31/11/993/3525992/i0091-7613-31-11-993.pdf>. Acesso em: 9 apr. 2022.

VIEHMANN, Sebastian; BAU, Michael; HOFFMANN, J. Elis; MÜNKER, Carsten. Geochemistry of the Krivoy Rog Banded Iron Formation, Ukraine, and the impact of peak episodes of increased global magmatic activity on the trace element composition of Precambrian seawater. **Precambrian Research**, [S. l.], v. 270, p. 165–180, 2015. DOI: 10.1016/J.PRECAMRES.2015.09.015.

VIEIRA, Ciro Costa; BOTELHO, Nilson Francisquini; GARNIER, Jérémie. Geochemical and mineralogical characteristics of REEY occurrences in the Mocambo Granitic Massif tin-bearing A-type granite, central Brazil, and its potential for ion-adsorption-type REEY mineralization. **Ore Geology Reviews**, [S. l.], v. 105, p. 467–486, 2019. DOI: 10.1016/J.OREGEOREV.2019.01.007.

VOGELSANG, V.; KAISER, K.; WAGNER, F. E.; JAHN, R.; FIEDLER, S. Transformation of clay-sized minerals in soils exposed to prolonged regular alternation of redox conditions. **Geoderma**, [S. l.], v. 278, p. 40–48, 2016. DOI: 10.1016/J.GEODERMA.2016.05.013.

WALTER W. WENZEL, Eva Oburger. **Trace Element Biogeochemistry in the Rhizosphere**. [s.l.] : CRC Press, 2011. DOI: 10.1201/B10796-10/TRACE-ELEMENT-BIOGEOCHEMISTRY-RHIZOSPHERE-WALTER-WENZEL-EVA-OBURGER-MARKUS-PUSCHENREITER-JAKOB-SANTNER.

WANG, Qiuquan; HUANG, Benli; GUAN, Zhenwei; YANG, Limin; LI, Bin. Speciation of rare earth elements in soil by sequential extraction then HPLC coupled with visible and ICP–MS detection. **Fresenius' Journal of Analytical Chemistry** 2001 370:8, [S. l.], v. 370, n. 8, p. 1041–1047, 2001. DOI: 10.1007/S002160100775. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s002160100775>. Acesso em: 4 apr. 2022.

WEINSTEIN, Karen J. Anatomy and Climate-Related Variation in Hominins. **The International Encyclopedia of Anthropology**, [S. l.], p. 1–4, 2018. DOI:

10.1002/9781118924396.WBIEA1743. Disponível em:

<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/9781118924396.wbiea1743>. Acesso em: 12 mar. 2022.

WILSON, Benjamin J. et al. Salinity pulses interact with seasonal dry-down to increase ecosystem carbon loss in marshes of the Florida Everglades. **Ecological Applications**, [S. l.], v. 28, n. 8, p. 2092–2108, 2018. DOI: 10.1002/EAP.1798.

WUANA, Raymond A.; OKIEMEN, Felix E.; MONTUELLE, B.; STEINMAN, A. D. Heavy Metals in Contaminated Soils: A Review of Sources, Chemistry, Risks and Best Available Strategies for Remediation. **International Scholarly Research Network ISRN Ecology**, [S. l.], v. 2011, p. 20, 2011. DOI: 10.5402/2011/402647.

XU, Nian; MORGAN, Bree; RATE, Andrew W. From source to sink: Rare-earth elements trace the legacy of sulfuric dredge spoils on estuarine sediments. **Science of The Total Environment**, [S. l.], v. 637–638, p. 1537–1549, 2018. DOI: 10.1016/J.SCITOTENV.2018.04.398.

YANG, Changliang; LI, Shiyu; LIU, Rengbing; SUN, Peishi; LIU, Kai. Effect of reductive dissolution of iron (hydr)oxides on arsenic behavior in a water–sediment system: First release, then adsorption. **Ecological Engineering**, [S. l.], v. 83, p. 176–183, 2015. DOI: 10.1016/J.ECOLENG.2015.06.018.

YANG, Xiaoxue; LI, Yan; LU, Anhuai; WANG, Haoran; ZHU, Yun; DING, Hongrui; WANG, Xin. Effect of *Bacillus mucilaginosus* D4B1 on the structure and soil-conservation-related properties of montmorillonite. **Applied Clay Science**, [S. l.], v. 119, p. 141–145, 2016. DOI: 10.1016/J.CLAY.2015.08.033.

YIN, Weizhao; HUANG, Lizhi; PEDERSEN, Emil Bjerglund; FRANDSEN, Cathrine; HANSEN, Hans Christian B. Glycine buffered synthesis of layered iron(II)-iron(III) hydroxides (green rusts). **Journal of Colloid and Interface Science**, [S. l.], v. 497, p. 429–438, 2017. DOI: 10.1016/J.JCIS.2016.11.076.

ZHANG, Gengxin; DONG, Hailiang; KIM, Jinwook; EBERL, D. D. Microbial reduction of structural Fe³⁺ in nontronite by a thermophilic bacterium and its role in promoting the smectite to illite reaction. **American Mineralogist**, [S. l.], v. 92, n. 8–9, p. 1411–1419, 2007. DOI: 10.2138/AM.2007.2498. Disponível em:

http://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-pdf/92/8-9/1411/3623563/411_419.pdf. Acesso em: 8 apr. 2022.

ZHANG, Jing; DONG, Hailiang; LIU, Deng; FISCHER, Timothy B.; WANG, Shang; HUANG, Liuqin. Microbial reduction of Fe(III) in illite–smectite minerals by methanogen *Methanosarcina mazei*. **Chemical Geology**, [S. l.], v. 292–293, p. 35–44, 2012. DOI: 10.1016/J.CHEMGEO.2011.11.003.

ZHANG, Na; TONG, Man; YUAN, Songhu. Redox transformation of structural iron in nontronite induced by quinones under anoxic conditions. **Science of The Total Environment**, [S. l.], v. 801, p. 149637, 2021. DOI: 10.1016/J.SCITOTENV.2021.149637.

ZHAO, Jiawen; ZHONG, Pei; LUO, Wuhui; ZHANG, Shuwang; XU, Shuang; YU, Qianqian; QIU, Xinhong. Insight into in-situ chemical oxidation by Fe(II)-containing minerals: The role of inherent Fe(II)-OH in Fe(II)-Al LDHs. **Chemical Engineering Journal**, [S. l.], v. 433, p. 133835, 2022. DOI: 10.1016/J.CEJ.2021.133835.

CAPÍTULO 2

Química, mineralogia e gênese de solos da ilha de Marajó

RESUMO

A Ilha de Marajó, localizada no delta do Rio Amazonas, é parte principal do maior arquipélago flúvio-marinho do mundo. A Ilha de Marajó pode ser subdividida em duas porções principais: as terras altas de melhor drenagem, variando de 10 a 40 m acima do nível do mar, no setor sul e oeste, sob floresta tropical; e as planícies alagadas, que variam de 0 a 9 m acima do nível do mar, sujeitas a inundações anuais, com vegetação campestre, cordões arenosos, savanas e manguezais. Estudar a gênese dos solos ao leste da ilha, com ênfase em sua possível origem policíclica, investigando como regressões e transgressões marinhas, bem como as influências antrópicas pretéritas, afetaram suas propriedades químicas, físicas e mineralógicas. Para tanto, foram selecionados 14 perfis e realizadas caracterizações químicas, físicas, morfológicas e mineralógicas das frações argila, silte e areia. O caráter hipoférrico, e o contexto climático e topográfico atual dos solos em Marajó, impedem a formação e estabilidade de óxidos de ferro de melhor cristalinidade, como hematita e goethita. Os solos formados em áreas de manguezais atuais ou antigos, apresentam lepidocrocita em sua fração argila. A predominância de Mg^{2+} no complexo de troca dos solos das planícies inundáveis revela que o Ca^{2+} foi preferencialmente lixiviado, embora sejam em sua maioria eutróficos. Solos de melhor drenagem (P₇, P₈ e P₁₀) são caracterizados por altos teores de Al^{3+} associados com baixos valores de pH, enquanto nas áreas de drenagem imperfeita, predomina o caráter eutrófico, acúmulo de matéria orgânica e feições redoximórficas. Os solos dos Tabuleiros bem drenados e de planícies inundáveis são cauliníticos, com ocorrência de illita, vermiculita sem e com hidróxi-Al entre camadas na fração argila, o que indica maior grau de alteração pedogenética em relação aos solos das planícies quaternárias mais baixas, menos lixiviadas. A montomorilonita ocorre apenas nos solos das planícies inundáveis e manguezais. Com material basicamente quartzoso, os solos dos cordões arenosos e paleocanais mostram caulinita e gibbsita na fração argila, sugerindo a natureza pré-intemperizada dos solos mais elevados e antigos da parte leste de Marajó.

Palavras-chave: Terras úmidas, Holoceno, Bacia Amazônica, Classificação de Solos, arqueossolos.

Chemistry, mineralogy and genesis of soils at the largest fluvio-marine plain in South America: The Marajo Island.

ABSTRACT

Marajó Island, located in the delta of the Amazon River, is the main part of the largest fluvial-marine archipelago in the world. Marajó Island can be subdivided into two main parts: the better-draining highlands, ranging from 10 to 40 m above sea level, in the southern and western sectors, under tropical forest; and the flooded plains, which range from 0 to 9 m above sea level, subject to annual floods, with grassland vegetation, sandy ridges, savannas, and mangroves. To study the genesis of soils to the east of the island, with emphasis on their possible polycyclic origin, investigating how marine regressions and transgressions, as well as past anthropic influences, affected their chemical, physical and mineralogical properties. For that, 14 profiles were selected and chemical, physical, morphological, and mineralogical characterizations of the clay, silt, and sand fractions were performed. The exposure of concretionary laterite in the eastern part of the island, which occurred during the regressive phase at the end of the Pleistocene, gave rise to the Petric or Haplic Plintosols, on colluvial debris of altered laterite at the bases of the slopes in a semi-hydromorphic environment. The hypoferric character, and the current climatic and topographic context of the soils in Marajó, prevent the formation and stability of iron oxides with better crystallinity, such as hematite and goethite. Soils formed in current or ancient mangrove areas present lepidocrocite in their clay fraction. The predominance of Mg^{2+} in the exchange complex of the floodplain soils reveals that Ca^{2+} was preferentially leached, although they are mostly eutrophic. Soils with better drainage (P_7 , P_8 , and P_{10}) are characterized by high levels of Al^{3+} associated with low pH values, while in areas of imperfect drainage, the eutrophic character, accumulation of organic matter, and redoximorphic features predominate. The soils of the well-drained Tabuleiros and the floodplains are kaolinitic, with the occurrence of illite, and vermiculite without and with Al-hydroxy between layers in the clay fraction, which indicates a greater degree of pedogenetic alteration with the soils of the lower Quaternary plains, less leached. Montmorillonite occurs only in the soils of floodplains and mangroves. With basically quartz material, the soils of sandy ridges and paleochannels show kaolinite and gibbsite in the clay fraction, suggesting the pre-weathered nature of the higher and older soils in the eastern part of Marajó.

Keywords: Wetlands; Holocene; soils; Marajó, Amazon Basin; Soil Classification, Archaeoanthrosols.

1. INTRODUÇÃO

A Ilha de Marajó tem extensão aproximada de 49.000 km² e é banhada pelo rio Amazonas a oeste, Rio Tocantins ao sul e sudeste, e Oceano Atlântico ao norte e nordeste, sendo parte principal do maior arquipélago flúvio-marinho do mundo (FRANCISQUINI et al., 2014). Segundo a classificação de Koppen, o clima é de transição entre Am e Aw, clima de monção e savana, com temperatura média anual variando de 25 a 29 °C, e precipitação média anual entre 2.000 e 4.000 mm, com meses mais chuvosos entre fevereiro e maio (LIMA et al., 2005).

A paisagem da ilha foi particularmente influenciada por mudanças climáticas no Pleistoceno-Holoceno (PESSENDA et al., 2001), eventos neotectônicos (ROSSETTI et al., 2012b; ROSSETTI; VALERIANO, 2007), e variações relativas do nível do mar (Cohen et al., 2005), que transformaram a ilha num complexo cenário pedogeomorfológico (MURRIETA; DUFOUR; SIQUEIRA, 1999). No Pleistoceno Final, atividades neotectônicas levaram ao soerguimento relativo da parte leste de Marajó e a exposição de materiais sedimentares depositados durante a formação da ilha (ROSSETTI et al., 2012b). Esses eventos foram sucedidos, no Holoceno, por mudanças climáticas marcadas por transgressões e regressões marinhas, e deposição de sedimentos de diferentes composições expostos nas áreas de cotas mais baixas recém-formadas (COHEN et al., 2005, 2009; SMITH et al., 2011).

Atualmente, a ilha pode ser subdividida em duas porções principais: as terras altas de melhor drenagem, variando de 10 a 40 m acima do nível do mar, no sul e oeste, sob floresta tropical; e as planícies alagadas, que variam de 0 a 9 m acima do nível do mar, sujeitas a inundações anuais, com vegetação campestre, cordões arenosos, paleocanais, savanas e manguezais (LISBOA, 2012).

Nas planícies inundáveis com influência fluvial ou flúvio-marinha dominantes no setor leste da ilha ocorrem Gleissolos (CORREA; PERES; VIEIRA, 1974), além de Vertissolos e Cambissolos distribuídos pontualmente (CERRI; VOLKOFF, 1988; CORREA; PERES; VIEIRA, 1974; LISBOA, 2012; MURRIETA; DUFOUR; SIQUEIRA, 1999). Nas estreita faixas de terras altas do extremo leste, sobre sedimentos correlatos às Formações Barreiras, laterita e Pós-Barreiras, datados do Mioceno ao Pleistoceno, predominam os Plintossolos e Latossolos (CORREA; PERES; VIEIRA, 1974; RÊGO, 1986; ROSSETTI, 2004).

Nas planícies, em áreas isoladas, ainda se destacam os cordões arenosos, os quais são formados por sedimentos de influência fluvial ou eólica, onde ocorrem Neossolos Quartzarênicos sobre tesos e Espodosolos (TATUMI et al., 2008), além de Cambissolos Flúvicos concordantes com paleocanais (CASTRO; ROSSETTI; RUIZ PESSENDA, 2010; CORREA; PERES; VIEIRA, 1974; ROSSETTI; VALERIANO, 2007). Atualmente, parte significativa da região leste da Ilha de Marajó é sazonalmente inundada por água doce (ROSÁRIO; BEZERRA; VINZÓN, 2009; SANTOS et al., 2008).

A população leste da ilha de Marajó depende tradicionalmente dos serviços ecossistêmicos locais (COHEN et al., 2009; MURRIETA; DUFOUR; SIQUEIRA, 1999). Vivem da caça, pesca, criação de búfalos, gado, cultivo de arroz nos campos inundáveis (CORREA; PERES; VIEIRA, 1974; MURRIETA; DUFOUR; SIQUEIRA, 1999), e agricultura de subsistência nas terras altas florestadas (LISBOA, 2012; MURRIETA; DUFOUR; SIQUEIRA, 1999). Contudo, projeções climáticas para a ilha indicam que a maioria das planícies aluviais podem ser inundadas permanentemente nas próximas décadas (BARROS; ALBERNAZ, 2014).

A ilha de Marajó é reconhecida por seus sítios arqueológicos datados de pelo menos 3.000 anos antes do presente (AP), ocupados por uma sucessão de culturas pré-colombianas (MEGGERS; ROOSEVELT, 1992). Muitos desses sítios concentram-se em montes, também denominados de tesos, que chegam a várias centenas de metros de comprimento com até 12 m de altura, e podem ocorrer dispersos pela ilha.

Embora o material de origem exerça influência direta na formação dos solos, especialmente naqueles das áreas mais altas da paisagem e em cordões arenosos (CORREA; PERES; VIEIRA, 1974; RÊGO, 1986; TATUMI et al., 2008), os processos pedogenéticos em áreas inundáveis são ativados principalmente pelas oscilações sazonais de inundações (GIRARD et al., 2010). As oscilações do lençol freático, com consequentes variações do potencial redox, resultam em mudanças no pH, condutividade elétrica e força iônica da solução, além de influenciar os fenômenos de sorção e dessorção de íons, alterando, portanto, o equilíbrio mineral (VEPRASKAS; POLIZZOTTO; FAULKNER, 2016). Os solos mostram características típicas de hidromorfismo, sendo resultantes de processos que alteram a dinâmica dos elementos ligados a fase sólida e solução do solo (BARKO; GUNNISON; CARPENTER, 1991; VEPRASKAS; POLIZZOTTO; FAULKNER, 2016), e a formação e diferenciação dos

horizontes (BRADLEY; STOLT, 2003; KIRK, 2004). Ambientes de transição entre ecossistemas terrestres e aquáticos são especialmente sensíveis e de grande importância ecológica, pois são drenos de nutrientes e regulam o equilíbrio ecossistêmico (BARBIER, 2011). Entender os impactos dos processos pedogenéticos sobre esses sistemas é de extrema relevância para a compreensão da dinâmica ambiental pretérita e direcionar soluções futuras (WINTER, 2000).

Apesar dos diversos trabalhos desenvolvidos nos espaços naturais da Ilha de Marajó, especialmente aqueles de escopo geológico (COSTA et al., 2002; ISSLER et al., 1974; ROSSETTI, 2001; ROSSETTI et al., 2008, 2012b; ROSSETTI; VALERIANO, 2007) e botânico (BEHLING; COHEN; LARA, 2004; CASTRO; ROSSETTI; RUIZ PESSENDA, 2010; FRANÇA et al., 2012; FRANCISQUINI et al., 2014; SMITH et al., 2012, 2011), as discussões sobre gênese dos solos do maior espaço flúvio-marinho sulamericano ainda são escassas. Nós acreditamos que seus solos guardam notáveis evidências de mudanças climáticas, regressões e transgressões marinhas no Holoceno, além de propriedades influenciadas pelas ocupações antrópicas pré-colombianas.

Portanto, o objetivo desse trabalho foi compreender a pedogênese no setor leste da Ilha de Marajó com ênfase nas propriedades químicas, físicas e mineralógicas dos solos.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1. Seleção e amostragem dos solos

Foram selecionados, descritos e coletados 14 perfis de solos ao leste da Ilha de Marajó de acordo com Santos et al. (2015), os quais foram taxonomicamente classificados segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SANTOS et al., 2018) e Soil Taxonomy (SOIL SURVEY STAFF, 2014) (Figura 1 e Tabela 1).

Os solos foram amostrados num transecto que se estende das terras altas até as planícies inundáveis, contemplando a diversidade dos ambientes (Figura 1): planícies inundáveis com influência flúvio-marinha (P₂, P₁₂) e antigos manguezais com vegetação herbácea e graminóide (P₁, P₄ e P₅); manguezal com vegetação típica de mangue (P₃ e P₁₁); cordões arenosos sob savana (P₆), paleocanais com floresta ombrófila (P₉, P₁₄ e P₁₃); e terras altas sob floresta ombrófila (P₇ e P₁₀) e savana (P₈)

(Figura 1b,c). A coleta foi realizada no mês de novembro, pico da estação seca, e as amostras foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneira com malha de 2 mm para obtenção da fração terra fina seca ao ar (TFSA) usadas nas análises laboratoriais.

Figura 1. Localização dos solos estudados em diferentes ambientes no leste da Ilha de Marajó, Pará, Norte do Brasil (a), perfis coletados (b) e seção topográfica com localização dos perfis coletados em diferentes ambientes (c).

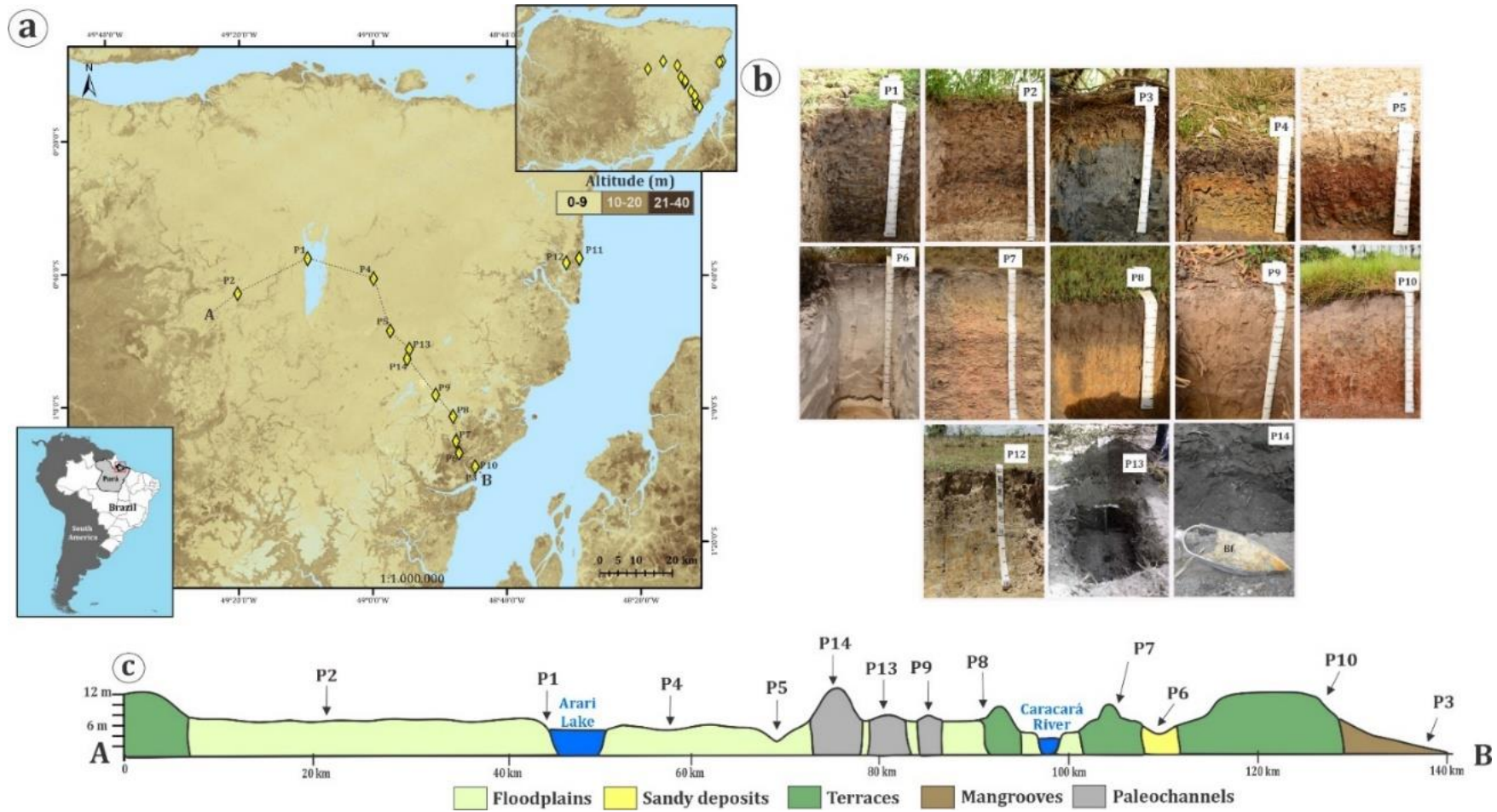


Tabela 1. Classificação taxonômica pela Sistema Brasileiro de Classificação de Solos e Keys to Soil Taxonomy, altitude, material de origem e vegetação dos solos estudados.

Perfil	Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Santos et al., 2018)	US Soil taxonomy (Soil Survey Staff, 2014)	Elevação	Material de origem	Vegetação (RADAM., 1984)	Lat	Long
1	GLEISSOLO HÁPLICO Sódico vertissólico	Sodic Hydraquents	0 m	Sedimentos Holocênicos fluviomarinhos	Formações Pioneiras aluviais	704449	9930742
2	GLEISSOLO HÁPLICO Alumínico neofluvisólico	Fluventic Endoaquepts	6 m	Sedimentos Holocênicos fluviomarinhos	Formações Pioneiras aluviais	685080	9921028
3	GLEISSOLO HÁPLICO Ta distrófico	Typic Hydraquents	0 m	Sedimentos Holocênicos fluviomarinhos	Formações Pioneiras (manguezal)	751144	9872545
4	GLEISSOLO MELÂNICO Ta eutrófico típico	Typic Humaquepts	4 m	Sedimentos Holocênicos fluviomarinhos sediments	Formações Pioneiras aluviais	722707	9925222
5	GLEISSOLO HÁPLICO Ta eutrófico vertissólico	Typic Endoaquepts	1 m	Sedimentos Holocênicos fluviomarinhos	Formações Pioneiras aluviais	727339	9910745
6	ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Hidromórfico espessarênico	Typic Haplorthods	6 m	Sedimentos Holocênicos fluviais e eólicos	Cerrado Strictu-sensu	746404	9876904
7	PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário êndico	Petroferric Hapludox	10 m	Sedimentos Pleistocênicos e Miocênicos.	Floresta Ombrófila Densa	745573	9880188
8	PLINTOSSOLO HÁPLICO Alumínico típico	Typic Plinthaquults	5 m	Sedimentos Holocênicos	Cerrado Strictu-sensu	744693	9887023
9	NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Hidromórfico típico	Typic Udipsamments	10 m	Sedimentos Holocênicos fluviais e eólicos	Floresta Ombrófila Densa	739906	9893001
10	PLINTOSSOLO ARGILÚVICO Alumínico típico	Typic Plinthudults	12 m	Sedimentos Pleistocênicos e Miocênicos.	Floresta Ombrófila Densa	750813	9873123
11	GLEISSOLO SÁLICO Sódico típico	Sodic Hydraquents	1 m	Sedimentos Holocênicos fluviomarinhos	Formações Pioneiras (manguezal)	779614	9931000
12	GLEISSOLO SÁLICO Sódico típico	Sodic Hydraquents	2 m	Sedimentos Holocênicos fluviomarinhos	Formações Pioneiras aluviais	776205	9929863
13	PLINTOSSOLO HÁPLICO Distrófico espesso	Typic Plinthudults	12 m	Sedimentos Holocênicos fluviais e eólicos	Floresta Ombrófila Densa aluvial	733024	9904420
14	PLINTOSSOLO HÁPLICO Alumínico típico	Typic Plinthudults	16 m	Sedimentos Holocênicos fluviais e eólicos	Floresta Ombrófila Densa aluvial	732597	9905518

2.2. Análises físicas, químicas e mineralógicas

As análises granulométricas foram realizadas conforme método da pipeta utilizando a solução de hexametáfosfato de sódio $0,038 \text{ mol L}^{-1}$ e hidróxido de sódio $0,1 \text{ mol L}^{-1}$ como dispersante químico, sendo as frações areia grossa e fina separadas por peneiramento após agitação com dispersante. A argila dispersa em água foi determinada pelo método da pipeta, sem a adição de dispersante. O pH foi determinado em água e em solução com KCl 1 mol L^{-1} (1: 2,5); Na^+ e K^+ determinados por espectrofotometria de absorção atômica e P por colorimetria, após extração com solução Mehlich-1; Ca^{2+} e Mg^{2+} e Al^{3+} trocáveis obtidos por extração com KCl 1 mol L^{-1} e quantificados por espectrofotometria absorção atômica; acidez potencial (H + Al) após extração com acetato de cálcio 1 mol L^{-1} a pH 7.0, seguida de titulação com NaOH $0,06 \text{ mol L}^{-1}$ (EMBRAPA, 2017).

O carbono orgânico do solo (COS) foi determinado usando o método Walkley-Black (EMBRAPA, 2017), e o enxofre extraído com fosfato monocálcico em ácido acético e determinado por espectrometria de emissão óptica de plasma indutivamente acoplado (ICP-OES). A partir dos resultados calcularam-se os valores de capacidade de troca catiônica (CTC), capacidade de troca catiônica corrigida pela fração argila (CTCr), soma de bases (SB), saturação por bases (V), saturação por Al^{3+} (m), saturação por Na^+ (PST), grau de flocculação (GF) e relação silte/argila (EMBRAPA, 2017).

Os teores de Si, Al, Fe, Ti e Mn foram obtidos na TFSA por digestão sulfúrica (H_2SO_4 a 9 mol L^{-1}); o material retido no papel filtro após digestão ácida foi submetido à digestão alcalina com NaOH $7,5 \text{ mol L}^{-1}$ para extração do Si. Os elementos foram determinados por espectrofotometria de absorção atômica e a partir dos resultados foram calculados os índices de intemperismo K_i ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 \times 1,7$) e K_r ($\text{SiO}_2/0,6 / (\text{Al}_2\text{O}_3/1,02) + (\text{Fe}_2\text{O}_3/1,60)$) (EMBRAPA, 2017).

As frações granulométricas da TFSA de horizontes selecionados foram separadas por agitação lenta (16 h), em agitador vertical, utilizando-se solução de hexametáfosfato de sódio $0,038 \text{ mol L}^{-1}$ e hidróxido de sódio $0,1 \text{ mol L}^{-1}$ como dispersante químico. A fração areia foi separada usando peneira de $53 \mu\text{m}$, e as frações silte e argila por sedimentação com base na Lei de Stokes (JACKSON, 1969).

A concentração de oxihidróxidos de Fe foi feita na fração argila, por ataque básico com solução de NaOH a 5 mol L⁻¹ (EMBRAPA, 2017).

A composição mineralógica das frações areia, silte, argila e argila concentrada em oxihidróxidos de Fe, todas montadas em lâminas escavadas (não orientadas - método em pó), foram determinadas por difratometria de raios X (XRD), usando aparelho XRD Rigaku MiniFlex 600C, com radiação CuK α e monocromador de grafite, operado a 40 kV e 15 mA em modo contínuo a 1,2 °2 θ min⁻¹, varrendo entre 4 e 55 °2 θ ao passo de 0,02 °2 θ s⁻¹. A interpretação dos padrões de XRD e identificação mineral foram baseadas no espaçamento interplanar (d_{hkl}) e intensidade dos picos de difração. Amostras de argila orientada, naturalmente desferrificadas, foram submetidas aos pré-tratamentos de saturação catiônica com K⁺ e Mg²⁺, aquecimento e solvatação com etilenoglicol (BRINDLEY; BROWN, 1980; MOORE, D.M., REYNOLDS, 1997).

3. RESULTADOS

3.1 Solos das planícies inundáveis

Nos solos das planícies inundáveis (P₁, P₂, P₄, P₅, P₁₂), a descrição morfológica evidenciou a ocorrência de cores predominantemente acinzentadas e de croma baixo, sendo a presença de mosqueados comum e abundante na maioria deles (Tabela 2, Figura 1b). Os solos são pouco profundos, com estrutura em blocos angulares, subangulares e prismática, sendo comumente grande e média e de desenvolvimento fraco a moderado. Além disso, solos apedais também foram registrados, especialmente em horizontes subsuperficiais. Nesses solos, os teores de areia grossa variaram entre 0 (P₁^{Ap}) e 20 g kg⁻¹ (P₂^{2Cg2}), areia fina entre 0 (P₁^{Cg2}) e 80 g kg⁻¹ (P₁₂^{Cg3}), silte entre 240 (P₅^{Cg3}) e 730 g kg⁻¹ (P₂^{2Cg2}), e argila entre 230 (P₂^{2Cg2}) e 750 g kg⁻¹ (P₅^{Cg3}) (Tabela 2), relação silte/argila de 0,32 (P₅^{Cg3}) a 3,17 (P₂^{2Cg2}), e grau de flocculação de 20 (P₁^{Cg2}) a 91% (P₄^A).

Tabela 2. Atributos morfológicos e físicos dos solos estudados.

Hor.	Prof. Cm	Cor Úmida	Mosqueado	Estrutura	Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila	Argila		Silte/ Argila
									Dispersa em H ₂ O	Grau de floculação	
g kg ⁻¹											
%											
P1- GLEISSOLO HÁPLICO Sódico vertissólico											
Ap	0-10	10YR 3/1	10YR 4/6	SBK - PR 1- 1 M- CO	0	20	380	600	210	65	0,63
CgA	10-20	10YR 4/1	2YR 4/6	MA	0	30	450	520	340	35	0,86
Cg1	20-48	10YR 5/1	10YR	MA	0	10	350	640	430	33	0,54
Cg2	48-95	10YR 5/1	10YR	MA	0	0	410	590	470	20	0,69
P2- GLEISSOLO HÁPLICO Aluminico neofluvisólico											
A	0-9	7,5YR 4/2	7,5 YR 4/4	SBK 1 M- CO	0	10	590	410	320	22	1,43
Cg1	9-47	7,5YR 4/2	5 YR 4/4	SBK 2 M- CO	0	20	620	370	110	70	1,65
Cg2	47-75	7,5YR 4/2	7,5 YR5/8	SBK 1- 1 CO -M	0	30	670	300	130	57	2,23
2Ag	75-102	10YR 3/1	7,5 YR 4/6	SBK 1 M- CO	10	20	630	340	100	71	1,85
2Cg1	102-132	10,5YR 6/2	2,5 YR 4/4	MA	0	20	580	400	150	63	1,45
2Cg2	132-160	10YR 7/2	2,5 YR 4/6	MA	20	20	730	230	90	61	3,17
P3- GLEISSOLO HÁPLICO Ta distrófico											
Ag	0-17	10YR 4/3	-	MA	10	130	460	410	310	25	1,12
CgA	17-30	2,5YR 5/2	7,5 YR 6/8	MA	10	50	460	480	380	20	0,95
Cg	30-120	5YR 4/1	-	MA	10	180	440	380	340	11	1,15
P4- GLEISSOLO MELÂNICO Ta eutrófico típico											
A	0-18	7,5YR 2,5/1	-	SBK 1 F -M	10	30	540	430	40	91	1,25
ACg	18-24	7,5YR 4/1	7,5 YR 5/8	SBK 1 M- CO	0	30	590	380	150	61	1,55
Cg1	24-43	7,5YR 5/1	7,5 YR 5/8	MA	10	10	410	580	320	45	0,70
Cg2	43-70+	7,5YR 6/1	7,5 YR 5/8	MA	10	10	350	630	450	29	0,55
P5- GLEISSOLO HÁPLICO Ta eutrófico vertissólico											
Cg1	0-19	7,5YR 5/2	5,5 YR 5/8	MA	10	0	290	700	430	39	0,41
Cg2	19-48	2,5YR 5/1	2,5 YR 4/4	ABK 1 F -M	0	0	340	660	360	45	0,51
Cg3	48-70+	7,5YR 4/1	7,5 YR 4/6	MA	10	10	240	750	290	61	0,32
P6- ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Hidromórfico espessarênico											
A	0-24	10YR 3/1	-	SGR	640	310	40	10	10	0	4
E1	24-70	10YR 6/2	-	SGR	660	280	50	10	10	0	5
E2	70-170	10YR 7/1	-	SGR	620	310	80	0	0	0	0
Bh	170-210	7,5YR 3/2	-	MA	560	290	80	80	20	75	1
P7- PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário êndico											
A	0-26	10YR 4/1	-	SBK 1 F -M	270	210	320	200	50	75	1,6
Bfc	26-42	10YR 6/4	10 YR 6/8	SBK 1 F -M	210	150	280	370	80	78	0,75
F	42-200+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P8- PLINTOSSOLO HÁPLICO Aluminico típico											
A	0-26	5YR 2,5/1	-	ABK 2 F -M	20	160	450	380	80	79	1,18
BfA	26-50	7,5YR 7/1	5 YR 5/8	ABK 2 F -M	50	100	300	550	140	75	0,54
Bf	50-75+	5YR 7/1	5 YR 5/8	ABK 1 F -M	30	80	270	620	20	97	0,43
P9- NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Hidromórfico típico											
Au	0-21	2,5YR 5/2	-	SBK 1 F -M	0	910	20	60	10	83	0,33
CA	21-65	2,5YR 5/4	-	SGR	0	850	60	80	10	88	0,75
C	65-100+	2,5YR 7/6	-	SGR	0	870	40	80	10	88	0,5
P10- PLINTOSSOLO ARGILÚVICO Aluminico típico											
Ap	0-19	5YR 4/1	-	SBK - SGR 2 F -M	40	340	460	170	20	88	2,7
AB	19-29	5YR 6/1	2,5 Y 4/6	ABK - SBK 1 F -M	30	300	500	160	20	88	3,12
Btf	29-50	7,5YR 5/2	5YR 4/6	ABK 1 F -M	30	250	460	270	60	78	1,70
Bf	50-120+	7,5YR 5/2	10 R 5/6	ABK 2 F -M	20	140	340	510	120	76	0,66

Tabela 2. Continuação...

Hor.	Prof.	Cor	Mosqueado	Estrutura	Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila		Silte/Argila	
								Dispersa em H ₂ O	Grau de floculação		
Cm		Úmida									
								g kg ⁻¹		%	
P11- GLEISSOLO SÁLICO Sódico típico											
Ao	0-15	7.5YR 3/2	-	MA	0	70	480	450	120	73	1,07
Cg2	40-60	10YR 3/3	-	MA	0	150	550	300	90	70	1,83
P12- GLEISSOLO SÁLICO Sódico típico											
A	0-15	7,5YR 4/2	-	SBK 1 M	0	50	600	350	140	60	1,71
Cg2	40-60	7,5YR 4/2	7,5 YR5/8	SBK 1 M	0	60	630	310	140	55	2,03
Cg3	60-100	7,5YR 4/2	7,5 YR5/8	SBK 1-2 M	10	80	610	300	160	47	2,03
P13- PLINTOSSOLO HÁPLICO Distrófico espesso											
Ag	0-20	2,5YR 4/6	-	SBK 1 F	40	650	110	200	30	85	0,55
Bg	40-60	2,5YR 7/5	-	SBK 1 F-M	40	550	200	210	100	52	0,95
Bf	100-120	10YR 7/2	5 YR 5/8	SBK 1-2 M	40	540	170	250	100	60	0,68
P14- PLINTOSSOLO HÁPLICO Alumínico típico											
A	0-20	2,5YR 4/6	-	SBK 1 F	100	610	190	100	30	70	1,90
Bg	20-40	2,5YR 7/5	-	SBK 1 M	110	530	200	160	100	38	1,25
Bf	80-100	10YR 7/2	5 YR 5/8	SBK 1-2 M	100	470	180	250	50	80	0,72

Soil Structure: Tipo: PR = Prismática; Gr = Granular; ABK = Bloco Angular; SBK = Bloco Subangular; SGR = Grão Simples; MA = Maciça. Grau: 1 = Fraco; 2 = Moderado; 3 = Forte. Tamanho: VF = Muito pequeno; F = Pequeno; M = Médio; CO = Grande; VC = Muito Grande.

Os valores de pH_{H2O} foram, em geral muito baixos nos horizontes superficiais, variando de 4,00 (P₄^A) a 4,7 (P₅^{Cg1}); nos horizontes subsuperficiais variaram de 3,63 (P₁₂^{Cg3}) a 6,3 (P₄^{Cg2}) (Tabela 3). Todos os solos apresentaram ΔpH (pH_{H2O} - pH_{KCl}) negativo, indicando predominância de cargas negativas no complexo sortivo. A CTC (< 32,24 cmol_c/kg) foi alta e a CTC_r foi maior que 27 cmol_c/kg de argila na maioria dos solos. O P disponível variou de 0,3 (P₁₂^{Cg2}) a 70,7 mg kg⁻¹(P₁^{Cg2}); os valores de S foram médios e altos, variando de 5,2 (P₄^A) a 465 mg kg⁻¹(P₁^{Cg2}); o P-Rem variou de 7,7 (P₄^A) a 41,8 (P₁₁^{Cg2}).

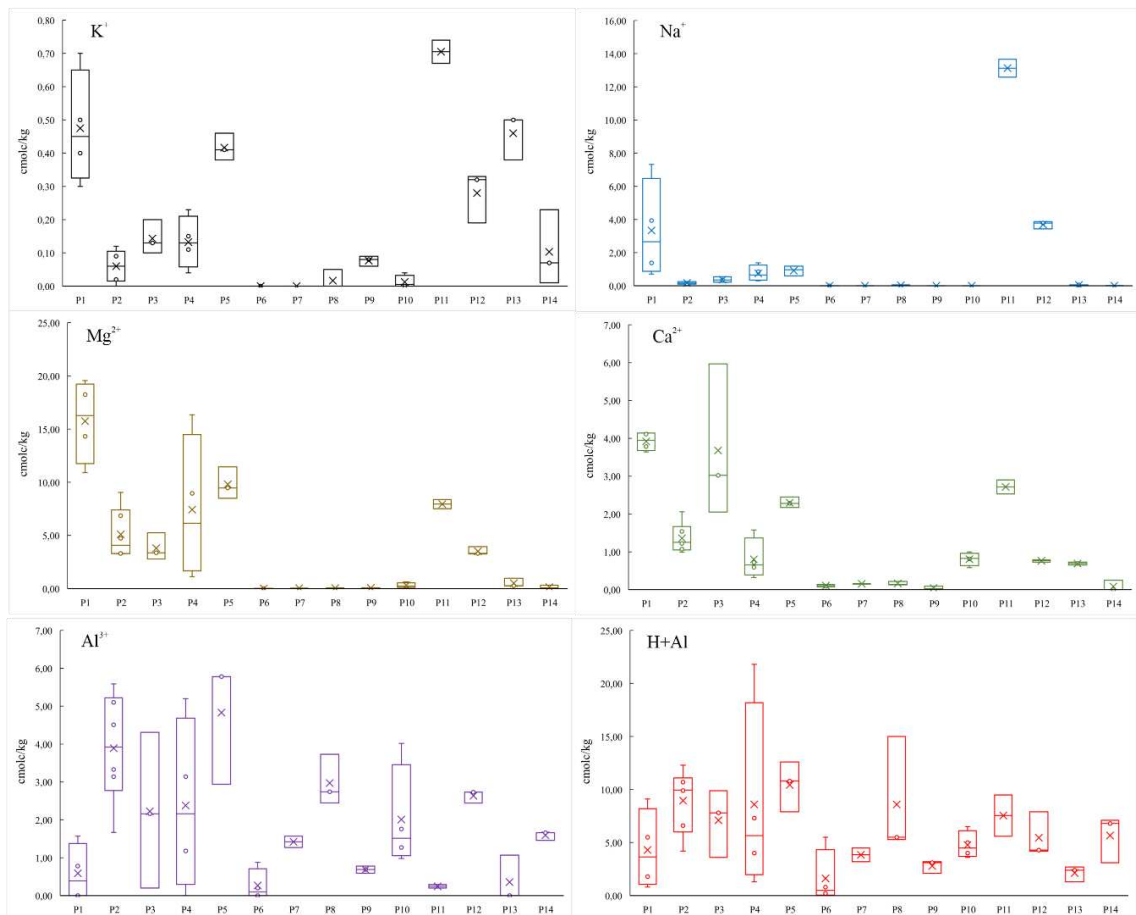
O COS variou de 0,1 - 84,2 g kg⁻¹. Em todos os solos, os teores de Ca²⁺ foram inferiores aos de Mg²⁺, sendo o Ca²⁺ menor que 4,2 cmol_c/kg e Mg²⁺ menor que 19,6 cmol_c/kg. Os teores de Na⁺ (< 7,32 cmol_c/kg) foram maiores no solo localizado mais ao norte da ilha (P₁₂^{A0}), e apenas o P₁ e P₁₂ mostraram horizontes com PST > 20 % (Figura 2). Os valores de Al³⁺ variaram de 0 (P₁^{Cg1}) a 5,78 cmol_c/kg (P₅^{Cg2}), e acidez potencial (H+Al) de 0,8 (P₁^{Cg2}) a 21 cmol_c/kg (P₄^A), sendo ambas maiores nos horizontes superficiais dos solos (Figura 2).

Tabela 3. Atributos químicos dos solos estudados.

