

Raimundo Humberto Cavalcante Lima
Solange dos Santos Costa
Organizadores

Processos geológicos e (paleo) ambientais dos sistemas litosfera e hidrosfera na Amazônia

coletânea de pesquisas na
Amazônia ocidental

Raimundo Humberto Cavalcante Lima
Solange dos Santos Costa
Organizadores

Processos geológicos e (paleo) ambientais dos sistemas litosfera e hidrosfera na Amazônia: coletânea de pesquisas na Amazônia ocidental

Esta obra é financiada com recursos da



Realização



COMITÊ CIENTÍFICO ALEXA CULTURAL

Presidente

Yvone Dias Avelino (PUC/SP)

Vice-presidente

Pedro Paulo Abreu Funari (UNICAMP)

Membros

Adailton da Silva (UFAM – Benjamin Constant/AM)
Aldair Oliveira de Andrade (UFAM - Manaus/AM)
Alfredo González-Ruibal (Universidade Complutense de Madrid - Espanha)
Ana Cristina Alves Balbino (UNIP – São Paulo/SP)
Ana Paula Nunes Chaves (UDESC – Florianópolis/SC)
Arlete Assumpção Monteiro (PUC/SP - São Paulo/SP)
Barbara M. Arisi (UNILA – Foz do Iguaçu/PR)
Benedicto Anselmo Domingos Vitoriano (Anhanguera – Osasco/SP)
Carmen Sylvia de Alvarenga Junqueira (PUC/SP – São Paulo/SP)
Claudio Carlan (UNIFAL – Alfenas/MG)
Denia Roman Solano (Universidade da Costa Rica - Costa Rica)
Débora Cristina Goulart (UNIFESP – Guarulhos/SP)
Diana Sandra Tamburini (UNR – Rosário/Santa Fé – Argentina)
Edgard de Assis Carvalho (PUC/SP – São Paulo/SP)
Estevão Rafael Fernandes (UNIR – Porto Velho/RO)
Evandro Luiz Guedin (UFAM – Itaquatiara/AM)
Fábia Barbosa Ribeiro (UNILAB – São Francisco do Conde/BA)
Fabiano de Souza Gontijo (UFPA – Belém/PA)
Gilson Rambelli (UFS – São Cristóvão/SE)
Graziele Acçolini (UFGD – Dourados/MS)
Iraídes Caldas Torres (UFAM – Manaus/AM)
José Geraldo Costa Grillo (UNIFESP – Guarulhos/SP)
Juan Álvaro Echeverri Restrepo (UNAL – Letícia/Amazonas – Colômbia)
Júlio Cesar Machado de Paula (UFF – Niterói/RJ)
Kelly Ludkiewicz Alves (UFBA – Salvador/BA)
Leandro Colling (UFBA – Salvador/BA)
Lilian Marta Grisólio (UFG – Catalão/GO)
Lucia Helena Vitalli Rangel (PUC/SP – São Paulo/SP)
Luciane Soares da Silva (UENF – Campos de Goitacazes/RJ)
Mabel M. Fernández (UNLPam – Santa Rosa/La Pampa – Argentina)
Marilene Corrêa da Silva Freitas (UFAM – Manaus/AM)
María Teresa Boschín (UNLu – Luján/Buenos Aires – Argentina)
Marlon Borges Pestana (FURG – Universidade Federal do Rio Grande/RS)
Michel Justamand (UNIFESP - Guarulhos/SP)
Miguel Angelo Silva de Melo - (UPE - Recife/PE)
Odenei de Souza Ribeiro (UFAM – Manaus/AM)
Patricia Sposito Mechi (UNILA – Foz do Iguaçu/PR)
Paulo Alves Junior (FMU – São Paulo/SP)
Raquel dos Santos Funari (UNICAMP – Campinas/SP)
Renata Senna Garraffoni (UFPR – Curitiba/PR)
Renilda Aparecida Costa (UFAM – Manaus/AM)
Rita de Cassia Andrade Martins (UFG – Jataí/GO)
Roberta Ferreira Coelho de Andrade (UFAM - Manaus/AM)
Sebastião Rocha de Sousa (UEA – Tabatinga/AM)
Thereza Cristina Cardoso Menezes (UFRRJ – Rio de Janeiro/RJ)
Vanderlei Elias Neri (UNICSUL – São Paulo/SP)
Vera Lúcia Vieira (PUC – São Paulo/SP)
Wanderson Fabio Melo (UFF – Rio das Ostras/RJ)

Raimundo Humberto Cavalcante Lima
Solange dos Santos Costa
Organizadores

**Processos geológicos e
(paleo) ambientais dos sistemas litosfera
e hidrosfera na Amazônia:
coletânea de pesquisas na
Amazônia ocidental**