Horiz	H ₂ O pH	KCl	P mg kg ⁻¹	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H+Al	SB	CTC	CTCr ⁺	V %	PST	m	COS g kg ⁻¹	P Rem mg/L	S mg kg ⁻¹
P1- GLEISSOLO HÁPLICO Sódico vertissólico																		
A	4,6	3,74	11	0,7	0,70	3,78	10,9	1,57	9,1	16,1	25,2	42	63,9	2,77	8,9	26,0	16,4	43,7
CgA	4,8	3,79	8,5	0,5	1,38	3,64	14,32	0,78	5,5	19,88	25,38	48,8	78,3	5,42	3,8	10,7	22,1	102,9
Cg1	5,7	4,6	24,4	0,3	3,93	4,15	18,24	0	1,8	26,63	28,43	44,42	93,7	13,81	0	1,5	32,6	194,6
Cg2	6,2	5,35	70,7	0,4	7,32	4,11	19,56	0	0,8	31,44	32,24	54,6	97,5	22,71	0	2,3	34,3	465
P2- GLEISSOLO HÁPLICO Alumínico neofluvisólico																		
A	4,4	3,64	13	0,12	0,11	1,28	3,43	5,1	12,3	4,94	17,24	42,04	28,7	0,63	50,8	24,5	13,1	11,9
Cg1	4,6	3,67	10,2	0,09	0,08	1,07	3,27	5,59	10,7	4,52	15,22	41,13	29,7	0,54	55,3	12,3	13,2	10,6
Cg2	4,6	3,72	6,1	0,03	0,13	0,99	3,31	4,51	10	4,45	14,45	48,16	30,8	0,87	50,3	13,0	16,7	31,3
2Ag	4,7	3,7	3,3	0,02	0,19	1,22	4,73	3,33	9,9	6,16	16,06	47,23	38,4	1,17	35,1	15,3	20,5	29,3
2Cg1	4,6	3,56	1,9	0,1	0,26	2,06	9,05	3,14	6,6	11,48	18,08	45,2	63,5	1,43	21,5	6,9	23,1	57
2Cg2	4,5	3,54	1,4	0	0,25	1,54	6,86	1,67	4,2	8,74	12,94	56,26	67,5	1,92	16	1,5	29,2	64,5
P3- GLEISSOLO HÁPLICO Ta distrófico																		
Ag	5,7	4,6	6,8	0,2	0,22	5,97	5,25	0,2	3,6	11,43	11,63	28,36	76	1,46	1,7	25,4	26,4	6,8
CgA	4,33	3,45	4,2	0,13	0,54	3,02	3,38	2,16	7,8	6,54	8,7	18,12	45,6	3,76	24,8	33,2	17,5	151,7
Cg	3,86	3,09	8,4	0,1	0,35	2,05	2,78	4,31	9,9	4,93	9,24	24,31	33,2	2,36	46,6	19,5	9,4	197,3
P4- GLEISSOLO MELÂNICO Ta eutrófico típico																		
A	4	3,75	2,5	0,15	0,30	0,59	1,13	5,2	21,8	2,17	23,97	55,74	9,1	1,26	70,6	84,2	7,7	5,2
ACg	5,7	3,97	1,1	0,04	0,45	0,32	3,34	3,14	7,3	4,15	11,45	30,13	36,2	3,94	43,1	9,2	16,7	5,5
Cg1	5,5	4,16	1	0,11	0,85	0,72	8,96	1,18	4	10,64	14,64	25,24	72,7	5,78	10	3,8	9,9	29,4
Cg2	6,3	4,98	0,9	0,23	1,38	1,58	16,34	0	1,3	19,52	20,82	33,04	93,8	6,61	0	1,5	18,4	36,1
P5- GLEISSOLO HÁPLICO Ta eutrófico vertissólico																		
Cg1	4,7	3,67	11,1	0,46	0,60	2,45	11,46	2,94	7,9	14,97	22,87	32,67	65,5	2,63	16,4	12,3	15,2	7,1
Cg2	4,3	3,48	13,8	0,38	0,97	2,17	8,5	5,78	12,6	12,02	24,62	37,30	48,8	3,95	32,5	6,9	12,5	56,3
Cg3	4,4	3,44	12,9	0,41	1,18	2,28	9,47	5,78	10,8	13,35	24,15	32,2	55,3	4,90	30,2	6,1	12,8	63,3
P6- ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Hidromórfico espessarênico																		
A	5,1	3,5	1,6	0	0	0,14	0,04	0,2	0,8	0,18	0,98	98	18,4	0	52,6	2,3	52,1	2,1
E1	6,0	4,6	0,3	0	0	0,09	0,01	0	0	0,1	0,1	10	100	0	0	0,7	52,2	19,5
E2	6,1	4,9	0,1	0	0	0,07	0,01	0	0,2	0,08	0,28	0	28,6	0	0	0,7	50,5	1,6
Bh	4,9	4,1	30,7	0	0	0,12	0,01	0,88	5,5	0,13	5,63	70,37	2,3	0	87,1	4,7	27,7	46,2
P7- PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário êndico																		
A	4,9	4,1	0,1	0	0,0	0,16	0,04	1,27	4,5	0,2	4,7	23,5	4,3	0,22	86,4	7,8	17,9	28,5
BfC	5,1	4,0	0,1	0	0,0	0,15	0,05	1,57	3,2	0,2	3,4	9,18	5,9	0,05	88,7	2,3	12,6	26,5
P8- PLINTOSSOLO HÁPLICO Alumínico típico																		
A	4,8	3,9	1,6	0,05	0,06	0,22	0,08	2,45	15	0,35	15,35	40,39	2,3	0,40	87,5	78,1	10,8	1,2
BA	5,0	3,9	0,5	0	0,02	0,14	0,03	2,74	5,5	0,17	5,67	10,30	3	0,33	94,2	4,7	14,2	4,3
Bf	5,1	3,8	0,6	0	0,01	0,13	0,05	3,73	5,3	0,18	5,48	8,83	3,3	0,19	95,4	0,8	10,1	4,3
P9- NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Hidromórfico típico																		
Au	5,24	4,17	244,7	0,08	0,00	0,09	0,08	0,78	3,2	0,25	3,45	43,12	7,2	0,00	75,7	5,3	38,9	33,8
CA	4,92	4,14	228	0,09	0,00	0,01	0,05	0,59	3,1	0,15	3,25	40,62	4,6	0,00	79,7	3,8	41,5	31,9
C	5,12	4,16	116,8	0,06	0,00	0,03	0,09	0,69	2,1	0,18	2,28	28,5	7,9	0,00	79,3	1,5	45,3	24,4
P10- PLINTOSSOLO ARGILÚVICO Alumínico típico																		
Ap	4,8	3,8	2,8	0,04	0,00	0,84	0,26	0,98	5	1,14	6,14	36,11	18,6	0,03	46,2	22,7	32,8	16
AB	4,9	3,8	0,7	0,01	0,00	0,58	0,07	1,27	3,6	0,66	4,26	26,62	15,5	0,00	65,8	7,8	33	14,2
Btf	4,9	3,7	0,2	0,00	0,00	1	0,25	1,76	4	1,25	5,25	19,4	23,8	0,00	58,5	3,9	25,6	10,9
Bf	4,7	3,7	0,1	0,00	0,00	0,81	0,64	4,02	6,5	1,45	7,95	15,58	18,2	0,00	73,5	2,3	11,7	20,7

Tabela 3. Continuação...

	H ₂ O	KCl	P	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H+Al	SB	CTC	CTCr ⁺	V	PST	m	OC	P Rem	S
Horizon	pH	mg kg ⁻¹		cmolc/kg									%		g kg ⁻¹	mg/L	mg kg ⁻¹	
P11- GLEISSOLO SÁLICO Sódico típico																		
Ao	4,37	3,95	13,8	0,74	13,67	2,9	8,38	0,2	9,5	25,7	35,19	78,20	73	38,85	0,8	78,08	40,6	394,8
Cg2	3,99	3,67	13,7	0,67	12,58	2,53	7,52	0,29	5,6	23,3	28,9	96,33	80,6	43,53	1,2	39,07	41,8	434,6
P12- GLEISSOLO SÁLICO Sódico típico																		
A	4,06	3,2	0,9	0,19	3,87	0,79	3,95	2,73	7,9	8,8	16,7	47,71	52,7	23,17	23,7	21,86	21,7	84,9
Cg2	3,66	3,02	0,3	0,33	3,78	0,77	3,32	2,44	4,2	8,21	12,41	40,03	66,2	30,48	22,9	6,52	31,3	74,2
Cg3	3,63	3	0,6	0,32	3,43	0,73	3,26	2,73	4,3	7,75	12,05	40,17	64,3	28,49	26	0,1	31,4	66,5
P13- PLINTOSSOLO HÁPLICO Distrófico espesso																		
Ag	5,22	4,08	103,7	0,50	0,06	0,69	0,27	0	1,3	1,52	2,82	14,10	53,9	2,05	0	9,30	53,2	6,8
Bg	5,35	3,86	101,7	0,50	0,05	0,73	0,28	0	2,4	1,56	3,96	18,86	39,4	1,24	0	1,57	44,4	7,9
Bf	5,09	3,54	82,2	0,38	0,03	0,65	0,99	1,07	2,7	2,05	4,75	19,00	43,2	0,67	34,3	0,1	38,4	10,9
P14- PLINTOSSOLO HÁPLICO Alumínico típico																		
A	4,37	3,84	106,3	0,23	0,01	0,25	0,34	1,46	7,1	0,82	7,92	11,31	10,4	0,07	64	17,21	35,7	36,5
Bg	4,59	3,69	100,9	0,07	0,00	0	0,08	1,66	6,8	0,15	6,95	43,44	2,2	0	91,7	5,87	19,6	47,3
Btf	4,37	3,69	54,8	0,01	0,00	0	0,02	1,66	3,1	0,03	3,13	12,52	1	0	98,2	0,1	29,2	28,9

Figura 2. Boxplot mostrando os teores de K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Al³⁺ e H+Al nos solos estudados.

Os teores de SiO₂ variaram de 114,0 (P₁₂^{Cg3}) a 520,2 g kg⁻¹ (P₁^A), os quais são superiores aos de Al₂O₃ exceto nos horizontes Cg1 (P₅) e Cg3 (P₁₂), resultando em índices Ki > 2,2 (Tabela 4). O índice Ki variou de 1,44 (P₁₂^A) a 2,71 (P₁^{Cg1}). Os teores de Fe₂O₃ variaram de 3,2 (P₁₂^A) a 69,2 g kg⁻¹ (P₄^{Cg1}), MnO de 0 (P₁₂^A) a 0,7 g kg⁻¹ (P₄^{Cg2}) e TiO₂ de 0,4 (P₁₂^A) a 16,9 g kg⁻¹ (P₅^{Cg3}).

Tabela 4. Teores de SiO₂, Fe₂O₃, Al₂O₃, TiO₂ e MnO obtidos da TFSA por ataque sulfúrico, e Ki e Kr em horizontes selecionados.

Horizon	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	Ki*	Kr**
	g kg ⁻¹						
1							
P1- GLEISSOLO HÁPLICO Sódico vertissólico							
A	520,2	42,6	332,7	13,1	0,3	2,66	2,46
Cg1	516,5	47,7	323,8	12,6	0,6	2,71	2,48
Cg2	464,2	50,5	352,9	14,7	0,3	2,24	2,05
P2- GLEISSOLO HÁPLICO Alumínico neofluvissólico							
A	225,7	26,9	209,5	8,8	0,2	1,83	1,69
2Ag	251,2	17,5	173,9	9,8	0,1	2,46	2,31
2Cg2	207,6	29,8	161,6	8,7	0,1	2,18	1,95
P3- GLEISSOLO HÁPLICO Ta distrófico							
Ag	376,0	21,7	302,6	14,5	0,3	2,11	2,02
Cg	386,5	46,3	291,4	12,3	0,5	2,26	2,05
P4- GLEISSOLO MELÂNICO Ta eutrófico típico							
A	182,8	70,5	169,2	6,9	0,1	1,84	1,79
Cg1	314,9	69,2	276,8	11,7	0,1	1,93	1,67
Cg2	374,8	63,0	335,7	14,4	0,7	1,90	1,70
P5- GLEISSOLO HÁPLICO Ta eutrófico vertissólico							
Cg1	323,8	40,2	347,1	14,3	0,2	1,59	1,48
Cg2	515,3	53,1	313,8	16,3	0,2	2,79	2,52
Cg3	460,7	45,9	330,8	16,9	0,2	2,37	2,18
P7- PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário êndico							
A	129,4	7,1	113,4	13,7	0,1	1,94	1,87
Bfc	258,3	15,6	223,2	19,1	0	1,97	1,88
F	254,9	304,2	326,5	24,7	0	1,33	0,83
P8- PLINTOSSOLO HÁPLICO Alumínico típico							
A	171,7	6,3	170,1	18	0	1,72	1,68
Bf	551,3	35,5	414,9	32,2	0,1	2,26	2,14
P10- PLINTOSSOLO ARGILÚVICO Alumínico típico							
Ap	79,0	4,8	57,1	10,5	0,1	2,35	2,23
Btf	180,8	15,2	126,8	12,3	0	2,42	2,25
Bf	364,0	25,9	265,5	17,7	0	2,33	2,19

Tabela 4. Continuação...

Horizon	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	Ki*	Kr**
	g kg ⁻¹						
	1						
	P11- GLEISSOLO SÁLICO Sódico típico						
Ao	200,2	18,7	148,9	1,3	0,01	2,29	3,46
Cg2	176,8	15,2	134,2	1,6	0,01	2,24	3,19
	P12- GLEISSOLO SÁLICO Sódico típico						
A	213,1	3,2	252	0,4	0	1,44	1,64
Cg3	114,0	9,9	114,4	1,1	0	1,69	2,31
	P13- PLINTOSSOLO HÁPLICO Distróficos espessos						
Ag	129,2	14,6	125,7	1,1	0	1,75	2,66
Bg	243,5	34,3	177,3	1,8	0,01	2,33	4,48
Bf	190,1	32,8	137,4	1,8	0,01	2,35	4,40
	P14- PLINTOSSOLO HÁPLICO Alumínicos típicos						
A	337,1	2,2	36,7	0,3	0	1,56	1,70
Bg	756,2	5,4	88,8	0,8	0	1,45	1,78
Btf	119,8	18	130,8	1,1	0	1,56	2,68

* SiO₂/Al₂O₃ x 1,7**(SiO₂/0,6) / (Al₂O₃/1,02) + (Fe₂O₃/1,60)

A fração argila dos solos das planícies inundáveis é composta pela associação de caulinita, illita, montmorilonita, vermiculita e vermiculita com hidróxi-Al entre camadas (VHE) (Figura 3, 4 e 5). A intensidade dos picos dos padrões de XRD após saturação com Mg-etilenoglicol, sugere que a mineralogia 2:1 foi dominada por montmorilonita nos solos P₁, P₂, P₅ e P₁₂ e por vermiculita e VHE em P₄ (Figura 5). Também foi identificada lepidocrocita no P₁, P₄, P₅ e P₁₂, além de halita no P₁, P₂ e P₁₂. Não foram evidenciados picos indicativos de oxihidróxidos de Fe na fração argila concentrada. Os solos das planícies inundáveis (P₁, P₂, P₄, P₅ e P₁₂) mostraram predomínio de quartzo e quantidades ínfimas de feldspato, mica e caulinita, evidenciadas pela pequena amplitude dos seus respectivos picos na fração silte (Figura 6 e 7). Na fração areia predomina o quartzo e pequenas quantidades de muscovita e feldspato (Figura 8 e 9).

Figura 3. Padrões de difração de raios X de argila natural em horizontes selecionados. Mt= Montmorilonita, Vm= Vermiculita, HIV= Vermiculita com hidróxi-Al entre camadas, Il= illita, Ka= caulinita, Lp= lepidocrocita, Qz= quartzo, Ha= halita, Gb= gibbsita.

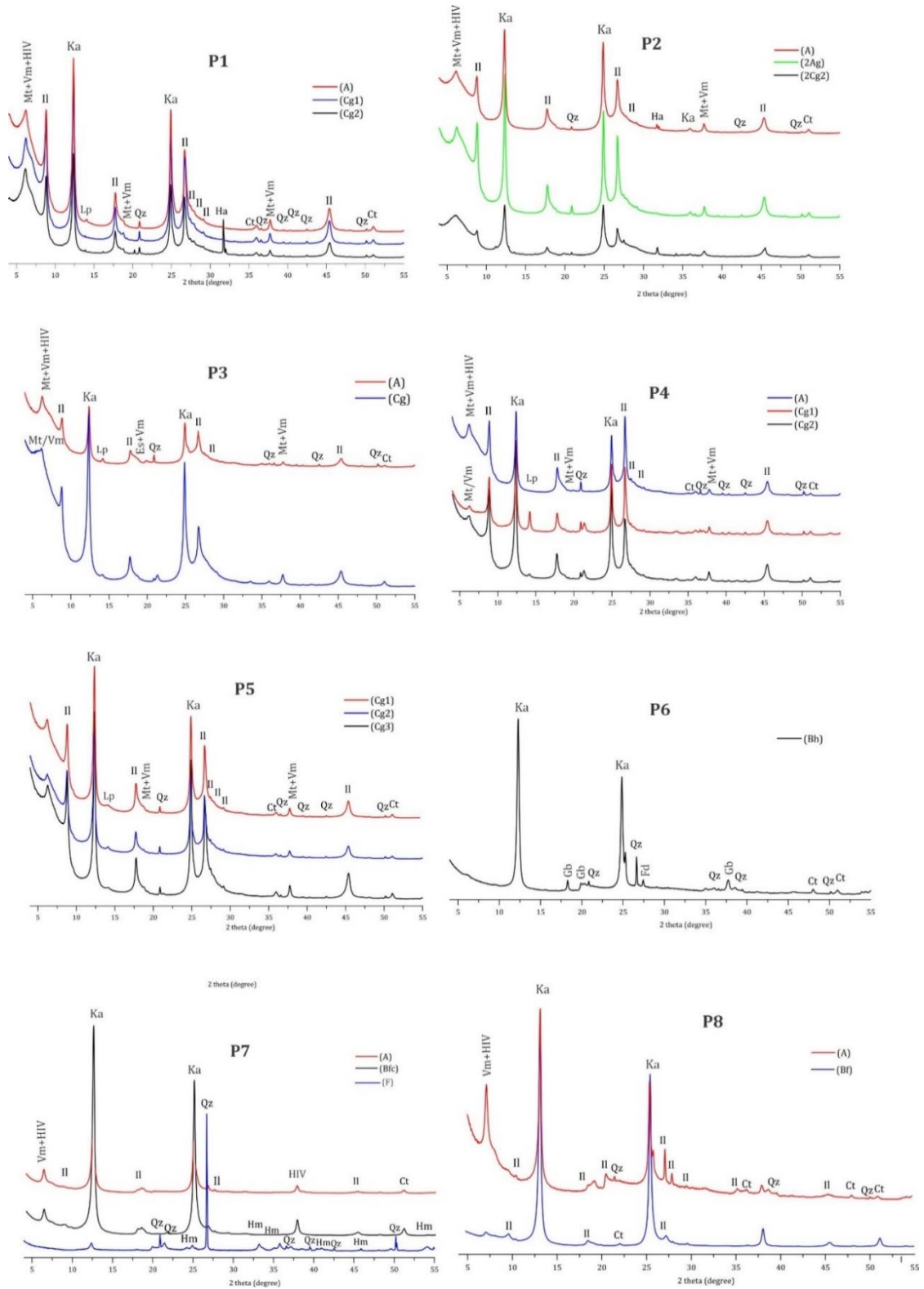


Figura 4. Padrões de difração de raios X de argila natural em horizontes selecionados. Mt= Montmorilonita, Vm= Vermiculita, HIV= Vermiculita com hidróxi-Al entre camadas, Il= ilita, Ka= caulinita, Lp= lepidocrocita, Qz= quartzo, Ha= halita, Gb= gibbsita.

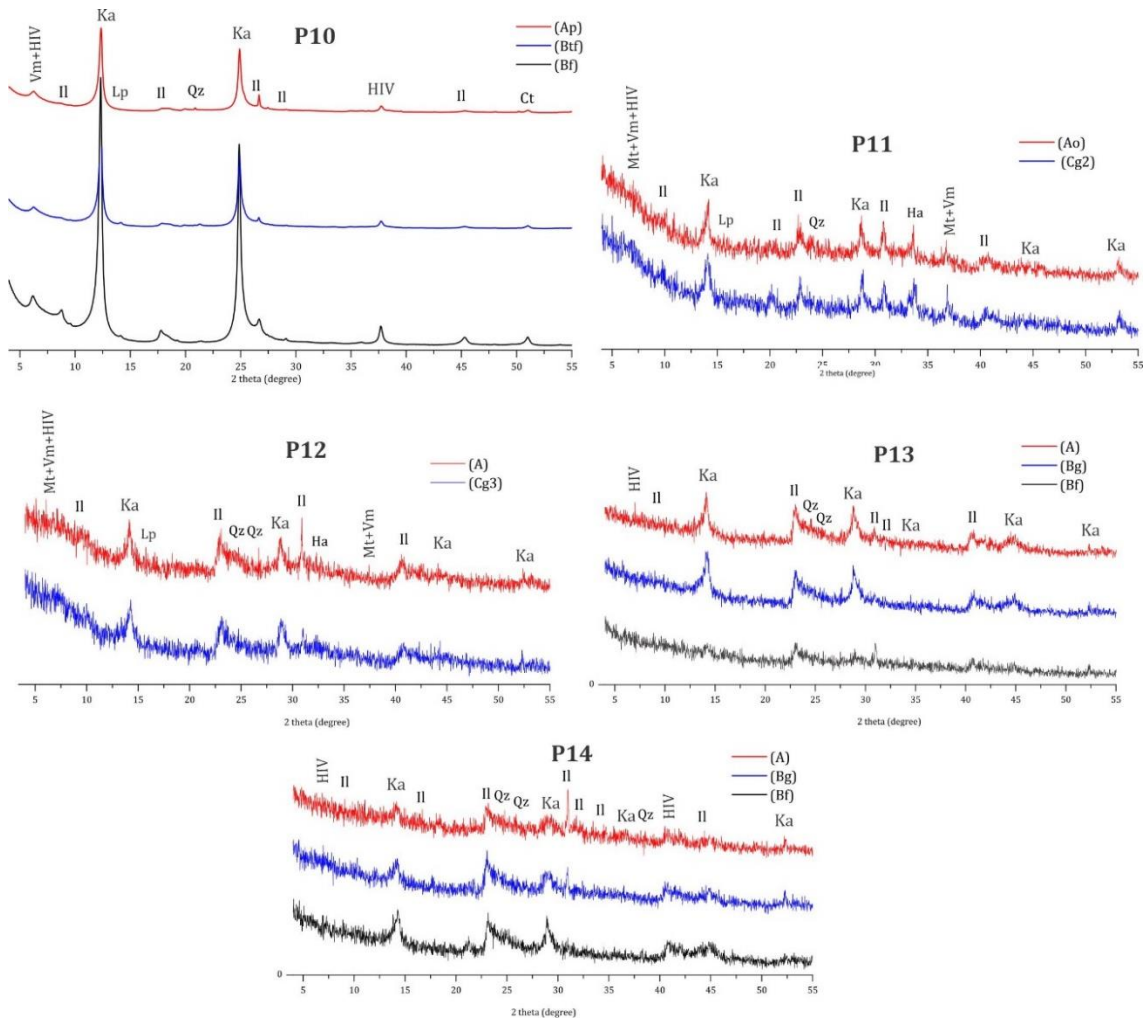


Figura 5. Padrões de difração de raios X de argila natural em horizontes selecionados, tratados com Mg, Mg etilenoglicol, K 25°, K 350° e K 550°. Mt= Montmorilonita, Vm= Vermiculita, HIV= Vermiculita com Hidrox entrecamadas, Il= illita, Ka= caulinita.

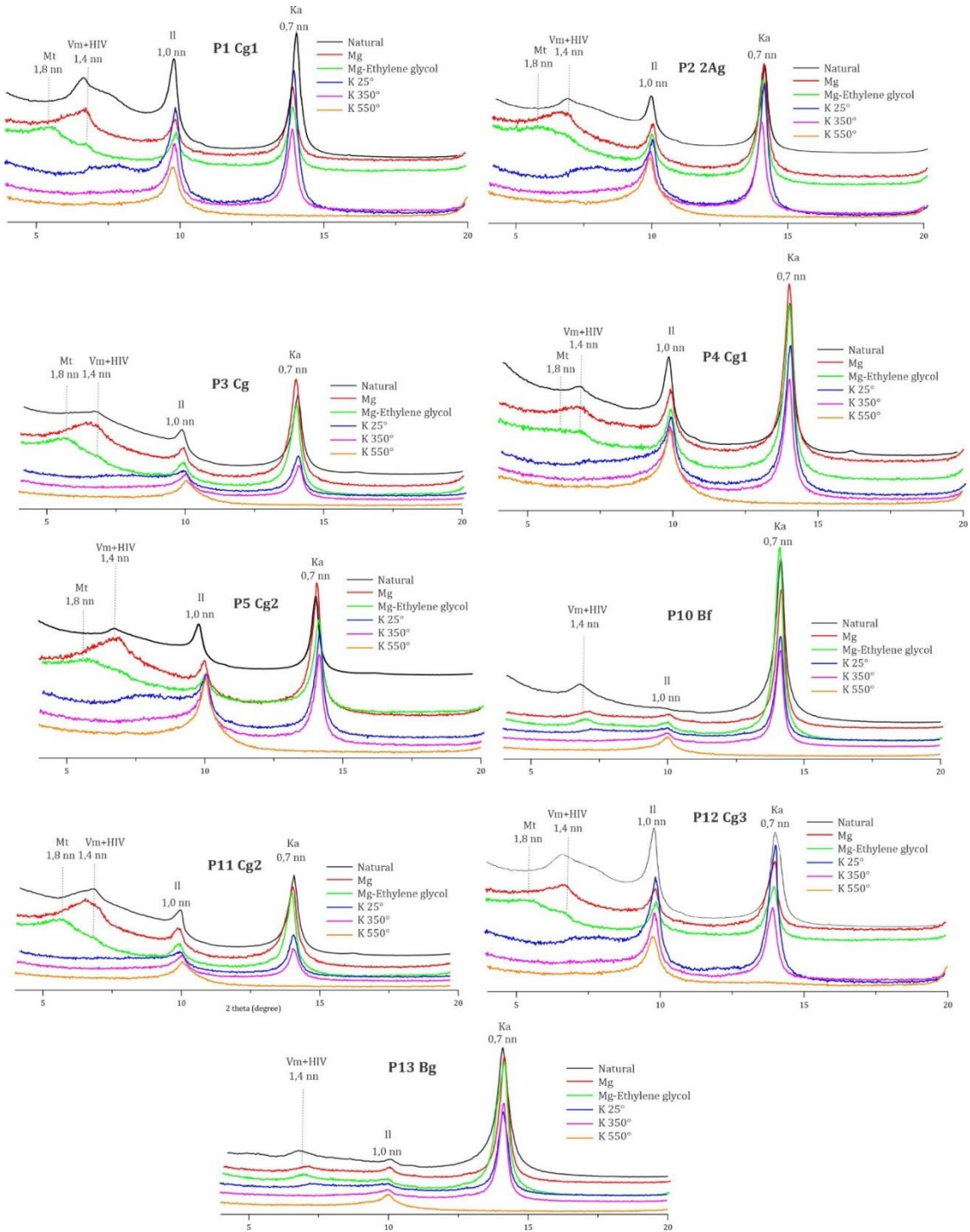


Figura 6. Padrão de difração de raios X da fração silte em horizontes selecionados. Mi=Mica, Qz=quartzo, Fd=feldspato, Ct=Caulinita.

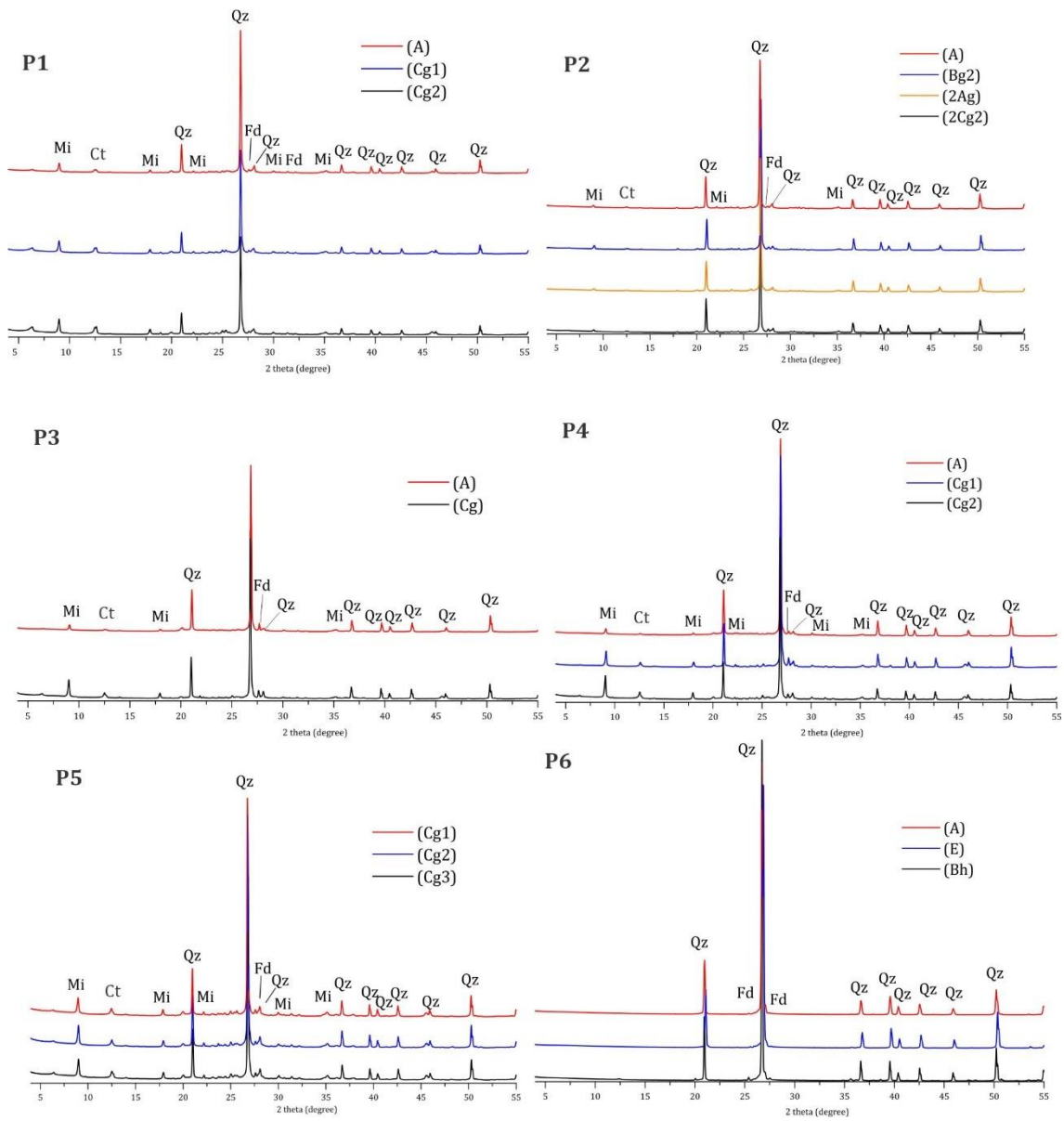


Figura 7. Padrões de difração de raios X da fração silte em horizontes selecionados. Mi=Mica, Qz=quartzo, Fd=feldspato

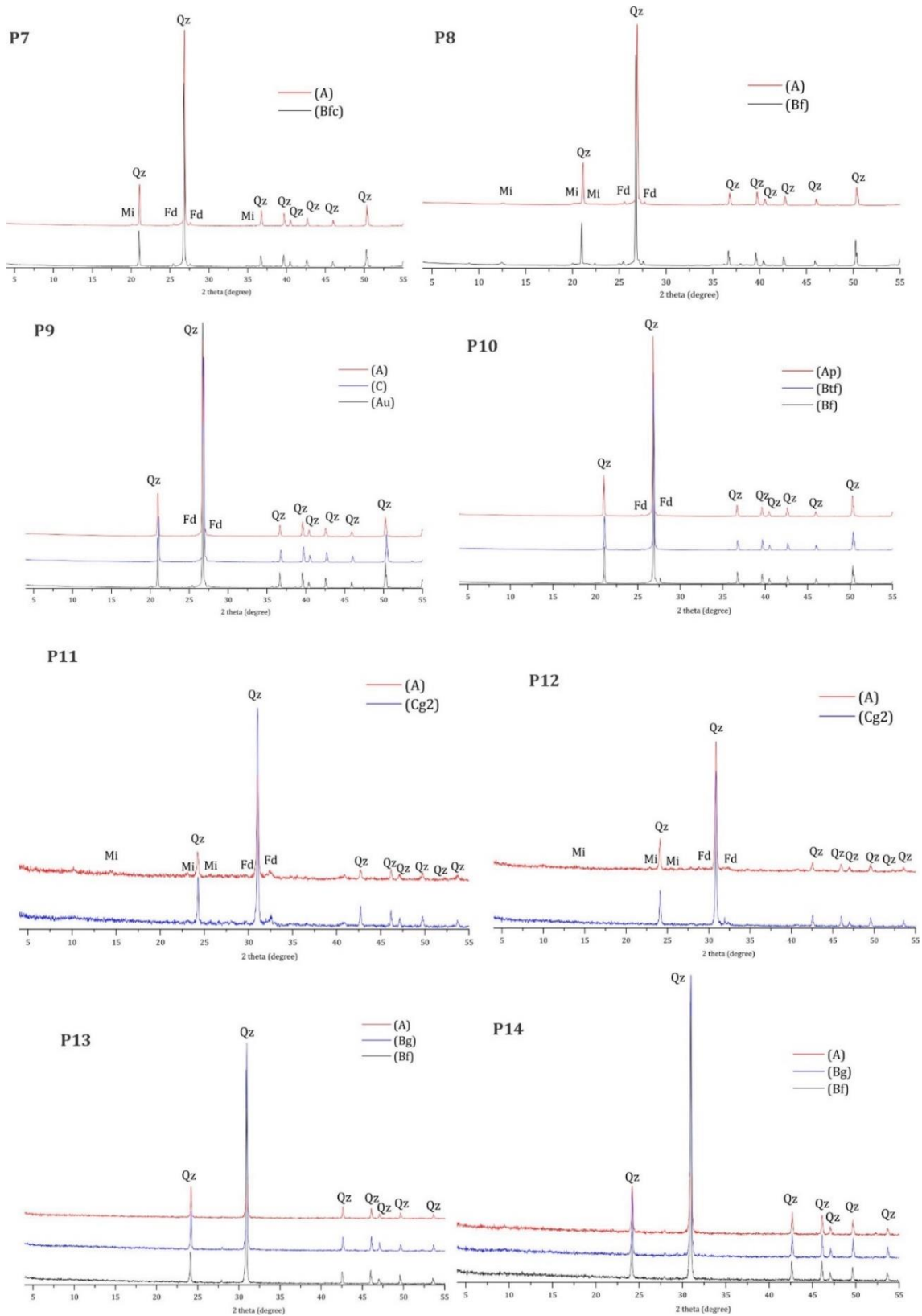


Figura 8. Padrões de difração de raios-X de frações de areia em horizontes selecionados. Mu = Moscovita, Fd = Feldspato, Qz = quartzo.

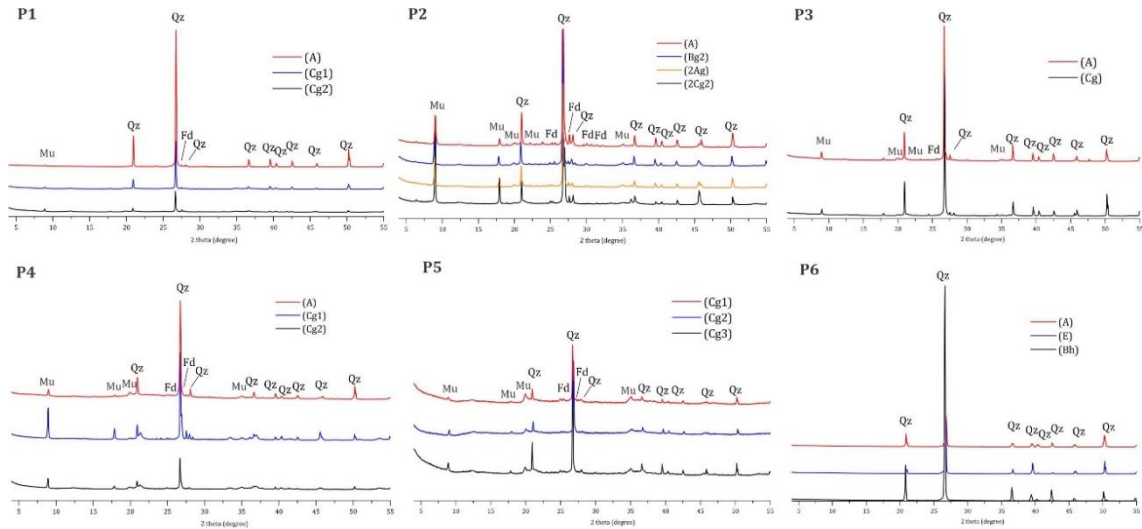
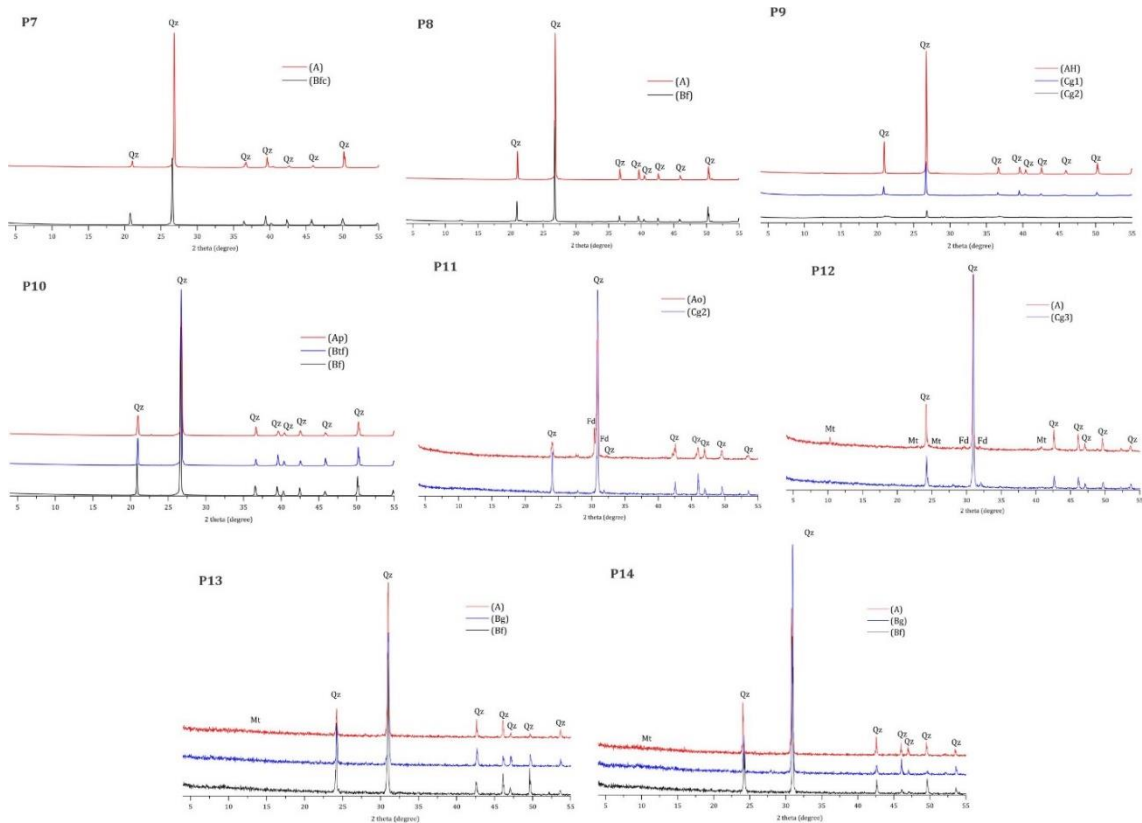


Figura 9. Padrões de difração de raios-X de frações de areia em horizontes selecionados. Mu = Moscovita, Fd = Feldspato, Qz = quartzo.



3.2 Solos de Manguezais

Nos manguezais, os solos (P_3 e P_{11}) não tiveram expressão definida de estrutura (maciça), e os teores de areia grossa variaram entre 0 (P_{11}^{A0}) e 10 g kg^{-1} (P_3^{Ag}), areia fina entre 50 (P_3^{CgA}) e 180 g kg^{-1} (P_3^{Cg}), silte entre 440 (P_3^{Cg}) e 550 g kg^{-1} (P_{11}^{Cg2}), e argila entre 300 (P_{11}^{Cg2}) e 480 (P_3^{CgA}) (Tabela 2). Além disso, tiveram relação silte/argila de 0,95 (P_3^{CgA}) a 1,83 (P_{11}^{Cg2}), e grau de flocculação entre 11 (P_3^{Cg}) e 73 % (P_{11}^{A0}). Os valores de $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ desses solos foram comumente muito baixos nos horizontes subsuperficiais, variando de 3,86 (P_3^{Cg}) a 4,33 (P_3^{CgA}); enquanto nos horizontes superficiais variaram de 3,95 (P_{11}^{A0}) a 5,7 (P_3^{Ag}). Os solos apresentaram ΔpH negativo, indicando predominância de cargas negativas no complexo sortivo. A CTC ($< 32,19 \text{ cmol}_c/\text{kg}$) foi alta a muito alta, e a CTCr na maioria dos horizontes indicou alta atividade da argila (Ta).

Os teores de P disponível variaram de 4,2 (P_3^{CgA}) a $13,8 \text{ mg kg}^{-1}$ (P_{11}^{A0}) e o P Rem de 9,4 (P_3^{Cg}) a $41,8 \text{ mg kg}^{-1}$ (P_{11}^{Cg2}). Os valores de S foram muito altos (6,8 - 434 mg kg^{-1}) e o COS variou de 19,5 (P_3^{Cg}) a $78,08 \text{ g kg}^{-1}$ (P_{11}^{A0}). Assim como nos solos das planícies inundáveis, os teores de Ca^{2+} ($< 5,97 \text{ cmol}_c/\text{kg}$) foram inferiores aos de Mg^{2+} ($< 19,6 \text{ cmol}_c/\text{kg}$) em todos os solos (Figura 2). Os maiores teores de Na^+ ($13,67 \text{ cmol}_c/\text{kg}$) foram observados no P_{12} . Os teores de K^+ variaram de 0,1 (P_3^{Cg1}) a $0,74 \text{ cmol}_c/\text{kg}$ (P_{11}^{A0}), Al^{3+} de 0,2 (P_{11}^{Ag}) a $4,31 \text{ cmol}_c/\text{kg}$ (P_3^{Cg}), e acidez potencial (H+Al) de 3,6 (P_3^{Ag}) a $9,9 \text{ cmol}_c/\text{kg}$ (P_3^{Cg}) (Figura 2). Os teores de SiO_2 variaram de 176,8 (P_{11}^{Cg2}) a $386,5 \text{ g kg}^{-1}$ (P_3^{Cg}), o índice Ki de 2,11 (P_3^{Ag}) a 2,29 (P_{11}^{A0}), e o Kr de 2,02 (P_3^{Ag}) a 3,46 (P_{11}^{A0}). Os teores de MnO foram inferiores a $0,3 \text{ g kg}^{-1}$ e de TiO_2 a $14,5 \text{ g kg}^{-1}$. Todos os horizontes dos solos são hipoférricos.

A mineralogia da fração argila dos solos foi composta por caulinita, illita, montmorilonita, vermiculita e vermiculita com hidróxi-Al entre camadas (VHE) (Figura 3, 4 e 5). A intensidade dos picos dos padrões de XRD após saturação com Mg-etilenoglicol, sugere que a mineralogia 2:1 foi dominada por montmorilonita (Figura 5). Lepidocrocita foi identificada no P_3 e P_{11} , e halita apenas neste último. Na fração silte de todos os solos predominaram quartzo com quantidades ínfimas de feldspato, mica e caulinita (Figura 6). Na fração areia, houve predominância de quartzo e pequenas quantidades de muscovita e feldspato.

3.3 Solos dos Terraços e Tabuleiros

Nos solos dos Terraços e Tabuleiros de melhor drenagem (P₇, P₈ e P₁₀), a textura variou de franca a argilosa, com estrutura em blocos angulares e subangulares e em grão simples; comumente médias, pequenas e de desenvolvimento fraco a moderado (Tabela 2). Nesses solos, os teores de areia grossa variaram de 20 (P₁₀^{Bf}) a 270 g kg⁻¹(P₇^A), areia fina entre 80 (P₈^{Bf}) e 340 g kg⁻¹(P₁₀^{Ap}), silte entre 160 (P₈^A) a 460 g kg⁻¹(P₁₀^{Ap}), e argila entre 160 (P₁₀^{AB}) a 620 g kg⁻¹(P₈^{Bf}). A relação silte/argila foi de 0,43 (P₈^{Bf}) a 3,12 (P₁₀^{AB}), e grau de floculação de 75 (P₈^{BfA}) a 97 % (P₈^{Bf}).

O pH_{H2O} entre os horizontes superficiais e os subsuperficiais variaram de 4,7 (P₁₀^{Bf}) a 5,1 (P₇^{BfC}) e todos os solos tiveram predominância de cargas negativas no complexo sortivo. A CTC (< 15,35 cmol_c/kg) e CTC_r indicaram alta atividade da argila (Ta) no P₈ e P₁₀ e baixa atividade (Tb) no P₇. Os valores de P disponível variaram de 0,1 (P₁₀^{Bf}) a 2,8 mg kg⁻¹(P₁₀^{Ap}), e o P Rem de 10,1 (P₈^{Bf}) a 32,8 mg kg⁻¹(P₁₀^{Ap}). Os valores de S variaram de 1,2 (P₈^A) a 28,5 mg kg⁻¹(P₇^A) e o CO de 0,7 (P₆^{E1}) a 78,1 g kg⁻¹(P₈^A).

Diferente dos solos das planícies inundáveis e manguezais, os teores de Ca²⁺ nos solos das Terraços e Tabuleiros foram superiores aos de Mg²⁺ (Figura 2). Os teores de Ca²⁺ variando de 0,13 (P₈^{Bf}) a 1 cmol_c/kg (P₁₀^{Btf}); os de Mg²⁺ de 0,03 (P₈^{BA}) a 0,26 cmol_c/kg (P₁₀^{Ap}); e os de K⁺ de 0 (P₁₀^{Ap}) a 0,05 (P₈^A) cmol_c/kg. Os teores de Na⁺ variaram de 0 (P₇^A) a 0,06 cmol_c/kg (P₈^A). Os valores de Al³⁺ variaram de 0,98 cmol_c/kg (P₁₀^{Ap}) a 3,73 (P₈^{Bf}), e acidez potencial (H+Al) de 3,2 (P₇^{BfC}) a 15 cmol_c/kg (P₈^A) (Figura 2).

Os teores de SiO₂ variaram de 79,0 (P₁₀^{Ap}) a 551,3 g kg⁻¹(P₈^{Bf}), os quais são superiores aos de Al₂O₃, exceto na camada F (P₇), resultando em índices Ki > 2,2 (Tabela 4). O índice Ki variou de 1,33 (P₇^F) a 2,42 (P₁₀^{Btf}). Os teores de Fe₂O₃ variaram de 4,8 (P₁₀^{Ap}) a 304,2 g kg⁻¹(P₇^F), MnO de 0 (P₇^A) a 0,1 g kg⁻¹(P₈^{Bf}) e TiO₂ de 10,5 (P₁₀^{Ap}) a 32,2 g kg⁻¹(P₈^{Bf}). Todos os horizontes dos solos, exceto o P₇ (F) foram hipoférricos, (Fe₂O₃ < 80g kg⁻¹).

A composição mineralógica foi dominada por caulinita, seguida de ilita, vermiculita e VHE (Figura 3, 4 e 5). Apenas o horizonte F do P₇ mostrou caulinita, mica moscovita, quartzo e hematita (Figura 3). A lepidocrocita foi identificada apenas no P₁₀. A fração silte é predominantemente quartzosa, com quantidades pequenas de

feldspato e mica no P₇, e feldspato no P₁₀. A fração areia mostrou apenas Qz em sua composição.

3.4 Solos em Paleocanais e cordões arenosos

Nos paleocanais (P₉, P₁₃ e P₁₄) e cordões arenosos (P₆), a textura foi de franca a arenosa, e a estrutura predominantemente em grão simples e maciça. Nesses solos, os teores de areia grossa variaram de 0 (P₉^{Au}) a 660 g kg⁻¹(P₆^{E1}), areia fina de 280 (P₆^{E1}) a 910 g kg⁻¹(P₉^{Au}), silte de 20 (P₉^{Au}) a 200 g kg⁻¹(P₁₃^{Bg}), e argila de 0 (P₆^{E2}) a 250 g kg⁻¹(P₁₄^{Bf}) (Tabela 2). A relação silte/argila foi de 0,33 (P₉^{Au}) a 5 (P₆^{E1}), e o grau de flocculação de 0 (P₆^A) a 88% (P₉^C). No P₉ constatou-se a presença comum de artefatos cerâmicos entre 0-60 cm; no P₁₃ e P₁₄ os artefatos foram raros, sendo presentes entre 40-60 cm no P₁₃ e 20-40 cm no P₁₄.

O pH_{H2O} variou de 4,37 (P₁₄^A) a 6,1 (P₆^{E2}), e todos os solos tiveram predominância de cargas negativas no complexo sortivo. A CTC (< 7,92 cmol_c/kg) e a CTC_r indicaram alta atividade da argila (Ta) no P₆, P₉ e P₁₄ e baixa atividade (Tb) no P₁₃. O P disponível variou de 0,1 (P₆^{E2}) a 244,7 mg kg⁻¹(P₉^{Au}) e P-Rem de 19,6 (P₁₄^{Bg}) a 53,2 mg kg⁻¹(P₁₃^{Ag}). Os valores de S variaram de 1,6 (P₆^{E2}) a 47,3 mg kg⁻¹(P₁₄^{Bg}), e COS de 0,1 (P₁₃^{Bf}) a 17,21 g kg⁻¹(P₁₄^A). Os teores de Ca²⁺ variaram de 0 (P₁₄^{Bg}) a 0,73 cmol_c/kg (P₁₃^{Bg}), Mg²⁺ de 0 (P₁₄^{Btf}) a 0,99 cmol_c/kg (P₁₃^{Bf}), Na⁺ de 0 (P₁₄^{Bg}) a 0,06 (P₁₃^{Ag}), e K⁺ de 0 (P₆^A) a 0,5 cmol_c/kg (P₁₃^{Ag}) (Figura 2). Os valores de Al³⁺ variaram de 0 (P₆^{E1}) a 1,66 cmol_c/kg (P₁₄^{Bg}), e acidez potencial de 0 (P₆^{E1}) a 7,1 cmol_c/kg (P₁₄^A) (Figura 2).

Os teores de SiO₂ variaram de 119,8 (P₁₄^{Btf}) a 756,2 g kg⁻¹(P₁₄^{Bg}), os quais são superiores aos de Al₂O₃ exceto no horizonte Btf (P₁₄) (Tabela 4). O índice Ki variou de 1,45 (P₁₄^{Bg}) a 2,35 (P₁₃^{Bf}), e o Kr de 1,70 (P₁₄^A) a 4,48 (P₁₃^{Bg}). Os teores de Fe₂O₃ foram inferiores a 32,8 g kg⁻¹, de MnO a 0,01 g kg⁻¹ e de TiO₂ a 1,8 g kg⁻¹. Todos os horizontes dos solos foram hipoférricos (SANTOS et al., 2018). A fração argila desses solos foi composta por caulinita, ilita e VHE, e apenas o P₆ apresentou gibbsita, sem minerais 2:1 na fração argila (Figura 4). A fração silte é predominantemente quartzosa, com pequenas quantidades de moscovita e feldspato apenas no P₆. Na fração areia a mineralogia foi estritamente quartzosa.

4. DISCUSSÃO

4.1 Mudanças climáticas e neotectônica

Nos solos dos Terraços e Tabuleiros (Corrêa et al., 1974) de melhor drenagem (P₇, P₈ e P₁₀), a presença de horizonte B, relações silte/argila, baixo Ki, baixa saturação por bases, alta de Al³⁺, e CTCr indicam maior alteração pedogenética em relação aos demais solos. Além disso, a presença comum de vermiculita indica que são produto da alteração direta das micas (Dixon and Schulze, 2018), mineral comum na fração silte desses solos. A variabilidade do Ki e CTCr entre solos de mineralogia similar, sugere diferentes graus de intercalações de polímeros de hidróxi-Al entre camadas (VHE), comum em solos tropicais e de gênese associada ao intemperismo das micas em condições ácidas (AZEVEDO et al., 2012). No solo de menor Ki e CTCr (P₇) é provável que a intercalação de VHE seja maior, enquanto no de maior Ki e CTCr (P₁₀), a intercalação seria menor.

Os solos dos Terraços e Tabuleiros estão sobre materiais pré-intemperizados da Formação Barreiras, outras formações lateríticas e Pós-Barreiras, originadas entre o Plioceno e Pleistoceno, em período de intensa laterização (MÖRNER; ROSSETTI; TOLEDO, 2001). Após evento de neotectônica entre o Holoceno inicial e médio (Figura 10a e b), que culminou no soerguimento relativo desses materiais, a formação laterítica foi exposta a processos erosivos (Figura 10b), tornando-se fonte de detritos ricos em ferro para a base da encosta, e gerando solos coluviais com contribuição concrecionária, parcialmente degradada (RIFFEL et al., 2016). Os solos das partes soerguidas passam a ter pedogênese mais acentuada, com presença de horizonte Bt (P₁₀) ou Bw; enquanto nas encostas dos terraços altos, se desenvolvem solos mais argilosos, a exemplo do P₈, com tons mais avermelhados, provavelmente herdados das concreções pré-existentes (Figura 10b).

A ausência de óxidos de ferro de melhor cristalinidade (hematita e goethita) e os baixos teores de Fe₂O₃ e MnO nesses solos, corroboram as condições atuais de desferruginização em Marajó, com lençol freático elevado (HORBE; COSTA, 1997). Essas condições também podem ser evidenciadas pelos altos teores de P remanescente desses solos, quando comparados a outros solos de origem laterítica da Amazônia (Corrêa et al., 2016).

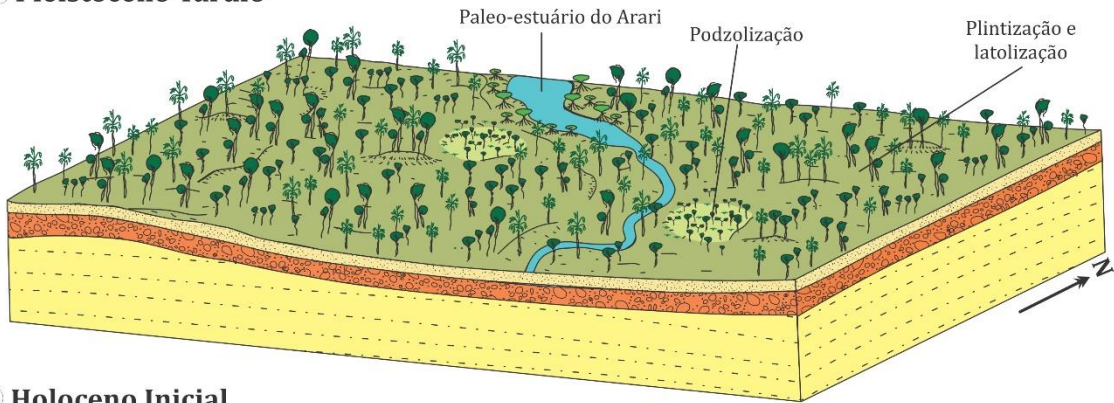
Apenas o horizonte concrecionário em P₇ (F) mostrou hematita e predomínio de cores avermelhadas, concordante com o ambiente pretérito da formação de couraça laterítica, associado à intensa bioturbação pré-existente. Entre o Holoceno médio e tardio, o clima na Bacia Amazônica, tropical seco, migrou progressivamente para condições mais úmidas (MASLIN; BURNS, 2000), o que elevou o lençol freático e induziu a dissolução dos óxidos de ferro e manganês (HORBE; COSTA, 1997) (Figura 10c). Em condições redutoras e na presença de Fe³⁺, o Mn⁴⁺ é preferencialmente reduzido e perdido por lixiviação (Kirk, 2004), o que explica a quase ausência de MnO nos solos estudados.

Testemunhos dessa mudança climática também podem ser evidenciados no P₆, onde o horizonte B espódico, com drenagem impedida, apresenta gibbsita, que não se forma em ambiente de hidromorfismo (Dixon and Schulze, 2018), e sugere pré-intemperismo acentuado e livre drenagem num período mais seco (Figura 10a). A presença de Espodosolos na Amazônia, associado a uma vegetação savânica mais aberta (campinarana), tem sido frequentemente relacionado a altas taxas de lixiviação (BRAVARD; RIGHI, 1990), ou a episódios secos do Pleistoceno (PESSENDA et al., 2001; VIDOTTO et al., 2007). Sobre os cordões arenosos, o P₆ ainda apresenta mineralogia predominantemente quartzosa, e material de origem que inviabiliza a formação e, ou, estabilidade de minerais 2:1 (Figura 4). Sendo o quartzo a única fonte de SiO₂; a atividade de silício é demasiadamente baixa para manter a estabilidade de minerais 2:1 (Dixon and Schulze, 2018).

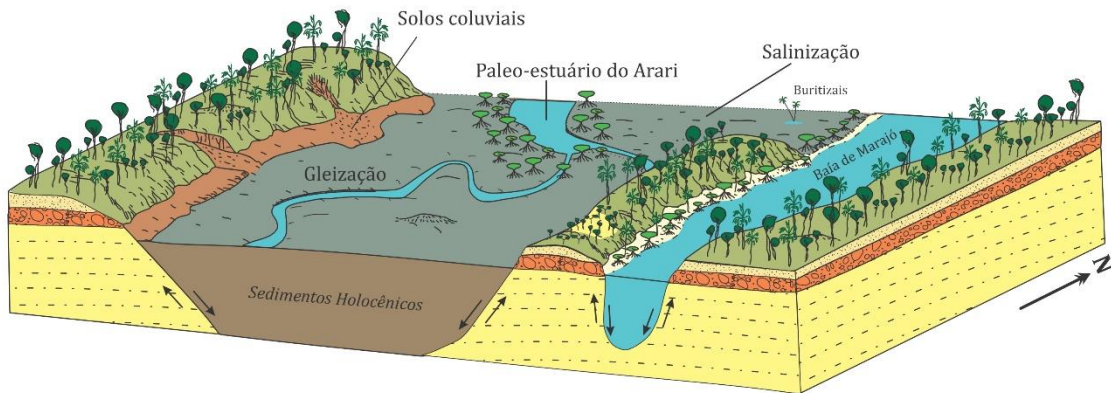
Figura 10. Modelo esquemático da evolução de sistemas deposicionais, neotectônica, atividade antrópica e solos associados no leste da Ilha de Marajó. a) No Pleistoceno Tardio, a ilha de Marajó consistia em um terreno aberto coberto por densas florestas, ainda ligado ao continente e cortado por um extenso estuário. O período de intensas marcas de lateralização está amplamente associado à formação de Espodosolos na Amazônia. b) No início do Holoceno, esta área iniciou seu deslocamento do continente devido à reativação de falhas tectônicas, que deram origem à Baía do Marajó. Esse processo pode ter causado leve abatimento na parte leste da ilha, causando inundação por águas marinhas e o estabelecimento de manguezais em grande parte das planícies. Um cinturão que corresponde às formações Barreiras, outras formações lateríticas e Pós-Barreiras, permanece emergindo, mantendo a vegetação florestal e os solos pré-intemperizados. As várzeas, agora cobertas por sedimentos holocênicos da Bacia do Tocantins, passam a sofrer processos ligados ao hidromorfismo, como a gleização. Com a neotectônica, as formações lateríticas são erodidas e geram solos coluviais. c) A estabilização tectônica do Holoceno tardio iniciou a progradação e emergência da costa, com o desenvolvimento progressivo de vegetação aberta nos campos. Esse processo

promoveu o estabelecimento do Lago do Arari no segmento do sistema paleosestuarino. As matas de galeria que se estabeleceram nos diques marginais avançam em direção às áreas internas dos paleocanais, agora preenchidos com material arenoso. Os povos pré-colombianos viam nos paleocanais potenciais sítios de assentamentos, muitos deles temporários, usados para caça e pesca. (Adaptado de Francisquini et al., 2014; Rossetti et al., 2008; Smith et al., 2011).

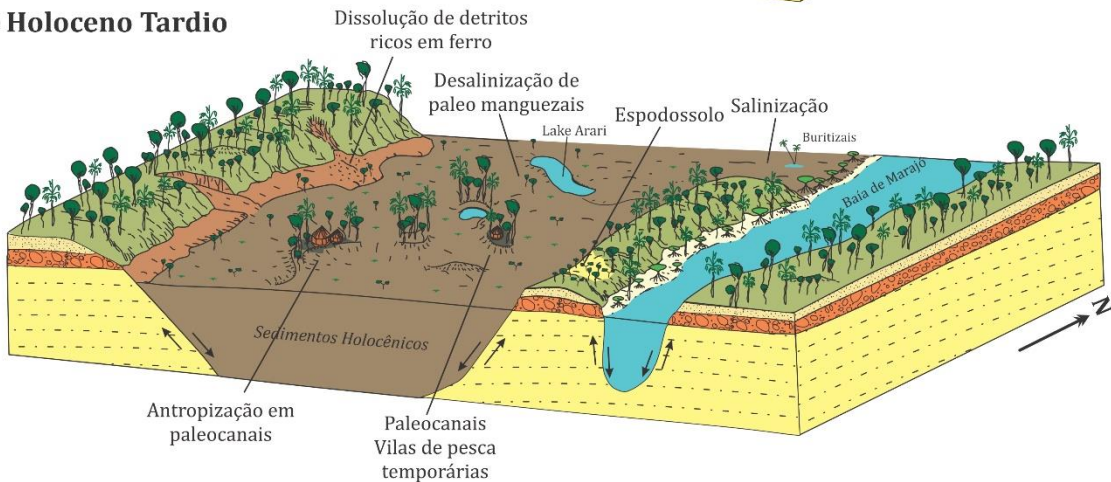
a) Pleistoceno Tardio



b) Holoceno Inicial



c) Holoceno Tardio



Formação Barreiras
 Sedimentos Pós-Barreiras
 Sedimentos Holocênicos
 Laterita concrecionária

4.2 Controle tectono-sedimentar

A coloração acinzentada e estrutura maciça foram comuns nos solos das planícies inundáveis e manguezais, especialmente nos horizontes subsuperficiais. A não expressão de uma estrutura definida é natural em solos jovens e permanentemente inundados (MCDONALD et al., 1990), já que os ciclos de umedecimento e secagem e atividade biológica são determinantes para o início dos processos de formação de agregados (MATERECHERA; DEXTER; ALSTON, 1992). Além disso, a atividade biológica sob condições anaeróbicas é diminuída, e a geração de compostos ferrosos e manganosos móveis, combinados à dissolução de formas de Fe^{3+} e migração do Fe no perfil por difusão, alteram a matriz do solo para tons acinzentados, esbranquiçados ou esverdeados (IUSS WORKING GROUP WRB., 2014), a depender da mineralogia da fração argila.

A sazonalidade das inundações no leste da Ilha de Marajó é governada pela dinâmica do duplo estuário, que tem regimes de cheias contrastantes entre o Rio Pará, que representa a foz do Rio Tocantins, e do canal do Amazonas a oeste, com regime de cheias e vazantes dependente das chuvas de toda a bacia hidrográfica a montante (LISBOA, 2012). As áreas de depressão central são, por sua vez, condicionadas por falhas neotectônicas, que resultaram numa ligeira subsidência na área, refletindo na sua topografia mais baixa que os terrenos leste e oeste (ROSSETTI; VALERIANO, 2007).

Os altos teores de silte e argila desses solos (P_1 , P_2 , P_4 e P_{12}), muitas vezes distribuídos em camadas intercaladas com pouca interação pedogenética entre si (P_1 , P_2 e P_5), são testemunhos da complexa dinâmica sedimentar e deposicional da área durante o final do Pleistoceno e início do Holoceno, pós subsidência, quando uma rede dinâmica de canais fluviais, ambientes lacustres e correntes de maré, se espalharam por toda a ilha (ROSSETTI et al., 2008) (Figura 10b). Atualmente as taxas de sedimentação foram drasticamente reduzidas devido ao abandono da maioria dos canais (ROSSETTI et al., 2008), mas a elevação atual do nível do mar pelas mudanças climáticas está mudando esse cenário (Henriques et al., 2022).

Esse ambiente deposicional com oscilação de lençol freático próximo da superfície, favoreceu a eutrofia em alguns solos (P_1 , P_4 , P_5 e P_{11}), mas revelou a alta saturação por Al^{3+} naqueles solos com drenagem menos impedida no período seco

(P₂) (Figura 1c), por consequência da redução do pH por oxidação e posterior dissolução de aluminossilicatos (Figura 2 e 3), fonte primária de Al³⁺ na maioria dos ambientes (YERIMA et al., 2020). Nos horizontes mais profundos desses solos, mesmo nos alumínicos, ainda persistem valores de pH maiores, indicando que tais horizontes permanecem sob anoxia mesmo nos períodos secos, já que os processos redutivos tendem a aumentar o pH de solos ácidos devido ao consumo de H⁺ (Mendonça et al., 2020). Nos ambientes lacustres (P₅), os teores de K⁺ são mais altos que nos solos do entorno, pela concentração relativa, como relatado por Stauffer e Armstrong (1986), que afirmaram que tais ambientes são drenos de potássio liberado a partir da dissolução de minerais silicatados das áreas do entorno, especialmente das micas.

Nos solos com maiores quantidades de montmorilonita, o Ki foi maior que 2,2 (P₁, P₂, P₅ e P₁₂); já nos solos mais intemperizados, com maiores quantidades de vermiculita e VHE, o Ki foi menor que 2 (P₄). Ambientes mal drenados favorecem a manutenção de sílica e bases, e consequente estabilidade e neoformação desses minerais (ANDRADE et al., 2020). Para os solos eutróficos, com maiores teores de Mg²⁺ e Ki (P₁), há condições de equilíbrio para a formação e, ou, estabilidade de vermiculita e Mg-montmorilonita; nos solos com altos teores de Al³⁺ e baixo Ki (P₃), condições para neoformação e, ou, estabilidade da beidellita (KARATHANASIS, 2018). As condições redox e baixos teores de Fe desfavorecem a formação e, ou, estabilidade de nontronita e, eventualmente, montmorilonita com Si⁴⁺ substituído por Fe³⁺ na camada tetraedral (KARATHANASIS, 2018).

Da mesma forma, por serem hipoférricos, e estarem sujeitos a variações de condições redox, tais solos inibem a formação e, ou, estabilidade de óxidos de ferro de melhor cristalinidade, como hematita e goethita (CORNELL; SCHWERTMANN, 2003). A comum ocorrência de illita sugere que a rota de formação da caulinita é dada pelo intemperismo das micas, sendo a illita uma fase intermediária no processo de caulinitização (Dixon and Schulze, 2018). A presença de mica e feldspato nas frações areia e silte é típica de solos oriundos de sedimentos aluviais do Solimões/Amazonas (BENEDETTI et al., 2006; OGG et al., 2017).

A predominância de Mg²⁺ no complexo de troca pode ser consequência de influência marinha no início do Holoceno (Figura 10b), pois a água do mar que ascende capilarmente possui concentrações de Mg²⁺ e Na⁺ maiores que Ca²⁺,

causando desbalanço do complexo de troca dos solos pela influência de maré (MOBILIAN; CRAFT, 2021). Tais solos ainda possuem teores de carbono orgânico elevados ($< 84,2 \text{ g kg}^{-1}$), especialmente em superfície. O aporte pretérito de carbono, influenciado por deposições estuarinas (MIRANDA; ROSSETTI; PESSEDA, 2009; SMITH et al., 2012), somado às condições anóxicas atuais, favorecem a estabilidade da matéria orgânica do solo (DUAN et al., 2018).

4.3 Elevação relativa do nível do mar

Muitos dos solos das planícies inundáveis e manguezais apresentam altos teores de sódio e enxofre em subsuperfície (P_1 , P_2 , P_3 , P_5 , P_{11} e P_{12}), elementos associados a influência marinha (WONG et al., 2010) (Figura 10b). Além da presença de halita (P_1 , P_2 , P_3 , P_{11} e P_{14}) e lepidocrocita (P_1 , P_3 , P_4 , P_5 , P_{10} , P_{11} e P_{14}) (Figuras 2 e 3).

A elevação do nível do mar pós-glacial, independente da reativação tectônica, ocasionou um longo ciclo de transgressão marinha na ilha, conectando o Lago do Arari ao mar e transformando seu entorno num ambiente estuarino (SMITH et al., 2012) (Figura 10b). Esse avanço do nível do mar, com máximo há 6.000 AP associado a uma menor vazão dos rios, elevou os teores de sais nos solos das planícies fluviomarinhas (FRANÇA et al., 2012), favorecendo o estabelecimento dos manguezais no período que vai de 9.000 e 2.200 AP (SMITH et al., 2012). Tais efeitos foram mais notáveis na porção nordeste de Marajó, como no P_{11} e P_{14} , onde a evapotranspiração é maior, os ventos mais intensos e há maior influência marinha atualmente (Figura 10c).

A presença de lepidocrocita é amplamente documentada em solos de manguezais (NOËL et al., 2014; OTERO et al., 2009; YANG et al., 2020), e sua gênese se dá em solos de drenagem imperfeita e ácidos, onde as condições anaeróbicas sazonais favorecem gradientes de Fe^{2+} dissolvido, que reoxidam na zona aerada e levam a precipitação de lepidocrocita, favorecida também pela presença de cloretos (CORNELL; SCHWERTMANN, 2003; SCHWERTMANN; FITZPATRICK, 1977). Entretanto, altos teores de Al^{3+} podem inibir a precipitação de lepidocrocita (TAYLOR, 1978), mesmo em ambientes de manguezais, o que explicaria a ausência de lepidocrocita no solo P_2 , onde se verifica alta saturação por Al^{3+} , inserido dentro da área dos antigos mangues. Segundo Schwertmann and Fitzpatrick (1977),

lepidocrocita e goethita se formam por meio de reações competitivas, sendo a presença de Al^{3+} fator que favorece a formação da goethita (TAYLOR, 1978).

Posteriormente, com a reinstalação de um clima mais úmido na região no Holoceno tardio, a maior vazão do Rio Amazonas e as chuvas promoveram a redução progressiva da salinidade, acarretando na substituição da vegetação de mangue das planícies da Ilha de Marajó por vegetação herbácea entre 750 e 500 AP (COHEN et al., 2009) (Figura 10c). Atualmente, boa parte da região leste da Ilha de Marajó é sazonalmente inundada por água doce (ROSÁRIO; BEZERRA; VINZÓN, 2009; SANTOS et al., 2008).

4.4 Antropogênese em paleocanais

Nos paleodiques aluviais (tesos), os solos (P_9 , P_{13} e P_{14}) expressaram textura arenosa, baixos teores de bases, croma baixo e altos teores de P. No Pleistoceno Tardio, pré-neotectônica, o leste da Ilha de Marajó era coberto por florestas densas, ainda ligadas ao continente (ROSSETTI et al., 2012a) (Figura 10a). No início do Holoceno, após reativação de falhas tectônicas, redes de canais fluviais e ambientes lacustres se espalharam por toda a ilha. Com a estabilização tectônica no Holoceno tardio, iniciou-se a progradação e emergência da costa, promovendo a interrupção gradativa de alguns sistemas de drenagens (Rossetti et al., 2012), que foram progressivamente sendo preenchidas por material arenoso, culminando na retenção dos seus diques marginais (FRANCISQUINI et al., 2014)(Figura 10c). Com o alagamento do leste da ilha após subsidência, as florestas encontraram reduto nesses diques marginais, de topografias mais elevadas, enquanto que a maioria das planícies foi coberta por vegetação herbácea (ROSSETTI, 2010)(Figura 10c).

Muitos desses solos arenosos foram escolhidos como assentamentos humanos na Ilha de Marajó, tanto por sua melhor drenagem, quanto por sua proximidade de recursos hídricos (LIMA et al., 2002; MEGGERS; ROOSEVELT, 1992). O P_9 é um sítio de teso cemitério, utilizado para esse propósito (HILBERT, 1959). Esses sítios eram áreas mais elevadas, que destoavam das áreas de campo mais baixas e com textura mais argilosa do entorno (MEGGER; ROOSEVELT, 1992; ROSSETTI; GÓES; DE TOLEDO, 2009) (Figura 10c).

A presença de cerâmica em diferentes profundidades, bem como os diferentes teores de P e carbono orgânico do solo sugerem diferentes intensidades de ocupação.

No P₉, a presença comum de cerâmicas e altos teores de P, apontam para uma ocupação mais intensa, enquanto os solos P₁₃ e P₁₄ mostraram raras cerâmicas e teores de P menores, sugerindo uma ocupação menos intensa. Segundo Meggers and Evans (1957), a maioria dos assentamentos nas planícies inundáveis de Marajó eram temporários, e tinham como finalidade a pesca, caça ou sepultamento; além disso, muitos grupos tinham o hábito de adicionar camadas de terra limpa sobre os resíduos então presentes. Os teores de P dos solos são comparáveis aos de outros terra preta arqueológica na Amazônia (GLASER; BIRK, 2012; LIMA et al., 2002; ZHANG et al., 2021).

5. CONCLUSÕES

Evidências morfológicas, químicas, físicas e mineralógicas dos solos nos diferentes ambientes ao leste da Ilha de Marajó revelam mudanças climáticas, episódios de regressão marinha, atividades antrópicas pré-colombianas e neotectônica.

A exposição da laterita concrecionária ocorrida no centro leste da ilha, no final do Pleistoceno, após evento regressivo, com soerguimento relativo, deu origem a Plintossolos Pétricos sobre a camada de couraça alterada, e Plintossolos Háplicos sobre os materiais retrabalhados como colúvios nas encostas formadas em clima mais seco e nível do mar mais baixo.

Os solos de tesos sobre paleodiques (mounds mais elevados) revelam os maiores teores de P, provenientes do uso antrópico pelos povos pré-colombianos (aldeamentos, cemitério, áreas de cultura) de áreas naturalmente mais elevadas topograficamente.

Os solos formados nas áreas de antigos manguezais apresentam lepidocrocita, enquanto solos com drenagem mais livre caracterizam-se por altos teores de Al³⁺ associados a baixos valores de pH. Nas áreas das planícies inundáveis, sujeitas à drenagem imperfeita, predomina o caráter eutrófico, com acúmulo de matéria orgânica e feições morfológicas indicativas de processos redoxmórficos. Nos cordões arenosos e quartzosos do setor leste, onde o lençol freático já foi mais elevado, formaram-se horizontes B espódicos.

O clima úmido atual se revela pela característica hipoférrica, num contexto climático e topográfico que inviabiliza a formação e estabilidade de oxihidróxidos de ferro de melhor cristalinidade, como hematita e goethita.

A predominância de Mg^{2+} no complexo de troca nos solos das planícies inundáveis decorre de aportes marinhos e das condições de maior lixiviação de Ca^{2+} em clima mais úmido. Os solos das terras altas e planícies inundáveis são caulíníticos, com presença de illita, vermiculita e VHE na fração argila. A montmorilonita foi presente apenas nos solos das planícies inundáveis. Em consequência do material de origem quartzoso do setor leste, influenciados pelo Rio Tocantins, os solos dos cordões arenosos e paleocanais tiveram apenas caulinita e gibbsita na fração argila, indicando acentuado pré-intemperismo dos sedimentos fluviais.

6. AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi financiado pelo projeto CNPq (MCTIC / CNPq - 21/2017). Agradecemos o apoio logístico de campo do Museu Nacional Emílio Goeldi (MPEG), a Universidade Federal do Pará, ao CNPq e a CAPES pela bolsa de pesquisa.

7. REFERÊNCIAS

ANDRADE, Gabriel Ramatis Pugliese; FURQUIM, Sheila Aparecida Correia; NASCIMENTO, Thiago Tavares Vidoca Do; BRITO, Alex Cordeiro; CAMARGO, Gabriela Ribeiro; SOUZA, Giovanna Cristina De. Transformation of clay minerals in salt-affected soils, Pantanal wetland, Brazil. **Geoderma**, [S. l.], v. 371, p. 114380, 2020. DOI: 10.1016/j.geoderma.2020.114380.

AZEVEDO, Antonio Carlos De; PEDRON, Fabrício De Araújo; SARTOR, Lucas Resmini; CASARINI, Paula Giancesela. Filossilicatos 2:1 com hidróxi entre camadas em solos: estado atual do conhecimento e das perspectivas de pesquisa. **Revista de Ciências Agrárias Amazonian Journal of Agricultural and Environmental Sciences**, [S. l.], v. 55, n. 3, p. 236–242, 2012. Disponível em: <https://periodicos.ufra.edu.br/index.php/ajaes/article/view/509>. Acesso em: 10 aug. 2021.

BARBIER, Edward B. Les zones humides en tant que biens naturels. **Hydrological Sciences Journal**, [S. l.], v. 56, n. 8, p. 1360–1373, 2011. DOI: 10.1080/02626667.2011.629787. Disponível em: <https://www.tandfonline.com/action/journalInformation?journalCode=thsj20>. Acesso em: 29 jun. 2021.

BARKO, John W.; GUNNISON, Douglas; CARPENTER, Stephen R. Sediment interactions with submersed macrophyte growth and community dynamics. **Aquatic Botany**, [S. l.], v. 41, n. 1–3, p. 41–65, 1991. DOI: 10.1016/0304-3770(91)90038-7.

BARROS, DF; ALBERNAZ, ALM. Possible impacts of climate change on wetlands and its biota in the Brazilian Amazon. **Brazilian Journal of Biology**, [S. l.], v. 74, n. 4, p. 810–820, 2014. DOI: 10.1590/1519-6984.04013. Disponível em: http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1519-69842014000400810&lng=en&tlng=en.

BEHLING, Hermann; COHEN, Marcelo C. L.; LARA, Rubén J. Late Holocene mangrove dynamics of Marajó Island in Amazonia, northern Brazil. **Vegetation History and Archaeobotany**, [S. l.], v. 13, n. 2, p. 73–80, 2004. DOI: 10.1007/s00334-004-0031-1. Disponível em:

<https://link.springer.com/article/10.1007/s00334-004-0031-1>. Acesso em: 24 jun. 2021.

BENEDETTI, Michael M.; RABER, Maverick J.; SMITH, Michael S.; LEONARD, Lynn A. Mineralogical indicators of alluvial sediment sources in the Cape Fear River Basin, North Carolina. **Physical Geography**, [S. l.], v. 27, n. 3, p. 258–281, 2006. DOI: 10.2747/0272-3646.27.3.258. Disponível em: <https://www.tandfonline.com/action/journalInformation?journalCode=tphy20>. Acesso em: 17 jun. 2021.

BRADLEY, Michael P.; STOLT, Mark H. Subaqueous Soil-Landscape Relationships in a Rhode Island Estuary. **Soil Science Society of America Journal**, [S. l.], v. 67, n. 5, p. 1487–1495, 2003. DOI: 10.2136/sssaj2003.1487. Disponível em: <https://access.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.2136/sssaj2003.1487>. Acesso em: 29 jun. 2021.

BRAVARD, Sylvie; RIGHI, Dominique. Podzols in Amazonia. **Catena**, [S. l.], v. 17, n. 4–5, p. 461–475, 1990. DOI: 10.1016/0341-8162(90)90046-G.

BRINDLEY, G. W.; BROWN, G. **Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification**. [s.l.] : Mineralogical Society of Great Britain and Ireland, 1980. DOI: 10.1180/mono-5.

CASTRO, Darciléa Ferreira; ROSSETTI, Dilce de Fátima; RUIZ PESSEDA, Luiz Carlos. Facies, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ and C/N analyses in a late Quaternary compound estuarine fill, northern Brazil and relation to sea level. **Marine Geology**, [S. l.], v. 274, n. 1–4, p. 135–150, 2010. DOI: 10.1016/j.margeo.2010.03.011.

CERRI, C. C.; VOLKOFF, Boris. Materia organica de tres solos dos campos inundaveis da ilha de Marajo (PA). **Revista Brasileira de Ciencia do Solo**, [S. l.], v. 12, n. 2, p. 93–100, 1988.

COHEN, Marcelo C. L.; SOUZA FILHO, Pedro W. M.; LARA, Rubén J.; BEHLING, Hermann; ANGULO, Rodolfo J. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). **Wetlands Ecology and Management**, [S. l.], v. 13, n. 4, p. 433–443, 2005. DOI: 10.1007/s11273-004-0413-2.

COHEN, Marcelo Cancela Lisboa; BEHLING, Hermann; LARA, Ruben José; SMITH, Clarisse Beltrão; MATOS, Hellen Rosy Soares; VEDEL, Vincent. Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene.

Vegetation History and Archaeobotany, [S. l.], v. 18, n. 6, p. 425–439, 2009. DOI: 10.1007/s00334-008-0208-0. Disponível em:

<https://link.springer.com/article/10.1007/s00334-008-0208-0>. Acesso em: 26 jun. 2021.

CORNELL, R. M.; SCHWERTMANN, U. **The Iron Oxides**. [s.l.] : Wiley, 2003. DOI: 10.1002/3527602097. Disponível em: <http://dnb.ddb.de>. Acesso em: 25 jun. 2021.

CORREA, Paulo Roberto Soares; PERES, Roberto Nandes; VIEIRA, Lúcio Salgado. **Projeto RADAMBRASIL, Folha SA.22, Parte III- Levantamento exploratório de solos**. Rio de Janeiro: Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral, 1974. Disponível em:

<https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/livros/liv24022.pdf>.

COSTA, João Batista Sena; HASUI, Yociteru; BEMERGUY, Ruth L.; SOARES-JÚNIOR, Adilson V.; VILLEGAS, Javier M. C. Tectonics and paleogeography of the Marajó Basin, northern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, [S. l.], v. 74, n. 3, p. 519–531, 2002. DOI: 10.1590/S0001-37652002000300013. Disponível em: www.scielo.br/aabc. Acesso em: 29 jun. 2021.

DE MENDONÇA, Bruno Araujo Furtado; SCHAEFER, Carlos Ernesto Gonçalves Reynaud; FERNANDES-FILHO, Elpídio Inácio; SIMAS, Felipe Nogueira Bello; DO AMARAL, Eufran Ferreira. Genesis and micropedology of soils at serra do divisor and moa river floodplain, northwestern acre, Brazilian Amazonia. **Revista Brasileira de Ciencia do Solo**, [S. l.], v. 44, p. 1–24, 2020. DOI: 10.36783/18069657rbc20200038.

DIXON, Joe B.; SCHULZE, Darrell G. **Soil mineralogy with environmental applications**. [s.l.] : Wiley Blackwell, 2018. a. v. 7 DOI: 10.2136/sssabookser7.

Disponível em:

<https://acess.onlinelibrary.wiley.com/doi/book/10.2136/sssabookser7>. Acesso em: 1 jul. 2021.

DIXON, Joe B.; SCHULZE, Darrell G. **Soil mineralogy with environmental applications**. [s.l.] : Wiley Blackwell, 2018. b. v. 7 DOI: 10.2136/sssabookser7.

Disponível em:

<https://access.onlinelibrary.wiley.com/doi/book/10.2136/sssabookser7>. Acesso em: 9 aug. 2021.

DUAN, Hao; WANG, Lei; ZHANG, Yannan; FU, Xiaohua; TSANG, Yiufai; WU, Jihua; LE, Yiquan. Variable decomposition of two plant litters and their effects on the carbon sequestration ability of wetland soil in the Yangtze River estuary. **Geoderma**, [S. l.], v. 319, p. 230–238, 2018. DOI: 10.1016/j.geoderma.2017.10.050.

EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solo**. Revisada e ed. Brasília, DF: Embrapa, 2017. v. 3 Disponível em:

<https://www.infoteca.cnptia.embrapa.br/handle/doc/1085209>. Acesso em: 29 jun. 2021.

FRANÇA, Marlon C.; FRANCISQUINI, Mariah I.; COHEN, Marcelo C. L.; PESSEDA, Luiz C. R.; ROSSETTI, Dilce F.; GUIMARÃES, José T. F.; SMITH, Clarisse B. The last mangroves of Marajó Island - Eastern Amazon: Impact of climate and/or relative sea-level changes. **Review of Palaeobotany and Palynology**, [S. l.], v. 187, p. 50–65, 2012. DOI: 10.1016/j.revpalbo.2012.08.007.

FRANCISQUINI, M. I.; LIMA, C. M.; PESSEDA, L. C. R.; ROSSETTI, D. F.; FRANÇA, M. C.; COHEN, M. C. L. Relation between carbon isotopes of plants and soils on Marajó Island, a large tropical island: Implications for interpretation of modern and past vegetation dynamics in the Amazon region. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, [S. l.], v. 415, p. 91–104, 2014. DOI: 10.1016/j.palaeo.2014.03.032.

GIRARD, Pierre; FANTIN-CRUZ, Ibraim; DE OLIVEIRA, Simoni M. Loverd.; HAMILTON, Stephen K. Small-scale spatial variation of inundation dynamics in a floodplain of the Pantanal (Brazil). **Hydrobiologia**, [S. l.], v. 638, p. 223–233, 2010. DOI: 10.1007/s10750-009-0046-9.

GLASER, Bruno; BIRK, Jago Jonathan. State of the scientific knowledge on properties and genesis of Anthropogenic Dark Earths in Central Amazonia (terra

preta de Índio). **Geochimica et Cosmochimica Acta**, [S. l.], v. 82, p. 39–51, 2012. DOI: 10.1016/J.GCA.2010.11.029.

HILBERT, Peter Paul. **Achados arqueológicos num sambaqui do baixo Amazonas** Instituto de Antropologia e Etnologia do Pará. Belém, Pará.

HORBE, Adriana Maria Coimbra; COSTA, Marcondes Lima Da. Solos gerados a partir do intemperismo de crostas lateríticas sílico-ferruginosas. **Acta Amazonica**, [S. l.], v. 27, n. 4, p. 241–256, 1997. DOI: 10.1590/1809-43921997274256.

ISSLER, Roberto Silva; ANDRADE, Aluizio Roberto Ferreira De; MONTALVÃO, Raimundo Montenegro Garcia De; GUIMARÃES, Gerobal; SILVA, Guilherme Galeão Da; LIMA, Mario Ivan Cardoso De. **Projeto RADAMBRASIL, Folha SA.22, Part I- Geologia**. Rio de Janeiro Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral, , 1974. Disponível em: <https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/livros/liv24022.pdf>.

IUSS WORKING GROUP WRB. **World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps**. FAO, Rome World Soil Resources Reports No. 106, , 2014.

JACKSON, M. L. Soil Chemical Analysis - Advanced Course. **Soil Chemical Analysis - Advanced Course.**, [S. l.], n. Edition 2, 1969.

KARATHANASIS, A. D. Mineral Equilibria in Environmental Soil Systems. *In*: [s.l.: s.n.]. p. 109–151. DOI: 10.2136/sssabookser7.c4. Disponível em: <http://doi.wiley.com/10.2136/sssabookser7.c4>.

KIRK, Guy. **The Biogeochemistry of Submerged Soils**. [s.l.] : John Wiley, 2004. DOI: 10.1002/047086303x. Disponível em: www.wiley-europe.com. Acesso em: 29 jun. 2021.

LIMA, Aline Maria Meguins De; OLIVEIRA, Leidiane Leão De; FONTINHAS, Reginaldo Luso; LIMA, Ronaldo Jorge da Silva. ILHA DO MARAJÓ: REVISÃO HISTÓRICA, HIDROCLIMATOLOGIA, BACIAS HIDROGRÁFICAS E PROPOSTAS DE GESTÃO. **Holos Environment**, [S. l.], v. 5, n. 1, p. 65, 2005. DOI:

10.14295/holos.v5i1.331. Disponível em: <https://www.cea-unesp.org.br/holos/article/view/331>. Acesso em: 30 jun. 2021.

LIMA, Hedinaldo N.; SCHAEFER, Carlos E. R.; MELLO, Jaime W. V.; GILKES, Robert J.; KER, João C. Pedogenesis and pre-Colombian land use of “Terra Preta Anthrosols” (“Indian black earth”) of Western Amazonia. **Geoderma**, [S. l.], v. 110, n. 1–2, p. 1–17, 2002. DOI: 10.1016/S0016-7061(02)00141-6.

LISBOA, Pedro Luiz Braga. **A terra dos Aruã: uma história ecológica do arquipélago do Marajó**. [s.l.] : Museu Paraense Emílio Goeldi, 2012.

MASLIN, Mark A.; BURNS, Stephen J. Reconstruction of the Amazon Basin Effective Moisture Availability over the Past 14,000 Years. **Science**, [S. l.], v. 290, n. 5500, p. 2285–2287, 2000. DOI: 10.1126/science.290.5500.2285.

MATERECHERA, S. A.; DEXTER, A. R.; ALSTON, A. M. Formation of aggregates by plant roots in homogenised soils. **Plant and Soil**, [S. l.], v. 142, n. 1, p. 69–79, 1992. Disponível em: <http://www.jstor.org/stable/42938013>.

MCDONALD, R. C.; ISBELL, R. F.; SPEIGHT, J. G.; WALKER, J.; HOPKINS, M. S. **Australian soil and land survey: field handbook**. 2. ed. Melbourne: Melbourne, Vic: Inkata Press, 1990.

MEGGERS, Betty J.; EVANS, Clifford. Archeological investigations at the mouth of the Amazon,. [S. l.], 1957. Disponível em: <http://repository.si.edu/xmlui/handle/10088/15461>. Acesso em: 24 jan. 2022.

MEGGERS, Betty J.; ROOSEVELT, Anna Curtenius. Moundbuilders of the Amazon: Geophysical Archaeology on Marajo Island, Brazil. **Journal of Field Archaeology**, [S. l.], v. 19, n. 3, p. 399, 1992. DOI: 10.2307/529927. Disponível em: <https://www.jstor.org/stable/529927?origin=crossref>.

MIRANDA, Maria Carolina da Cruz; ROSSETTI, Dilce de Fátima; PESSENDA, Luiz Carlos Ruiz. Quaternary paleoenvironments and relative sea-level changes in Marajó Island (Northern Brazil): Facies, $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ and C/N. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, [S. l.], v. 282, n. 1–4, p. 19–31, 2009. DOI: 10.1016/j.palaeo.2009.08.004.

MOBILIAN, Courtney; CRAFT, Christopher B. Wetland Soils: Physical and Chemical Properties and Biogeochemical Processes. **Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences**, [S. l.], 2021. DOI: 10.1016/B978-0-12-819166-8.00049-9.

MOORE, D.M., REYNOLDS, R. C. **X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals**. [s.l.] : Oxford University Press., 1997.

MÖRNER, N. A.; ROSSETTI, D. F.; TOLEDO, P. D. The amazonian rainforest: only some 6-5 million years. *Diversidade Biológica e Cultural da Amazônia* old. **Editora do Museu Paraense Emílio Goeldi. Belém**, [S. l.], p. 3–18, 2001.

MURRIETA, Rui Sérgio S.; DUFOUR, Darna L.; SIQUEIRA, Andrea D. Food consumption and subsistence in three Caboclo populations on Marajo Island, Amazonia, Brazil. **Human Ecology**, [S. l.], v. 27, n. 3, p. 455–475, 1999. DOI: 10.1023/A:1018779624490. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1023/A:1018779624490>. Acesso em: 4 jun. 2021.

NOËL, Vincent et al. EXAFS analysis of iron cycling in mangrove sediments downstream a lateritized ultramafic watershed (Vavouto Bay, New Caledonia). **Geochimica et Cosmochimica Acta**, [S. l.], v. 136, p. 211–228, 2014. DOI: 10.1016/j.gca.2014.03.019.

OGG, Charles M.; GULLEY, Caleb D.; REED, Jackie M.; FERGUSON, Charles A. Soil property trends and classification of alluvial floodplains, South Carolina Coastal Plain. **Geoderma**, [S. l.], v. 305, p. 122–135, 2017. DOI: 10.1016/j.geoderma.2017.05.046.

OTERO, X. L.; FERREIRA, T. O.; HUERTA-DÍAZ, M. A.; PARTITI, C. S. M.; SOUZA, V.; VIDAL-TORRADO, P.; MACÍAS, F. Geochemistry of iron and manganese in soils and sediments of a mangrove system, Island of Pai Matos (Cananeia - SP, Brazil). **Geoderma**, [S. l.], v. 148, n. 3–4, p. 318–335, 2009. DOI: 10.1016/j.geoderma.2008.10.016.

PESSENDA, L. C. R.; BOULET, R.; ARAVENA, R.; ROSOLEN, V.; GOUVEIA, S. E. M.; RIBEIRO, A. S.; LAMOTTE, M. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation, changes during the Holocene in a forest-savanna transition zone,

Brazilian Amazon region. **Holocene**, [S. l.], v. 11, n. 2, p. 250–254, 2001. DOI: 10.1191/095968301668898509.

RÊGO, R. .. **Caracterização e gênese de solos com plintita na Ilha de Marajó**. 1986. Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, [S. l.], 1986.

RIFFEL, Silvana B.; VASCONCELOS, Paulo M.; CARMO, Isabela O.; FARLEY, Kenneth A. Goethite (U–Th)/He geochronology and precipitation mechanisms during weathering of basalts. **Chemical Geology**, [S. l.], v. 446, p. 18–32, 2016. DOI: 10.1016/J.CHEMGEO.2016.03.033.

ROSÁRIO, R. P.; BEZERRA, M. O.; VINZÓN, S. B. Dynamics of the saline front in the northern channel of the amazon river — influence of fluvial flow and tidal range (brazil). **Journal of Coastal Research**, [S. l.], p. 1414–1418, 2009. Disponível em: <http://www.jstor.org/stable/25738022>.

ROSSETTI, D. F.; BERTANI, T. C.; ZANI, H.; CREMON, E. H.; HAYAKAWA, E. H. Late Quaternary sedimentary dynamics in Western Amazonia: Implications for the origin of open vegetation/forest contrasts. **Geomorphology**, [S. l.], v. 177–178, p. 74–92, 2012. a. DOI: 10.1016/J.GEOMORPH.2012.07.015.

ROSSETTI, Dilce de Fátima. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. **Journal of South American Earth Sciences**, [S. l.], v. 14, n. 1, p. 77–89, 2001. DOI: 10.1016/S0895-9811(01)00008-6.

ROSSETTI, Dilce de Fátima; GÓES, Ana Maria; DE TOLEDO, Peter Mann. Archaeological mounds in Marajó Island in northern Brazil: A geological perspective integrating remote sensing and sedimentology. **Geoarchaeology**, [S. l.], v. 24, n. 1, p. 22–41, 2009. DOI: 10.1002/GEA.20250.

ROSSETTI, Dilce F. Paleosurfaces from northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. **Sedimentary Geology**, [S. l.], v. 169, n. 3–4, p. 151–174, 2004. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2004.05.003.

ROSSETTI, Dilce F. Tectonic control on the stratigraphic framework of late

pleistocene and holocene deposits in marajó island, state of pará, eastern Amazonia.

Anais da Academia Brasileira de Ciências, [S. l.], v. 82, n. 2, p. 439–449, 2010.

DOI: 10.1590/S0001-37652010000200020.