ALEXA
CULTURAL

Embu das Artes - SP
2025



UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS

CONSELHO EDITORIAL

Presidente

Henrique dos Santos Pereira

Membros

Antônio Carlos Witkoski
Domingos Sávio Nunes de Lima
Edleno Silva de Moura
Elizabeth Ferreira Cartaxo
Spartaco Astolfi Filho
Valeria Augusta Cerqueira Medeiros Weigel

COMITÊ EDITORIAL DA EDUA

Louis Marmoz Université de Versailles
Antônio Cattani UFRGS
Alfredo Bosi USP
Arminda Mourão Botelho Ufam
Spartacus Astolfi Ufam
Boaventura Sousa Santos Universidade de Coimbra
Bernard Emery Université Stendhal-Grenoble 3
Cesar Barreira UFC
Conceição Almeira UFRN
Edgard de Assis Carvalho PUC/SP
Gabriel Conh USP
Geresa Ferreira PUC/SP
José Vicente Tavares UFRGS
José Paulo Netto UFRJ
Paulo Emílio FGV/RJ
Élide Rugai Bastos Unicamp
Renan Freitas Pinto Ufam
Renato Ortiz Unicamp
Rosa Ester Rossini USP
Renato Tribuzy Ufam

Diretora da Edua

Heloísa Borges

Vice-Reitor

Geone Corrêa

Reitora

Tanara Lauschner

Expressamos nossa gratidão aos autores e revisores de cada capítulo, à Universidade Federal do Amazonas pelo financiamento deste e-book e ao apoio dos discentes Matheu Silva Vieira e Lael Martins Queiroz.

© by Alexa Cultural e organizadores

Direção

Gladys Corcione Amaro Langermans
Nathasha Amaro Langermans

Editor

Karel Langermans

Capa

Klanger

Imagem de capa

Humberto Lima*

Revisão Técnica

Os organizadores

Revisão da Língua Portuguesa

Os autores

Editoração Eletrônica

Alexa Cultural

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

G345 Processos geológicos e (paleo) ambientais dos sistemas litosfera e hidrosfera na Amazônia: coletânea de pesquisas na Amazônia ocidental / Organizadores: Raimundo Humberto Cavalcante Lima e Solange dos Santos Costa. Embu das Artes, SP: Alexa Cultural; Manaus, AM: Edua, 2025.

304 páginas: il. ; 16 x 23 cm

Inclui bibliografia

ISBN - 978-85-5467-583-7 / DOI 10.70271/250903.1001

1. Amazônia. 2. Geologia – Brasil. 3. Geociências I. Lima, Raimundo Humberto Cavalcante. II. Costa, Solange dos Santos. III. Título. IV. Sumário.

CDD 918.11

Maurício Amormino Júnior – CRB6/2422

Índices para catálogo sistemático:

1. Amazônia
2. Geologia
3. Geociências

Todos os direitos reservados e amparados pela Lei 5.988/73 e Lei 9.610

É vedado o uso do conteúdo integral ou parcial deste livro sem o consentimento dos organizadores e/ou da editora.

(*) Imagem do rio Uatumã na vila de Balbina em Presidente Figueiredo (AM).

Alexa Cultural Ltda

Rua Henrique Franchini, 256
Embu das Artes/SP - CEP: 06844-140
alexa@alexacultural.com.br
alexacultural@terra.com.br
www.alexacultural.com.br
www.alexaloja.com

Editora da Universidade Federal do Amazonas

Avenida Gal. Rodrigo Otávio Jordão Ramos,
n. 6200 - Coroado I, Manaus/AM
Campus Universitário Senador Arthur Virgílio
Filho, Centro de Convivência – Setor Norte
Fone: (92) 3305-4291 e 3305-4290

APRESENTAÇÃO

É com grande satisfação que apresentamos o livro “Processos geológicos e (paleo)ambientais dos sistemas litosfera e hidrosfera na Amazônia: coletânea de pesquisas na Amazônia Ocidental”. Esta coletânea não apenas divulga resultados de pesquisas acadêmicas sobre a dinâmica geológica e paleoambiental na Amazônia, mas também fortalece o diálogo entre ciência e sociedade.

Financiada pela PROPESP/UFAM por meio do Edital nº 82/2024 – Programa de Apoio à Publicação de Livros, esta coletânea consolida os esforços de pesquisadores vinculados ao Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO/UFAM), reforçando o papel da universidade na geração de conhecimento sobre os sistemas naturais da Amazônia, principalmente, a ocidental.

A Amazônia Ocidental, com sua complexidade geológica e geodiversidade única, é um patrimônio natural que sustenta não apenas ecossistemas, mas também as comunidades humanas que dela dependem. O reconhecimento de sua geodiversidade formado pela variedade de elementos geológicos, relevos, solos, águas superficiais e subterrâneas, rochas, minerais e processos naturais é imprescindível para a manutenção dos serviços geossistêmicos de provisão, regulação, suporte, cultural e de conhecimento.