ROSSETTI, Dilce F.; GÓES, Ana M.; VALERIANO, Márcio M.; MIRANDA, Maria Carolina C. Quaternary tectonics in a passive margin: Marajó Island, northern Brazil.

Journal of Quaternary Science, [S. l.], v. 23, n. 2, p. 121–135, 2008. DOI:

10.1002/jqs.1132.

ROSSETTI, Dilce F.; SOUZA, Lena S. B.; PRADO, Renato; ELIS, Vagner R.

Neotectonics in the northern equatorial Brazilian margin. **Journal of South**

American Earth Sciences, [S. l.], v. 37, p. 175–190, 2012. b. DOI:

10.1016/j.jsames.2012.03.004.

ROSSETTI, Dilce F.; VALERIANO, Márcio M. Evolution of the lowest amazon basin modeled from the integration of geological and SRTM topographic data. **Catena**, [S. l.], v. 70, n. 2, p. 253–265, 2007. DOI: 10.1016/j.catena.2006.08.009.

SANTOS, H. G.; JACOMINE, P. T. K.; ANJOS, L. H. C.; OLIVEIRA, V. A.; OLIVEIRA, J. B. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5th. ed. Brasília, DF: Embrapa Solos (CNPS), 2018.

SANTOS, Maria L. S.; MEDEIROS, Carmen; MUNIZ, Kátia; FEITOSA, Fernando A. N.; SCHWAMBORN, Ralf; MACÊDO, Sílvio J. Influence of the Amazon and Pará Rivers on water composition and phytoplankton biomass on the adjacent shelf.

Journal of Coastal Research, [S. l.], v. 24, n. 3, p. 585–593, 2008. DOI:

10.2112/05-0538.1.

SANTOS, R. D.; LEMOS, R. D.; SANTOS, H. D.; KER, J. C.; ANJOS, L. D.;

SHIMIZU, S. H. **Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo**. [s.l.] :

Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2005. Disponível em:

https://www.sbcs.org.br/loja/index.php?route=product/product&product_id=55.

Acesso em: 29 jun. 2021.

SCHWERTMANN, U.; FITZPATRICK, R. W. Occurrence Of Lepidocrocite And its

Association With Goethite in Natal Soils. **Soil Science Society of America Journal**,

[S. l.], v. 41, n. 5, p. 1013–1018, 1977. DOI:

10.2136/sssaj1977.03615995004100050042x.

SMITH, C. B.; COHEN, M. C. L.; PESSEDA, L. C. R.; FRANÇA, M. C.; GUIMARÃES, J. T. F. Holocene proxies of sedimentary organic matter and the evolution of Lake Arari-Amazon Region. **Catena**, [S. l.], v. 90, p. 26–38, 2012. DOI: 10.1016/j.catena.2011.10.002.

SMITH, Clarisse Beltrão; COHEN, Marcelo Cancela Lisboa; PESSEDA, Luiz Carlos Ruiz; FRANÇA, Marlon Carlos; GUIMARÃES, José Tasso Felix; ROSSETTI, Dilce de Fátima; LARA, Rubén José. Holocene coastal vegetation changes at the mouth of the Amazon River. **Review of Palaeobotany and Palynology**, [S. l.], v. 168, n. 1, p. 21–30, 2011. DOI: 10.1016/j.revpalbo.2011.09.008.

SOIL SURVEY STAFF. Keys to Soil Taxonomy, 12th ed. **USDA-Natural Resources Conservation Service, Washington, DC.**, [S. l.], 2014.

STAUFFER, Robert E.; ARMSTRONG, David E. Cycling of iron, manganese, silica, phosphorus, calcium and potassium in two stratified basins of Shagawa Lake, Minnesota. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, [S. l.], v. 50, n. 2, p. 215–229, 1986. DOI: 10.1016/0016-7037(86)90171-7.

TATUMI, Sonia H.; SILVA, Luis P. Da; PIRES, Elcio L.; ROSSETTI, Dilce F.; GÓES, Ana M.; MUNITA, Casimiro S. Datação de Sedimentos Pós-Barreiras no Norte do Brasil: implicações paleogeográficas. **Revista Brasileira de Geociências**, [S. l.], v. 38, n. 3, p. 514–524, 2008. DOI: 10.25249/0375-7536.2008383514524. Disponível em: <http://ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/7602/7029>.

TAYLOR, R. M. The Influence of Aluminum on Iron Oxides. Part I. The Influence of Al on Fe Oxide Formation from the Fe(II) System. **Clays and Clay Minerals**, [S. l.], v. 26, n. 6, p. 373–383, 1978. DOI: 10.1346/CCMN.1978.0260601. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1346/CCMN.1978.0260601>. Acesso em: 25 jun. 2021.

VEPRASKAS, Michael J.; POLIZZOTTO, Matthew; FAULKNER, Stephen P. Redox chemistry of hydric soils. *In*: **Wetland Soils: Genesis, Hydrology, Landscapes, and Classification: Second Edition**. [s.l.] : CRC Press, 2016. p. 105–132. DOI: 10.1201/b18996-9.

VIDOTTO, Elaine; PESSEDA, Luiz Carlos Ruiz; RIBEIRO, Adauto De Souza; DE FREITAS, Hermes Augusto; BENDASSOLLI, José Albertino. Dinâmica do ecótono floresta-campo no sul do estado do Amazonas no Holoceno, através de estudos isotópicos e fitossociológicos. **Acta Amazonica**, [S. l.], v. 37, n. 3, p. 385–400, 2007. DOI: 10.1590/S0044-59672007000300010. Disponível em: <http://www.scielo.br/j/aa/a/3wwQdFFPH4DfZWtHWCzJqCS/?lang=pt&format=html>. Acesso em: 25 jan. 2022.

WINTER, Thomas C. The vulnerability of wetlands to climate change: A hydrologic landscape perspective. **Journal of the American Water Resources Association**, [S. l.], v. 36, n. 2, p. 305–311, 2000. DOI: 10.1111/j.1752-1688.2000.tb04269.x. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1111/j.1752-1688.2000.tb04269.x>. Acesso em: 28 jun. 2021.

WONG, Vanessa N. L.; JOHNSTON, Scott G.; BURTON, Edward D.; BUSH, Richard T.; SULLIVAN, Leigh A.; SLAVICH, Peter G. Seawater causes rapid trace metal mobilisation in coastal lowland acid sulfate soils: Implications of sea level rise for water quality. **Geoderma**, [S. l.], v. 160, n. 2, p. 252–263, 2010. DOI: 10.1016/J.GEODERMA.2010.10.002.

YANG, Dan; LIU, Jingchun; ZHAO, Weiwei; HUANG, Qi; XUE, Liyang; YAN, Chongling; LU, Haoliang. Iron mineralogy and speciation of sediment iron-bearing minerals in mangrove forest: Case study of Zhangjiang estuary, China. **Marine Pollution Bulletin**, [S. l.], v. 151, p. 110800, 2020. DOI: 10.1016/j.marpolbul.2019.110800.

YERIMA, B. P. K.; ENANG, R. K.; KOME, G. K.; VAN RANST, E. Exchangeable aluminium and acidity in Acrisols and Ferralsols of the north-west highlands of Cameroon. **Geoderma Regional**, [S. l.], v. 23, p. e00343, 2020. DOI: 10.1016/J.GEODRS.2020.E00343.

ZHANG, Qian et al. Water dispersible colloids and related nutrient availability in Amazonian Terra Preta soils. **Geoderma**, [S. l.], v. 397, p. 115103, 2021. DOI: 10.1016/J.GEODERMA.2021.115103.

CAPÍTULO 3

Geoquímica de solos do setor leste da Ilha de Marajó: Implicações do material de origem e potencial risco ambiental.

RESUMO

Muitos estudos se basearam na geoquímica do solo para investigar a fonte do material de origem, composição, relações entre os elementos, grau de intemperismo das rochas e detectar elementos potencialmente tóxicos. A Ilha do Marajó, a maior ilha fluvial-marítima do mundo, está localizada no bioma amazônico. Apesar da grande importância social e ambiental da ilha, as pesquisas sobre a geoquímica da Ilha do Marajó são escassas. O trabalho tem como objetivo estudar as propriedades geoquímicas dos solos dos principais materiais de origem do leste da Ilha do Marajó, com ênfase nos índices de intemperismo, relações geoquímicas entre os elementos e elementos potencialmente tóxicos. Amostras de sete perfis de solo representativos da ilha foram coletadas para realizar análises físicas e químicas: dissolução seletiva de óxidos de ferro por citrato-bicarbonato-ditionito (CBD) e oxalato ácido de amônio (OAA); quantificação de elementos maiores, traços e terras raras (REEs) realizada por digestão multiácida e determinação em ICP-OES/MS; caracterização da intensidade de intemperismo pelo índice químico de alteração (CIA), índice de intemperismo químico (CWI), índice de alteração plagioclásio (PIA), proxy químico de alteração (CPA) e índice de variabilidade composicional (ICV); e avaliação de elementos potencialmente tóxicos usando fator de enriquecimento e Igeo. Os dados foram analisados por análise estatística multivariada e fatorial e por gráficos ternários. Os resultados indicaram que a variação geoquímica dos solos na porção leste da Ilha do Marajó refletiu particularidades do material de origem influenciadas por eventos de transgressão marinha, e pelas condições atuais de oscilação do lençol freático e clima tropical úmido. O enriquecimento arsênico dos solos em HS foi devido à influência estuarina passada e às condições hidromórficas atuais, enquanto os solos em PB, LF e LD são naturalmente enriquecidos pelo material de origem. Os índices de intemperismo CIA, CIW e PIA foram ferramentas úteis na avaliação do grau de intemperismo dos solos.

Palavras-chave: Elementos terras raras; arsênio; elementos potencialmente tóxicos; Amazônia.

Soil geochemistry in the eastern side of Marajó Island: Implications of the parent material and potential environmental risk.

ABSTRACT

Many studies have relied on soil geochemistry to investigate the origin of the parent material, composition, relationships between elements, degree of rock weathering, and to detect potentially toxic elements. Marajó Island, the largest river-maritime island in the world, is located in the Amazon biome. Despite the island's great social and environmental importance, research on the geochemistry of Marajó Island is scarce. The work aims to study the geochemical properties of soils on the main parent materials in the eastern of Marajó Island, with emphasis on weathering indices, geochemical relationships between elements, and potentially toxic elements. Samples from seven soil profiles representative of the island were collected to conduct physical and chemical analyzes: selective dissolution of iron oxides by citrate-bicarbonate-dithionite (CBD) and ammonium acid oxalate (OAA); quantification of major, trace and rare earth elements (REEs) performed by multi-acid digestion and determination in ICP-OES/MS; characterization of weathering intensity by the chemical index of alteration (CIA), chemical weathering index (CWI), plagioclase index of alteration (PIA), chemical proxy of alteration (CPA), and index of compositional variability (ICV); and assessment of potentially toxic elements using enrichment factor and Igeo. Data were analyzed by multivariate and factorial statistical analysis, and by ternary plots. The results indicated that the geochemical variation of soils in the eastern portion of Marajó Island reflected particularities of the parent material influenced by marine transgression events, and by the current conditions of water table oscillation and humid tropical climate. In soils on Post-Barreiras (PB), Laterite Formation (LF) and Lateritic Debris (LD), the main elements were Al, Fe, and Ti. Due to intense weathering and leaching, negative anomalies were observed in nearly all elements, including the REEs. Arsenic enrichment of the soils on HS was due to the past estuarine influence and the current hydromorphic conditions, while soils on PB, LF and LD are naturally enriched by the parent material. The weathering indices CIA, CIW and PIA were useful tools in assessing the weathering degree of the soils.

Keywords: Rare earth elements; arsenic; potentially toxic elements; Amazon.

1. INTRODUÇÃO

A geoquímica de solos tem sido amplamente utilizada em estudos para inferir a procedência do material de origem, composição, relações elementares, grau de intemperismo (MBALE NGAMA et al., 2019; SINGH, 2009; TAYLOR; MCLENNAN, 1985; TRIPATHI; RAJAMANI, 2003; WU et al., 2014) e na detecção de elementos potencialmente tóxicos (ADEWUYI; OSOBAMIRO, 2016; PARDUE; PATRICK, 2018; RIBA et al., 2003; WU et al., 2018).

O intemperismo e pedogênese alteram o material de origem pois causam a degradação de minerais primários e resultam na lixiviação de cátions lábeis (Ca^{2+} , Na^+ , K^+ e Mg^{2+}) que atuam como indicadores úteis das condições de intemperismo em relação aos constituintes hidrolisados destes minerais, como Al^{3+} e Ti^{4+} . (NESBITT; FEDO; YOUNG, 2015). Já elementos menos móveis, como Al, Fe, Ti, Th, Sc, Co, Zr, e os elementos terras raras (ETRs) sofrem pouco fracionamento geoquímico durante os processos desnudacionais, e são comumente indicados para determinar a procedência geológica (TAYLOR; MCLENNAN, 1985).

O conteúdo geoquímico de solos é uma importante ferramenta para a compreensão dos processos ambientais, pois revela controles geoquímicos sobre elementos potencialmente tóxicos (ARAFA et al., 2015; EKOA BESSA; NGUEUTCHOUA; NDJIGUI, 2018) e natureza do ambiente de sedimentação (SAHA et al., 2020); além de guardarem registros de influência marinha e estuarina (CHIOU; KILE, 2000), condições climáticas predominantes (SAYDAM EKER et al., 2018) e transporte de detritos de formações geológicas ou solos do entorno (SHAH et al., 2020).

A Ilha de Marajó localiza-se na foz dos rios Amazonas e Tocantins e é considerada a maior ilha flúvio- marinha do mundo (FRANCISQUINI et al., 2014; ROSSETTI; VALERIANO, 2007). Inserida no bioma Amazônico, pode ser subdividida em duas porções: as planícies alagáveis, com cotas altimétricas que variam de 0 a 9 m acima do nível do mar, sujeitas a inundações anuais, e sob influência dos sedimentos Holocênicos da Bacia do Tocantins-Araguaia; e as terras altas de melhor drenagem, variando de 10 a 40 m acima do nível do mar, no sul e oeste, e sobre sedimentos das Formações Barreiras (Mioceno médio), Formações Lateríticas

(Mioceno superior) e Formação Pós-Barreiras (Plioceno) (CORREA; PERES; VIEIRA, 1974; ROSSETTI; VALERIANO, 2007).

A Amazônia têm sido alvo de muitas discussões sobre mudanças climáticas globais (BARROS; ALBERNAZ, 2014; FRANÇA et al., 2012), sendo apontada como um dos principais sistemas terrestres a alcançar estágios críticos, implicando em grandes impactos para os sistemas humanos e ecológicos (LENTON et al., 2008). O setor leste da Ilha de Marajó é particularmente sensível a tais mudanças, em especial para a população da ilha, que depende tradicionalmente de serviços ecossistêmicos locais, como a caça, pesca, criação de búfalos, cultivo de arroz nos campos inundáveis e agricultura de subsistência nas terras altas florestadas (COHEN et al., 2009; LISBOA, 2012; MURRIETA; DUFOUR; SIQUEIRA, 1999). Projeções climáticas indicam que a maioria das planícies aluviais da ilha podem ser inundadas permanentemente nas próximas décadas (BARROS; ALBERNAZ, 2014), o que acarretaria em mudanças drásticas nas propriedades físico-químicas dos solos e sedimentos, impactando diretamente na biota dessas áreas (CARPENTER et al., 2003).

Apesar da sua grande importância social e ambiental, pesquisas sobre a geoquímica da Ilha de Marajó são escassas. Estudos nesse escopo têm relevante importância para a tomada de decisão, proteção ambiental e saúde humana (JYOTI et al., 2015; KLASSEN, 2009; REN et al., 2015; SOROKINA; ZARUBINA, 2013; VENTERIS et al., 2014; WU et al., 2018); além da produção de informações que podem subsidiar o desenvolvimento de novas pesquisas, especialmente tratando-se da Ilha de Marajó, que encontra-se inserida no bioma Amazônia e que possui um dos mais baixos Índices de Desenvolvimento Humano (IDH) do país (IBGE, 2010).

Assim, o presente trabalho tem como objetivo estudar as propriedades geoquímicas dos solos sobre os principais materiais de origem no setor leste da Ilha de Marajó, com ênfase nos índices de intemperismo, relações geoquímicas dos elementos e elementos potencialmente tóxicos.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Cenário geológico

Geologicamente, a Ilha de Marajó está inserida no Sistema Gráben do Marajó, que consiste em uma variedade de rochas metamórficas pré-cambrianas e depósitos Paleozóicos (AZEVEDO, 1991). A pilha sedimentar do Sistema Graben Marajó começa com depósitos arenosos das Formações Breves / Jacarezinho (Aptiano-Cenomaniano) e argilitos siltosos da Formação Anajás (Cretáceo Superior) (ROSSETTI et al., 2012). Sobre esses depósitos estão arenitos, argilitos e conglomerados da Formação Limoeiro, siliciclásticos-carbonatos mistos da Formação Marajó (Paleoceno-Eoceno) e do Grupo Pará (Mioceno a Holoceno), que compreende arenitos da Formação Tucunaré e argilitos da Formação Pirarucu, em idade superficial equivalente à Formação Barreiras e aos Sedimentos Pós-Barreiras (COSTA et al., 2002).

A formação da sequência Barreiras, Formações Lateríticas e Pós-Barreiras, iniciou-se durante o Mioceno médio, quando grande parte dos estados brasileiros, como Pará e Maranhão eram submersos por um mar raso, tornando-se grandes plataformas carbonáticas conectadas a sistemas estuarinos deposicionais, onde arenitos e argilitos foram formados por influência da maré (GÓES et al., 1990). Esse aumento relativo do nível do mar também promoveu a deposição das formações Pirabas e Barreiras (PETRI, 1957).

Já no final do Mioceno, houve uma grande fase de ampla exposição subaérea, registrada por inúmeros processos erosivos e pelo estabelecimento da Formação Laterítica de Marajó (ROSSETTI, 2004), contemporânea de outras Formações Lateríticas em toda a Amazônia (KING, 1962). Após esse período de rebaixamento no nível do mar e intensa laterização, uma nova fase de sedimentação foi documentada na Amazônia, num período entre o Plioceno e Pleistoceno. Como consequência, foram geradas as Formações Içá e Pós-Barreiras, essa última predominantemente arenosa, recobre a sucessão do Mioceno e inclui sedimentação fluvial e eólica (MÖRNER; ROSSETTI; TOLEDO, 2001).

Entre o Pleistoceno Tardio e Holoceno, a abertura de falhas causadas por uma neotectônica na Ilha de Marajó (ROSSETTI et al., 2012), causaram subsidência do centro leste da ilha, culminando na destruição de toda a sequência de deposição

Barreiras e Pós-Barreiras e conseqüentemente da Formação Laterítica entre as duas, dando espaço às deposições Holocênicas recentes.

2.2 Seleção e amostragem

Foram coletados 7 perfis representativos dos principais materiais de origem do setor leste da Ilha de Marajó (Figura 1); quatro nas planícies inundáveis, sobre Sedimentos Holocênicos com Influência fluvio-marinha (SH) (P₁, P₂, P₃ e P₄); dois nos terraços mais altos, sobre Formação Laterítica (FL) (P₅) e Pós-Barreiras (PB) (P₇), e um formado sobre Detritos Lateríticos (DL) (P₆), na encosta dos terraços.

Figura 1- a) Localização da área de estudo. b) Corte topográfico com localização dos solos e material de origem.

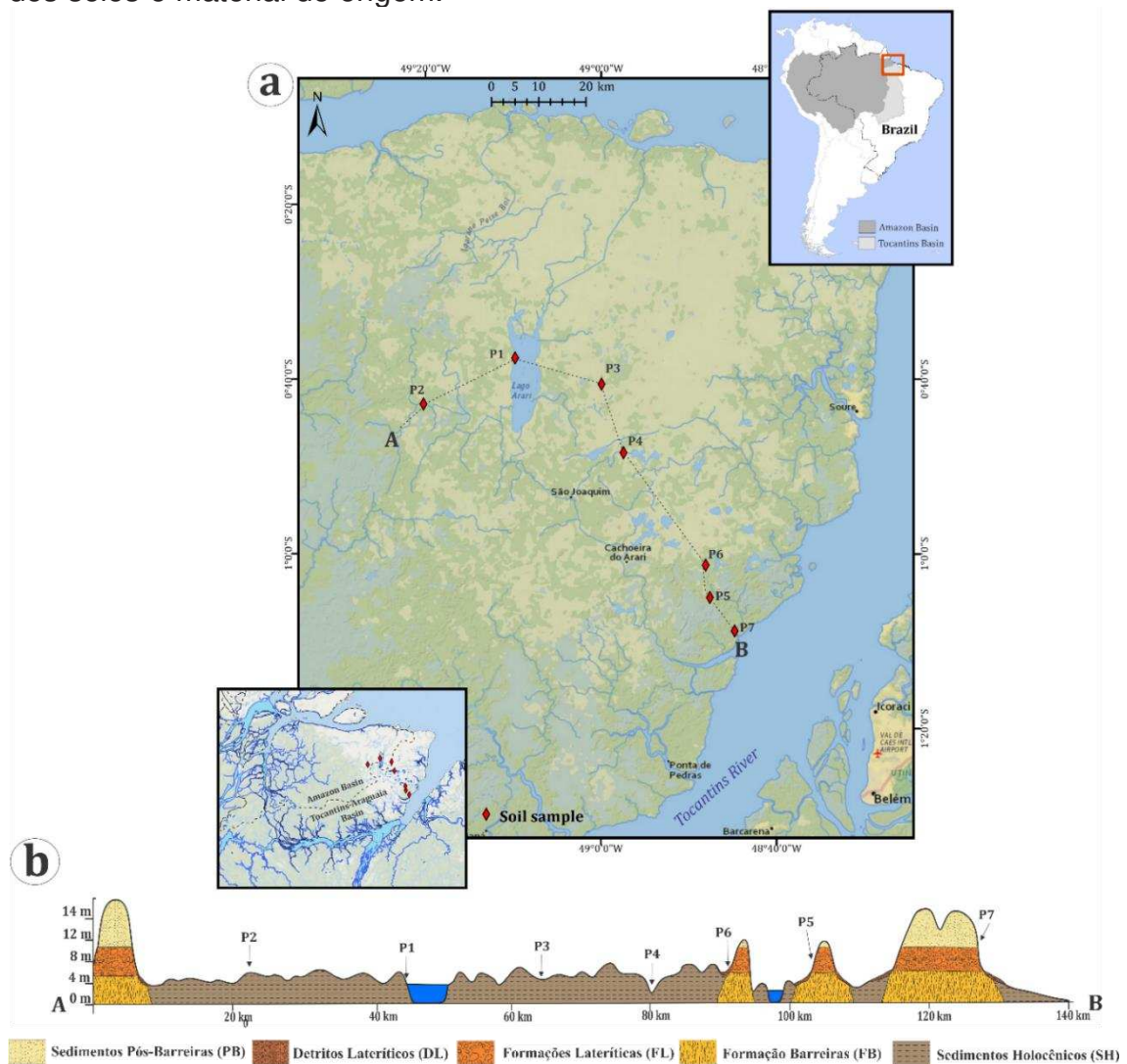


Tabela 1. Classificação, altitude e material de origem dos solos estudados no setor leste da Ilha de Marajó.

Perfil	Classificação	Altitude	Material de origem	Características do material de origem	Lat	Long
1	GLEISSOLO HÁPLICO Sódico vertissólico	0 m	Sedimentos Holocênicos Fluviomarinhos	Sedimentos siltosos e argilosos, escuros a castanhos claros com influência fluvial-marinha	704449	9930742
2	GLEISSOLO HÁPLICO alumínico neofluvissólico	6 m	Sedimentos Holocênicos Fluviomarinhos	Sedimentos siltosos e argilosos acinzentados com influência fluvial-marinha	685080	9921028
3	GLEISSOLO MELÂNICO Ta eutrófico típico	4 m	Sedimentos Holocênicos Fluviomarinhos	Sedimentos siltosos e argilosos escuros com influência fluvial-marinha	722707	9925222
4	GLEISSOLO HÁPLICO Ta eutrófico vertissólico	1 m	Sedimentos Holocênicos Fluviomarinhos	Sedimentos siltosos e argilosos escuros com influência fluvial-marinha	727339	9910745
5	PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário êndico	10 m	Formação Laterítica	Nódulos, concreções e fragmentos compostos por oxi-hidróxidos de ferro em matriz argilosa.	745573	9880188
6	PLINTOSSOLO HÁPLICO Alumínico típico	5 m	Detrito Laterítico	Detritos de oxi-hidróxidos de ferro e sedimentos siltoso e argilosos castanho-escuros a castanho-claros.	744693	9887023
7	PLINTOSSOLO ARGILÚVICO Alumínico típico	12 m	Sedimentos Pós- Barreiras (Pleistoceno- Holoceno)	Areias avermelhadas de granulação fina e friáveis e lentes de argila e silte.	750813	9873123

Os perfis foram descritos e coletados em conformidade com Santos et al., (2005) e classificados segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Santos, 2015) (Tabela 1). Para realização de análises físicas e químicas, as amostras foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneira com malha de 2 mm para obtenção da fração terra fina seca ao ar (TFSA).

2.3 Análises químicas e físicas

A determinação granulométrica do solo foi realizada em amostras secas e peneiradas (2 mm) pelo método de pipeta. O pH foi determinado em H₂O, na proporção de 1:2,5 usando um medidor de pH de bancada digital (pHmetro). O teor de C-org foi determinado via oxidação com dicromato (0,167 mol L⁻¹ de K₂Cr₂O₇) em meio ácido (Walkley e Black), utilizando uma fonte externa de calor para maximizar a oxidação. O Ca²⁺ e Mg²⁺ trocáveis foram extraídos com KCl 1 mol L⁻¹ e determinados por espectrofotometria de absorção atômica. Acidez trocável (M^{x+}) foi extraída com KCl 1 mol L⁻¹ e quantificada por titulometria com hidróxido de sódio 0,025 mol L⁻¹. A H+Al foi extraída utilizando o extrator Ca(OAc)₂ 0,5 mol L⁻¹ tamponado a pH 7,0 e quantificado por titulação com NaOH 0,025 mol L⁻¹. Todas as análises químicas e físicas citadas anteriormente foram realizadas de acordo com a Embrapa (2017).

Os teores de Fe associados aos óxidos de Fe cristalino e pouco cristalino foram determinados após uma única extração de citrato-bicarbonato-ditionito de sódio (CBD) e oxalato ácido de amônio (AAO), respectivamente (MEHRA; JACKSON, 2013). A relação Fe_o/Fe_d foi utilizada como índice qualitativo do grau de cristalinidade dos óxidos de ferro (KÄMPF; RESENDE, 1988). Os teores de Fe dos diferentes extratos foram determinados por espectrofotometria de absorção atômica.

Para a quantificação dos elementos maiores (Al, Ca, Fe, K, Mg, Na e Ti), traços (As, Ba, Cd, Co, Cr, Cu, Hf, Nh, Ni, P, Pb, Rb, S, Sr, Th, U, V, Zn e Zr) e terras raras (Sc, Y, La, Ce, Tb, Yb e Lu), foi realizada a digestão multiácida por meio da combinação de HCl (ácido clorídrico), HNO₃ (ácido nítrico), HF (ácido fluorídrico) e HClO₄ (ácido perclórico) (EMBRAPA, 2017). A determinação dos elementos foi feita em ICP-OES e ICP-MS.

2.4 Índices de intemperismo

Para caracterizar a intensidade do intemperismo nos solos estudados, foi empregado o índice químico de alteração, CIA (NESBITT; YOUNG, 1982); índice químico de intemperismo CIW (HARNOIS; LUC, 1988); índice de alteração do plagioclásio, PIA (FEDO; WAYNE NESBITT; YOUNG, 1995); proxy químico de alteração, CPA (BUGGLE et al., 2011); e o índice de variabilidade composicional, ICV

(COX; LOWE; CULLERS, 1995). Os índices foram calculados usando as seguintes equações:

$$CIA = \frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + Na_2O + CaO + K_2O} \times 100 \quad (1)$$

$$CIW = \frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + Na_2O + CaO} \times 100 \quad (2)$$

$$PIA = \frac{Al_2O_3 - K_2O}{Al_2O_3 + Na_2O + CaO - K_2O} \times 100 \quad (3)$$

$$CPA = \frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + Na_2O} \times 100 \quad (4)$$

$$ICV = \frac{CaO + MgO + Na_2O + K_2O + Fe_2O_3 + MnO + TiO_2}{Al_2O_3} \times 100 \quad (5)$$

2.5. Avaliação de elementos potencialmente tóxicos

Foi calculado o fator de enriquecimento (FE) para os elementos potencialmente tóxicos (Ni, Cr, Zi, Cd, Pb e As), a fim de identificar possíveis adições em relação à concentração natural superficial, de acordo com Wu et al. (2014), pela seguinte equação:

$$FE = \frac{\left[\frac{X_{sample}}{Y_{sample}} \right]}{\left[\frac{X_n}{Y_{earth\ crust}} \right]} \quad (6)$$

Em que X é a concentração do elemento na amostra, Xn é a concentração correspondente desse elemento na crosta terrestre (UCC) (RUDNICK; FOUNTAIN, 1995); e Y é a concentração do elemento normalizador da amostra. Como as fontes naturais dominam amplamente o padrão de concentração de Al na área estudada, ele foi selecionado como elemento normalizador (JOÃO; TEIXEIRA; FONSECA, 2013). A interpretação do fator de enriquecimento pode ser avaliada da seguinte forma: nenhum enriquecimento (<1); baixo enriquecimento (<3); moderado (3-5); moderadamente grave (5-10); grave (10-25); muito grave (25-50); extremamente grave (>50).

Para avaliar o possível aumento no conteúdo de elementos potencialmente tóxicos em relação ao background geoquímico, o índice de geoacumulação (Igeo) foi

determinado para cada horizonte dos solos, utilizando a equação descrita por (MULLER, 1979):

$$I_{geo} = \text{Log}_2 \frac{C_n}{1.5B_n} \quad (7)$$

Em que C_n é a concentração do elemento na amostra, e B_n é o background do elemento. No estudo atual, os backgrounds foram aquelas medidas nos horizontes mais subsuperficiais dos solos. A constante 1,5 foi utilizada para compensar as flutuações naturais de um determinado metal e os menores impactos antrópicos (MULLER, 1979). O I_{geo} calculado para um determinado elemento reflete o grau de contaminação em relação ao seu nível de fundo, que pode ser interpretado da seguinte forma: não contaminado (< 0); não contaminado a moderadamente contaminado (0 - 1); moderadamente contaminado (1 - 2); moderadamente a fortemente contaminado (2 - 3); fortemente contaminado (3 - 4); fortemente a extremamente contaminado (4 - 5); ou extremamente contaminado (> 5).

2.6 Análise estatística

Os dados foram analisados por meio da estatística descritiva, multivariada, análise fatorial e análise de componentes principais (PCA) (DAVIS; SAMPSON, 1986). A PCA foi escolhida por permitir converter um conjunto de observações descritas por um conjunto de variáveis, em um novo conjunto de variáveis linearmente não correlacionadas, as componentes principais. Para uma melhor compreensão dos elementos relacionados nos diferentes tipos de material de origem, diagramas ternários de elementos incompatíveis (Sc – La – Th e Co – Hf – Sc) também foram utilizados.

3. RESULTADOS

3.1 Propriedades químicas e físicas do solo

Os solos sobre Sedimentos Holocênicos (P_1 , P_2 , P_3 e P_4) tiveram teores de areia que variaram entre 0 (P_1) e 40 g kg^{-1} (P_2), silte entre 240 (P_4) e 730 g kg^{-1} (P_2), e argila entre 230 (P_2) e 750 g kg^{-1} (P_4) (Tabela 2). As razões Fe_o/Fe_d do P_1 , P_2 e P_4

indicam predominância de formas menos cristalinas de Fe; enquanto no P₃ persistem formas ligeiramente mais cristalinas. A variação de pH foi entre 4,0 (P₃) e 6,3 (P₃), sendo esse valor comumente baixo nos horizontes superficiais. A CTC variou de 11,45 (P₃) a 28,43 cmolc kg⁻¹(P₁) e o carbono orgânico entre 1,5 (P₁) a 84,2 g kg⁻¹(P₃).

Tabela 2. Atributos físicos e químicos dos solos estudados no leste da Ilha de Marajó.

Hor.	Prof.	Areia	Silte	Argila	$\frac{Fe_o}{Fe_D}$	H ₂ O	CTC	COS
	Cm	g kg ⁻¹				pH	cmolc kg ⁻¹	g kg ⁻¹
P1- GLEISSOLO HÁPLICO Sódico vertissólico								
Ap	0-10	20	380	600	0,69	4,6	25,2	26,0
CAg	10-20	30	450	520	-	4,8	25,38	10,7
Cg1	20-48	10	350	640	0,20	5,7	28,43	1,5
Cg2	48-95	0	410	590	0,28	6,2	32,24	2,3
P2- GLEISSOLO HÁPLICO alumínico neofluvisólico								
A	0-9	10	590	410	0,78	4,4	17,24	24,5
Cg1	9-47	20	620	370	-	4,6	15,22	12,3
Cg2	47-75	30	670	300	0,72	4,6	14,45	13,0
2Ag	75-102	30	630	340	0,73	4,7	16,06	15,3
2Cg1	102-132	20	580	400	-	4,6	18,08	6,9
2Cg2	132-160+	40	730	230	0,40	4,5	12,94	1,5
P3- GLEISSOLO MELÂNICO Ta eutrófico típico								
Ao	0-18	40	540	430	0,69	4	23,97	84,2
AB	18-24	30	590	380	-	5,7	11,45	9,2
Cg1	24-43	20	410	580	0,07	5,5	14,64	3,8
Cg2	43-70+	20	350	630	0,03	6,3	20,82	1,5
P4- GLEISSOLO HÁPLICO Ta eutrófico vertissólico								
Cg1	0-19	10	290	700	0,63	4,7	22,87	12,3
Cg2	19-48	0	340	660	0,76	4,3	24,62	6,9
Cg3	48-70+	20	240	750	0,51	4,4	24,15	6,1
P5- PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário êndico								
A	0-26	480	320	200	0,05	4,9	4,7	7,8
Bfc	26-42	360	280	370	0,02	5,1	3,4	2,3
F	42-200+	-	-	-	0,12	-	-	-
P6- PLINTOSSOLO HÁPLICO Alumínico típico								
A	0-26	180	450	380	0,14	4,8	15,35	78,1
BfA	26-50	150	300	550	-	5,0	5,67	4,7
Bf	50-75+	110	270	620	0,03	5,1	5,48	0,8
P7- PLINTOSSOLO ARGILÚVICO Alumínico típico								
Ap	0-19	380	460	170	0,86	4,8	6,14	22,7
AB	19-29	330	500	160	-	4,9	4,26	7,8
Btf	29-50	280	460	270	0,52	4,9	5,25	3,9
Bf2	50-120+	140	340	510	0,29	4,7	7,95	2,3

Nos solos formados sobre os sedimentos Pós-Barreiras (P₅), Formações Lateríticas (P₇), e nos solos sobre Detritos Lateríticos (P₆), os teores de areia variaram de 110 (P₆) a 480 g kg⁻¹(P₅), silte de 280 (P₅) a 500 g kg⁻¹(P₇), e argila de 160 (P₇) a 620 g kg⁻¹(P₃) (Tabela 2). As razões Fe_o/Fe_d indicam predominância de formas mais cristalinas (<0,02) de Fe no P₅ e P₆, e menos cristalinas (>0,02) no P₇. Os valores de pH dos solos variaram de 4,7 (P₇) a 5,1 (P₆). A CTC, de 3,4 (P₅) a 15,35 cmolc kg⁻¹(P₆); e carbono orgânico de 0,8 (P₆) a 78,1 g kg⁻¹(P₆) (Tabela 2).

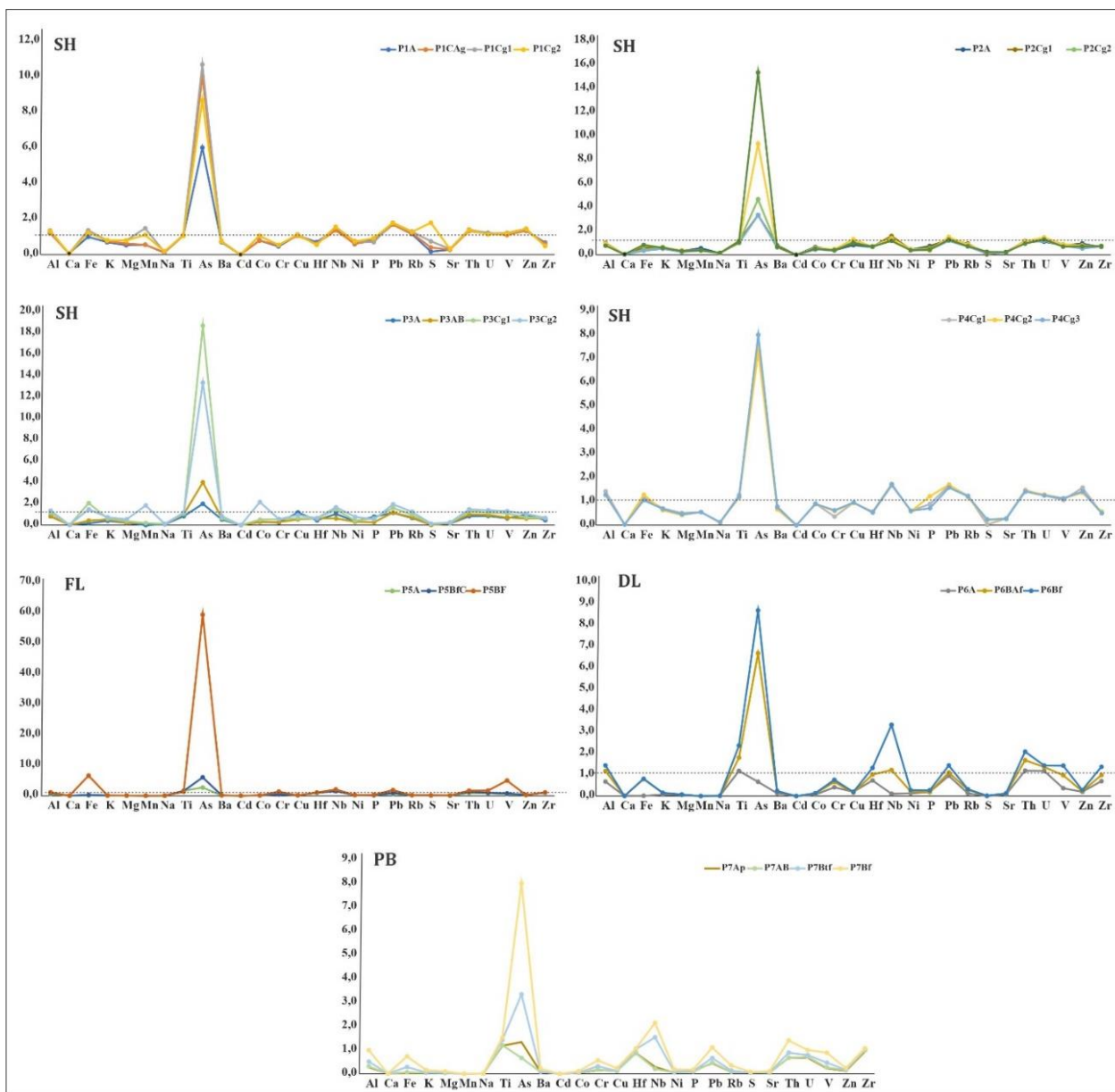
3.2 Geoquímica e índices de intemperismo

O resultado da composição elementar total dos solos indica que o Al₂O₃ (4,16-21,73%) é o óxido dominante, seguido de Fe₂O₃ (0,07- 32,88%), K₂O (0,12- 2,69%), MgO (0,07- 1,74%), TiO₂ (0,57- 1,60%), Na₂O (0,03- 0,71%), CaO (0,01- 0,28%) e MnO (0- 0,1%) (Tabela 3). Comparativamente aos teores da UCC (Figura 2), há depleção de Fe₂O₃ no P₂, P₅, P₆ e P₇; e de Al₂O₃ no P₂ e P₇. O TiO₂ foi superior à média da UCC em todos os solos. Os solos exibem depleção de CaO, K₂O, MgO, MnO e Na₂O, em relação a UCC.

Tabela 3. Teores dos elementos principais e índices de intemperismo nos solos estudados.

Horiz.	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	TiO ₂	CIA	CIW	PIA	CPA	ICV
	%												
	CCS (Média dos teores elementares da crosta continental superior)												
-	15,19	4,19	5,0	3,37	2,20	0,07	3,89	0,68	57,0	65,3	59,4	79,6	18,8
	P1- GLEISSOLO HÁPLICO Sódico vertissólico												
A	18,37	0,28	4,98	2,34	1,16	0,04	0,44	0,72	85,7	96,2	95,7	97,6	9,3
CAg	18,90	0,21	6,62	2,53	1,38	0,04	0,53	0,72	85,3	96,3	95,7	97,3	11,3
Cg1	20,58	0,24	6,83	2,70	1,74	0,10	0,62	0,75	85,3	96,0	95,4	97,1	12,3
Cg2	19,97	0,27	6,18	2,69	1,74	0,08	0,71	0,72	84,5	95,3	94,6	96,5	11,7
	P2- GLEISSOLO HÁPLICO alumínico neofluvisólico												
A	14,79	0,14	2,95	2,10	0,71	0,04	0,54	0,73	84,2	95,6	94,9	96,5	6,5
Cg1	14,85	0,14	2,90	2,14	0,70	0,03	0,55	0,78	84,0	95,5	94,8	96,4	6,5
Cg2	12,51	0,14	2,17	1,90	0,55	0,03	0,55	0,72	82,8	94,8	93,9	95,8	5,4
2Ag	11,90	0,13	1,72	1,70	0,53	0,03	0,49	0,67	83,8	95,1	94,3	96,1	4,6
2Cg1	14,10	0,18	4,00	2,00	0,81	0,03	0,55	0,70	83,8	95,0	94,3	96,2	7,6
2Cg2	11,66	0,21	4,16	1,98	0,70	0,03	0,65	0,72	80,5	93,2	91,9	94,7	7,8
	P3- GLEISSOLO MELÂNICO Ta eutrófico típico												
A	12,36	0,08	0,79	1,37	0,45	0,00	0,30	0,57	87,6	97,0	96,7	97,7	3,0
AB	12,85	0,07	2,10	1,81	0,51	0,01	0,40	0,70	84,9	96,4	95,9	96,9	5,0
Cg1	17,44	0,07	10,31	2,06	0,83	0,01	0,40	0,73	87,3	97,4	97,0	97,7	13,7
Cg2	20,46	0,10	7,41	2,47	1,19	0,13	0,44	0,80	87,2	97,4	97,1	97,9	11,8
	P4- GLEISSOLO HÁPLICO Ta eutrófico vertissólico												
Cg1	21,60	0,14	5,79	2,39	1,13	0,04	0,42	0,87	88,0	97,5	97,2	98,1	9,9
Cg2	19,16	0,13	6,42	2,12	0,95	0,04	0,43	0,80	87,7	97,2	96,8	97,8	10,1
Cg3	19,42	0,14	5,26	2,31	1,01	0,04	0,50	0,82	86,8	96,8	96,4	97,5	9,3
	P5- PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário êndico												
A	7,78	0,03	0,36	0,16	0,08	0,00	0,03	1,12	97,4	99,3	99,3	99,7	0,8
BfC	13,23	0,04	1,29	0,28	0,13	0,00	0,04	1,05	97,4	99,4	99,4	99,7	1,9
BF	16,59	0,03	32,88	0,25	0,12	0,00	0,03	0,88	98,2	99,7	99,7	99,8	33,4
	P6- PLINTOSSOLO HÁPLICO Alumínico típico												
A	10,26	0,03	0,07	0,23	0,12	0,00	0,04	0,80	97,2	99,3	99,3	99,6	0,6
BfA	17,80	0,01	3,96	0,49	0,17	0,00	0,05	1,22	96,9	99,6	99,6	99,7	4,8
Bf	21,73	0,01	4,05	0,53	0,17	0,00	0,05	1,60	97,3	99,7	99,7	99,8	4,9
	P7- PLINTOSSOLO ARGILÚVICO Alumínico típico												
Ap	4,16	0,04	0,11	0,12	0,07	0,00	0,03	0,80	95,6	98,4	98,3	99,4	0,6
AB	4,74	0,03	0,31	0,13	0,07	0,00	0,03	0,82	96,2	98,9	98,8	99,4	0,7
Btf	7,82	0,04	1,43	0,20	0,12	0,00	0,03	0,97	96,6	99,1	99,1	99,7	1,9
Bf	15,06	0,03	3,65	0,53	0,22	0,00	0,05	1,03	96,1	99,5	99,4	99,6	4,5

Figura 2. Padrões de abundância de elementos normalizados para a Crosta continental Superior nos horizontes dos solos estudados. A linha pontilhada indica a média da CCS. SH, Sedimentos Holocênicos com Influência Fluvio-Marinha. FL, Formação Laterítica. DL, Detritos Lateríticos. PB, Formação Pós-Barreiras.



Os índices de intemperismo variam ao longo da sequência de solos (Tabela 3). O CIA variou de 80,5 a 98,2 o CIW, de 93,2 a 99,7; o PIA, de 91,9 a 99,7; o CPA, de 94,7 a 99,8; e o ICV de 0,6 a 33,4. Com exceção do ICV, todos os índices são menores nos solos formados sobre SH, e maiores nos demais solos.

Quando normalizados com a UCC (Figura 2), todos os solos exibem depleção de Na, Cd, Cr, Hf, Ni, P e Sr, e enriquecimento em As. No entanto, alguns elementos como o Nb, Cu, V e Th apresentaram diferentes graus de enriquecimento (Tabela 4). Normalizados com a UCC (Figura 3), os elementos terras raras (ETRs) exibiram enriquecimento nos solos sobre SH e depleção naqueles sobre PB, FL e DL (Figura 3). As relações de ETR leves e pesados (La/Lu e La/Yb), indicaram predomínio dos leves nos solos sobre SH, e dos pesados nos solos sobre os demais materiais de origem (Tabela 5).

Tabela 4. Teores de elementos traço em solos estudados no leste da Ilha de Marajó.

Hor	As	Ba	Cd	Co	Cr	Cu	Hf	Nb	Ni	P	Pb	Rb	S	Sr	Th	U	V	Zn	Zr
mg kg ⁻¹																			
CCS																			
-	1,5	550	98	17	83	25	5,8	12	44	700	17	112	260	350	10,7	2,8	107	71	190
P1- GLEISSOLO HÁPLICO Sódico vertissólico																			
A	9	385	0,07	13,5	38	27,10	4,03	17,0	25,8	634	28,7	129,9	43,7	97,2	14,8	3,4	119	95	127,4
CAg	15	408	0,04	13,2	45	26,40	3,57	16,3	27,2	534	28,6	134,7	102,9	97,6	14,1	3,3	118	97	115,6
Cg1	16	422	0,06	17,9	43	28,30	3,35	18,7	33,3	483	30,5	145,5	194,6	112,7	15,1	3,3	130	103	97,7
Cg2	13	406	0,03	18,0	45	27,90	3,16	18,5	31,9	644	30,2	142,0	465,0	112,3	14,7	3,2	126	102	91,1
P2- GLEISSOLO HÁPLICO alumínico neofluvissólico																			
A	5	435	0,09	11,1	31	20,40	3,77	17,5	19,2	516	21,4	105,5	11,9	78,3	12,3	3,1	87	67	126,5
Cg1	5	408	0,07	9,2	35	24,10	3,94	19,0	19,4	460	22,5	103,3	10,6	78,4	12,2	3,3	94	59	126,4
Cg2	7	385	0,06	7,4	39	26,90	4,16	16,9	19,8	363	21,7	83,3	31,3	72,1	11,9	3,6	84	45	139,9
2Ag	5	340	0,04	7,6	30	25,40	3,81	15,3	20,9	291	20,0	77,2	29,3	66,5	10,9	3,3	81	38	133,0
2Cg1	14	358	0,03	9,9	38	32,80	3,87	16,3	20,0	253	25,4	96,4	57,0	82,1	12,0	4,1	94	56	142,0
2Cg2	23	373	0,02	8,7	32	24,90	4,02	14,1	16,8	298	21,5	81,3	64,5	82,2	10,1	3,6	74	51	140,3
P3- GLEISSOLO MELÂNICO Ta eutrófico típico																			
A	5	435	0,09	11,1	31	20,40	3,77	17,5	19,2	516	21,4	105,5	5,2	78,3	12,3	3,1	87	67	126,5
AB	5	408	0,07	9,2	35	24,10	3,94	19,0	19,4	460	22,5	103,3	5,5	78,4	12,2	3,3	94	59	126,4
Cg1	7	385	0,06	7,4	39	26,90	4,16	16,9	19,8	363	21,7	83,3	29,4	72,1	11,9	3,6	84	45	139,9
Cg2	5	340	0,04	7,6	30	25,40	3,81	15,3	20,9	291	20,0	77,2	36,1	66,5	10,9	3,3	81	38	133,0
P4- GLEISSOLO HÁPLICO Ta eutrófico vertissólico																			
Cg1	11	435	0,03	15,5	30	23,80	3,05	20,1	26,8	621	28,5	138,4	7,1	101,1	15,8	3,5	114	112	96,4
Cg2	11	369	0,04	15,0	50	23,30	3,33	20,8	25,6	851	29,0	132,2	56,3	90,2	15,5	3,6	121	97	108,2
Cg3	12	417	0,02	15,3	52	23,90	3,17	20,6	26,7	499	26,9	136,3	63,3	95,7	15,2	3,5	121	101	97,0
P5- PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário êndico																			
A	4	47	0,02	1,2	30	2,80	5,54	17,8	5,9	85	10,5	13,2	28,5	20,3	9,6	2,3	57	12	194,4
BfC	9	73	0,02	1,9	38	3,80	5,73	18,4	11,0	103	15,8	19,0	26,5	31,6	13,6	2,7	80	19	190,2
BF	89	64	0,04	2,1	11 1	3,20	6,04	24,5	9,6	207	31,3	17,8	26,5	29,2	17,6	4,7	530	17	202,2
P6- PLINTOSSOLO HÁPLICO Alumínico típico																			
A	1	75	0,02	1,1	34	5,00	4,22	1,3	5,8	133	16,1	14,8	1,2	26,4	12,7	3,3	39	14	132,2
BfA	10	123	0,02	1,9	55	4,00	5,82	14,6	9,5	126	18,7	32,6	4,3	41,0	17,9	3,8	104	16	186,4
Bf	13	132	0,03	2,3	63	4,80	7,63	39,9	12,3	188	24,3	35,9	4,3	44,9	22,2	4,0	152	20	259,8
P7- PLINTOSSOLO ARGILÚVICO Alumínico típico																			
Ap	2	45	0,02	0,6	13	3,20	5,06	3,5	1,9	94	7,5	8,6	16,0	5,6	7,2	1,9	25	9	177,7
AB	1	44	0,02	0,7	15	2,90	5,03	2,5	2,4	60	8,0	8,9	14,2	15,6	7,2	2,0	28	11	187,0
Btf	5	58	0,02	1,0	26	3,20	6,02	18,4	4,0	79	11,3	15,1	10,9	21,2	9,5	2,2	50	12	199,1
Bf	12	118	0,03	1,9	47	5,80	6,20	25,7	8,5	120	18,8	39,1	20,7	35,8	15,0	2,8	95	17	203,6

Figura 3. Padrões de abundância de elementos terras raras normalizados com a Crosta Continental Superior nos horizontes dos solos estudados.

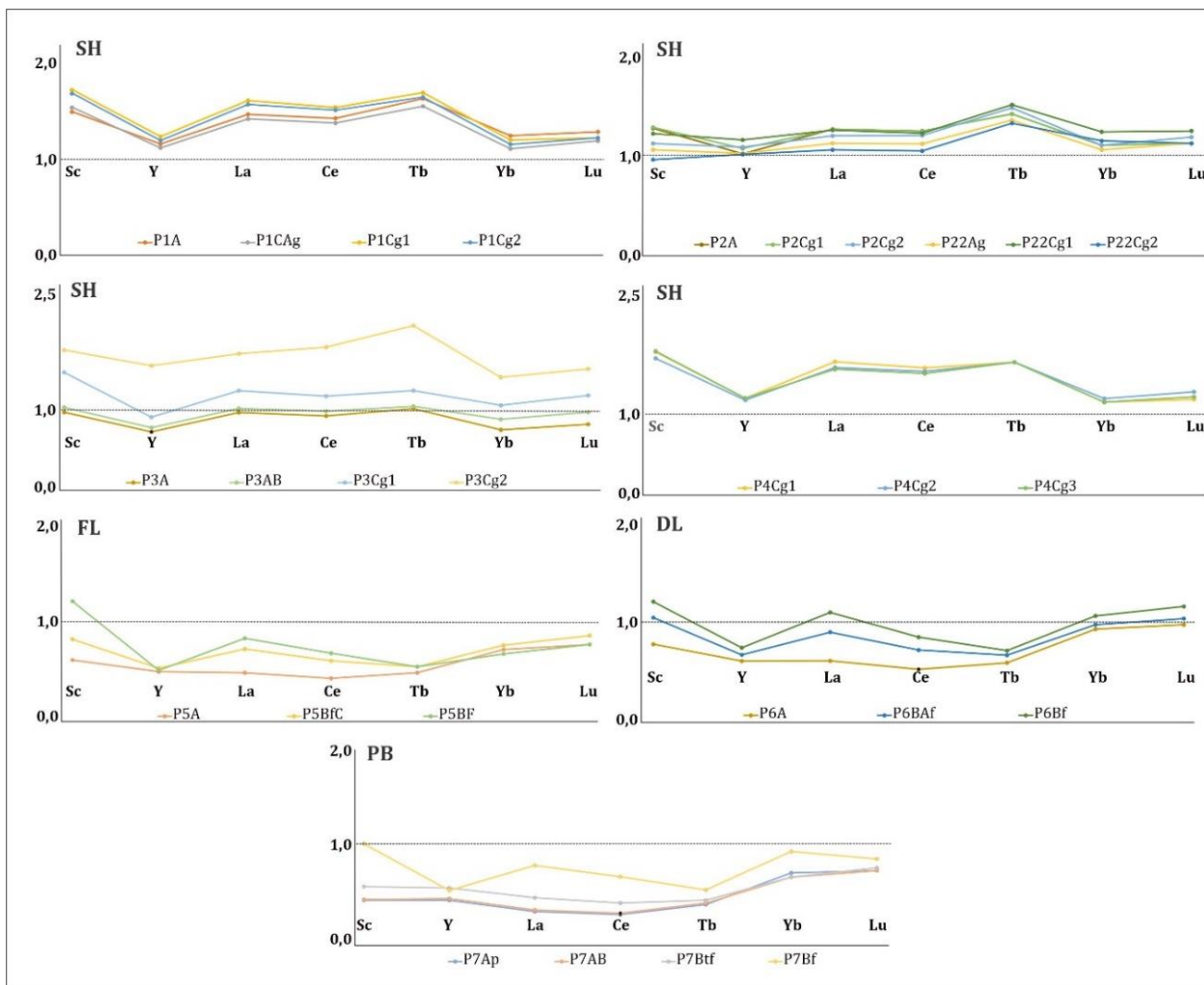


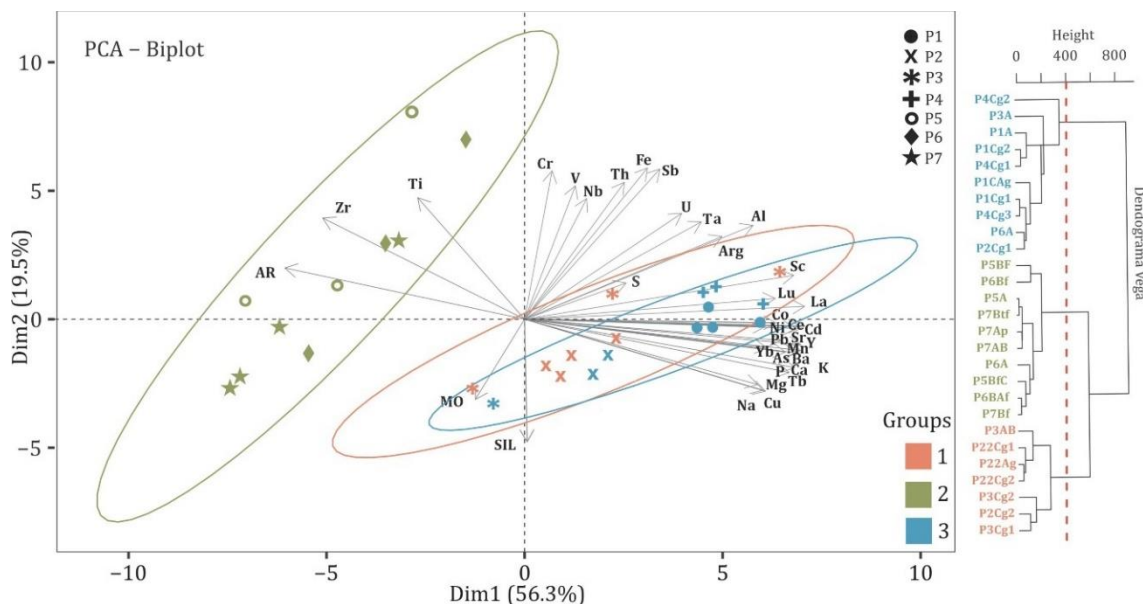
Tabela 5. Teores de elementos terras raras nos solos estudados.

Horiz	Sc	Y	La	Ce	Tb	Yb	Lu	Σ	La/Yb	La/Lu	La/Sc
	mg kg ⁻¹										
	1										
	CCS										
-	13,6	22	30	64	0,64	2,2	0,32	132,76	13,63	93,75	2,2
P1- GLEISSOLO HÁPLICO Sódico vertissólico											
A	16,70	26,10	44,80	92,95	1,06	2,80	0,42	184,83	16,00	106,7	2,7
C _{Ag}	17,20	25,20	43,40	89,85	1,01	2,50	0,39	179,55	17,36	111,3	2,5
C _{g1}	19,20	27,80	49,10	100,19	1,10	2,70	0,40	200,49	18,19	122,8	2,6
C _{g2}	18,80	26,90	47,90	98,44	1,07	2,60	0,40	196,11	18,42	119,8	2,5
P2- GLEISSOLO HÁPLICO aluminico neofluvissólico											
A	14,40	23,10	39,00	81,95	0,93	2,50	0,37	162,25	15,60	105,41	2,71
C _{g1}	14,50	24,30	39,00	81,84	0,93	2,50	0,37	163,44	15,60	105,41	2,69
C _{g2}	12,70	24,60	37,00	79,13	0,97	2,50	0,39	157,29	14,80	94,87	2,91
2A _g	12,00	23,20	34,70	73,71	0,89	2,40	0,37	147,27	14,46	93,78	2,89
2C _{g1}	13,80	26,20	38,70	80,58	0,99	2,80	0,41	163,48	13,82	94,39	2,80
2C _{g2}	10,90	23,00	32,70	69,08	0,87	2,60	0,37	139,52	12,58	88,38	3,00
P3- GLEISSOLO MELÂNICO Ta eutrófico típico											
A	11,00	16,40	29,90	60,94	0,67	1,70	0,27	120,88	17,59	110,7	2,7
AB	11,70	17,60	31,50	64,86	0,69	2,00	0,32	128,67	15,75	98,4	2,7
C _{g1}	16,70	20,60	38,40	77,42	0,82	2,40	0,39	156,73	16,00	98,5	2,3
C _{g2}	19,90	35,30	52,80	118,13	1,36	3,20	0,50	231,19	16,50	105,6	2,7
P4- GLEISSOLO HÁPLICO Ta eutrófico vertissólico											
C _{g1}	20,00	27,10	50,80	103,41	1,08	2,60	0,39	205,38	19,54	130,3	2,5
C _{g2}	19,10	26,60	48,60	100,61	1,08	2,70	0,42	199,11	18,00	115,7	2,5
C _{g3}	20,10	27,10	48,00	98,89	1,08	2,60	0,40	198,17	18,46	120,0	2,4
P5- PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário êndico											
A	6,8	10,9	14,5	27,18	0,31	1,6	0,25	61,5	9,1	58,0	2,13
B _{fC}	9,2	11,7	22	39,03	0,35	1,7	0,28	84,3	12,9	78,6	2,39
BF	13,6	11,2	25,4	44,13	0,35	1,5	0,25	96,4	16,9	101,6	1,87
P6- PLINTOSSOLO HÁPLICO Aluminico típico											
A	8,80	13,80	18,90	34,71	0,39	2,10	0,32	79,02	9,00	59,1	2,1
B _{fA}	11,80	15,20	27,70	47,38	0,44	2,20	0,34	105,06	12,59	81,5	2,3
B _f	13,60	16,80	33,80	55,87	0,47	2,40	0,38	123,32	14,08	88,9	2,5
P7- PLINTOSSOLO ARGILÚVICO Aluminico típico											
Ap	4,80	9,60	9,50	18,27	0,25	1,60	0,24	44,26	5,94	39,6	2,0
AB	4,90	10,00	10,00	19,16	0,26	1,50	0,24	46,06	6,67	41,7	2,0
B _{tf}	6,40	12,50	13,90	26,09	0,28	1,50	0,25	60,92	9,27	55,6	2,2
B _f	11,40	11,90	24,20	43,94	0,35	2,10	0,28	94,17	11,52	86,4	2,1

3.4 Análise de componentes principais com agrupamento e gráficos ternários

A análise de componentes principais e agrupamento foi realizada com as concentrações dos elementos traço, elementos maiores, ETR, granulometria e CTC nos horizontes dos solos estudados (Figura 4). As duas PCs explicam 75,8 % da variância total dos dados. Considerando as duas PCs, três grupos puderam ser reconhecidos. O primeiro e terceiro grupo, bem próximos entre si, correspondem aos solos sobre SH, e as variáveis de maior contribuição para esses grupos são silte e argila; além dos elementos maiores como K, Mg, Ca, Na e grande parte dos elementos traço, incluindo os ETRs. O segundo grupo corresponde aos solos sobre PB, FL e DL em que as variáveis que melhor explicaram este grupo é a areia e os elementos Zr e Ti.

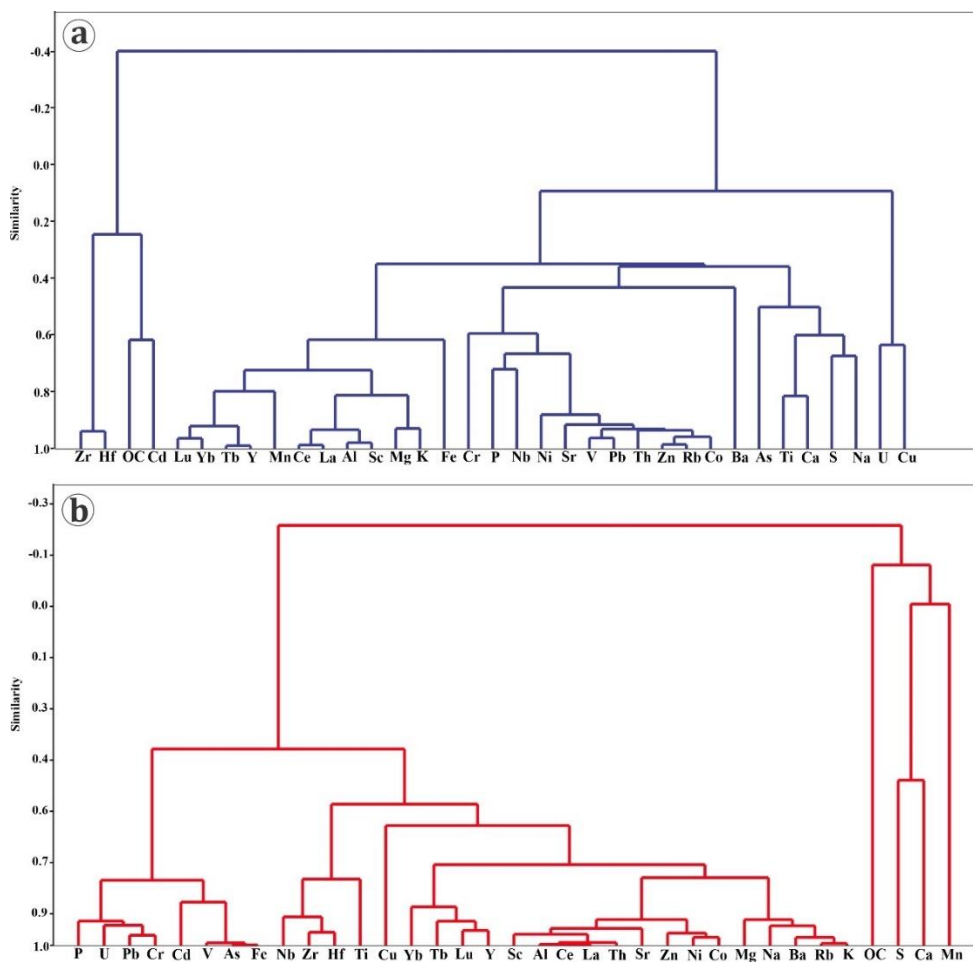
Figura 4. Análise de componentes principais (ACP) e agrupamento dos solos estudados baseados nos elementos principais, elementos traço, elementos terra rara, granulometria e CTC.



Com base na PCA e cluster, dois conjuntos de grupos distintos foram utilizados para a determinação dos dendrogramas da figura 5. Na figura 5a, constam os solos sobre SH e a formação de seis associações elementares com similaridade acima de 0,5: (i) Zr

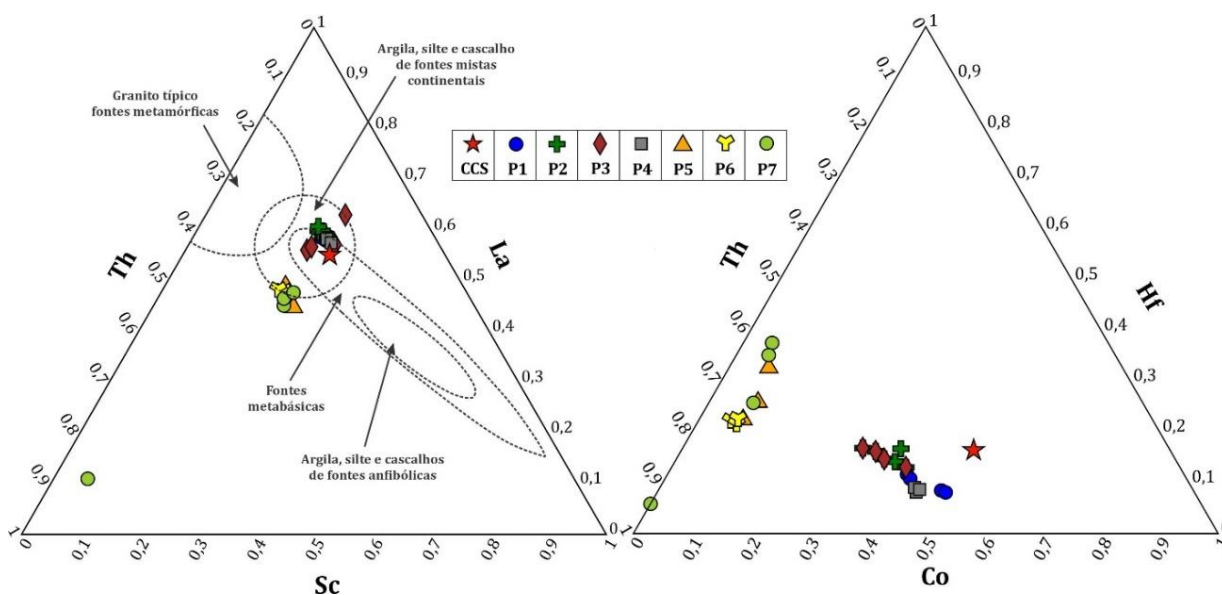
e Hf; (ii) Cd e carbono orgânico; (iii) Lu, Yb, Tb, Y e Mn, Ce, La, Al, Sc, Mg, K e Fe; (iv) Cr, P, Nb, Ni, Sr, V, Pb, Th, Zn, Rb e Co; (v) As, Ti, Ca, S, Na; e (vi) U e Cu. Dentre essas, se destacam 5 associações com similaridade acima de 0,8: (i) Zr e Hf; (ii) ETRPs e Mn; (iii) ETRLs, Al, Mg e K; (iv) Ni, Sr, V, Pb, Th, Zn, Rb e Co; e (v) Ti e Ca. Na figura 5b constam os solos sobre PB, FL e DL e formação de 2 grupos com similaridade acima de 0,5: (i) P, U, Pb, Cr, Cd, V, As e Fe; (ii) demais elementos. Dentre essas, se destacam 6 associações com similaridade acima de 0,8: (i) P, U, Pb, Cr; (ii) Cd, V, As e Fe; (iii) Nb, Zr e Hf; (iv) ETRPs; (v) ETRLs, Al, Th, Zn, Ni e Co; e (vi) Mg, Na, Ba, Rb e K.

Figura 5. a) Dendrograma dos 33 elementos em solos sobre Sedimentos Holocênicos com influência flúvio-marinha, b) Dendrograma dos 33 elementos em solos sobre Sedimentos Pós-Barreira, Formação Laterítica e sobre Detritos Lateríticos. Clusters baseados no coeficiente de correlação de Pearson.



Nos diagramas ternários Sc-La-Th e Co-Hf-Th (PEARCE; HARRIS; TINDLE, 1984; TAYLOR; MCLENNAN, 1985), os solos sobre SH ocupam posições próximas às amostras médias da crosta terrestre continental superior (UCC), mas com influência de fontes de origem mais metabásicas. Nos solos sobre PB, FL e DL, a maior similaridade está relacionada a fontes mistas continentais (Figura 7).

Figura 6. Diagramas ternários La-Sc-Ths e Co-Hf-Th, ilustrando as diferenças entre os solos e a CCS.



4. DISCUSSÃO

4.1 Relações geoquímicas dos elementos

Nos solos sobre SH, os elementos com maiores teores foram Al, K, Fe e Mg, condizentes com a mineralogia da fração argila dos solos da área, predominantemente composta por caulinita, illita, vermiculita com hidróxi entre camadas, moscovita, montmorilonita e lepidocrocita (Capítulo 2). Nesses solos, elementos de transição como Cr, Nb, Ni, V, Zn e Co se associam com P e Pb, elementos comumente adsorvidos em óxidos de ferro (PRUDÊNCIO et al., 2010). A relação entre o carbono orgânico e o Cd é comum, já que a matéria orgânica é um dos principais fatores que controlam a distribuição

espacial de Cd em solos (SAKIZADEH; RODRÍGUEZ MARTÍN, 2021). A associação dos calcófilos, As e S, e dos litófilos, Ca e Na, sugere influência marinha (HUANG et al., 2017). A relação desses elementos provavelmente está associada às transgressões marinhas ocorridas no leste da Ilha de Marajó no início do Holoceno, que transformaram todo o entorno do lago do Arari num ambiente estuarino, rico em sulfetos e cloretos (COHEN et al., 2008; FRANÇA et al., 2012; ROSSETTI; BEZERRA; DOMINGUEZ, 2013).

Nos solos sobre SH houve alta similaridade entre os ETRLs, o K e Al, indicando que, provavelmente, a principal fonte desses elementos é a moscovita, illita e caulinita, minerais dominantes nesses solos. Os elementos terras raras leves ETRLs (La, Ce e Sc) podem estar ligados ao K nas moscovitas e illitas, e ao Al_2O_3 nas caulinitas (OHANDJA et al., 2020). Além disso, as relações La/Lu e La/Yb são superiores aos da UCC, sugerindo enriquecimento de ETRLs.

A alta similaridade entre Al e Mg, aponta para a contribuição de sedimentos metabásicos. Fato que também pode ser observado nos valores do diagrama ternário La-Sc-Th e Co-Hf-Th, e pela anomalia positiva da maioria dos ETRs, conforme também observado por Xavier et al. (2020). As planícies do leste da Ilha de Marajó são particularmente influenciadas pelos sedimentos da Bacia do Tocantins-Araguaia, (PRESTES et al., 2020; ROSSETTI; VALERIANO, 2007), composta por importantes formações metabásicas, como o Arco Magmático de Goiás (JOÃO; TEIXEIRA; FONSECA, 2013; NAVARRO et al., 2015), tais formações são naturalmente enriquecidas por ETRs (DUSHYANTHA et al., 2020).

Entre os elementos Zr e Hf foi registrada alta similaridade, indicando a associação desses elementos no zircão, que incorpora Hf durante sua cristalização (ARAFÁ et al., 2015). A ausência de associação entre os elementos Zr e Al, sugere que a principal forma de Zr nesses solos seja como zircão detrítico (ARAFÁ et al., 2015). A alta similaridade entre Lu, Yb, Tb, Y e Mn revela que a principal fonte de ETRPs nesses solos são os óxidos de Mn, que tendem a acumular esses elementos e Ce (BAU, 1999; DE CARLO; WEN; IRVING, 1997; HANILÇI, 2013; ROGOVA et al., 2020).

Nos solos sobre PB, FL e DL, os elementos com maiores teores foram Al, Fe e Ti, comuns em solos intemperizados (ALBUQUERQUE; HORBE, 2015; SOUZA et al., 2018).

Nestes solos, o Al se relacionou com os ETRLs e com os elementos traço de transição, Sc, Co, Ni e Zn, elementos que podem substituir o Al em argilas silicatadas (ACOSTA et al., 2011), como na caulinita, dominante na fração argila destes solos (dados não apresentados). Relacionados com alta similaridade, Cd, Fe, V e As compõem óxidos de Ferro, que tendem a incorporar As durante o ciclo biogeoquímico do Fe (CATALANO; LUO; OTEMUYIWA, 2011). Com menor similaridade, Fe, P, U, Pb e Cr também são adsorvidos por óxidos de ferro (ELIOPOULOS et al., 2012).

A associação com alta similaridade entre Nb, Ti, Hf e Zr é consequência da maior estabilidade de tais elementos em condições de intenso intemperismo (OHANDJA et al., 2020). Condições semelhantes àquelas de origem da Formação Barreiras, Formações Lateríticas e Pós-Barreiras, que formaram-se durante o Mioceno, numa fase de intenso intemperismo (ROSSETTI et al., 2012; TATUMI et al., 2008). Os diagramas ternários La-Sc-Th e Co-Hf-Th, e anomalias negativas da maioria dos ETR, indicaram que esses solos são oriundos de fontes metabásicas. Assim como nos solos sobre SH, a principal fonte dos ETR leves nestes solos são os minerais silicatados com K na estrutura, como muscovita e illita, e a fonte dos ETR pesados são os óxidos de Mn.

4.2 Elementos potencialmente tóxicos

Os elementos geralmente associados à poluição, Ni, Co, As, Cd e Pb (KHAN et al., 2021; PALANSOORIYA et al., 2020), foram observados em vários estudos no bioma amazônico (DA SILVA JÚNIOR et al., 2019; FERNANDES et al., 2018; ROUSSEAU et al., 2019; XAVIER et al., 2020) que revelaram conteúdos próximos ou inferiores aos naturais. Nos solos sobre SH, o baixo enriquecimento por Zn e Pb, e baixo a grave por As, podem ser consequência da influência estuarina no leste da Ilha de Marajó, no início do holoceno (BEHLING; LIMA DA COSTA, 2001; COHEN et al., 2008; FRANÇA et al., 2012), que foi sucedida pelo recuo marinho e entrada de água doce entre 750 e 500 anos antes do presente (AP) (COHEN et al., 2008). Planícies de inundação são comumente enriquecidas por elementos traço, seja pela influência da geologia subjacente ou a montante, ou pela introdução de fontes antropogênicas (ÁLVAREZ-AYUSO et al., 2012). Além disso, As e Pb se associam a sulfetos em ambientes hidromórficos (ÁLVAREZ-

AYUSO et al., 2012; GAMALETOS et al., 2018; REDDY; DELAUNE, 2008) e participam do ciclo geoquímico do Fe (CATALANO; LUO; OTEMUYIWA, 2011).

Nos solos sobre PB, FL e DL, o baixo enriquecimento por Pb, e nenhum enriquecimento por Zn, Cd, Cr e Ni, são consequência da pobreza química desses materiais de origem, formados em condições ácidas, previamente intemperizados (GÓES et al., 1990; TATUMI et al., 2008). As condições tropicais úmidas atuais e de lençol freático oscilante encontradas na porção leste da Ilha de Marajó viabilizam a solubilização de vários elementos potencialmente tóxicos (PAYE et al., 2010). Neste contexto, o Pb, menos solúvel, tende a permanecer associado a óxidos de ferro, ou a silicatos que contenham Al (ACOSTA et al., 2011; SIPOS et al., 2009).

As relações Fe_o/Fe_d desses solos sugerem predominância de óxidos pouco cristalinos e/ou amorfos, sugerindo condições anóxicas no meio. O As tende a permanecer como As (III) em ambientes redutores, cuja adsorção ocorre principalmente em óxidos de Fe e Al e aluminossilicatos amorfos (GOLDBERG; JOHNSTON, 2001; YANG et al., 2015). Apenas uma pequena fração se liga às argilas silicatadas ou a substâncias orgânicas (MCBRIDE, 1994). O As (III) é notadamente mais tóxico que sua forma oxidada, o As (V) (BAI et al., 2019; PARTEY et al., 2009), condição que destaca a importância do monitoramento destes ambientes e da biodisponibilidade de As.

O enriquecimento de As é comum em solos e sedimentos oriundos de formações lateríticas (COSTA et al., 2014; DA SILVA JÚNIOR et al., 2019; ELIOPOULOS et al., 2012; GAMALETOS et al., 2018; MAJI; PAL; PAL, 2008; PARTEY et al., 2009), uma vez que o As (V) tende a se ligar fortemente às cargas positivas de óxidos de Fe e Al (CATALANO; LUO; OTEMUYIWA, 2011; GAMALETOS et al., 2018), formando complexos de esfera interna monodentados e bidentados (GOLDBERG; JOHNSTON, 2001). Nessas condições, o As tem maior resistência à solubilização (ELIOPOULOS et al., 2012) e apresenta pouco risco à saúde humana (MAJI; PAL; PAL, 2008). O Igeo dos solos do leste da Ilha de Marajó, indica que estes não são contaminados por elementos potencialmente tóxicos, sendo natural o enriquecimento por tais elementos, seja pela influência estuarina dos solos sobre SH ou pela natureza laterítica do material de origem dos demais solos.

Contudo, é necessário enfatizar que altos teores totais de elementos, como o As, não refletem diretamente em impactos ambientais (FORGHANI et al., 2015). Os efeitos danosos destes elementos ao meio ambiente encontram-se diretamente ligados com sua fração biodisponível e não com os teores totais (ALI; KHAN, 2018; KHAN et al., 2021; PAES et al., 2022). Entretanto, alguns trabalhos enfatizam a necessidade do monitoramento dos teores de todos os compartimentos, uma vez que frações indisponíveis no solo e em sedimentos podem se tornar biodisponíveis mediante mudanças nas características físico-químicas do meio (QUEIROZ et al., 2018). Desta forma, o monitoramento de todas as frações biodisponíveis em ambientes que possuem elevados teores totais é indispensável para a qualidade ambiental e saúde humana.

4.3 Caracterização do intemperismo dos solos

Os índices de intemperismo CIA, CIW e PIA, conhecidos como índices de intemperismo do feldspato (BUGGLE et al., 2011), revelaram diferenças consideráveis entre os solos estudados, indicando intenso intemperismo, sobretudo naqueles sobre FL, PB e DL. Tais índices empregam o Ca ligado aos silicatos, sendo úteis quando não há outras fontes de Ca nos solos, como fosfatos ou carbonatos (BUGGLE et al., 2011). Além disso, índices que aplicam o K, como o CIA, são indicados para solos e sedimentos em condições de intenso intemperismo, já que o K tende a se esgotar nessas condições (HARNOIS; LUC, 1988; KRONBERG; NESBITT; FYFE, 1987). Os índices indicaram alta intensidade de intemperismo, sobretudo nos solos formados sobre FL, PB e DL.

Nos valores de CPA, que considera as variações de Na versus Al, não houve diferenças consideráveis entre os solos de diferentes materiais de origem, consequência, provavelmente, da pobreza dos materiais de origem em minerais compostos por Na. O índice de variabilidade composicional (ICV), proposto por Cox et al (1995), foi empregado para avaliar a variação geoquímica dentro dos perfis do solo, utilizando a variação de Al versus elementos principais, como Ca, Mg, Na, K e Mg. Nos solos estudados, o ICV variou pouco dentro dos perfis de solos sobre SH, apresentando variações mais pronunciadas nos solos sobre FL, PB e DL. Por estarem submersos em boa parte do ano, os solos sobre SH sofrem menos lixiviação, enquanto os demais solos, em

condições de melhor drenagem, são mais propensos a movimentação de partículas e/ou íons.

5. CONCLUSÕES

A variação geoquímica dos solos do setor leste da Ilha de Marajó refletiu particularidades do material de origem, que por sua vez foram influenciados por eventos de transgressão marinha e pelas condições atuais de oscilação de lençol freático e clima tropical úmido.

Com deposição iniciada após evento de subsidência tectônica no final do Pleistoceno, os Sedimentos Holocênicos tiveram influência de fontes metabásicas, oriundas da Bacia Tocantins-Araguaia. Como consequência das transgressões marinhas iniciadas no início do Holoceno, as planícies do leste da Ilha de Marajó transformaram-se num ambiente estuarino, com maior concentração de As e Pb, que se associam naturalmente a sulfetos e óxidos de ferro de menor cristalinidade em ambientes hidromórficos. Nesse ambiente, notadamente deposicional e com influência de rochas metabásicas, houve enriquecimento por ETRs, com predomínio dos ETRLs, ligados aos silicatos, e menores teores de ETRPs, ligados a óxidos de Mn.

Nos solos sobre sedimentos Pós Barreiras, Formações Lateríticas e Detritos Lateríticos, oriundos de materiais pré-intemperizados, os elementos que apresentaram os teores mais elevados foram Al, Fe e Ti. Nesses solos, o intenso intemperismo e lixiviação levaram a anomalia negativa em quase todos os elementos, incluindo os ETR. Por consequência da sua menor mobilidade e associação com óxidos de ferro e alumínio, os ETRP predominaram nesses solos, enquanto os leves, em menor quantidade, se ligaram a silicatos.

O enriquecimento por arsênio dos solos sobre Sedimentos Holocênicos se deu pela influência estuarina pretérita e pelas condições hidromórficas atuais; enquanto os solos sobre sedimentos Pós Barreiras, Formações Lateríticas e Detritos Lateríticos são naturalmente enriquecidos pela influência do material de origem.

Os teores totais de elementos potencialmente tóxicos avaliados isoladamente não permitem avaliar riscos ambientais a curto prazo, pois não refletem sua mobilidade, reatividade ou biodisponibilidade; contudo, registram a potencialidade do ambiente em liberar estes elementos caso haja mudanças físico-químicas no ambiente de estudo; assim, são necessários estudos mais aprofundados sobre as frações do arsênio nesses solos, bem como sua biodisponibilidade e conseqüente risco à saúde humana. Com a elevação no nível do mar, projetados num cenário de mudanças climáticas globais, os solos que mantêm formas de arsênio oxidadas e presumidamente estáveis podem ter sua dinâmica biogeoquímica alterada, culminando na dissolução e liberação desse arsênio em formas menos estáveis e tóxicas à saúde humana.

Os índices de intemperismo CIA, CIW e PIA revelaram diferenças consideráveis entre os solos estudados, indicando intenso intemperismo, sobretudo naqueles sobre FL, PB e DL. Nos solos estudados, o ICV variou pouco dentro dos perfis de solos sobre SH, apresentando variações mais pronunciadas nos solos sobre FL, PB e DL. Por estarem submersos em boa parte do ano, os solos sobre SH sofrem menos lixiviação, enquanto os demais solos, em condições de melhor drenagem, são mais propensos a movimentação de partículas e/ou íons.

6. AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi financiado pelo projeto CNPq (MCTIC / CNPq - 21/2017). Agradecemos o apoio logístico de campo do Museu Nacional Emílio Goeldi (MPEG), a Universidade Federal do Pará e a CAPES pela bolsa de pesquisa concedida.

7. REFERÊNCIAS

ACOSTA, J. A.; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, S.; FAZ, A.; AROCENA, J. Accumulations of major and trace elements in particle size fractions of soils on eight different parent materials. **Geoderma**, [S. l.], v. 161, n. 1–2, p. 30–42, 2011. DOI: 10.1016/j.geoderma.2010.12.001. Disponível em: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0016706110003678>.

ADEWUYI, G. O.; OSOBAMIRO, M. T. Chemical speciation and potential mobility of some toxic metals in tropical agricultural soil. **Research Journal of Environmental Toxicology**, [S. l.], v. 10, n. 3, p. 159–165, 2016. DOI: 10.3923/RJET.2016.159.165.

ALBUQUERQUE, Márcio Fernando dos Santos; HORBE, Adriana Maria Coimbra. Mineralogia, geoquímica e evolução da lateritização em Apuí, sudeste do Amazonas. **Brazilian Journal of Geology**, [S. l.], v. 45, n. 4, p. 569–590, 2015. DOI: 10.1590/2317-488920150030281. Disponível em: <http://www.scielo.br/j/bjgeo/a/6mFLvJhqXfCMpzzXWdNyzJk/?lang=pt&format=html>. Acesso em: 18 oct. 2021.

ALI, Hazrat; KHAN, Ezzat. Trophic transfer, bioaccumulation, and biomagnification of non-essential hazardous heavy metals and metalloids in food chains/webs—Concepts and implications for wildlife and human health. <https://doi.org/10.1080/10807039.2018.1469398>, [S. l.], v. 25, n. 6, p. 1353–1376, 2018. DOI: 10.1080/10807039.2018.1469398. Disponível em: <https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/10807039.2018.1469398>. Acesso em: 5 feb. 2022.

ÁLVAREZ-AYUSO, E.; OTONES, V.; MURCIEGO, A.; GARCÍA-SÁNCHEZ, A.; REGINA, I. Santa. Antimony, arsenic and lead distribution in soils and plants of an agricultural area impacted by former mining activities. **Science of The Total Environment**, [S. l.], v. 439, p. 35–43, 2012. DOI: 10.1016/J.SCITOTENV.2012.09.023.

ARAFI, Wafaa M.; BADAWY, Wael M.; FAHMI, Naglaa M.; ALI, Khaled; GAD, Mohamed S.; DULIU, Octavian G.; FRONTASYEVA, Marina V.; STEINNES, Eiliv.

Geochemistry of sediments and surface soils from the Nile Delta and lower Nile valley studied by epithermal neutron activation analysis. **Journal of African Earth Sciences**, [S. l.], v. 107, p. 57–64, 2015. DOI: 10.1016/J.JAFREARSCI.2015.04.004.

AZEVEDO, Renato Pimenta. **Tectonic Evolution of Brazilian Equatorial Continental Margin Basins**. 1991. Imperial College London (University of London), London, 1991.

BAI, Junhong; ZHAO, Qingqing; WANG, Wei; WANG, Xin; JIA, Jia; CUI, Baoshan; LIU, Xinhui. Arsenic and heavy metals pollution along a salinity gradient in drained coastal wetland soils: Depth distributions, sources and toxic risks. **Ecological Indicators**, [S. l.], v. 96, p. 91–98, 2019. DOI: 10.1016/J.ECOLIND.2018.08.026.

BARROS, DF; ALBERNAZ, ALM. Possible impacts of climate change on wetlands and its biota in the Brazilian Amazon. **Brazilian Journal of Biology**, [S. l.], v. 74, n. 4, p. 810–820, 2014. DOI: 10.1590/1519-6984.04013. Disponível em: http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1519-69842014000400810&lng=en&tlng=en.

BAU, Michael. Scavenging of dissolved yttrium and rare earths by precipitating iron oxyhydroxide: experimental evidence for Ce oxidation, Y-Ho fractionation, and lanthanide tetrad effect. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, [S. l.], v. 63, n. 1, p. 67–77, 1999. DOI: 10.1016/S0016-7037(99)00014-9.

BEHLING, Hermann; LIMA DA COSTA, Marcondes. Holocene vegetational and coastal environmental changes from the Lago Crispim record in northeastern Pará State, eastern Amazonia. **Review of Palaeobotany and Palynology**, [S. l.], v. 114, n. 3–4, p. 145–155, 2001. DOI: 10.1016/S0034-6667(01)00044-6.

BUGGLE, Björn; GLASER, Bruno; HAMBACH, Ulrich; GERASIMENKO, Natalia; MARKOVIĆ, Slobodan. An evaluation of geochemical weathering indices in loess–paleosol studies. **Quaternary International**, [S. l.], v. 240, n. 1–2, p. 12–21, 2011. DOI: 10.1016/J.QUAINT.2010.07.019.

CARPENTER, Stephen R.; FISHER, Stuart G.; GRIMM, Nancy B.; KITCHELL, James F.

Global Change and Freshwater Ecosystems.

<http://dx.doi.org/10.1146/annurev.es.23.110192.001003>, [S. l.], v. 23, n. 1, p. 119–139, 2003. DOI: 10.1146/ANNUREV.ES.23.110192.001003. Disponível em: <https://www.annualreviews.org/doi/abs/10.1146/annurev.es.23.110192.001003>. Acesso em: 9 jul. 2021.

CATALANO, Jeffrey G.; LUO, Yun; OTEMUYIWA, Bamidele. Effect of Aqueous Fe(II) on Arsenate Sorption on Goethite and Hematite. **Environmental Science and Technology**, [S. l.], v. 45, n. 20, p. 8826–8833, 2011. DOI: 10.1021/ES202445W. Disponível em: <https://pubs.acs.org/doi/abs/10.1021/es202445w>. Acesso em: 19 oct. 2021.

CHIOU, CT; KILE, DE. Contaminant sorption by soil and bed sediment: Is there a difference? [S. l.], 2000. Disponível em: <https://pubs.er.usgs.gov/publication/fs08700>. Acesso em: 9 feb. 2022.

COHEN, M. C. L.; LARA, R. J.; SMITH, C. B.; ANGÉLICA, R. S.; DIAS, B. S.; PEQUENO, T. Wetland dynamics of Marajó Island, northern Brazil, during the last 1000 years. **Catena**, [S. l.], v. 76, n. 1, p. 70–77, 2008. DOI: 10.1016/j.catena.2008.09.009.

COHEN, Marcelo Cancela Lisboa; BEHLING, Hermann; LARA, Ruben José; SMITH, Clarisse Beltrão; MATOS, Hellen Rosy Soares; VEDEL, Vincent. Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. **Vegetation History and Archaeobotany**, [S. l.], v. 18, n. 6, p. 425–439, 2009. DOI: 10.1007/s00334-008-0208-0. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s00334-008-0208-0>. Acesso em: 26 jun. 2021.

CORREA, Paulo Roberto Soares; PERES, Roberto Nandes; VIEIRA, Lúcio Salgado. **Projeto RADAMBRASIL, Folha SA.22, Parte III- Levantamento exploratório de solos**. Rio de Janeiro: Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral, 1974. Disponível em: <https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/livros/liv24022.pdf>.

COSTA, Marcondes Lima Da; CRUZ, Gilberto da Silva; ALMEIDA, Henrique Diniz Faria

De; POELLMANN, Herbert. On the geology, mineralogy and geochemistry of the bauxite-bearing regolith in the lower Amazon basin: Evidence of genetic relationships.

Journal of Geochemical Exploration, [S. l.], v. 146, p. 58–74, 2014. DOI: 10.1016/J.GEXPLO.2014.07.021.

COSTA, João Batista Sena; HASUI, Yociteru; BEMERGUY, Ruth L.; SOARES-JÚNIOR, Adilson V.; VILLEGAS, Javier M. C. Tectonics and paleogeography of the Marajó Basin, northern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, [S. l.], v. 74, n. 3, p. 519–531, 2002. DOI: 10.1590/S0001-37652002000300013. Disponível em: www.scielo.br/aabc. Acesso em: 29 jun. 2021.

COX, Rónald; LOWE, Donald R.; CULLERS, R. L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, [S. l.], v. 59, n. 14, p. 2919–2940, 1995. DOI: 10.1016/0016-7037(95)00185-9.

DA SILVA JÚNIOR, Ediu Carlos et al. Natural variation of arsenic fractions in soils of the Brazilian Amazon. **Science of The Total Environment**, [S. l.], v. 687, p. 1219–1231, 2019. DOI: 10.1016/J.SCITOTENV.2019.05.446.

DAVIS, JC; SAMPSON, RJ. Statistics and data analysis in geology. [S. l.], 1986. Disponível em: <https://www.academia.edu/download/6568220/clarifyeq4-81.pdf>. Acesso em: 8 sep. 2021.

DE CARLO, Eric Heinen; WEN, Xi-Yuan; IRVING, Mark. The Influence of Redox Reactions on the Uptake of Dissolved Ce by Suspended Fe and Mn Oxide Particles.

Aquatic Geochemistry 1997 3:4, [S. l.], v. 3, n. 4, p. 357–389, 1997. DOI: 10.1023/A:1009664626181. Disponível em:

<https://link.springer.com/article/10.1023/A:1009664626181>. Acesso em: 29 sep. 2021.

DUSHYANTHA, Nimila; BATAPOLA, Nadeera; ILANKOON, I. M. S. K.; ROHITHA, Sudath; PREMASIRI, Ranjith; ABEYSINGHE, Bandara; RATNAYAKE, Nalin;

DISSANAYAKE, Kithsiri. The story of rare earth elements (REEs): Occurrences, global distribution, genesis, geology, mineralogy and global production. **Ore Geology**

Reviews, [S. l.], v. 122, p. 103521, 2020. DOI: 10.1016/J.OREGEOREV.2020.103521.

EKOA BESSA, A. Z.; NGUEUTCHOUA, G.; NDJIGUI, P. D. Mineralogy and geochemistry of sediments from Simbock Lake, Yaoundé area (southern Cameroon): provenance and environmental implications. **Arabian Journal of Geosciences**, [S. l.], v. 11, n. 22, p. 1–18, 2018. DOI: 10.1007/S12517-018-4061-X/FIGURES/10. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s12517-018-4061-x>. Acesso em: 9 feb. 2022.

ELIOPOULOS, D. G.; ECONOMOU-ELIOPOULOS, M.; APOSTOLIKAS, A.; GOLIGHTLY, J. P. Geochemical features of nickel-laterite deposits from the Balkan Peninsula and Gordes, Turkey: The genetic and environmental significance of arsenic. **Ore Geology Reviews**, [S. l.], v. 48, p. 413–427, 2012. DOI: 10.1016/J.OREGEOREV.2012.05.008.

EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solo**. Revisada e ed. Brasília, DF: Embrapa, 2017. v. 3 Disponível em: <https://www.infoteca.cnptia.embrapa.br/handle/doc/1085209>. Acesso em: 29 jun. 2021.

FEDO, Christopher M.; WAYNE NESBITT, H.; YOUNG, Grant M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. **Geology**, [S. l.], v. 23, n. 10, p. 921, 1995. DOI: 10.1130/0091-7613(1995)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/geology/article/23/10/921-924/206193>.

FERNANDES, Antonio Rodrigues; SOUZA, Edna Santos De; DE SOUZA BRAZ, Anderson Martins; BIRANI, Sannah Mohamad; ALLEONI, Luís Reynaldo Ferracciú. Quality reference values and background concentrations of potentially toxic elements in soils from the Eastern Amazon, Brazil. **Journal of Geochemical Exploration**, [S. l.], v. 190, p. 453–463, 2018. DOI: 10.1016/J.GEXPLO.2018.04.012.

FORGHANI, Giti; MOKHTARI, Ahamd Reza; KAZEMI, Gholam Abbas; DAVOODI FARD, Mozhde. Total concentration, speciation and mobility of potentially toxic elements in soils around a mining area in central Iran. **Geochemistry**, [S. l.], v. 75, n. 3, p. 323–

334, 2015. DOI: 10.1016/j.chemer.2015.05.001. Disponível em:
<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S000928191500029X>.

FRANÇA, Marlon C.; FRANCISQUINI, Mariah I.; COHEN, Marcelo C. L.; PESSEDA, Luiz C. R.; ROSSETTI, Dilce F.; GUIMARÃES, José T. F.; SMITH, Clarisse B. The last mangroves of Marajó Island - Eastern Amazon: Impact of climate and/or relative sea-level changes. **Review of Palaeobotany and Palynology**, [S. l.], v. 187, p. 50–65, 2012. DOI: 10.1016/j.revpalbo.2012.08.007.

FRANCISQUINI, M. I.; LIMA, C. M.; PESSEDA, L. C. R.; ROSSETTI, D. F.; FRANÇA, M. C.; COHEN, M. C. L. Relation between carbon isotopes of plants and soils on Marajó Island, a large tropical island: Implications for interpretation of modern and past vegetation dynamics in the Amazon region. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, [S. l.], v. 415, p. 91–104, 2014. DOI: 10.1016/j.palaeo.2014.03.032.

GAMALETOS, Platon N.; KALATHA, Sofia; GODELITSAS, Athanasios; ECONOMOUELIOPOULOS, Maria; GÖTTLICHER, Jörg; STEININGER, Ralph. Arsenic distribution and speciation in the bauxitic Fe-Ni-laterite ore deposit of the Patitira mine, Lokris area (Greece). **Journal of Geochemical Exploration**, [S. l.], v. 194, p. 189–197, 2018. DOI: 10.1016/J.GEXPLO.2018.07.018.

GÓES, Ana Maria; ROSSETTI, Dílce de Fátima; CÉSAR, Afonso; NOGUEIRA, Rodrigues; TOLEDO, Pele de Mann. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do Estado do Pará. **Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi**, [S. l.], v. 2, p. 3–15, 1990. Disponível em: <https://repositorio.museu-goeldi.br/handle/mgoeldi/642>. Acesso em: 29 jun. 2021.

GOLDBERG, Sabine; JOHNSTON, Cliff T. Mechanisms of arsenic adsorption on amorphous oxides evaluated using macroscopic measurements, vibrational spectroscopy, and surface complexation modeling. **Journal of Colloid and Interface Science**, [S. l.], v. 234, n. 1, p. 204–216, 2001. DOI: 10.1006/JCIS.2000.7295.

HANILÇI, Nurullah. Geological and geochemical evolution of the Bolkardaği bauxite deposits, Karaman, Turkey: Transformation from shale to bauxite. **Journal of**

Geochemical Exploration, [S. l.], v. 133, p. 118–137, 2013. DOI: 10.1016/J.GEXPLO.2013.04.004.

HARNOIS, Luc; LUC. The CIW index: A new chemical index of weathering. **SedG**, [S. l.], v. 55, n. 3, p. 319–322, 1988. DOI: 10.1016/0037-0738(88)90137-6. Disponível em: <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1988SedG...55..319H/abstract>. Acesso em: 26 aug. 2021.

HUANG, Ying; ZHANG, Ting; WU, Wenting; ZHOU, Yunxuan; TIAN, Bo. Rapid risk assessment of wetland degradation and loss in low-lying coastal zone of Shanghai, China. **Human and Ecological Risk Assessment**, [S. l.], v. 23, n. 1, p. 82–97, 2017. DOI: 10.1080/10807039.2016.1223536. Disponível em: <https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/10807039.2016.1223536>. Acesso em: 29 jun. 2021.

IBGE. **Censo Demográfico 2010**. Brasília. Disponível em: https://scholar.google.com.br/scholar?hl=pt-BR&as_sdt=0%2C5&q=CENSO+DEMOGRÁFICO+2010%3A+resultados+preliminares+do+universo.+In%3A+IBGE.+Sidra%3A+sistema+IBGE+de+recuperação+automática.+Rio+de+Janeiro%2C+2011b.+Disponível+em%3A+%3Chttp%3A%2F%2Fwww.sidra.+ibge.gov.br%2Fcd%2Fcd2010rpu.asp%3Fo%3D4%26i%3DP%3E.+Acesso+em%3A+mar.+2012&btnG=. Acesso em: 5 feb. 2022.

JOÃO, Xafi da Silva Jorge; TEIXEIRA, Sheila Gatinho; FONSECA, Dianne Danielle Farias. **Geodiversidade do Estado Do Pará**. Belém: CPRM, 2013. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/16736>. Acesso em: 23 sep. 2021.

JYOTI, Vijaya; SAINI-EIDUKAT, Bernhardt; HOPKINS, David; DESUTTER, Thomas. Naturally elevated metal contents of soils in northeastern North Dakota, USA, with a focus on cadmium. **Journal of Soils and Sediments**, [S. l.], v. 15, n. 7, p. 1571–1583, 2015. DOI: 10.1007/S11368-015-1122-6.

KÄMPF, N.; RESENDE, M. Óxidos de ferro em latossolos brasileiros. *In*: INTERNATIONAL SOIL CLASSIFICATION WORKSHOP 1988, Curitiba. **Anais [...]**.

Curitiba: Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, Universidade Federal do Paraná, 1988. p. 71–77.

KHAN, Shamshad; NAUSHAD, Mu; LIMA, Eder C.; ZHANG, Shengxin; SHAHEEN, Sabry M.; RINKLEBE, Jörg. Global soil pollution by toxic elements: Current status and future perspectives on the risk assessment and remediation strategies – A review.

Journal of Hazardous Materials, [S. l.], v. 417, p. 126039, 2021. DOI: 10.1016/J.JHAZMAT.2021.126039.

KING, Lester C. **The Morphology of the Earth. A Study and Synthesis of World Scenery**. Edinburgh: Oliver and Boyd, 1962. DOI: 10.1002/gj.3350030220.

KLASSEN, R. A. Geological controls on soil parent material geochemistry along a northern Manitoba-North Dakota transect. **Applied Geochemistry**, [S. l.], v. 24, n. 8, p. 1382–1393, 2009. DOI: 10.1016/J.APGEOCHEM.2009.04.033.

KRONBERG, B. I.; NESBITT, H. W.; FYFE, W. S. Mobilities of alkalis, alkaline earths and halogens during weathering. **Chemical Geology**, [S. l.], v. 60, n. 1–4, p. 41–49, 1987. DOI: 10.1016/0009-2541(87)90108-2.

LENTON, Timothy M.; HELD, Hermann; KRIEGLER, Elmar; HALL, Jim W.; LUCHT, Wolfgang; RAHMSTORF, Stefan; SCHELLNHUBER, Hans Joachim. Tipping elements in the Earth's climate system. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, [S. l.], v. 105, n. 6, p. 1786–1793, 2008. DOI: 10.1073/PNAS.0705414105. Disponível em: <https://www.pnas.org/content/105/6/1786>. Acesso em: 8 jul. 2021.

LISBOA, Pedro Luiz Braga. **A terra dos Aruã: uma história ecológica do arquipélago do Marajó**. [s.l.] : Museu Paraense Emílio Goeldi, 2012.

MAJI, Sanjoy Kumar; PAL, Anjali; PAL, Tarasankar. Arsenic removal from real-life groundwater by adsorption on laterite soil. **Journal of Hazardous Materials**, [S. l.], v. 151, n. 2–3, p. 811–820, 2008. DOI: 10.1016/J.JHAZMAT.2007.06.060.

MBALE NGAMA, Ernest; SABABA, Elisé; BAYIGA, Elie Constantin; EKOBA BESSA, Armel Z.; NDJIGUI, Paul Désiré; BILONG, Paul. Mineralogical and geochemical

characterization of the unconsolidated sands from the Mefou River terrace, Yaoundé area, Southern Cameroon. **Journal of African Earth Sciences**, [S. l.], v. 159, 2019. DOI: 10.1016/J.JAFREARSCI.2019.103570.

MCBRIDE, B. Murray. **Environmental Chemistry of Soils**. New York: Oxford University Press, 1994.

MEHRA, O. P.; JACKSON, M. L. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite–citrate system buffered with sodium bicarbonate. **Clays and Clay Minerals**, [S. l.], p. 317–327, 2013. DOI: 10.1016/B978-0-08-009235-5.50026-7.

MÖRNER, N. A.; ROSSETTI, D. F.; TOLEDO, P. D. The amazonian rainforest: only some 6-5 million years. *Diversidade Biológica e Cultural da Amazônia old*. **Editora do Museu Paraense Emílio Goeldi. Belém**, [S. l.], p. 3–18, 2001.

MULLER, G. Schwermetalle in den sedimenten des Rheins -Veränderungen seit 1971. **Umschau Wissenschaft Tech**, [S. l.], v. 79, p. 778–783, 1979.

MURRIETA, Rui Sérgio S.; DUFOUR, Darna L.; SIQUEIRA, Andrea D. Food consumption and subsistence in three Caboclo populations on Marajo Island, Amazonia, Brazil. **Human Ecology**, [S. l.], v. 27, n. 3, p. 455–475, 1999. DOI: 10.1023/A:1018779624490. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1023/A:1018779624490>. Acesso em: 4 jun. 2021.

NAVARRO, Guillermo Rafael Beltran; FUMES, Regiane Andrade; ZANARDO, Antenor; OLIVEIRA, Marcos Aurélio Farias De; LUVIZOTTO, George Luiz. Petrografia e geoquímica das rochas metamáficas intercaladas em gnaisses do Arco Magmático de Goiás na região de Indiara (GO). **Geologia USP. Série Científica**, [S. l.], v. 15, n. 1, p. 29, 2015. DOI: 10.11606/issn.2316-9095.v15i1p29-44. Disponível em: <http://www.revistas.usp.br/guspssc/article/view/96839>.

NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. **Nature 1982 299:5885**, [S. l.], v. 299, n. 5885, p. 715–717, 1982. DOI: 10.1038/299715a0. Disponível em:

<https://www.nature.com/articles/299715a0>. Acesso em: 26 aug. 2021.

NESBITT, H. Wayne; FEDO, Christopher M.; YOUNG, Grant M. Quartz and Feldspar Stability, Steady and Non-Steady-State Weathering, and Petrogenesis of Siliciclastic Sands and Muds. **<https://doi.org/10.1086/515908>**, [S. l.], v. 105, n. 2, p. 173–191, 2015. DOI: 10.1086/515908. Disponível em:

<https://www.journals.uchicago.edu/doi/abs/10.1086/515908>. Acesso em: 17 nov. 2021.

OHANDJA, Hervé Nyassa; ONANA, Vincent Laurent; TANG, Sylvie Desirée Noa; NGO'O ZE, Arnaud; EKODECK, Georges Emmanuel. Behavior of major, trace, and rare earth elements in an atypical lateritic profile overlying micaceous quartzites, Centre Cameroon: imprint of the parent rock structure. **Arabian Journal of Geosciences 2020 13:17**, [S. l.], v. 13, n. 17, p. 1–16, 2020. DOI: 10.1007/S12517-020-05838-1. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s12517-020-05838-1>. Acesso em: 29 sep. 2021.

PAES, Ésio de Castro; VELOSO, Gustavo Vieira; FONSECA, Aymbiré Angeletti Da; FERNANDES-FILHO, Elpídio Inácio; FONTES, Maurício Paulo Ferreira; SOARES, Emanuelle Mercês Barros. Predictive modeling of contents of potentially toxic elements using morphometric data, proximal sensing, and chemical and physical properties of soils under mining influence. **Science of The Total Environment**, [S. l.], v. 817, p. 152972, 2022. DOI: 10.1016/J.SCITOTENV.2022.152972.

PALANSOORIYA, Kumuduni Niroshika; SHAHEEN, Sabry M.; CHEN, Season S.; TSANG, Daniel C. W.; HASHIMOTO, Yohey; HOU, Deyi; BOLAN, Nanthi S.; RINKLEBE, Jörg; OK, Yong Sik. Soil amendments for immobilization of potentially toxic elements in contaminated soils: A critical review. **Environment International**, [S. l.], v. 134, p. 105046, 2020. DOI: 10.1016/J.ENVINT.2019.105046.

PARDUE, John H.; PATRICK, William H. Changes in Metal Speciation Following Alteration of Sediment Redox Status. **Metal Contaminated Aquatic Sediments**, [S. l.], p. 169–185, 2018. DOI: 10.1201/9780203747643-7. Disponível em: <https://www.taylorfrancis.com/chapters/edit/10.1201/9780203747643-7/changes-metal->

speciation-following-alteration-sediment-redox-status-john-pardue-willium-patrick.

Acesso em: 5 dec. 2021.

PARTEY, Frederick; NORMAN, David I.; NDUR, Samuel; NARTEY, Robert. Mechanism of arsenic sorption onto laterite iron concretions. **Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects**, [S. l.], v. 337, n. 1–3, p. 164–172, 2009. DOI: 10.1016/J.COLSURFA.2008.12.018.

PAYE, Henrique de Sá; DE MELLO, Jaime Wilson Vargas; ABRAHÃO, Walter Antônio Pereira; FILHO, Elpídio Inácio Fernandes; DIAS, Livia Cristina Pinto; CASTRO, Maria Luisa Oliveira; DE MELO, Stefeson Bezerra; FRANÇA, Michele Milanez. Valores de referência de qualidade para metais pesados em solos no Estado do Espírito Santo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, [S. l.], v. 34, n. 6, p. 2041–2051, 2010. DOI: 10.1590/S0100-06832010000600028. Disponível em: <http://www.scielo.br/j/rbcs/a/Y8px6z8zTswycwNZ6d6bczx/?lang=pt>. Acesso em: 15 nov. 2021.

PEARCE, Juilian A.; HARRIS, Nigel B. W.; TINDLE, Andrew G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. **Journal of Petrology**, [S. l.], v. 25, n. 4, p. 956–983, 1984. DOI: 10.1093/PETROLOGY/25.4.956. Disponível em: <https://academic.oup.com/petrology/article/25/4/956/1386972>. Acesso em: 30 aug. 2021.

PETRI, Setembrino. Foraminíferos Miocênicos da formação Pirabas. **Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, Universidade de São Paulo. Geologia**, [S. l.], v. 0, n. 16, p. 1, 1957. DOI: 10.11606/issn.2526-3862.bffcluspgeologia.1957.121843. Disponível em: <http://ppegeo.igc.usp.br/index.php/bffcluspgeologia/article/view/10809>. Acesso em: 29 jun. 2021.

PRESTES, Yuri Onça; BORBA, Thais Angélica da Costa; SILVA, Alex Costa Da; ROLLNIC, Marcelo. A discharge stationary model for the Pará-Amazon estuarine system. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, [S. l.], v. 28, p. 100668, 2020. DOI:

10.1016/J.EJRH.2020.100668.

PRUDÊNCIO, M. I. et al. Soils in the semi-arid area of the El Melah Lagoon (NE Tunisia) — Variability associated with a closing evolution. **CATENA**, [S. l.], v. 80, n. 1, p. 9–22, 2010. DOI: 10.1016/J.CATENA.2009.08.006.

QUEIROZ, Hermano M.; NÓBREGA, Gabriel N.; FERREIRA, Tiago O.; ALMEIDA, Leandro S.; ROMERO, Thais B.; SANTAELLA, Sandra T.; BERNARDINO, Angelo F.; OTERO, Xosé L. The Samarco mine tailing disaster: A possible time-bomb for heavy metals contamination? **Science of The Total Environment**, [S. l.], v. 637–638, p. 498–506, 2018. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2018.04.370. Disponível em: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0048969718315547>.

REDDY, K. Ramesh; DELAUNE, Ronald D. Biogeochemistry of Wetlands : Science and Applications. **Biogeochemistry of Wetlands**, [S. l.], 2008. DOI: 10.1201/9780203491454. Disponível em: <https://www.taylorfrancis.com/books/mono/10.1201/9780203491454/biogeochemistry-wetlands-ramesh-reddy-ronald-delaune>. Acesso em: 29 sep. 2021.

REN, Limin; COHEN, David R.; RUTHERFORD, Neil F.; ZISSIMOS, Andreas M.; MORISSEAU, Eleni G. Reflections of the geological characteristics of Cyprus in soil rare earth element patterns. **Applied Geochemistry**, [S. l.], v. 56, p. 80–93, 2015. DOI: 10.1016/J.APGEOCHEM.2015.02.011.

RIBA, I.; GARCÍA-LUQUEA, Ribaa E.; BLASCO, J.; DELVALLS, T. A. Bioavailability of heavy metals bound to estuarine sediments as a function of pH and salinity values. **Chemical Speciation and Bioavailability**, [S. l.], v. 15, n. 4, p. 101–114, 2003. DOI: 10.3184/095422903782775163.

ROGOVA, Olga B.; FEDOTOV, Petr S.; DZHENLODA, Rustam Kh; KARANDASHEV, Vasily K. Fractionation and fixation of rare earth elements in soils: Effect of spiking with lanthanum, cerium, and neodymium chlorides. **Journal of Rare Earths**, [S. l.], 2020. DOI: 10.1016/J.JRE.2020.12.006.

ROSSETTI, Dilce F. Paleosurfaces from northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. **Sedimentary Geology**, [S. l.], v. 169, n. 3–4, p. 151–174, 2004. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2004.05.003.

ROSSETTI, Dilce F.; BEZERRA, Francisco H. R.; DOMINGUEZ, José M. L. **Late oligocene-miocene transgressions along the equatorial and eastern margins of brazil. Earth-Science Reviews**Elsevier, , 2013. DOI: 10.1016/j.earscirev.2013.04.005.

ROSSETTI, Dilce F.; SOUZA, Lena S. B.; PRADO, Renato; ELIS, Vagner R. Neotectonics in the northern equatorial Brazilian margin. **Journal of South American Earth Sciences**, [S. l.], v. 37, p. 175–190, 2012. DOI: 10.1016/j.jsames.2012.03.004.

ROSSETTI, Dilce F.; VALERIANO, Márcio M. Evolution of the lowest amazon basin modeled from the integration of geological and SRTM topographic data. **Catena**, [S. l.], v. 70, n. 2, p. 253–265, 2007. DOI: 10.1016/j.catena.2006.08.009.

ROUSSEAU, Tristan C. C.; RODDAZ, Martin; MOQUET, Jean Sébastien; HANDT DELGADO, Helga; CALVES, Gêrôme; BAYON, Germain. Controls on the geochemistry of suspended sediments from large tropical South American rivers (Amazon, Orinoco and Maroni). **Chemical Geology**, [S. l.], v. 522, p. 38–54, 2019. DOI: 10.1016/J.CHEMGEO.2019.05.027.

RUDNICK, Roberta L.; FOUNTAIN, David M. NATURE AND COMPOSITION OF THE CONTINENTAL CRUST: A LOWER CRUSTAL PERSPECTIVE. [S. l.], 1995.

SAHA, Ajoy et al. Geochemistry, mineralogy and nutrient concentrations of sediment of River Pampa in India during a massive flood event. **Arabian Journal of Geosciences**, [S. l.], v. 13, n. 20, 2020. DOI: 10.1007/S12517-020-06053-8.

SAKIZADEH, Mohammad; RODRÍGUEZ MARTÍN, Jose Antonio. Spatial methods to analyze the relationship between Spanish soil properties and cadmium content. **Chemosphere**, [S. l.], v. 268, p. 129347, 2021. DOI: 10.1016/J.CHEMOSPHERE.2020.129347.

SANTOS, R. D.; LEMOS, R. D.; SANTOS, H. D.; KER, J. C.; ANJOS, L. D.; SHIMIZU,

S. H. **Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo**. [s.l.] : Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2005. Disponível em:

https://www.sbcs.org.br/loja/index.php?route=product/product&product_id=55. Acesso em: 29 jun. 2021.

SAYDAM EKER, Çiğdem; SIPAHI, Ferkan; GÜMÜŞ, Mustafa Kemal; ÖZKAN, Özay. Tracing provenance and chemical weathering changes in Ankara Stream sediments, central Turkey: Geochemical and Sr–Nd–Pb–O isotopic evidence. **Journal of African Earth Sciences**, [S. l.], v. 138, p. 367–382, 2018. DOI: 10.1016/J.JAFREARSCI.2017.11.034.

SHAH, Rayees A.; ACHYUTHAN, Hema; SANGODE, Satish J.; LONE, Aasif M.; RAFIQ, Mohammd. Mineral Magnetic and Geochemical Mapping of the Wular Lake Sediments, Kashmir Valley, NW Himalaya. **Aquatic Geochemistry**, [S. l.], v. 26, n. 1, p. 31–52, 2020. DOI: 10.1007/S10498-019-09364-9.

SINGH, Pramod. Major, trace and REE geochemistry of the Ganga River sediments: Influence of provenance and sedimentary processes. **Chemical Geology**, [S. l.], v. 266, n. 3–4, p. 242–255, 2009. DOI: 10.1016/J.CHEMGEO.2009.06.013.

SIPOS, Péter; NÉMETH, Tibor; KIS, Viktória Kovács; MOHAI, Ilona. Association of individual soil mineral constituents and heavy metals as studied by sorption experiments and analytical electron microscopy analyses. **Journal of Hazardous Materials**, [S. l.], v. 168, n. 2–3, p. 1512–1520, 2009. DOI: 10.1016/J.JHAZMAT.2009.03.033.

SOIL SURVEY STAFF. Keys to Soil Taxonomy, 12th ed. **USDA-Natural Resources Conservation Service, Washington, DC.**, [S. l.], 2014.

SOROKINA, O. A.; ZARUBINA, N. V. The content of chemical elements in alluvial soils and bottom sediments of the Urkan River (the Amur River basin). **Eurasian Soil Science**, [S. l.], v. 46, n. 6, p. 644–653, 2013. DOI: 10.1134/S1064229313060094.

SOUZA, José João Lelis Leal De; FONTES, Maurício Paulo Ferreira; GILKES, Robert; COSTA, Liovando Marciano Da; OLIVEIRA, Teogenes Senna De. Geochemical

Signature of Amazon Tropical Rainforest Soils. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, [S. l.], v. 42, 2018. DOI: 10.1590/18069657rbcs20170192. Disponível em: http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0100-06832018000100403&lng=en&tlng=en.

TATUMI, Sonia H.; SILVA, Luis P. Da; PIRES, Elcio L.; ROSSETTI, Dilce F.; GÓES, Ana M.; MUNITA, Casimiro S. Datação de Sedimentos Pós-Barreiras no Norte do Brasil: implicações paleogeográficas. **Revista Brasileira de Geociências**, [S. l.], v. 38, n. 3, p. 514–524, 2008. DOI: 10.25249/0375-7536.2008383514524. Disponível em: <http://ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/7602/7029>.

TAYLOR, SR; MCLENNAN, SM. The continental crust: its composition and evolution. [S. l.], 1985. Disponível em: <https://www.osti.gov/biblio/6582885>. Acesso em: 8 sep. 2021.

TRIPATHI, Jayant K.; RAJAMANI, V. Geochemistry of proterozoic Delhi quartzites: Implications for the provenance and source area weathering. **Journal of the Geological Society of India**, [S. l.], v. 62, n. 2, p. 215–226, 2003.

VENTERIS, Erik R.; BASTA, Nicholas T.; BIGHAM, Jerry M.; REA, Ron. Modeling Spatial Patterns in Soil Arsenic to Estimate Natural Baseline Concentrations. **Journal of Environmental Quality**, [S. l.], v. 43, n. 3, p. 936–946, 2014. DOI: 10.2134/JEQ2013.11.0459.

WU, Jin; TENG, Yanguo; LU, Sijin; WANG, Yeyao; JIAO, Xudong. Evaluation of soil contamination indices in a mining area of Jiangxi, China. **PLoS ONE**, [S. l.], v. 9, n. 11, p. e112917, 2014. DOI: 10.1371/journal.pone.0112917. Disponível em: <https://journals.plos.org/plosone/article?id=10.1371/journal.pone.0112917>. Acesso em: 23 sep. 2021.

WU, Weimo; NORVELL, Wendell A.; HOPKINS, David G.; CHRISTAKOS, George; BOHN, Meyer P.; WU, Jiaping. Spatial distribution of cadmium and zinc in soils of northern North Dakota. **Agronomy Journal**, [S. l.], v. 110, n. 5, p. 1666–1680, 2018. DOI: 10.2134/AGRONJ2017.08.0503.

XAVIER, Diego de Arruda; SANTOS, Valdenira Ferreira Dos; MIRANDA, Artur Gustavo Oliveira De; BERRÊDO, José Francisco. Determination of background geochemistry of an Amazon estuary: The Cuñaní Estuary – Amapá. **Marine Pollution Bulletin**, [S. l.], v. 155, p. 111144, 2020. DOI: 10.1016/J.MARPOLBUL.2020.111144.

YANG, Changliang; LI, Shiyu; LIU, Rengbing; SUN, Peishi; LIU, Kai. Effect of reductive dissolution of iron (hydr)oxides on arsenic behavior in a water–sediment system: First release, then adsorption. **Ecological Engineering**, [S. l.], v. 83, p. 176–183, 2015. DOI: 10.1016/J.ECOLENG.2015.06.018.

CAPÍTULO 4

Modelagem e mapeamento de carbono em solos da maior planície flúvio-marinha da América do Sul, a Ilha de Marajó.

RESUMO

O solo é o maior reservatório de carbono dos ecossistemas terrestres e desempenha papel fundamental em seu ciclo global, sendo o Bioma Amazônico de suma importância para mitigar os impactos das mudanças climáticas atuais e futuras. Inserida nesse bioma, a Ilha de Marajó é considerada a maior ilha flúvio-marinha da América do Sul e particularmente sensível às mudanças climáticas globais. Assim, determinar a distribuição espacial dos teores superficiais de carbono orgânico do solo (COS) é essencial para a tomada de decisão e definição de políticas públicas. Neste estudo, foram selecionados e coletados 81 pontos de amostragem de 0-20 cm nos ambientes e materiais de origem mais representativos da ilha. Para tentar explicar a variação espacial dos teores de COS, um banco de dados composto por 12 variáveis foi utilizado, incluindo índices de vegetação, mapas morfométricos derivados de um modelo digital de elevação (30 m) e duas variáveis criadas com base na distância euclidiana de corpos hídricos e de sítios arqueológicos. Foram testados cinco algoritmos de aprendizado de máquina: Cubist (CUB), Modelo Linear (Lm), Random Forest (RF), K Nearest Neighbor (KNN) e Suport Vector Machine (SVM). O modelo Cubist apresentou o melhor desempenho na predição do COS nos horizontes superficiais dos solos, com o maior desempenho para treinamento ($R^2 = 0,483$) e teste ($R^2 = 0,505$). As florestas ombrófilas densas de platô, sobre Plintossolos Háplicos e Latossolos Amarelos, e as florestas ombrófilas densas aluviais e manguezais, sobre Gleissolos Háplicos, tiveram os maiores teores de COS. As mudanças climáticas globais podem afetar diretamente os teores de COS no setor leste da Ilha de Marajó, assim como indiretamente sua população local, que depende tradicionalmente das atividades ligadas ao uso dos solos.

Palavras-chave: Carbono orgânico do solo; Aprendizado de máquinas; Predição espacial; Wetlands; Mudanças Climáticas.

Modeling and mapping of carbon in soils of the largest fluvial-marine plain in South America, Ilha de Marajó.

ABSTRACT

Soil is the largest carbon reservoir in terrestrial ecosystems and plays a fundamental role in its global cycle, with the Amazon Biome being of paramount importance to mitigate the impacts of current and future climate change. Inserted in this biome, Marajó Island is considered the largest fluvial-marine island in South America and particularly sensitive to global climate change. Thus, determining the spatial distribution of surface soil organic carbon (SOC) contents is essential for decision-making and public policy definition. In this study, 81 sampling points of 0-20 cm were selected and collected in the most representative environments and source materials on the island. To try to explain the spatial variation of COS contents, a database composed of 12 variables was used, including vegetation indices, morphometric maps derived from a digital elevation model (30 m) and two variables created based on the Euclidean distance from water bodies and archaeological sites. Five machine learning algorithms were tested: Cubist (CUB), Linear Model (Lm), Random Forest (RF), K Nearest Neighbor (KNN) and Support Vector Machine (SVM). The Cubist model showed the best performance in predicting the COS in soil surface horizons, with the highest performance for training ($R^2 = 0.483$) and testing ($R^2 = 0.505$). The plateau dense ombrophylous forests, on Haplic Plintosols and Yellow Latosols, and the alluvial dense ombrophylous forests and mangroves, on Haplic Gleissolos, had the highest COS contents. Global climate change can directly affect COS levels in the eastern sector of Marajó Island, as well as indirectly its local population, which traditionally depends on activities related to land use.

Keywords: Soil organic carbon; Machine learning; Spatial prediction; wetlands; Climate changes.

1. INTRODUÇÃO

O solo é o maior reservatório de carbono dos ecossistemas terrestres e desempenha papel fundamental no ciclo global desse elemento (DOETTERL et al., 2015). Em escala global, o armazenamento de carbono orgânico do solo (COS) acompanha as mudanças ambientais e climáticas (NOTTINGHAM et al., 2020), podendo acelerar as mudanças climáticas ao liberar CO₂ e CH₄ na atmosfera. O Bioma Amazônico é responsável por aproximadamente um décimo dos estoques de carbono do globo (MELILLO et al., 1993), sendo considerado um dos maiores reservatórios de carbono em ecossistemas terrestres (BARLOW et al., 2018), e fundamental na mitigação dos impactos das mudanças climáticas atuais e futuras (IPCC 2014).

Os teores de COS são controlados pelo equilíbrio entre a entrada (deposição) e a saída (decomposição) de matéria orgânica (WIESMEIER et al., 2019). Em escala regional, a distribuição do COS é controlada principalmente por fatores intrínsecos ao solo, como textura e mineralogia (ZHANG et al., 2022), e locais, como topografia (YU et al., 2020; ZHU et al., 2019) e vegetação (CHEN et al., 2020; ZHAO et al., 2021). A textura e mineralogia influenciam na proteção do COS, devido as interações entre os minerais argilosos e os compostos orgânicos (BARRÉ et al., 2014). A vegetação é responsável pela entrada de matéria orgânica decomponível, especialmente nos horizontes superficiais do solo (BHATTACHARYYA et al., 2022). A topografia controla as condições de drenagem, limitando ou não a disponibilidade de oxigênio, essencial para o metabolismo de microrganismos decompositores da matéria orgânica do solo (SULLIVAN et al., 2008).

A combinação desses e de outros fatores ambientais criam condições únicas, levando ao aumento ou diminuição do COS, e sendo útil para prever a distribuição espacial dos teores de COS por meio do mapeamento digital (GOMES et al., 2019). A previsão do carbono do solo, contudo, é altamente variável (SCHARLEMANN et al., 2014), e o mapeamento digital dos solos (MDS) vem sendo utilizada como ferramenta na espacialização dos teores de carbono em diversas escalas (ANDRADE, 2015; BATLLE-BAYER; BATJES; BINDRABAN, 2010; GOMES et al., 2019; ZHANG et al., 2022).

Vários modelos são usados para estimar a distribuição do COS, incluindo algoritmos de aprendizado de máquina, tais como Random Forest (GOMES et al., 2019; WANG et al., 2018), Cubist (GOYDARAGH et al., 2021; ZERAATPISHEH et al., 2022), Suport Vector Machine-SVM (ADHIKARI et al., 2014; RUDIYANTO et al., 2018), e modelos de Krigagem (BONFATTI et al., 2016). Baseado no princípio da parcimônia (BRUNGARD et al., 2015), o algoritmo Recursive Feature Elimination (RFE) é amplamente aplicado para selecionar subconjuntos de variáveis mais explicativas, mantendo o desempenho do modelo (GOMES et al., 2019; PAES et al., 2022; VAŠÁT et al., 2017).

Inserida no Bioma Amazônico, a Ilha de Marajó localiza-se na foz dos rios Amazonas e Tocantins e é considerada a maior ilha flúvio-marinha do mundo (FRANCISQUINI et al., 2014; ROSSETTI; VALERIANO, 2007). O setor leste da Ilha de Marajó é particularmente sensível às mudanças climáticas globais, em especial para a população da ilha, que depende tradicionalmente de serviços ecossistêmicos locais, como a caça, pesca, criação de búfalos, cultivo de arroz nos campos inundáveis e extrativismo e agricultura de subsistência nas terras altas florestadas (COHEN et al., 2009; LISBOA, 2012; MURRIETA; DUFOUR; SIQUEIRA, 1999).

Projeções climáticas indicam que a maioria das planícies aluviais da ilha podem ser inundadas permanentemente nas próximas décadas (BARROS; ALBERNAZ, 2014), o que acarretaria em mudanças drásticas nas propriedades físico-químicas dos solos e sedimentos, impactando diretamente no ciclo do carbono (CARPENTER et al., 2003). Portanto, determinar a distribuição espacial dos teores superficiais de COS é de suma importância para a tomada de decisão e definição de políticas públicas para a recuperação, conservação ambiental e identificação de cenários alternativos para o sequestro de carbono no solo (FERNANDES et al., 2021; LEMBAID et al., 2022; LIU et al., 2022). Além de produzir informações que podem subsidiar o desenvolvimento de novas pesquisas, especialmente na Ilha de Marajó, detentora de um dos piores Índices de Desenvolvimento Humano (IDH) do Brasil (IBGE, 2010).

Considerando que o carbono orgânico nos horizontes superficiais dos solos da Ilha de Marajó é controlado pela topografia, o presente estudo tem como objetivo: i) modelar

a distribuição espacial do COS nos horizontes superficiais, ii) analisar o efeito de subdefinir o conjunto de covariáveis no desempenho de predições, e iii) selecionar o melhor modelo para previsão dos teores superficiais de COS.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Área de estudo

A Ilha de Marajó abrange uma área com extensão de 200 km de comprimento e mais de 120 km de largura, com latitudes variando de 00°04'07" N a 01°45'59" S e longitudes de 48°20'11" L a 50°54'04" O (Figura 1). Pode ser subdividida em duas porções bem definidas: o setor leste, com cotas entre 0 e 9 m acima do nível do mar, sob influência dos sedimentos Holocênicos da Bacia do Tocantins-Araguaia; e o setor oeste, com cotas entre 10 e 40 m acima do nível do mar, influenciada pelas formações Barreiras e Pós-Barreiras e crostas lateríticas. As planícies alagáveis são cobertas por formações pioneiras, que inclui os manguezais e ambientes salinos, floresta ombrófila densa aluvial e savana, que inclui o cerrado; as terras altas são cobertas por floresta ombrófila densa de platô, vegetação secundária, áreas agrícolas e pastagem (pecuária).

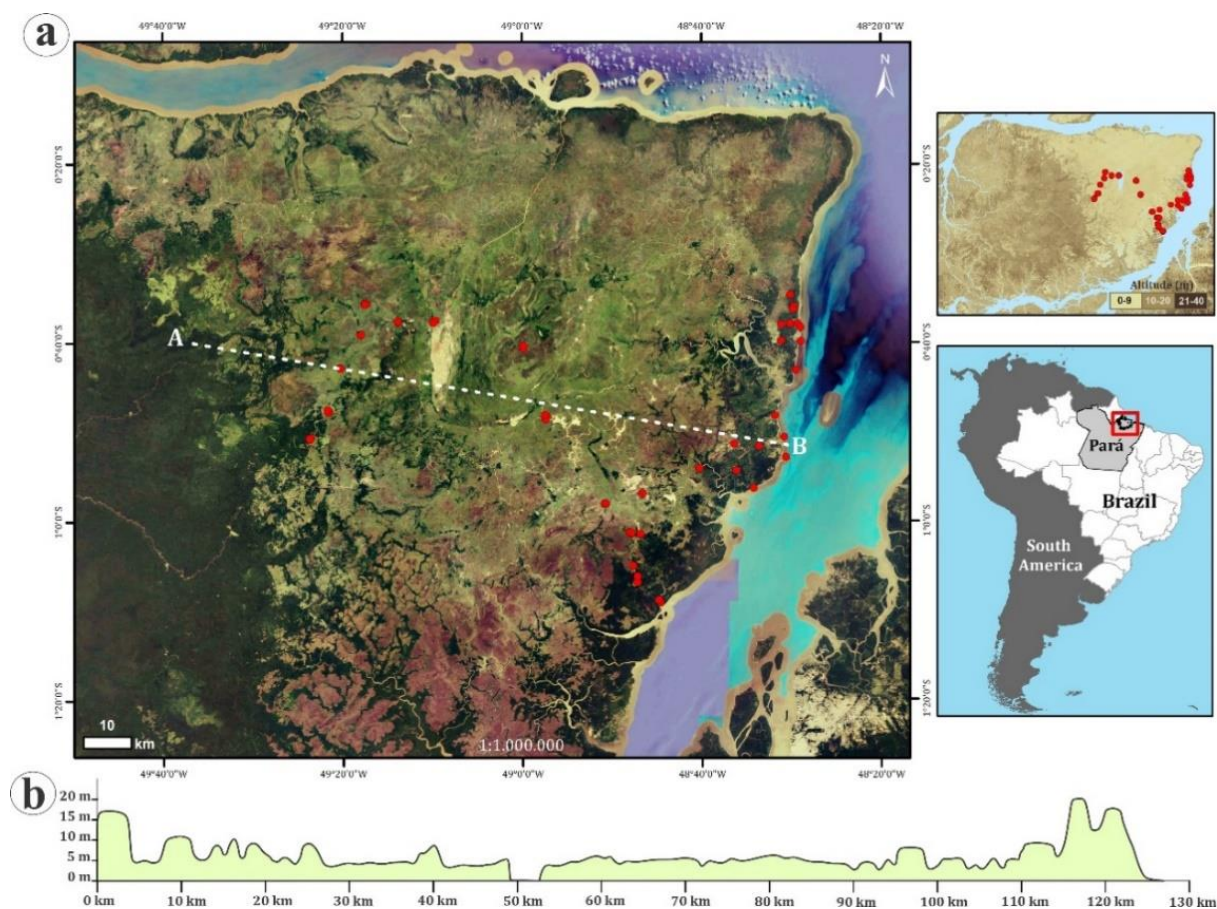
Nas planícies inundáveis ainda se distribuem inúmeros sítios arqueológicos, datados de pelo menos 3.000 anos antes do presente (AP) (MEGGERS; ROOSEVELT, 1992). Muitos desses sítios concentram-se em montes, também denominados de “tesos”, que chegam a várias centenas de metros de comprimento com até 12 m de altura, e podem ocorrer dispersos sobre paleodiques aluviais.

Segundo a classificação de Koppen (ALVARES et al., 2013), o clima é de monção e savana, transição entre Am e Aw com temperatura média anual variando de 25 °C a 29 °C, e precipitação média entre 2.000 a 4.000 mm (LIMA et al., 2005).

Geologicamente, a Ilha de Marajó está inserida no Sistema Gráben do Marajó, que consiste em uma variedade de rochas metamórficas pré-cambrianas e depósitos paleozóicos (AZEVEDO, 1991). A pilha sedimentar do Sistema Graben Marajó começa com depósitos arenosos das Formações Breves / Jacarezinho (Aptiano-Cenomaniano) e argilitos siltosos da Formação Anajás (Cretáceo Superior) (ROSSETTI et al., 2012).

Sobre esses depósitos estão arenitos, argilitos e conglomerados da Formação Limoeiro, sedimentos siliciclásticos-carbonatos mistos da Formação Marajó (Paleoceno-Eoceno) e do Grupo Pará (Mioceno a Holoceno), que compreende arenitos da Formação Tucunaré e argilitos da Formação Pirarucu, em idade superficial equivalente à Formação Barreiras e aos sedimentos Pós-Barreiras (COSTA et al., 2002).

Figura 1. (a) Localização dos pontos de amostragem nos diferentes ambientes no setor leste da Ilha de Marajó, Pará, Norte do Brasil, e (b) corte topográfico do setor leste da ilha, compartimento mais rebaixado (0-9 m asl.).



2.2 Amostragem de solos

Foram selecionados e coletados 81 pontos de amostragem de 0-20 cm nos ambientes e materiais de origem mais representativos do setor leste da Ilha de Marajó

(SANTOS et al., 2005). Os pontos de amostragem foram coletados num transecto que se estende das terras altas até as planícies inundáveis, contemplando a diversidade dos diferentes ambientes do setor leste ilha: planícies inundáveis sob Floresta Ombrófila Densa Aluvial, Formação Pioneira Herbácea e Arbustiva, com influência flúvio-marinha e flúvio-lacustre; Formação Pioneira Arbórea sob influência flúvio-marinha (manguezal); cordões arenosos sob Savana Arborizada e Parque (cerrado), paleocanais sob Floresta Ombrófila Densa Aluvial e Savana Parque (tesos); e terras altas, sob Floresta Ombrófila Densa de Platô; Vegetação Secundária, área agrícola e sobre pastagem (pecuária) (Figura 2) (IBGE, 2012).

As coletas foram realizadas no mês de novembro, pico da estação seca. As amostras foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneira com malha de 2 mm para obtenção da fração terra fina seca ao ar (TFSA) para realização das análises laboratoriais.

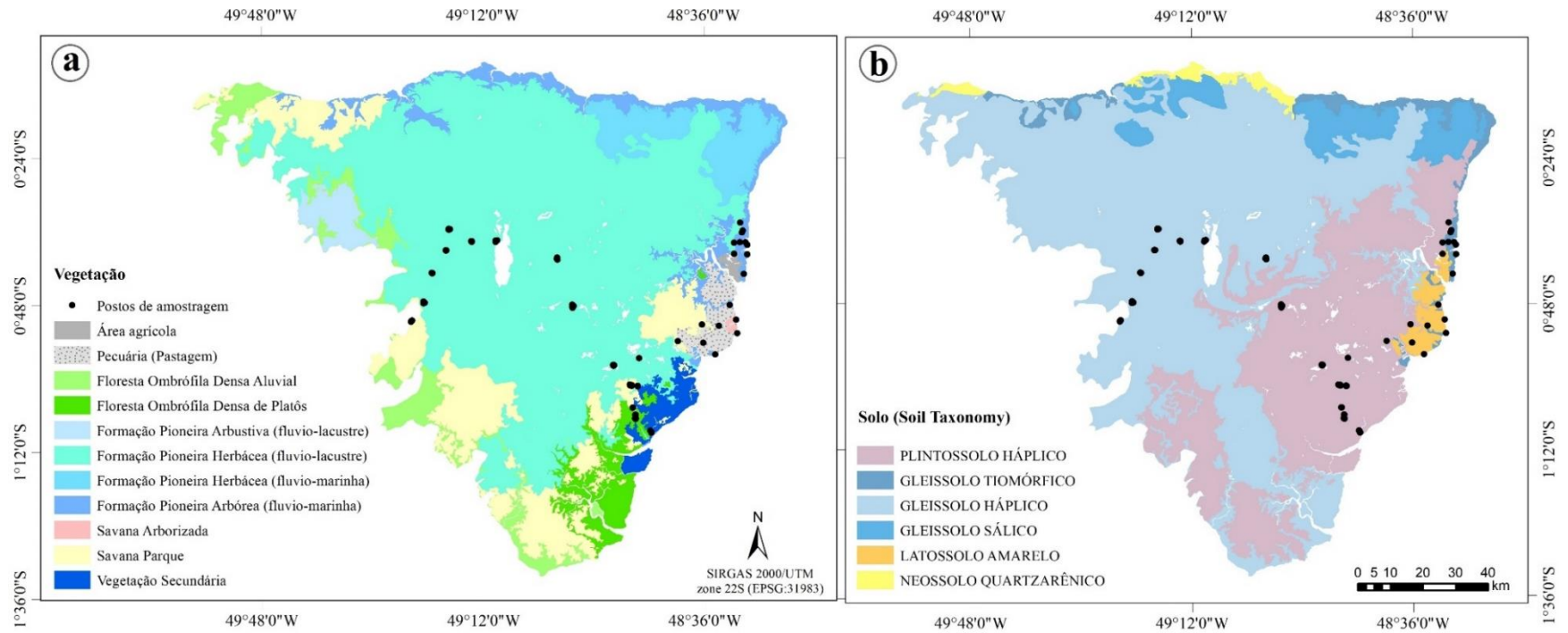
2.3 Propriedades físicas e química dos solos

Os teores de COS variaram de 0,2 a 12 dag kg⁻¹, com coeficiente de variação (CV) de 77,6 % (Tabela 2). As variáveis com maior CV foram P, areia grossa e Mg²⁺, enquanto pH_{H2O}, H+Al e silte apresentaram-se menores.

Tabela 1. Estatística descritiva do carbono orgânico do solo (COS) e variáveis químicas e físicas obtidas (n = 81).

	Unidade	Min	Max	Média	SD	Mediana	CV (%)
COS	(dag kg ⁻¹)	0,2	12,0	3,1	2,4	2,5	77,6
Areia grossa	(dag kg ⁻¹)	0,1	73,9	9,5	18,0	0,7	189,6
Areia fina	(dag kg ⁻¹)	0,2	92,0	21,8	24,9	13,9	114,1
Silte	(dag kg ⁻¹)	0,1	62,4	32,0	17,8	34,4	55,7
Argila	(dag kg ⁻¹)	0,9	83,1	36,7	22,6	35,5	61,5
pH _{H2O}	-	2,8	6,0	4,7	0,5	4,8	10,4
pH _{KCl}	-	2,5	4,5	4,2	3,9	3,8	91,6
P	(mg kg ⁻¹)	0,1	313,9	15,7	39,4	6,5	250,6
K ⁺	(mg L ⁻¹)	0,0	351,0	64,9	70,9	47,5	109,3
Ca ²⁺	(cmol Kg ⁻¹)	0,0	6,0	1,5	1,4	1,1	93,2
Mg ²⁺	(cmol Kg ⁻¹)	0,0	15,6	2,7	3,5	1,6	129,4
Al ³⁺	(cmol Kg ⁻¹)	0,0	7,7	2,4	2,0	1,8	84,4
H+Al	(cmol Kg ⁻¹)	0,6	22,5	9,6	5,2	9,3	54,2
SB	(cmol Kg ⁻¹)	0,1	29,1	4,9	5,6	3,3	114,8
CTC	(cmol Kg ⁻¹)	0,9	37,7	14,4	7,5	15,0	51,8
V	(%)	1,0	82,2	29,5	23,3	25,6	78,8
m	(%)	0,0	93,6	43,8	29,3	45,5	66,9
P-Rem	(mg dm ⁻³)	5,5	59,0	21,3	14,4	16,0	77,6

Figura 2. Distribuição dos pontos de amostragem no setor leste da Ilha de Marajó sobre (a) tipos fitofisionômicos da vegetação e (b) classes de solos.



2.4 Quantificação do carbono orgânico do solo

O carbono orgânico do solo (COS) foi determinado usando o método Walkley-Black (EMBRAPA, 2017).

2.5 Obtenção de covariáveis ambientais para espacialização da previsão do carbono orgânico do solo

2.5.1 Coordenadas geográficas

As coordenadas (X e Y) das amostras foram utilizadas como covariáveis para espacialização dos teores de COS. O sistema de coordenadas projetadas SIRGAS 2000/UTM zone 22S (EPSG:31983) foi utilizada como padrão durante o processo de espacialização.

2.5.2 Variáveis obtidas por meio do MDE

As variáveis topográficas foram derivadas a partir do modelo digital de elevação (MDE) (NASADEM) - Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), com resolução espacial de aproximadamente 30 m (30 segundos de arco). Para a obtenção das variáveis foi utilizado o *software* R versão 4.10 (R Core Team, 2021), utilizando os pacotes “rsaga” (BRENNING, 2008), “raster” (ROBERT, 2019) e “rgrass7” (BIVAND et al., 2019). Os atributos gerados com base no MDE são descritos na Tabela 1 (PAES et al., 2022; SENA et al., 2021).

Tabela 2. Variáveis do terreno gerados a partir de um modelo de elevação digital.

Atributo de terreno	Abreviação	Breve descrição
Convergence index	CI	Índice de convergência / divergência em relação ao escoamento
Cross sectional curvature	CSC	Mede a curvatura perpendicular à direção do declive
Digital elevation model	DEM	Representa a elevação em cada célula do modelo
Diurnal anisotropic heating	DAH	Medição contínua de energia dependente da exposição
Flow line curvature	FLC	Representa a projeção de uma linha gradiente em um plano horizontal
General curvature	GC	A combinação das curvaturas do plano e do perfil
Geomorphons	GEO	Geometria associada usando abordagem de visão de máquina
Hill	HI	Sombreamento analítico de colina
Hill index	HIINDEX	Sombreamento de colina de índice analítico
Longitudinal curvature	LC	Mede a curvatura na direção do declive
Mass balance index	MBI	Índice de equilíbrio entre erosão e deposição
Maximal curvature	MAXC	Curvatura máxima na seção normal local
Morphometric Protection Index	MPI	Medida de exposição / proteção de um ponto do relevo circundante
Mid-slope position	MSP	Representa a distância do topo ao vale, variando de 0 a 1
Minimal curvature	MINC	Curvatura mínima para seção normal local
Multiresolution index of ridge top flatness	MRRTF	Indica posições planas em áreas de alta altitude
Multiresolution index of valley bottom flatness	MRVBF	Indica superfícies planas no fundo do vale
Normalized height	NH	Distância vertical entre a base e o cume da inclinação normalizada
Plan curvature	PLANC	Descrita como a curvatura da linha de contorno hipotética que passa por uma célula específica
Profile curvature	PROC	Descreve a curvatura da superfície na direção da inclinação mais íngreme
Real surface area	RSA	Cálculo real da área da célula

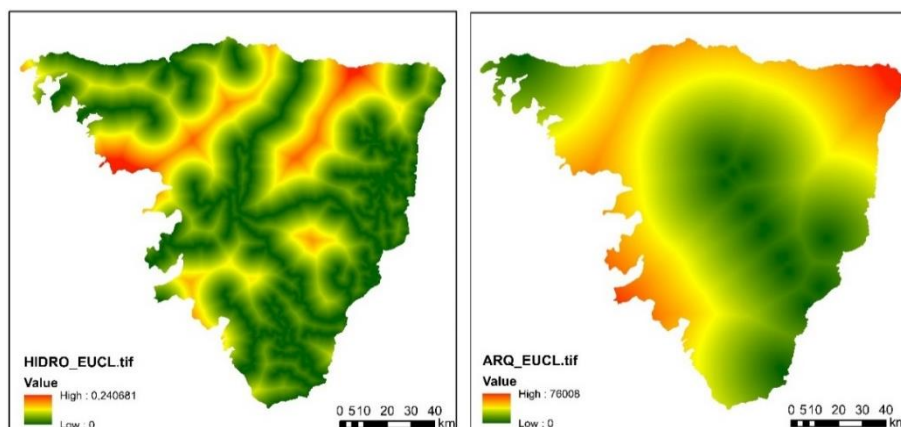
Slope	S	Representa inclinação angular local
Slope height	SH	Distância vertical entre a base e o cume da encosta
Slope Index	SI	Representa um índice de inclinação angular local
Solrad Diffuse1	SolDiffuse1	Insolação Difusa para o mês de janeiro
Solrad Diffuse2	SolDiffuse2	Insolação Difusa para o mês de julho
Solrad dur 1	SolDur1	Duração da insolação para o mês de janeiro
Solrad dur 2	SolDur2	Duração da Insolação para o mês de julho
Solrad Direct1	SolDiret1	Insolação Direta do mês de janeiro
Solrad Direct2	SolDiret2	Insolação Direta do mês de julho
Solrad Ration1	SolRation1	Razão entre a Insolação Direta e a Insolação Difusa do mês de Janeiro
Solrad Ration2	SolRation2	Razão entre a Insolação direta e a Insolação difusa do mês de julho
Solrad Sunrise1	SolSunrise1	Horário médio do nascer do sol do mês de janeiro
Solrad Sunrise2	SolSunrise2	Horário médio do nascer do sol do mês julho
Solrad Sunset1	SolSunset1	Tempo médio do pôr do sol do mês de janeiro
Solrad Sunset2	SolSunset2	Tempo médio do pôr do sol do mês julho
Solrad total1	SolTotal1	Insolação total para o mês de janeiro
Solrad total2	SolTotal2	Insolação total para o mês de julho
Standardized height	STANH	Distância vertical entre a base e o índice de inclinação padronizado
Surface specific points	SSP	Indica diferenças entre pontos de deslocamento de superfície específicos
Tangencial curvature	TANC	Medido no plano normal em uma direção perpendicular ao gradiente
Terrain ruggedness index	TRI	Índice quantitativo de heterogeneidade topográfica
Terrain surface convexity	TSC	Razão entre o número de células que têm curvatura positiva e o número de todas as células válidas dentro de um raio de pesquisa especificado
Terrain surface texture	TST	Divide a textura da superfície em 8, 12 ou 16 classes
Total curvature	TC	Medida geral da curvatura da superfície

Topographic position index	TPI	Diferença entre a elevação do ponto a com a elevação circundante
Valley depth	VD	Cálculo da distância vertical ao nível da base de drenagem
Valley	VA	Vale nebuloso de cálculo usando a abordagem Cartola
Valley Index	VA	Cálculo do índice de vale difuso usando a abordagem Cartola
Vector ruggedness measure	VRM	Mede a variação da rugosidade do terreno
Topographic wetness index	TWI	Descreve a tendência de cada célula em acumular água em função do relevo

2.5.3 Criação da covariável de distância euclidiana de canais de drenagem (hidro_eucl) e sítios arqueológicos (arqu_eucl)

Devido a dinâmica geomorfológica do setor leste da Ilha de Marajó, que resultou numa complexa rede de drenagem (ROSSETTI; VALERIANO, 2007), e a frequente ocorrência de sítios arqueológicos com Terra Preta de índio (MEGGERS; ROOSEVELT, 1992), foram criadas duas variáveis que se baseiam na distância euclidiana entre os canais de drenagem e o ponto amostral, e a distância euclidiana dos sítios arqueológicos e o ponto amostral (Figura 3).

Figura 3. Distância euclidiana entre o ponto amostral e a hidrografia e o ponto amostral e sítios arqueológicos.



2.5.4 Índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI)

Por meio de imagens Landsat 8 do período mais seco, utilizou-se o *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI) = (Band 5 – Band 4) / (Band 5 + Band 4). Este modelo foi proposto por Rouse *et al.* (1973) e realiza a normalização dos dados espectrais das bandas do infravermelho e do infravermelho próximo. Apesar de ter sido um dos primeiros índices desenvolvidos, por ter seu uso comprovado, é um dos mais utilizados na análise e predição de carbono do solo (GOMES *et al.*, 2019; PADILHA *et al.*, 2020).

2.6 Criação da função de pedotransferência por aprendizagem de máquinas

As funções de pedotransferência são preditivas de determinadas propriedades dos solos com base em atributos facilmente obtidos e com custos inferiores (KOTLAR; DE JONG VAN LIER; DE SOUZA BRITO, 2020; MCBRATNEY *et al.*, 2002). Atualmente, com a grande disponibilidade de dados e sua facilidade de obtenção através de sensores proximais e imagens de satélites, a criação de funções de pedotransferência tornou-se uma alternativa eficiente para prever diversas propriedades dos solos.

2.6.1 Remoção de covariáveis e treinamento dos algoritmos de aprendizagem de máquinas

O processo de remoção/seleção de covariáveis têm por objetivo o desenvolvimento de um modelo/função que demande um menor custo computacional, além de obedecer ao princípio da parcimônia (GOMES *et al.*, 2019; PAES *et al.*, 2022; REIS *et al.*, 2021). A remoção das covariáveis foi realizada em três etapas: (i) remoção pela variância, (ii) por correlação, e (iii) pela importância na predição para cada algoritmo.

A remoção pela variância tem como fundamento retirar as covariáveis que apresentam variância próxima de zero, pois elas não contribuem para o modelo de predição, e ainda pode afetar a performance de alguns modelos e aumentar o custo computacional (HUJOEL *et al.*, 2018; KERN *et al.*, 2017). Para a remoção da covariáveis

de muito baixa variância foi utilizada a função “*nearZeroVar*” disponível no pacote *Caret* (KUHN, 2008). As variáveis eliminadas foram: *hill*, *hill_idx*, *valley* e *valley_idx*.

A remoção de covariáveis por correlação tem como princípio retirar covariáveis altamente correlacionadas, visto que afetam a performance dos modelos finais e a eficiência da remoção de covariáveis feitas na próxima etapa (DARST; MALECKI; ENGELMAN, 2018). Para a remoção das covariáveis altamente correlacionadas, primeiramente calcula-se a correlação de *Spearman* para o conjunto de covariáveis. Em seguida, as duplas de covariáveis que apresentam correlação superior ou igual a 95 % são avaliadas, sendo removida aquela que apresentar maior valor da soma absoluta de correlação com as demais variáveis (PAES et al., 2022). As covariáveis altamente correlacionadas foram eliminadas usando a função *findcorrelation*, disponível no pacote *Caret do software R* (KUNH et al., 2020). As variáveis eliminadas foram: *curv_cross_secational*, *curv_general*, *curv_longitudinal*, *curv_total* e *terrain_ruggedness_index*.

Após eliminar as covariáveis de variância próximas a zero e covariáveis altamente correlacionadas, os dados foram separados em conjuntos de treinamento e teste. Devido ao pequeno número de amostras (81), foi utilizado o método de separação chamando de *Nested leave one out test* (“*Nested-LOOCV*”) (FERREIRA et al., 2021; PAES et al., 2022). O método se baseia em um conjunto de dois loops, interno e externo. No loop externo é calculado os valores das amostras de teste sendo removida uma amostra por rodada. O loop interno é composto de $n - 1$ amostras ($n = 81$), sendo feita a etapa três de eliminação e o treinamento do modelo e espacialização dos mapas. Dentro do loop interno a reamostragem é feita por validação cruzada *leave one out* (LOOCV), onde uma amostra é retirada do processo de treinamento ($n - 2$). O loop interno é executado $n - 1$ vezes, obtendo o modelo médio de todas ($n - 1$) rodadas, que é entregue ao loop externo. Esse modelo calcula o valor das amostras do loop externo e armazena em um conjunto de dados.

O loop externo é rodado n vezes ($n = 81$), armazenando os valores pares de valores perdidos e observados de cada amostra. Com estes valores são utilizados para cálculo de desempenho do modelo final. Os mapas dos atributos são criados no loop externo gerando 81 mapas, estes foram agregados em um conjunto de resultados finais.

Os mapas finais são calculados usando a média dos valores dos 81 mapas para cada pixel de cada atributo/modelo (Gomes et al., 2019). Foi calculado também o valor do coeficiente de variação dos mapas (CV%), que demonstram precisão (“erro”) dos modelos na predição (GOMES et al., 2019). Quanto mais próximos os valores preditos em todas as rodadas por um modelo em um pixel, menor será o valor do coeficiente de variação. O mapa de coeficiente de variação também indica locais que deveriam ser amostrados em novos trabalhos ou projetos de mapeamento na área de estudo (Figura 1).

A remoção das covariáveis pela importância da covariável para cada modelo avaliado tem como principal objetivo o aumento da parcimônia do modelo, determinando um conjunto ideal de covariáveis para o modelo final gerado por um algoritmo (GOMES et al., 2019). A eliminação das covariáveis é definido pelo nível da importância da covariável na predição do elemento, sendo realizada usando a ferramenta Recursive Feature Elimination (RFE) do pacote *Caret* (KUNH; JOHNSON, 2013). O RFE é um método iterativo de remoção/seleção de covariáveis do tipo backforward, que define o conjunto ideal de covariáveis avaliando diferentes subgrupos com diferentes números de covariáveis (“subsets”) (Kuhn and Johnson, 2013). Esses são definidos pelo operador e também pelo conjunto completo, sempre avaliando do maior conjunto (todas as covariáveis - “set”) até o menor conjunto (FERREIRA et al., 2021). Por apresentar características distintas, é necessário executar o RFE em cada algoritmo que se deseja avaliar. Os subgrupos definidos foram compostos por 5, 20, 25 e 30 covariáveis, e também foi testado o conjunto completo de covariáveis que passaram na etapa de eliminação por variância muito baixa e por correlação (38 covariáveis). Os modelos testados foram: Cubist (CUB), Random Forest (RF), Suport Vector Machine Radial Sigma (SVM) e Linear Model (Lm). Cada algoritmo apresenta uma metodologia de cálculo de importância, e as funções usadas estão listadas e consideradas “funções de apoio” do RFE (Kuhn and Johnson, 2013).

O treinamento para cada elemento foi feito usando o conjunto ideal de covariáveis para cada algoritmo selecionados na fase 3 (RFE). A otimização do modelo final foi feita usando o método de validação cruzada “leave one out” (LOOCV) e testando cinco valores de hiperparâmetros internos de cada algoritmo avaliado. O parâmetro de performance para escolha do valor ótimo dos hiperparâmetros foi o erro médio absoluto. Os

hiperparâmetros de cada algoritmo usado estão descritos no manual do pacote *Caret* (capítulo 6) (“Models described” available at <https://topepo.github.io/caret/train-models-by-tag.html>).

As métricas de performance avaliadas neste trabalho foram o erro médio absoluto – MAE (EQ.1), Raiz do Erro Quadrático Médio – RMSE (EQ.2), coeficiente de correlação – R^2 (EQ. 3), coeficiente Lin's concordance correlation – LCCC (EQ. 4), e coeficiente Nash–Sutcliffe model efficiency – NSE (EQ.5).

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^N |P_i - O_i|}{n} \quad (\text{EQ. 1})$$

$$RMSE = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (\text{EQ. 2})$$

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{O})^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (\text{EQ. 3})$$

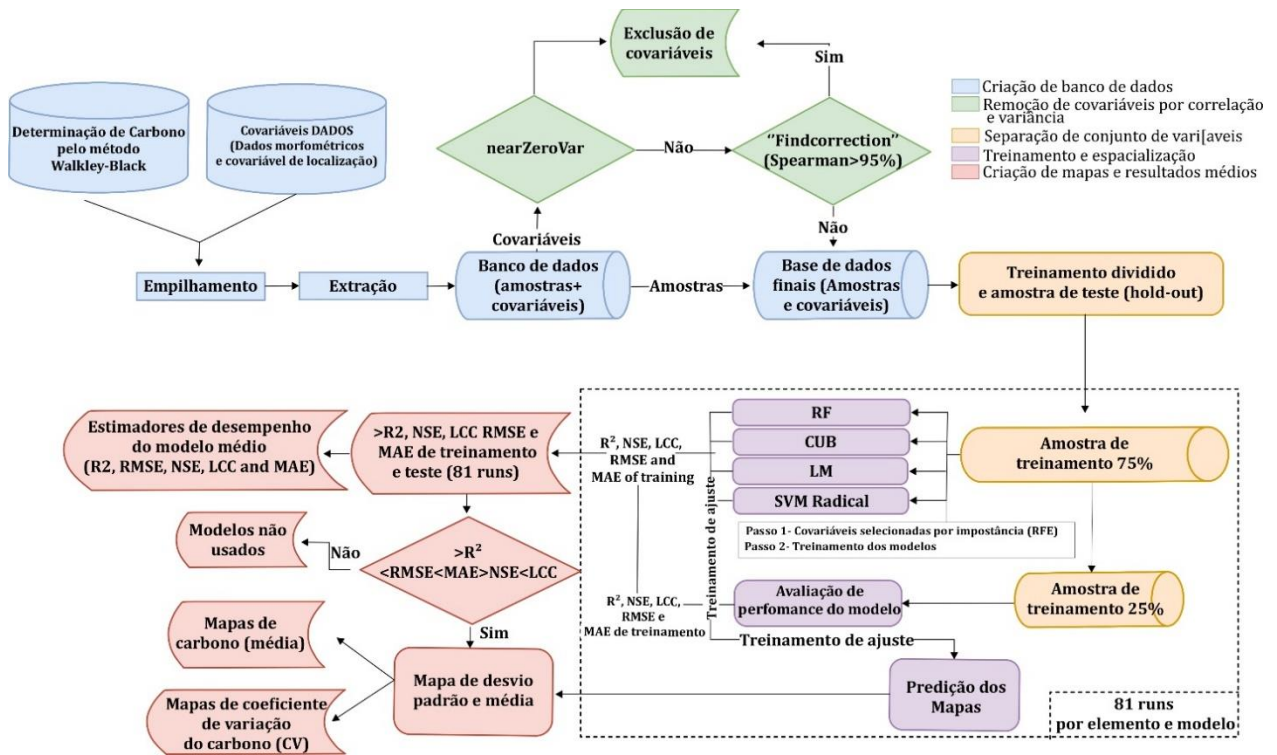
$$LCCC = \frac{2\rho\sigma_p\sigma_o}{\sigma_o^2 + \sigma_p^2 + (\bar{O} + \bar{P})} \quad (\text{EQ. 4})$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}$$

(EQ. 5)

Em que: p_i = valores das amostras previstas; o_i = valores das amostras observadas; \bar{o} = média dos valores observados; σ_p = variância das amostras previstas; σ_o = variância dos valores observados; ρ = o coeficiente de correlação entre as amostras previstas e valores observados; e n = número de amostras.

Figura 4. Fluxograma metodológico mostrando a sequência de metodologias aplicadas para a previsão espacial de carbono em solos.



Com o objetivo de comparar os resultados gerados foi calculado o RMSE e MAE para o modelo nulo (RMSE_NULL, MAE_NULL) (EQ.4 e EQ 5). Esse modelo é considerado um dos mais simples que pode ser ajustado aos dados, pois considera utilizar o valor médio quantificado pelas amostras coletadas. O modelo nulo simula outros modelos, porém, sempre retorna o mais simples possível para o conjunto de treinamento (PAES et al., 2022). Quando um algoritmo tem performance pior que o modelo nulo, este deve ser desconsiderado e eliminado da análise dos resultados.

$$NULL_RMSE = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\underline{O}m_t - O_i)^2 \right]^{\frac{1}{2}}$$

(EQ.4)

$$(EQ.5) \quad NULL_MAE = \frac{\sum_{i=1}^N |Om_t - O_i|}{n}$$

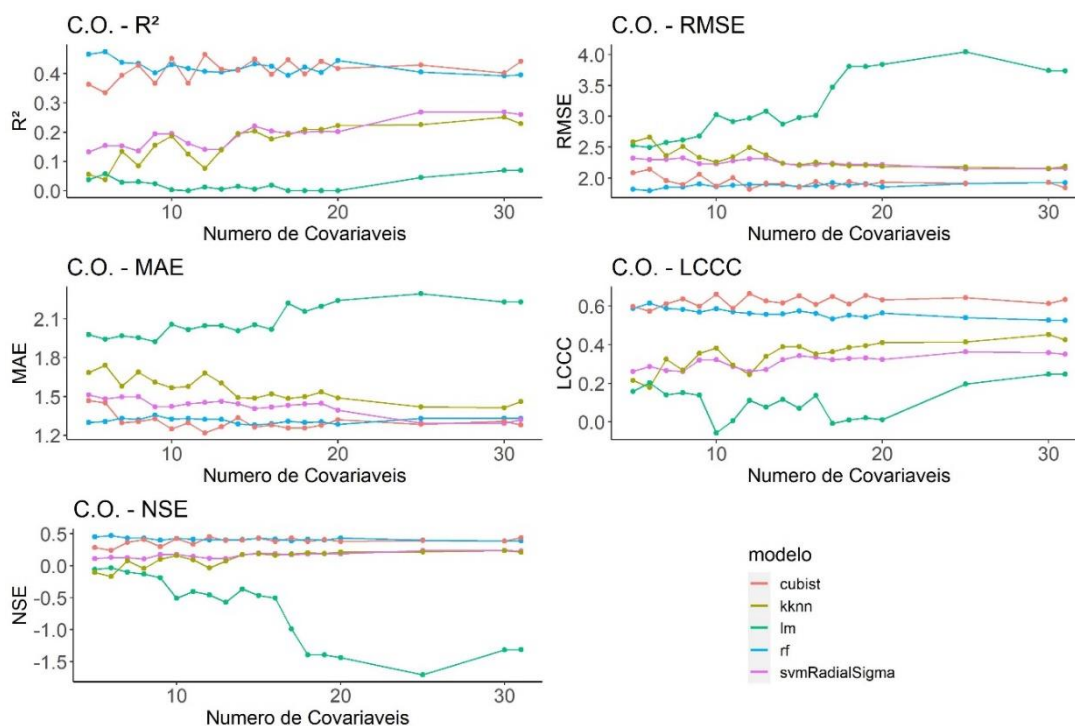
Em que: Om_t = média das amostras de treinamento; O_i = amostra de teste; e n = número de amostras (loop).

3. RESULTADOS

3.1 Covariáveis selecionadas e desempenho de modelos preditivos

Os modelos testados apresentaram boa performance na predição de carbono determinando pelo método Walkley-Black. Os modelos e a análise de desempenho mostram que aproximadamente 12 variáveis tiveram o mesmo desempenho em comparação ao uso do conjunto total de 30 variáveis (Figura 5).

Figura 5. Desempenho dos modelos no processo de seleção de covariáveis para COS, utilizando a Recursive Feature Elimination (RFE).



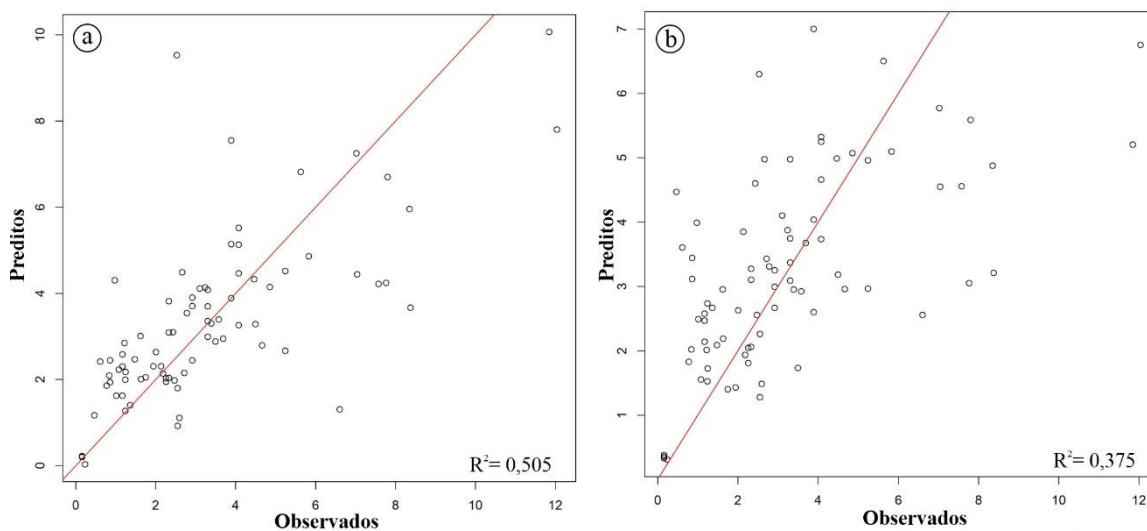
O modelo CUB obteve o maior desempenho, apresentando valores de MAE e RMSE inferiores ao modelo nulo (Null_Model), sendo, portanto, mais indicado que o uso de valores médios (Tabela 3). Os valores de MAE e RMSE também foram maiores que os valores de R^2 . O valor de R^2 para treinamento e teste no algoritmo CUB foi de 0,483 e 0,505, respectivamente. O segundo modelo em desempenho foi o Random Forest (RF), que também apresentou baixos valores de MAE e RMSE. O R^2 foi 0,49 para treinamento e 0,375 para teste (Tabela 3 e figura 6). Quando avaliamos o R^2 de validação do RF em comparação ao CUB, verificamos uma perda de desempenho de apenas 25,7 %. Os demais algoritmos Lm, KKNN e SVM apresentaram desempenhos moderados a ruins (Tabela 3).

Tabela 3. Desempenho dos modelos Cubist (CUB), Modelo Linear (Lm), Random Forest (RF), K Nearest Neighbor (KKNN) e Máquinas de Vetores de Suporte (SVM) na predição dos teores de carbono avaliados pelo erro médio absoluto (MAE), LCC, NSE, raiz do erro quadrático médio (RMSE), R-quadrado (R^2) do conjunto de dados de treinamento e teste.

		Carbono	
		Treinamento	Teste
		dag kg-1	
MAE	CUB	1,217	1,218
	Lm	1,735	1,986
	KKNN	1,455	1,556
	SVM	1,292	1,387
	RF	1,245	1,362
	Null_Model	-	1,828
RMSE	CUB	1,803	1,745
	Lm	2,724	3,018
	KKNN	2,183	2,33
	SVM	2,124	2,184
	RF	1,752	1,932
	Null_Model	-	1,932
R^2	CUB	0,483	0,505
	Lm	0,103	0,035
	KKNN	0,226	0,169
	SVM	0,278	0,208

	RF	0,49	0,375
	CUB	0,679	0,499
NSE	Lm	0,24	-0,524
	KKNN	0,427	0,091
	SVM	0,376	0,193
	RF	0,633	0,376
	CUB	-0,679	0,691
	Lm	0,24	0,187
LCCC	KKNN	0,427	0,382
	SVM	0,376	0,343
	RF	0,633	0,547

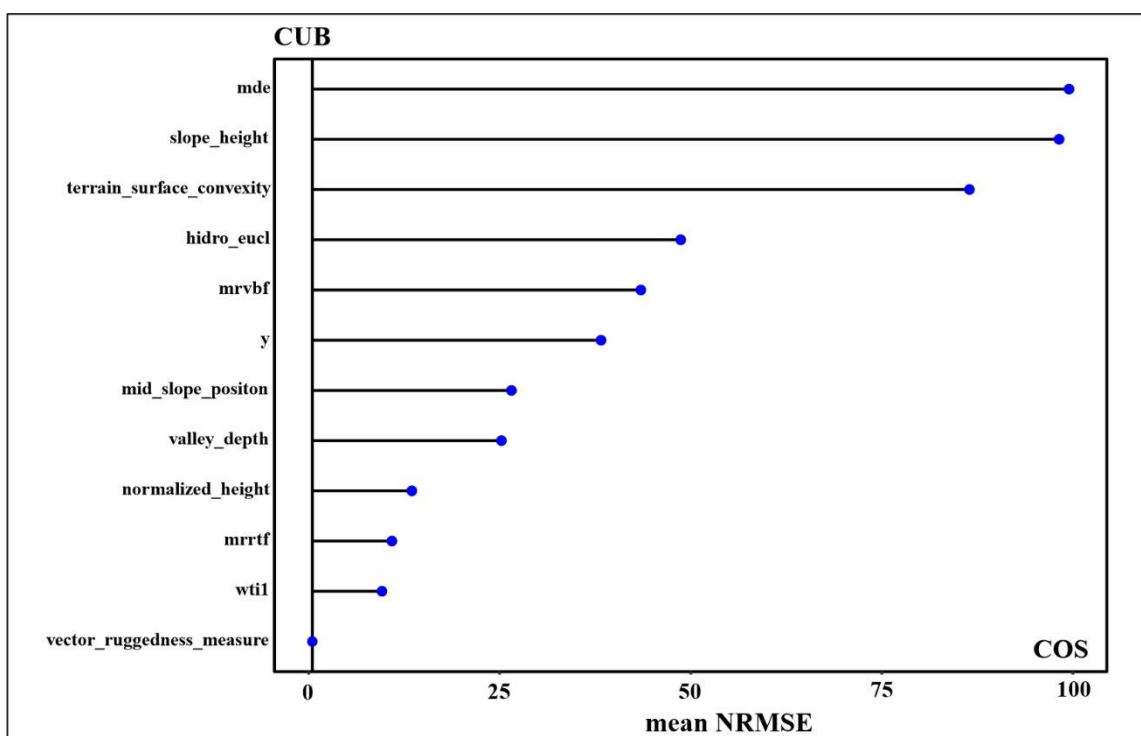
Figura 6. Valores preditos *versus* observados de COS usando os algoritmos Cubist (a) e Randon Forest (b).



Os algoritmos de aprendizagem de máquina selecionaram covariáveis distintas na previsão do COS. As covariáveis de maior importância para predição são MDE e SLOPE_HEIGHT, ambas ligadas ao relevo e com importância de 100 %, enquanto aquelas de menor importância são TERRAIN_SURFACE_CONVEXITY (90%), HIDRO_EUCL

(50%), MRVBF (45%) e Y (40%). Outras variáveis exercem impactos fracos (MID_SLOPE_POSITION, VALLEY_DEPTH, NORMALIZED_HEIGHT, MRRTF e WTIL) ou desprezíveis (VECTOR_RUGGEDNESS_MEASURE) na predição de COS (Figura 7).

Figura 7. Importância das covariáveis na previsão dos teores de carbono orgânico do solo utilizando o algoritmo de melhor desempenho.



3.3 Previsão dos mapas finais e incerteza do carbono orgânico dos solos

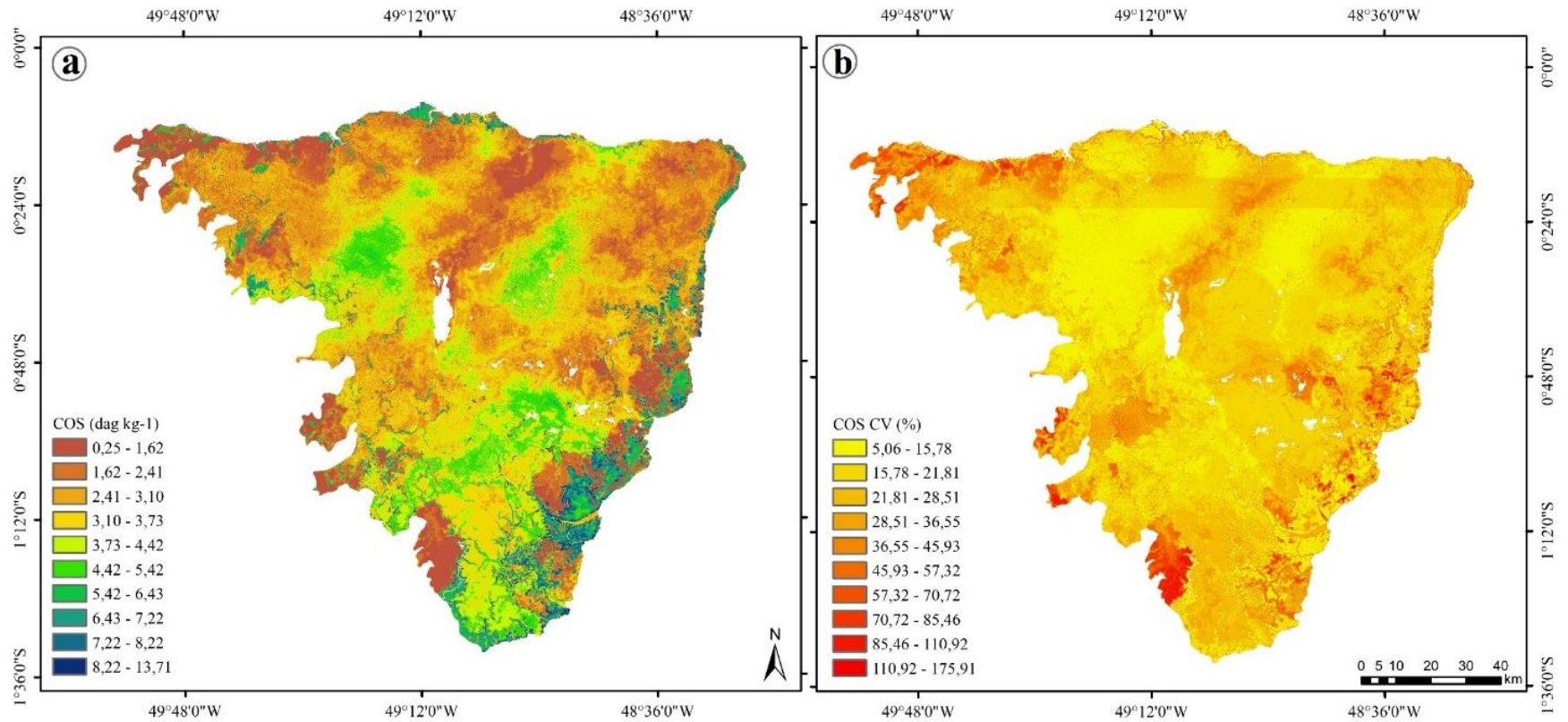
O algoritmo que apresentou melhor desempenho (CUB) foi utilizado para elaborar os mapas de previsão dos teores de COS na área de estudo. Os maiores teores de COS ocorrem nas áreas de Florestas Ombrófilas Densas de Platô, seguidas daquelas sob Floresta Ombrófila Densa Aluvial, Formações Pioneiras Arbóreas (Manguezal), Vegetação Secundária, Pastagem, Savana Parque (tesos), que correspondem respectivamente às áreas de Plintossolos Háplicos e Latossolos Amarelos, Gleissolos Háplicos, Gleissolos Tiomórficos, Plintossolos Háplicos, Plintossolos Háplicos e

Gleissolos Háplicos (Figura 2). As Florestas Ombrófilas Densas de Platô dominam as terras altas do leste da área de estudo; os Manguezais se distribuem entre a costa norte e nordeste; a Vegetação Secundária no sudeste; a Floresta Ombrófila Densa Aluvial no sul e oeste e em diques aluviais distribuídos em toda área estudada; e os tesos nos paleodiques aluviais, pontualmente distribuídos. Nessas áreas, os teores de COS variaram de 4,42 a 13,71 dag kg⁻¹.

As regiões com teores intermediários de COS englobam as áreas de planícies inundáveis cobertas por Vegetação Pioneira sobre Gleissolos Háplicos, além das áreas de transição entre Manguezais e Florestas Ombrófilas de Platô sobre Gleissolos Háplicos e Plintossolos Háplicos. Essa áreas estão localizadas no centro nordeste e centro sul, com teores de COS variando de 1,62 a 4,42 g kg⁻¹(Figura 5). Os menores teores de COS ocorrem nas áreas de Savana Parque e Formação Pioneira Herbácea com influência fluvio-lacustre e fluvio-marinha, com Plintossolos Háplicos e Gleissolos Háplicos e Sállicos, respectivamente. Nessas áreas, os teores de COS variam de 0,25 a 1,62 g kg⁻¹.

O coeficiente de variação das previsões de COS variou de 5,06 a 175,91%. As maiores incertezas, traduzidas pelos maiores valores de coeficientes de variação, correspondem às áreas de transição entre planícies inundáveis e terras altas, notavelmente mais diversas, e nas áreas com menos amostragem.

Figura 5. (a) Teores de carbono nos solos, obtidos a partir de 100 execuções usando o algoritmo de melhor desempenho; e (b) coeficiente de variação- CV (%) das 100 previsões com o modelo cubist.



4. DISCUSSÃO

4.1 Desempenho e incerteza do modelo

A estrutura metodológica otimizou a predição dos teores de COS, aplicando-se MDS para selecionar variáveis e modelos, bem como avaliar a incerteza de predição. A utilização do RFE não melhora o desempenho do modelo, como também constatado por Gomes et al., (2019) e Stevens et al., (2013), mas definir um subgrupo de variáveis de 12 variáveis (30 variáveis totais) diminuiu consideravelmente o tempo de processamento. Isso é particularmente importante, em especial para áreas ambientalmente complexas, como a área em estudo. O arcabouço metodológico permitiu escolher o melhor modelo com base no desempenho de um subconjunto de covariáveis com maior confiança, uma vez que as variáveis foram selecionadas, anteriormente, pelo respectivo modelo usando RFE. Além disso, a estrutura fornece uma medida da incerteza de predição, vantagem ao aplicar o MDS para modelar os teores de COS. Isso possibilita a produção de mapas com performance conhecida e pode ser indicado para o mapeamento de teores de carbono orgânico do solo em áreas com alta diversidade ambiental.

Nossos resultados confirmam que o modelo Cubist é um poderoso algoritmo de aprendizado de máquina para previsões de COS, conforme também constatado por Goydaragh et al., (2021) e Zeraatpisheh et al., (2022). As estatísticas de predição não mostram overfitting porque os valores de R^2 , NSE e LCCC dos conjuntos de treinamento e teste são semelhantes. Os RMSE e MAE corroboram essa afirmação, apresentando pequenas diferenças no treinamento e validação. A variação do R^2 foi inferior a 5 % ao prever os teores de COS no conjunto de treinamento. A maior variação nos conjuntos de teste indica aumento de incerteza da predição, o que pode estar relacionado ao menor número de amostras utilizadas para a validação em relação ao treinamento ou ao processo de seleção de dados internos do modelo Cubist.

Malone et al. (2018) ressaltam que uma das principais fontes de erro no MDS é a escassez de dados de solo. Assim, nós sugerimos a baixa representatividade das amostras de solos como a razão para a alta incerteza da previsão à nordeste, extremo sul e noroeste da área de estudo. Além disso, a variabilidade natural influenciada por

mudanças climáticas Pleistoceno-Holoceno, eventos neotectônicos (ROSSETTI et al., 2012; ROSSETTI; VALERIANO, 2007), e variações relativas do nível do mar (Cohen et al., 2005), transformaram a área num complexo cenário pedogeomorfológico, que também pode ter favorecido as incertezas no mapeamento.

4.2 Distribuição dos teores de COS no setor leste da Ilha de Marajó

As covariáveis associadas ao relevo e a proximidade de corpos hídricos foram as mais importantes para a previsão da distribuição de COS.

As áreas em uso com Pastagem e Vegetação Secundária correspondem a Florestas Ombrófilas de Platô, parcialmente ou totalmente desmatadas pela população local para a pecuária, agricultura de subsistência e retirada de madeira (LISBOA, 2012). Nessas florestas, a produtividade primária é alta, favorecendo o incremento de COS pela deposição de serrapilheira, que mesmo nos períodos mais úmidos e de maior decomposição, tendem a ser recicladas pela microbiota e permanecem no solo (RITTER et al., 2018; SAKAI; KITAJIMA, 2019; SANCHES et al., 2008). Mesmo com a vegetação parcialmente suprimida e, ou, fragmentada, esses solos mantêm os teores de COS por um tempo, a medida que a serrapilheira pré-existente se decompõe (BARROS; FEARNSIDE, 2016). São áreas com Plintossolos Háplicos comumente de textura franca, alumínicos, caulíníticos e pobres em Fe (HORBE; COSTA, 1997; RÉGO, 1986).

Os manguezais estão amplamente distribuídos nas regiões tropicais e subtropicais do mundo, com características de alta produtividade e rápida taxa de deposição do COS (Zhu and Yan, 2022). Nesses ambientes, a baixa concentração de oxigênio provoca uma lenta taxa de mineralização do COS, favorecendo seu acúmulo e estabilidade a longo prazo (SAHRAWAT, 2003). Gleissolos Háplicos predominam à sul e sudeste, com maior influência fluvial; e Gleissolos Tiomórficos nas áreas à norte e nordeste, com influência marinha.

As Florestas Ombrófilas Densas Aluviais estão inseridas sobre sedimentos aluviais comumente influenciados pelas cheias dos rios (Japiassú and Filho, 1974; Rossetti and Valeriano, 2007). Na Amazônia, florestas sazonalmente inundadas possuem geralmente maiores teores de COS quando comparadas às florestas não inundadas, por consequência de taxas mais lentas de decomposição (BARBOSA et al., 2017). Gleissolos Háplicos e Melânicos, são predominantes.

Pontualmente distribuídos nas planícies inundáveis, os tesos correspondem a paleodiques sob Savana Parque (FRANCISQUINI et al., 2014; ROSSETTI; GÓES; DE TOLEDO, 2009), vegetação com estrutura arbórea-arbustiva de fisionomia alinhada às Florestas Ombrófilas de Platô e Aluviais (JAPIASSÚ; FILHO, 1974). Com teores de COS naturalmente altos, essas áreas foram escolhidas como assentamentos humanos por comunidades pré-colombianas tanto por sua melhor drenagem quanto por sua proximidade de recursos hídricos (LISBOA, 2012; MEGGERS, 1985; MEGGERS; ROOSEVELT, 1992). Essas ocupações incrementaram o COS nos tesos pela deposição de ossos e fezes (MEGGER; EVANS, 1957).

A vegetação de Savana Parque (cerrado) possui teores naturalmente baixos de COS, provavelmente associados com ocorrências naturais de queimadas (GOMES; MIRANDA; BUSTAMANTE, 2018), ou a mudança de uso da terra (BATLLE-BAYER; BATJES; BINDRABAN, 2010). Coberto por Formações Pioneiras, os setores norte e nordeste da ilha também apresentam baixos teores de COS, tais áreas possuem maior evapotranspiração e menor precipitação (LISBOA, 2012), culminando em solos afetados por sais, tais como Gleissolos Sálícos e Gleissolos Háplícos. A salinidade e sodicidade reduzem a produtividade primária (KATERJI et al., 2003), aumentando o potencial de decomposição do COS (SETIA et al., 2012) e a propensão a erosão (Wong et al., 2010).

4.3 Os impactos das mudanças climáticas globais sobre o COS

O declínio do carbono do solo com a consequente liberação de gases do efeito estufa para atmosfera foram observados em estudos no bioma Amazônico com ênfase nos impactos das mudanças climáticas sobre o COS (COHEN et al., 2009; FEARNSIDE, 1996, 2018; NUNES et al., 2020; ZHAO et al., 2017; ZHONG et al., 2021).

No presente estudo, os solos sob Florestas Ombrófilas Densas de Platô e Aluviais, detentores dos maiores teores de COS, podem ser especialmente sensíveis às mudanças climáticas. Ainda que o aumento de CO₂ incremente a produtividade primária (AINSWORTH; LONG, 2005), a intensificação das estações secas e chuvosas levaria ao aumento da mortalidade de árvores (ADAMS et al., 2017; ALLEN et al., 2010). Além disso, o aumento da temperatura global de 1,5 C^o, apontado pelo

IPCC (2014), levaria a um aumento líquido de liberação de carbono do solo para a atmosfera via decomposição (DAVIDSON; JANSSENS, 2006; TRUMBORE; CHADWICK; AMUNDSON, 1996), especialmente na Amazônia, já que a atividade microbiológica tende a aumentar com o aumento da temperatura (HE et al., 2010).

Sustentadas pelas crostas lateríticas, as quais estão em processo de dissolução sob as condições de clima úmido da ilha (HORBE; COSTA, 1997), as áreas florestadas mais altas estarão sujeitas ao aumento do nível do mar (BARROS; ALBERNAZ, 2014), que tenderá a solapar a base das encostas lateríticas, causando dissolução dos oxihidróxidos de Fe e consequente desmantelamento do relevo (Henriques et al., 2022). A mortalidade de espécies arbóreas de interesse econômico para as populações locais (açai, cupuaçu, murici), somada a perda das áreas adequadas para a regeneração dessas espécies, podem levar ao seu desaparecimento, representando um ônus para várias famílias que dependem do extrativismo (EVANGELISTA-VALE et al., 2021; LISBOA, 2012).

Projeções climáticas para ilha indicam que a maioria das planícies aluviais de Marajó podem ser inundadas permanentemente nas próximas décadas (BARROS; ALBERNAZ, 2014). A entrada de água salina no centro das planícies inundáveis, atualmente inundadas por água doce (ROSÁRIO; BEZERRA; VINZÓN, 2009; SANTOS et al., 2008), exerceria um efeito prejudicial sobre os microrganismos do solo. A salinidade aumenta o estresse osmótico e a toxicidade iônica específica sobre os microrganismos do solo (WONG et al., 2010a), ou pode interferir indiretamente a atividade microbiana, diminuindo os teores de COS e a entrada de resíduos vegetais (SINGH, 2016). Além disso, a inundação permanente dessas áreas inviabilizaria a bubalinocultura e reduziria as áreas para o cultivo de arroz, principais atividades econômicas da Ilha de Marajó (LISBOA, 2012).

Com a elevação relativa do nível do mar, a Ilha de Marajó retornaria a condições comparáveis às do Holoceno médio, quando o aumento do nível do mar favoreceu o estabelecimento dos manguezais nas regiões centrais das planícies inundáveis (FRANÇA et al., 2012; SMITH et al., 2012). Enquanto as comunidades biológicas se adaptam as novas condições (SINGH, 2016), o acúmulo de COS poderia ser favorecido a longo prazo (ROGERS et al., 2019; WATANABE et al., 2019), uma vez que a área de deposição de matéria orgânica sob condições anóxicas aumentaria (SAHRAWAT, 2003).

5. CONCLUSÕES

Este estudo mostra que as abordagens de algoritmos de aprendizado de máquina podem ser aplicadas com sucesso para mapear os teores e a incerteza do carbono orgânico na camada superficial do solo.

O quadro metodológico permite otimizar o processo de previsão sem perda de desempenho, selecionando apenas as variáveis mais importantes e o melhor modelo, e prevendo os teores de COS com a incerteza associada.

As covariáveis mais importantes que influenciam a distribuição dos estoques de COS no setor leste da Ilha de Marajó são aquelas associadas ao relevo e a proximidade a corpos hídricos.

O modelo Cubist apresentou o melhor desempenho na previsão dos teores superficiais de COS no setor leste da Ilha de Marajó, alcançando a maior precisão em relação aos outros métodos de aprendizado de máquinas testados.

Na área em estudo, as Florestas Ombrófilas Densas de Platô sobre Plintossolos Háplicos e Latossolos Amarelos; e as Florestas Ombrófilas Densas Aluviais e Manguezais sobre Gleissolos Háplicos, tiveram os maiores teores de carbono orgânico na camada superficial dos solos.

As mudanças climáticas globais podem afetar diretamente o COS do setor leste da Ilha de Marajó e sua população local, que depende tradicionalmente das atividades ligadas ao uso dos solos.

6. AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi financiado pelo projeto CNPq (MCTIC / CNPq - 21/2017). Agradecemos o apoio logístico de campo do Museu Nacional Emílio Goeldi (MPEG), a Universidade Federal do Pará e a CAPES pela bolsa de pesquisa concedida.

7. REFERÊNCIAS

- ADAMS, Henry D. et al. A multi-species synthesis of physiological mechanisms in drought-induced tree mortality. **Nature Ecology and Evolution**, [S. l.], v. 1, n. 9, p. 1285–1291, 2017. DOI: 10.1038/S41559-017-0248-X.
- ADHIKARI, Kabindra; HARTEMINK, Alfred E.; MINASNY, Budiman; BOU KHEIR, Rania; GREVE, Mette B.; GREVE, Mogens H. Digital mapping of soil organic carbon contents and stocks in Denmark. **PLoS ONE**, [S. l.], v. 9, n. 8, 2014. DOI: 10.1371/JOURNAL.PONE.0105519.
- AINSWORTH, Elizabeth A.; LONG, Stephen P. What have we learned from 15 years of free-air CO₂ enrichment (FACE)? A meta-analytic review of the responses of photosynthesis, canopy properties and plant production to rising CO₂. **New Phytologist**, [S. l.], v. 165, n. 2, p. 351–372, 2005. DOI: 10.1111/J.1469-8137.2004.01224.X.
- ALLEN, Craig D. et al. A global overview of drought and heat-induced tree mortality reveals emerging climate change risks for forests. **Forest Ecology and Management**, [S. l.], v. 259, n. 4, p. 660–684, 2010. DOI: 10.1016/J.FORECO.2009.09.001.
- ALVARES, Clayton Alcarde; STAPE, José Luiz; SENTELHAS, Paulo Cesar; DE MORAES GONÇALVES, José Leonardo; SPAROVEK, Gerd. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, [S. l.], v. 22, n. 6, p. 711–728, 2013. DOI: 10.1127/0941-2948/2013/0507.
- ANDRADE, Gabriel Ramatis Pugliese. **Argilominerais em solos de manguezais da costa brasileira**. 2015. Biblioteca Digital de Teses e Dissertações da Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2015. DOI: 10.11606/T.11.2015.tde-30042015-144453. Disponível em: <http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/11/11140/tde-30042015-144453/>.
- AZEVEDO, Renato Pimenta. **Tectonic Evolution of Brazilian Equatorial Continental Margin Basins**. 1991. Imperial College London (University of London), London, 1991.

BARBOSA, Reinaldo Imbrozio; DE CASTILHO, Carolina Volkmer; DE OLIVEIRA PERDIZ, Ricardo; DAMASCO, Gabriel; RODRIGUES, Rafael; FEARNSSIDE, Philip Martin. Decomposition rates of coarse woody debris in undisturbed Amazonian seasonally flooded and unflooded forests in the Rio Negro-Rio Branco Basin in Roraima, Brazil. **Forest Ecology and Management**, [S. l.], v. 397, p. 1–9, 2017. DOI: 10.1016/J.FORECO.2017.04.026.

BARLOW, Jos et al. The future of hyperdiverse tropical ecosystems. **Nature**, [S. l.], v. 559, n. 7715, p. 517–526, 2018. DOI: 10.1038/S41586-018-0301-1.

BARRÉ, Pierre; FERNANDEZ-UGALDE, Oihane; VIRTO, Iñigo; VELDE, Bruce; CHENU, Claire. Impact of phyllosilicate mineralogy on organic carbon stabilization in soils: incomplete knowledge and exciting prospects. **Geoderma**, [S. l.], v. 235–236, p. 382–395, 2014. DOI: 10.1016/J.GEODERMA.2014.07.029.

BARROS, DF; ALBERNAZ, ALM. Possible impacts of climate change on wetlands and its biota in the Brazilian Amazon. **Brazilian Journal of Biology**, [S. l.], v. 74, n. 4, p. 810–820, 2014. DOI: 10.1590/1519-6984.04013. Disponível em: http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1519-69842014000400810&lng=en&tIng=en.

BARROS, Henrique S.; FEARNSSIDE, Philip M. Soil carbon stock changes due to edge effects in central Amazon forest fragments. **Forest Ecology and Management**, [S. l.], v. 379, p. 30–36, 2016. DOI: 10.1016/J.FORECO.2016.08.002.

BATLLE-BAYER, Laura; BATJES, Niels H.; BINDRABAN, Prem S. Changes in organic carbon stocks upon land use conversion in the Brazilian Cerrado: A review. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, [S. l.], v. 137, n. 1–2, p. 47–58, 2010. DOI: 10.1016/J.AGEE.2010.02.003.

BHATTACHARYYA, Siddhartha Shankar; ROS, Gerard H.; FURTAK, Karolina; IQBAL, Hafiz M. N.; PARRA-SALDÍVAR, Roberto. Soil carbon sequestration – An interplay between soil microbial community and soil organic matter dynamics. **Science of The Total Environment**, [S. l.], v. 815, p. 152928, 2022. DOI: 10.1016/J.SCITOTENV.2022.152928.

BIVAND, R.; KRUG, R.; NETELER, M.; JEWORUTZKI, S. **rgrass7: Interface**

between GRASS 7 geographical information system and R. R package

version0.2–1. <https://CRAN.Rproject.org/package=rgdal>, Accessed 15th Jan 2019, , 2019. Disponível em: <https://cran.rproject.org/package=rgdal>.

BONFATTI, Benito R.; HARTEMINK, Alfred E.; GIASSON, Elvio; TORNQUIST, Carlos G.; ADHIKARI, Kabindra. Digital mapping of soil carbon in a viticultural region of Southern Brazil. **Geoderma**, [S. l.], v. 261, p. 204–221, 2016. DOI: 10.1016/J.GEODERMA.2015.07.016.

BRENNING, Alexander. Statistical geocomputing combining R and SAGA: The example of landslide susceptibility analysis with generalized additive models. **SAGA--Seconds Out (Hamburger Beiträge zur Physischen Geographie und Landschaftsökologie, vol. 19)**, [S. l.], v. 19, n. 23–32, p. 23–32, 2008. Disponível em: <https://www.academia.edu/download/4945109/Brenning-2008-RSAGA.pdf>. Acesso em: 26 mar. 2022.

BRUNGARD, Colby W.; BOETTINGER, Janis L.; DUNIWAY, Michael C.; WILLS, Skye A.; EDWARDS, Thomas C. Machine learning for predicting soil classes in three semi-arid landscapes. **Geoderma**, [S. l.], v. 239, p. 68–83, 2015. DOI: 10.1016/J.GEODERMA.2014.09.019.

CARPENTER, Stephen R.; FISHER, Stuart G.; GRIMM, Nancy B.; KITCHELL, James F. Global Change and Freshwater Ecosystems. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.es.23.110192.001003>, [S. l.], v. 23, n. 1, p. 119–139, 2003. DOI: 10.1146/ANNUREV.ES.23.110192.001003. Disponível em: <https://www.annualreviews.org/doi/abs/10.1146/annurev.es.23.110192.001003>. Acesso em: 9 jul. 2021.

CHEN, Shutao; ZOU, Jianwen; HU, Zhenghua; LU, Yanyu. Temporal and spatial variations in the mean residence time of soil organic carbon and their relationship with climatic, soil and vegetation drivers. **Global and Planetary Change**, [S. l.], v. 195, p. 103359, 2020. DOI: 10.1016/J.GLOPLACHA.2020.103359.

COHEN, Marcelo C. L.; SOUZA FILHO, Pedro W. M.; LARA, Rubén J.; BEHLING, Hermann; ANGULO, Rodolfo J. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). **Wetlands**

Ecology and Management, [S. l.], v. 13, n. 4, p. 433–443, 2005. DOI: 10.1007/s11273-004-0413-2.

COHEN, Marcelo Cancela Lisboa; BEHLING, Hermann; LARA, Ruben José; SMITH, Clarisse Beltrão; MATOS, Hellen Rosy Soares; VEDEL, Vincent. Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene.

Vegetation History and Archaeobotany, [S. l.], v. 18, n. 6, p. 425–439, 2009. DOI: 10.1007/s00334-008-0208-0. Disponível em:

<https://link.springer.com/article/10.1007/s00334-008-0208-0>. Acesso em: 26 jun. 2021.

COSTA, João Batista Sena; HASUI, Yociteru; BEMERGUY, Ruth L.; SOARES-JÚNIOR, Adilson V.; VILLEGAS, Javier M. C. Tectonics and paleogeography of the Marajó Basin, northern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, [S. l.], v. 74, n. 3, p. 519–531, 2002. DOI: 10.1590/S0001-37652002000300013. Disponível em: www.scielo.br/aabc. Acesso em: 29 jun. 2021.

DARST, Burcu F.; MALECKI, Kristen C.; ENGELMAN, Corinne D. Using recursive feature elimination in random forest to account for correlated variables in high dimensional data. **BMC Genetics**, [S. l.], v. 19, n. 1, p. 1–6, 2018. DOI:

10.1186/S12863-018-0633-8/FIGURES/1. Disponível em:

<https://bmccgenomdata.biomedcentral.com/articles/10.1186/s12863-018-0633-8>. Acesso em: 26 mar. 2022.

DAVIDSON, Eric A.; JANSSENS, Ivan A. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. **Nature**, [S. l.], v. 440, n. 7081, p. 165–173, 2006. DOI: 10.1038/NATURE04514.

DOETTERL, Sebastian et al. Soil carbon storage controlled by interactions between geochemistry and climate. **Nature Geoscience** 2015 8:10, [S. l.], v. 8, n. 10, p. 780–783, 2015. DOI: 10.1038/ngeo2516. Disponível em:

<https://www.nature.com/articles/ngeo2516>. Acesso em: 7 feb. 2022.

EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solo**. Revisada e ed. Brasília, DF: Embrapa, 2017. v. 3 Disponível em:

<https://www.infoteca.cnptia.embrapa.br/handle/doc/1085209>. Acesso em: 29 jun.

2021.

EVANGELISTA-VALE, Jôine Cariele et al. Climate change may affect the future of extractivism in the Brazilian Amazon. **Biological Conservation**, [S. l.], v. 257, p. 109093, 2021. DOI: 10.1016/J.BIOCON.2021.109093.

FEARNSIDE, Philip M. Amazonian deforestation and global warming: carbon stocks in vegetation replacing Brazil's Amazon forest. **Forest Ecol. Manage.**, [S. l.], v. 80, n. 1–3, p. 21–34, 1996. DOI: 10.1016/0378-1127(95)03647-4.

FEARNSIDE, Philip M. Brazil's Amazonian forest carbon: the key to Southern Amazonia's significance for global climate. **Reg. Environ. Change**, [S. l.], v. 18, n. 1, p. 47–61, 2018. DOI: 10.1007/s10113-016-1007-2.

FERNANDES, Milton Marques et al. Land use and land cover changes and carbon stock valuation in the São Francisco river basin, Brazil. **Environmental Challenges**, [S. l.], v. 5, p. 100247, 2021. DOI: 10.1016/J.ENVC.2021.100247.

FERREIRA, Renan Gon; DA SILVA, Demetrius David; ELESBON, Abrahão Alexandre Alden; DOS SANTOS, Gérson Rodrigues; VELOSO, Gustavo Vieira; FRAGA, Micael de Souza; FERNANDES-FILHO, Elpídio Inácio. Geostatistical modeling and traditional approaches for streamflow regionalization in a Brazilian Southeast watershed. **Journal of South American Earth Sciences**, [S. l.], v. 108, 2021. DOI: 10.1016/J.JSAMES.2021.103355.

FRANÇA, Marlon C.; FRANCISQUINI, Mariah I.; COHEN, Marcelo C. L.; PESSEDA, Luiz C. R.; ROSSETTI, Dilce F.; GUIMARÃES, José T. F.; SMITH, Clarisse B. The last mangroves of Marajó Island - Eastern Amazon: Impact of climate and/or relative sea-level changes. **Review of Palaeobotany and Palynology**, [S. l.], v. 187, p. 50–65, 2012. DOI: 10.1016/j.revpalbo.2012.08.007.

FRANCISQUINI, M. I.; LIMA, C. M.; PESSEDA, L. C. R.; ROSSETTI, D. F.; FRANÇA, M. C.; COHEN, M. C. L. Relation between carbon isotopes of plants and soils on Marajó Island, a large tropical island: Implications for interpretation of modern and past vegetation dynamics in the Amazon region. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, [S. l.], v. 415, p. 91–104, 2014. DOI: 10.1016/j.palaeo.2014.03.032.

GOMES, Letícia; MIRANDA, Heloisa Sinátora; BUSTAMANTE, Mercedes Maria da Cunha. How can we advance the knowledge on the behavior and effects of fire in the Cerrado biome? **Forest Ecology and Management**, [S. l.], v. 417, p. 281–290, 2018. DOI: 10.1016/J.FORECO.2018.02.032.

GOMES, Lucas Carvalho; FARIA, Raiza Moniz; DE SOUZA, Eliana; VELOSO, Gustavo Vieira; SCHAEFER, Carlos Ernesto G. R.; FILHO, Elpídio Inácio Fernandes. Modelling and mapping soil organic carbon stocks in Brazil. **Geoderma**, [S. l.], v. 340, p. 337–350, 2019. DOI: 10.1016/J.GEODERMA.2019.01.007.

GOYDARAGH, Maryam Ghebleh; TAGHIZADEH-MEHRJARDI, Ruhollah; JAFARZADEH, Ali Asghar; TRIANTAFILIS, John; LADO, Marcos. Using environmental variables and Fourier Transform Infrared Spectroscopy to predict soil organic carbon. **CATENA**, [S. l.], v. 202, p. 105280, 2021. DOI: 10.1016/J.CATENA.2021.105280.

HE, Xingbing; LIN, Yonghui; HAN, Guomin; GUO, Peng; TIAN, Xingjun. The effect of temperature on decomposition of leaf litter from two tropical forests by a microcosm experiment. **European Journal of Soil Biology**, [S. l.], v. 46, n. 3–4, p. 200–207, 2010. DOI: 10.1016/J.EJSOBI.2010.02.001.

HORBE, Adriana Maria Coimbra; COSTA, Marcondes Lima Da. Solos gerados a partir do intemperismo de crostas lateríticas sílico-ferruginosas. **Acta Amazonica**, [S. l.], v. 27, n. 4, p. 241–256, 1997. DOI: 10.1590/1809-43921997274256.

HUJOEL, Isabel A.; MURPHREE, Dennis H.; VAN DYKE, Carol T.; CHOUNG, Rok Seon; SHARMA, Ayush; MURRAY, Joseph A.; RUBIO-TAPIA, Alberto. Machine Learning in Detection of Undiagnosed Celiac Disease. **Clinical Gastroenterology and Hepatology**, [S. l.], v. 16, n. 8, p. 1354- 1355.e1, 2018. DOI: 10.1016/J.CGH.2017.12.022.

IBGE. **Censo Demográfico 2010**. Brasília. Disponível em:

[https://scholar.google.com.br/scholar?hl=pt-](https://scholar.google.com.br/scholar?hl=pt-BR&as_sdt=0%2C5&q=CENSO+DEMOGRÁFICO+2010%3A+resultados+preliminares+do+universo.+In%3A+IBGE.+Sidra%3A+sistema+IBGE+de+recuperação+automática.+Rio+de+Janeiro%2C+2011b.+Disponível+em%3A+%3Chttp%3A%2F%2Fww)

[BR&as_sdt=0%2C5&q=CENSO+DEMOGRÁFICO+2010%3A+resultados+preliminares+do+universo.+In%3A+IBGE.+Sidra%3A+sistema+IBGE+de+recuperação+automática.+Rio+de+Janeiro%2C+2011b.+Disponível+em%3A+%3Chttp%3A%2F%2Fww](https://scholar.google.com.br/scholar?hl=pt-BR&as_sdt=0%2C5&q=CENSO+DEMOGRÁFICO+2010%3A+resultados+preliminares+do+universo.+In%3A+IBGE.+Sidra%3A+sistema+IBGE+de+recuperação+automática.+Rio+de+Janeiro%2C+2011b.+Disponível+em%3A+%3Chttp%3A%2F%2Fww)

w.sidra.+ibge.gov.br%2Fcd%2Fcd2010rpu.asp%3Fo%3D4%26i%3DP%3E.+Acesso +em%3A+mar.+2012&btnG=. Acesso em: 5 feb. 2022.

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Mapeamento sistemático dos recursos naturais da Amazônia Legal**. 2012. Disponível em: geoftp.ibge.gov.br/mapeamento_sistematico/banco_dados_georeferenciado_recurso_s_naturais/amazonia_legal/.

JAPIASSÚ, Adélia; FILHO, Luiz Góes. **Projeto RADAMBRASIL, Folha SA.22, Parte IV- As regiões Fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos**. Rio de Janeiro. Disponível em: <https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/monografias/GEBIS - RJ/Projeto RADAMBRASIL/Projeto RADAMBRASIL v05.pdf>.

KATERJI, N.; VAN HOORN, J. W.; HAMDY, A.; MASTRORILLI, M. Salinity effect on crop development and yield, analysis of salt tolerance according to several classification methods. **Agricultural Water Management**, [S. l.], v. 62, n. 1, p. 37–66, 2003. DOI: 10.1016/S0378-3774(03)00005-2.

KERN, Ashley N.; ADDISON, Priscilla; OOMMEN, Thomas; SALAZAR, Sean E.; COFFMAN, Richard A. Machine Learning Based Predictive Modeling of Debris Flow Probability Following Wildfire in the Intermountain Western United States. **Mathematical Geosciences**, [S. l.], v. 49, n. 6, p. 717–735, 2017. DOI: 10.1007/S11004-017-9681-2.

KOTLAR, Ali Mehmandoost; DE JONG VAN LIER, Quirijn; DE SOUZA BRITO, Erbesson. Pedotransfer functions for water contents at specific pressure heads of silty soils from Amazon rainforest. **Geoderma**, [S. l.], v. 361, 2020. DOI: 10.1016/J.GEODERMA.2019.114098.

KUHN, M.; JOHNSON, K. Applied predictive modeling. [S. l.], 2013. Disponível em: <https://link.springer.com/content/pdf/10.1007/978-1-4614-6849-3.pdf%0Ahttps://static1.squarespace.com/static/51156277e4b0b8b2ffe11c00/t/56a1150d4bf11845241980ee/1453397275772/CIRUG.pdf>. Acesso em: 26 mar. 2022.

KUHN, M.; WING, J.; WESTON, S.; WILLIAMS, A.; KEEFER, C.; ENGELHARDT, A.; KENKEL, B. Classification and Regression Training. R package version 6.0-86.

Astrophysics Source Code Library: Cambridge, MA, USA, [S. l.], 2020.

Disponível em: [https://scholar.google.com/scholar_lookup?title=R Package](https://scholar.google.com/scholar_lookup?title=R+Package+Caret%3A+Classification+and+Regression+Training.+R+Packag.+version+6.0&publication_year=2019&author=M.+Kuhn&author=J.+Wing&author=S.+Weston&author=A.+Williams&author=C.+Keifer&author=A.+Engelhardt&author=M.+Benesty)

[Caret%3A Classification and Regression Training. R Packag. version](https://scholar.google.com/scholar_lookup?title=R+Package+Caret%3A+Classification+and+Regression+Training.+R+Packag.+version+6.0&publication_year=2019&author=M.+Kuhn&author=J.+Wing&author=S.+Weston&author=A.+Williams&author=C.+Keifer&author=A.+Engelhardt&author=M.+Benesty)

[6.0&publication_year=2019&author=M. Kuhn&author=J. Wing&author=S.](https://scholar.google.com/scholar_lookup?title=R+Package+Caret%3A+Classification+and+Regression+Training.+R+Packag.+version+6.0&publication_year=2019&author=M.+Kuhn&author=J.+Wing&author=S.+Weston&author=A.+Williams&author=C.+Keifer&author=A.+Engelhardt&author=M.+Benesty)

[Weston&author=A. Williams&author=C. Keifer&author=A. Engelhardt&author=M.](https://scholar.google.com/scholar_lookup?title=R+Package+Caret%3A+Classification+and+Regression+Training.+R+Packag.+version+6.0&publication_year=2019&author=M.+Kuhn&author=J.+Wing&author=S.+Weston&author=A.+Williams&author=C.+Keifer&author=A.+Engelhardt&author=M.+Benesty)

[Benesty](https://scholar.google.com/scholar_lookup?title=R+Package+Caret%3A+Classification+and+Regression+Training.+R+Packag.+version+6.0&publication_year=2019&author=M.+Kuhn&author=J.+Wing&author=S.+Weston&author=A.+Williams&author=C.+Keifer&author=A.+Engelhardt&author=M.+Benesty). Acesso em: 26 mar. 2022.

KUHN, Max. Building Predictive Models in R Using the caret Package. **Journal of Statistical Software**, [S. l.], v. 28, n. 5, p. 1–26, 2008. DOI: 10.18637/JSS.V028.I05.

Disponível em: <https://www.jstatsoft.org/index.php/jss/article/view/v028i05>. Acesso em: 26 mar. 2022.

LEMBROID, Ibtissame; MOUSSADEK, Rachid; MRABET, Rachid; BOUHAROUSS, Ahmed. Modeling Soil Organic Carbon Changes under Alternative Climatic Scenarios and Soil Properties Using DNDC Model at a Semi-Arid Mediterranean Environment.

Climate, [S. l.], v. 10, n. 2, 2022. DOI: 10.3390/CLI10020023.

LIMA, Aline Maria Meguins De; OLIVEIRA, Leidiane Leão De; FONTINHAS, Reginaldo Luso; LIMA, Ronaldo Jorge da Silva. ILHA DO MARAJÓ: REVISÃO HISTÓRICA, HIDROCLIMATOLOGIA, BACIAS HIDROGRÁFICAS E PROPOSTAS DE GESTÃO. **Holos Environment**, [S. l.], v. 5, n. 1, p. 65, 2005. DOI:

10.14295/holos.v5i1.331. Disponível em: [https://www.ce-unesp.org.br/holos/article/view/331](https://www.ce.unesp.org.br/holos/article/view/331). Acesso em: 30 jun. 2021.

LISBOA, Pedro Luiz Braga. **A terra dos Aruã: uma história ecológica do arquipélago do Marajó**. [s.l.] : Museu Paraense Emílio Goeldi, 2012.

LIU, Qing; YANG, Dongdong; CAO, Lei; ANDERSON, Bruce. Assessment and Prediction of Carbon Storage Based on Land Use/Land Cover Dynamics in the Tropics: A Case Study of Hainan Island, China. **Land**, [S. l.], v. 11, n. 2, 2022. DOI: 10.3390/LAND11020244.

MALONE, Brendan P.; ODGERS, Nathan P.; STOCKMANN, Uta; MINASNY, Budiman; MCBRATNEY, Alex. B. Digital Mapping of Soil Classes and Continuous Soil Properties. [S. l.], p. 373–413, 2018. DOI: 10.1007/978-3-319-63439-5_12. Disponível em: https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-319-63439-5_12.

Acesso em: 22 mar. 2022.

MCBRATNEY, Alex B.; MINASNY, Budiman; CATTLE, Stephen R.; VERVOORT, R. Willem. From pedotransfer functions to soil inference systems. **Geoderma**, [S. l.], v. 109, n. 1–2, p. 41–73, 2002. DOI: 10.1016/S0016-7061(02)00139-8.

MEGGERS, Betty J. Advances in Brazilian Archeology, 1935-1985. **American Antiquity**, [S. l.], v. 50, n. 2, p. 364–373, 1985. DOI: 10.2307/280494. Disponível em: <https://www.cambridge.org/core/journals/american-antiquity/article/abs/advances-in-brazilian-archeology-19351985/BE15B63537EC671DA81BAB29FD3978FD>. Acesso em: 12 mar. 2022.

MEGGERS, Betty J.; EVANS, Clifford. Archeological investigations at the mouth of the Amazon,. [S. l.], 1957. Disponível em: <http://repository.si.edu/xmlui/handle/10088/15461>. Acesso em: 24 jan. 2022.

MEGGERS, Betty J.; ROOSEVELT, Anna Curtenius. Moundbuilders of the Amazon: Geophysical Archaeology on Marajo Island, Brazil. **Journal of Field Archaeology**, [S. l.], v. 19, n. 3, p. 399, 1992. DOI: 10.2307/529927. Disponível em: <https://www.jstor.org/stable/529927?origin=crossref>.

MELILLO, Jerry M.; MCGUIRE, A. David; KICKLIGHTER, David W.; MOORE, Berrien; VOROSMARTY, Charles J.; SCHLOSS, Annette L. Global climate change and terrestrial net primary production. **Nature** 1993 363:6426, [S. l.], v. 363, n. 6426, p. 234–240, 1993. DOI: 10.1038/363234a0. Disponível em: <https://www.nature.com/articles/363234a0>. Acesso em: 24 mar. 2022.

MURRIETA, Rui Sérgio S.; DUFOUR, Darna L.; SIQUEIRA, Andrea D. Food consumption and subsistence in three Caboclo populations on Marajo Island, Amazonia, Brazil. **Human Ecology**, [S. l.], v. 27, n. 3, p. 455–475, 1999. DOI: 10.1023/A:1018779624490. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1023/A:1018779624490>. Acesso em: 4 jun. 2021.

NOTTINGHAM, Andrew T.; MEIR, Patrick; VELASQUEZ, Esther; TURNER, Benjamin L. Soil carbon loss by experimental warming in a tropical forest. **Nature**, [S. l.], v. 584, n. 7820, p. 234–237, 2020. DOI: 10.1038/S41586-020-2566-4.

NUNES, S. mia; OLIVEIRA, Luis; SIQUEIRA, Jo o.; MORTON, Douglas C.; SOUZA, Carlos M. Unmasking secondary vegetation dynamics in the Brazilian Amazon.

Environmental Research Letters, [S. l.], v. 15, n. 3, p. 034057, 2020. DOI:

10.1088/1748-9326/AB76DB. Disponível em:

<https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/ab76db>. Acesso em: 24 mar. 2022.

PADILHA, Manuela Corrêa de Castro; VICENTE, Luiz Eduardo; DEMATTÊ, José A. M.; DOS SANTOS WENDRINER LOEBMANN, Daniel Gomes; VICENTE, Andrea Koga; SALAZAR, Diego F. U.; GUIMARÃES, Clécia Cristina Barbosa. Using Landsat and soil clay content to map soil organic carbon of oxisols and Ultisols near São Paulo, Brazil. **Geoderma Regional**, [S. l.], v. 21, p. e00253, 2020. DOI:

10.1016/J.GEODRS.2020.E00253.

PAES, Ésio de Castro; VELOSO, Gustavo Vieira; FONSECA, Aymbiré Angeletti Da; FERNANDES-FILHO, Elpídio Inácio; FONTES, Maurício Paulo Ferreira; SOARES, Emanuelle Mercês Barros. Predictive modeling of contents of potentially toxic elements using morphometric data, proximal sensing, and chemical and physical properties of soils under mining influence. **Science of The Total Environment**, [S. l.], v. 817, p. 152972, 2022. DOI: 10.1016/J.SCITOTENV.2022.152972.

RÊGO, R. .. **Caracterização e gênese de solos com plintita na Ilha de Marajó**. 1986. Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, [S. l.], 1986.

REIS, Guilherme Barbosa; DA SILVA, Demetrius David; FERNANDES FILHO, Elpídio Inácio; MOREIRA, Michel Castro; VELOSO, Gustavo Vieira; FRAGA, Micael de Souza; PINHEIRO, Sávio Augusto Rocha. Effect of environmental covariable selection in the hydrological modeling using machine learning models to predict daily streamflow. **Journal of Environmental Management**, [S. l.], v. 290, 2021. DOI: 10.1016/J.JENVMAN.2021.112625.

RITTER, Camila D.; ZIZKA, Alexander; ROGER, Fabian; TUOMISTO, Hanna; BARNES, Christopher; NILSSON, R. Henrik; ANTONELLI, Alexandre. High-throughput metabarcoding reveals the effect of physicochemical soil properties on soil and litter biodiversity and community turnover across Amazonia. **PeerJ**, [S. l.], v. 2018, n. 9, p. e5661, 2018. DOI: 10.7717/PEERJ.5661/SUPP-10. Disponível em:

<https://peerj.com/articles/5661>. Acesso em: 22 mar. 2022.

ROBERT, J. H. **Raster: geographic data analysis and modeling. R package version 2.8–19**. <http://CRAN.R-project.org/package=raster> (2019), Accessed 15th Jan 2019, , 2019.

ROGERS, Kerrylee et al. Wetland carbon storage controlled by millennial-scale variation in relative sea-level rise. **Nature**, [S. l.], v. 567, n. 7746, p. 91–95, 2019. DOI: 10.1038/S41586-019-0951-7.

ROSÁRIO, R. P.; BEZERRA, M. O.; VINZÓN, S. B. Dynamics of the saline front in the northern channel of the amazon river — influence of fluvial flow and tidal range (brazil). **Journal of Coastal Research**, [S. l.], p. 1414–1418, 2009. Disponível em: <http://www.jstor.org/stable/25738022>.

ROSSETTI, Dilce de Fátima; GÓES, Ana Maria; DE TOLEDO, Peter Mann. Archaeological mounds in Marajó Island in northern Brazil: A geological perspective integrating remote sensing and sedimentology. **Geoarchaeology**, [S. l.], v. 24, n. 1, p. 22–41, 2009. DOI: 10.1002/GEA.20250.

ROSSETTI, Dilce F.; SOUZA, Lena S. B.; PRADO, Renato; ELIS, Vagner R. Neotectonics in the northern equatorial Brazilian margin. **Journal of South American Earth Sciences**, [S. l.], v. 37, p. 175–190, 2012. DOI: 10.1016/j.jsames.2012.03.004.

ROSSETTI, Dilce F.; VALERIANO, Márcio M. Evolution of the lowest amazon basin modeled from the integration of geological and SRTM topographic data. **Catena**, [S. l.], v. 70, n. 2, p. 253–265, 2007. DOI: 10.1016/j.catena.2006.08.009.

ROUSE JR, J. W.; HAAS, R. H.; DEERING, D. W.; SCHELL, J. A.; HARLAN, J. C. **Monitoring the vernal advancement and retrogradation (green wave effect) of natural vegetation**. [s.l: s.n.]. Disponível em: https://scholar.google.com/scholar?hl=pt-BR&as_sdt=0%2C5&as_ylo=1973&q=Rouse+J.+W.%2C+Haas+R.+H.%2C+and+Schell+J.+A.%2C+Monitoring+the+vernal+advancement+and+retrogradation+%28green+wave+effect%29+of+natural+vegetation%2C+Texas+A+and+M+University%2C+College+Station%2C+1974+&btnG=#d=gs_cit&u=%2Fscholar%3Fq%3Dinfo%3AN73ck

B5m0dUJ%3Ascholar.google.com%2F%26output%3Dcite%26scirp%3D0%26hl%3Dpt-BR. Acesso em: 26 mar. 2022.

RUDIYANTO; MINASNY, Budiman; SETIAWAN, Budi Indra; SAPTOMO, Satyanto Krido; MCBRATNEY, Alex B. Open digital mapping as a cost-effective method for mapping peat thickness and assessing the carbon stock of tropical peatlands. **Geoderma**, [S. l.], v. 313, p. 25–40, 2018. DOI: 10.1016/J.GEODERMA.2017.10.018.

SAHRAWAT, Kanwar L. **Organic matter accumulation in submerged soils. Advances in Agronomy** Academic Press Inc., , 2003. DOI: 10.1016/S0065-2113(03)81004-0.

SAKAI, Shoko; KITAJIMA, Kaoru. Tropical phenology: Recent advances and perspectives. **Ecological Research**, [S. l.], v. 34, n. 1, p. 50–54, 2019. DOI: 10.1111/1440-1703.1131.

SANCHES, Luciana et al. Seasonal and interannual litter dynamics of a tropical semideciduous forest of the southern Amazon Basin, Brazil. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, [S. l.], v. 113, n. G4, p. 4007, 2008. DOI: 10.1029/2007JG000593. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2007JG000593>. Acesso em: 22 mar. 2022.

SANTOS, Maria L. S.; MEDEIROS, Carmen; MUNIZ, Kátia; FEITOSA, Fernando A. N.; SCHWAMBORN, Ralf; MACÊDO, Sílvio J. Influence of the Amazon and Pará Rivers on water composition and phytoplankton biomass on the adjacent shelf. **Journal of Coastal Research**, [S. l.], v. 24, n. 3, p. 585–593, 2008. DOI: 10.2112/05-0538.1.

SANTOS, R. D.; LEMOS, R. D.; SANTOS, H. D.; KER, J. C.; ANJOS, L. D.; SHIMIZU, S. H. **Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo**. [s.l.] : Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2005. Disponível em: https://www.sbcs.org.br/loja/index.php?route=product/product&product_id=55. Acesso em: 29 jun. 2021.

SCHARLEMANN, Jörn P. W.; TANNER, Edmund V. J.; HIEDERER, Roland;

KAPOS, Valerie. Global soil carbon: Understanding and managing the largest terrestrial carbon pool. **Carbon Management**, [S. l.], v. 5, n. 1, p. 81–91, 2014. DOI: 10.4155/CMT.13.77.

SENA, Nathalie Cruz et al. Soil sampling strategy in areas of difficult access using the cLHS method. **Geoderma Regional**, [S. l.], v. 24, p. e00354, 2021. DOI: 10.1016/J.GEODRS.2020.E00354.

SETIA, Raj; SMITH, Pete; MARSCHNER, Petra; GOTTSCHALK, Pia; BALDOCK, Jeff; VERMA, Vipin; SETIA, Deepika; SMITH, Jo. Simulation of salinity effects on past, present, and future soil organic carbon stocks. **Environmental Science and Technology**, [S. l.], v. 46, n. 3, p. 1624–1631, 2012. DOI: 10.1021/ES2027345.

SINGH, Kripal. Microbial and Enzyme Activities of Saline and Sodic Soils. **Land Degradation & Development**, [S. l.], v. 27, n. 3, p. 706–718, 2016. DOI: 10.1002/LDR.2385. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/ldr.2385>. Acesso em: 25 mar. 2022.

SMITH, C. B.; COHEN, M. C. L.; PESSEDA, L. C. R.; FRANÇA, M. C.; GUIMARÃES, J. T. F. Holocene proxies of sedimentary organic matter and the evolution of Lake Arari-Amazon Region. **Catena**, [S. l.], v. 90, p. 26–38, 2012. DOI: 10.1016/j.catena.2011.10.002.

STEVENS, Antoine; NOCITA, Marco; TÓTH, Gergely; MONTANARELLA, Luca; VAN WESEMAEL, Bas. Prediction of Soil Organic Carbon at the European Scale by Visible and Near InfraRed Reflectance Spectroscopy. **PLoS ONE**, [S. l.], v. 8, n. 6, 2013. DOI: 10.1371/JOURNAL.PONE.0066409.

STOCKER, Thomas F. et al. Climate Change 2013 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. **Climate Change 2013 the Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**, [S. l.], v. 9781107057999, p. 1–1535, 2014. DOI: 10.1017/CBO9781107415324. Disponível em: <https://www.cambridge.org/core/books/climate-change-2013-the-physical-science-basis/BE9453E500DEF3640B383BADDC332C3E>. Acesso em: 24 mar. 2022.

SULLIVAN, Patrick F.; ARENS, Seth J. T.; CHIMNER, Rodney A.; WELKER, Jeffrey M. Temperature and microtopography interact to control carbon cycling in a high arctic fen. **Ecosystems**, [S. l.], v. 11, n. 1, p. 61–76, 2008. DOI: 10.1007/S10021-007-9107-Y/FIGURES/4. Disponível em:

<https://link.springer.com/article/10.1007/s10021-007-9107-y>. Acesso em: 12 mar. 2022.

TEAM, R. Core. **The R Project for Statistical Computing**. 2021. Disponível em: <https://ci.nii.ac.jp/naid/10027310073/>. Acesso em: 26 mar. 2022.

TRUMBORE, Susan E.; CHADWICK, Oliver A.; AMUNDSON, Ronald. Rapid exchange between soil carbon and atmospheric carbon dioxide driven by temperature change. **Science**, [S. l.], v. 272, n. 5260, p. 393–396, 1996. DOI: 10.1126/SCIENCE.272.5260.393.

VAŠÁT, Radim; KODEŠOVÁ, Radka; BORŮVKA, Luboš; JAKŠÍK, Ondřej; KLEMENT, Aleš; BRODSKÝ, Lukáš. Combining reflectance spectroscopy and the digital elevation model for soil oxidizable carbon estimation. **Geoderma**, [S. l.], v. 303, p. 133–142, 2017. DOI: 10.1016/J.GEODERMA.2017.05.018.

WANG, Bin; WATERS, Cathy; ORGILL, Susan; GRAY, Jonathan; COWIE, Annette; CLARK, Anthony; LIU, De Li. High resolution mapping of soil organic carbon stocks using remote sensing variables in the semi-arid rangelands of eastern Australia. **Science of the Total Environment**, [S. l.], v. 630, p. 367–378, 2018. DOI: 10.1016/J.SCITOTENV.2018.02.204.

WATANABE, Kenta; SEIKE, Koji; KAJIHARA, Rumiko; MONTANI, Shigeru; KUWAE, Tomohiro. Relative sea-level change regulates organic carbon accumulation in coastal habitats. **Global Change Biology**, [S. l.], v. 25, n. 3, p. 1063–1077, 2019. DOI: 10.1111/GCB.14558.

WIESMEIER, Martin et al. Soil organic carbon storage as a key function of soils - A review of drivers and indicators at various scales. **Geoderma**, [S. l.], v. 333, p. 149–162, 2019. DOI: 10.1016/J.GEODERMA.2018.07.026.

WONG, V. N. L.; GREENE, R. S. B.; DALAL, R. C.; MURPHY, B. W. Soil carbon dynamics in saline and sodic soils: A review. **Soil Use and Management**, [S. l.], v.

26, n. 1, p. 2–11, 2010. a. DOI: 10.1111/J.1475-2743.2009.00251.X.

WONG, V. N. L.; GREENE, R. S. B.; DALAL, R. C.; MURPHY, B. W. Soil carbon dynamics in saline and sodic soils: a review. **Soil Use and Management**, [S. l.], v. 26, n. 1, p. 2–11, 2010. b. DOI: 10.1111/J.1475-2743.2009.00251.X. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1111/j.1475-2743.2009.00251.x>. Acesso em: 23 mar. 2022.

YU, Haiyan; ZHA, Tonggang; ZHANG, Xiaoxia; NIE, Lishui; MA, Limin; PAN, Yuwei. Spatial distribution of soil organic carbon may be predominantly regulated by topography in a small revegetated watershed. **CATENA**, [S. l.], v. 188, p. 104459, 2020. DOI: 10.1016/J.CATENA.2020.104459.

ZERAATPISHEH, Mojtaba; GAROSI, Younes; REZA OWLIAIE, Hamid; AYOUBI, Shamsollah; TAGHIZADEH-MEHRJARDI, Ruhollah; SCHOLTEN, Thomas; XU, Ming. Improving the spatial prediction of soil organic carbon using environmental covariates selection: A comparison of a group of environmental covariates. **CATENA**, [S. l.], v. 208, p. 105723, 2022. DOI: 10.1016/J.CATENA.2021.105723.

ZHANG, Pingping; WANG, Yunqiang; XU, Lan; SUN, Hui; LI, Ruijie; ZHOU, Jingxiong. Factors controlling the spatial variability of soil aggregates and associated organic carbon across a semi-humid watershed. **Science of The Total Environment**, [S. l.], v. 809, p. 151155, 2022. DOI: 10.1016/J.SCITOTENV.2021.151155.

ZHAO, Wenqian; ZHAO, Xiang; ZHOU, Tao; WU, Donghai; TANG, Bijian; WEI, Hong. Climatic factors driving vegetation declines in the 2005 and 2010 Amazon droughts. **PLOS ONE**, [S. l.], v. 12, n. 4, p. e0175379, 2017. DOI: 10.1371/JOURNAL.PONE.0175379. Disponível em: <https://journals.plos.org/plosone/article?id=10.1371/journal.pone.0175379>. Acesso em: 24 mar. 2022.

ZHAO, Yanning; MOU, Xiao Ming; WEI, Min; LI, Xiao Gang. Effect of vegetation mosaic on spatial heterogeneity of soil organic carbon mineralization and nitrification in an alpine meadow. **Applied Soil Ecology**, [S. l.], v. 165, p. 104007, 2021. DOI: 10.1016/J.APSOIL.2021.104007.

ZHONG, Rui; WANG, Pengfei; MAO, Ganquan; CHEN, Aifang; LIU, Junguo. Spatiotemporal variation of enhanced vegetation index in the Amazon Basin and its response to climate change. **Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C**, [S. l.], v. 123, p. 103024, 2021. DOI: 10.1016/J.PCE.2021.103024.

ZHU, Meng et al. The role of topography in shaping the spatial patterns of soil organic carbon. **CATENA**, [S. l.], v. 176, p. 296–305, 2019. DOI: 10.1016/J.CATENA.2019.01.029.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

As evidências morfológicas, químicas, físicas, mineralógicas e geoquímicas dos solos nos diferentes ambientes ao leste da Ilha de Marajó, revelam atributos vinculados às mudanças climáticas, episódios de regressão marinha, atividades antrópicas pré-colombianas e neotectônica.

O clima úmido atual se revela pela característica hipoférrica dos solos, num contexto climático e topográfico que inviabiliza a formação e estabilidade de óxidos de ferro de melhor cristalinidade, como hematita e goethita.

Os Sedimentos Holocênicos das planícies inundáveis tiveram influência de fontes metabásicas, oriundas da Bacia Tocantins-Araguaia. Como consequência das transgressões marinhas iniciadas no início do Holoceno, esses solos transformaram-se num ambiente estuarino, com maior concentração de As e Pb, que se associam naturalmente a sulfetos e óxidos de ferro de menor cristalinidade em ambientes hidromórficos. A mineralogia da fração argila foi dominada por caulinita e illita, e a presença de VHE e montmorilonita foram comuns. Nos manguezais, houve presença comum de halita e lepidocrocita, associada a altos teores de carbono orgânico e S.

Nos solos sobre sedimentos Pós Barreiras, Formações Lateríticas e Detritos Lateríticos, oriundos de materiais pré-intemperizados, houve os maiores teores de As, consequência da associação desse elemento com óxidos de ferro. O intenso intemperismo e lixiviação levaram a anomalia negativa em quase todos os elementos, incluindo os ETR. A mineralogia da fração argila foi dominada por caulinita, illita e VHE. Nesses ambientes, e sobre Florestas Ombrófilas e Plintossolos, se constam os maiores teores superficiais de carbono orgânico do solo.

Os solos de Tesos sobre paleodiques revelam altos teores de P e carbono orgânico, provenientes do uso antrópico pelos povos pré-colombianos de áreas naturalmente mais elevadas topograficamente.

As mudanças climáticas globais podem afetar diretamente o COS do setor leste da Ilha de Marajó e sua população local, que depende tradicionalmente das atividades ligadas ao uso dos solos. Além disso, com a elevação no nível do mar, projetada por diversos estudos, os solos que mantêm formas de arsênio oxidadas e presumidamente estáveis podem ter sua dinâmica biogeoquímica alterada, culminando na dissolução e liberação desse arsênio em formas menos estáveis e tóxicas à saúde humana.