Os trabalhos desta coletânea são fruto da atuação dos grupos de pesquisa Estudos de Geociências e Meio Ambiente Amazônico Sustentável, Geologia Sedimentar da Amazônia, Estudos Geológicos da Amazônia Ocidental e Hidrossistemas e o Homem na Amazônia - H2A, consolidados no PPGGEO, que integram conhecimentos teóricos e aplicados para o desenvolvimento regional.

Agradecemos a todos os autores, revisores, grupos de pesquisa editores e instituições de fomento, em especial à PROPESP/UFAM, pelo apoio indispensável a esta publicação. Que este livro inspire novas gerações de pesquisadores e promova o desfrute consciente e sustentável da geodiversidade amazônica.

Os Organizadores

LISTA DE REVISORES DOS CAPÍTULOS DO LIVRO

Stélio Soares Tavares Júnior - UFRR
Arnaldo de Quieroz da Silva - UFPA
Suzy Cristina Pedrosa da Silva - UFAM
Rogério Ribeiro Marinho - UFAM
Fábio Luiz Wankler - UFRR
Jackson Douglas Silva da Paz - UFRR
Éder de Souza Martins - EMBRAPA
Luis Antonio Castillo López - UFRN
Márcio Fernandes dos Santos Albuquerque - UFAM
Marcelo Batista Motta - SGB/CPRM
Sávio José Figueiras Ferreira - INPA
Alex Bortolon - UFRR
Ângela Machado dos Santos Valentim - INPE
Francisco Sérgio Bernardes Ladeira - UNICAMP
Luiz Saturnino de Andrade - UNB
Mayara Fraeda Barbosa - UFAM
Emílio Alberto Amaral Soares - UFAM
Cristina Moreira Félix - UFRGS

SUMÁRIO

APRESENTAÇÃO

- 8 -

CAPÍTULO 1

Mapeamento da vulnerabilidade física dos corpos hídricos do Campus da Universidade Federal do Amazonas (UFAM)

Lincoln Levi Cabral da Silva, Evelyn Cortez Rabelo,
Solange dos Santos Costa, Raimundo Humberto Cavalcante Lima,
Armando Brito da Frota Filho, Liliana Sayuri Osako e Lucindo Antunes Fernandes Filho

- 13 -

CAPÍTULO 2

Pedological characterization associated with digital mapping of soils using geostatistics and spectroscopy in the region of the Anavilhanas National Park, Amazonas.

Deborah Natallie Collyer Monteiro, Raimundo Humberto Cavalcante Lima
Raul Roberto Poppiel, José Alexandre Melo Demattê, Solange dos Santos Costa e
Erick Taylor Victor dos Santos

- 40 -

CAPÍTULO 3

Registro de escavações de peixes dipnoicos em Ponta das Lajes, Manaus – AM, Formação Alter do Chão, Cretáceo da Bacia do Amazonas

Tamna Gadelha da Silva, Valquíria Porfírio Barbosa,
Roberto Cesar de Mendonça Barbosa e Davi Paulo Silva

- 74 -

CAPÍTULO 4

Considerações palinológicas sobre a Formação Manacapuru em Presidente Figueiredo, Amazonas

Patrícia Ferreira Rocha, Wemeson Carlos dos Santos Araújo e
Rosemery Rocha da Silveira

- 97 -

CAPÍTULO 5

Análise microtextural de depósitos glaciais da Formação Nhamundá, Siluriano da Bacia do Amazonas

Carmem Nátały Amorim Franco, Emílio Alberto Amaral Soares e

Carlos Alejandro Salazar

- 122 -

CAPÍTULO 6

Gênese e distribuição das silicificações nos paleossolos e rochas sedimentares aflorantes em Manaus

Katherine Andrea León Palma e Ingo Wahnfried

- 138 -

CAPÍTULO 7

Águas subterrâneas no Amazonas: usos e relevância

Alderlene Pimentel de Brito, Ingo Wahnfried

Rubens Samuel da Costa Silva, Thainá Ferreira de Souza,

Cíntia Lima Eleutério Mendes e Jamile Dehaini

- 168 -

CAPÍTULO 8

Bolhas de plasma na Ionosfera Equatorial: Teoria e observações

Giorgio Arlan da Silva Picanço, Paulo Roberto Fagundes

Raphael Di Carlo Silva dos Santos, Miguel Ângelo Mota Lopes

Clezio Marcos Denardini, Paulo Alexandre Bronzato Nogueira e

Marcio Tadeu de Assis Honorato Muell

- 193 -

CAPÍTULO 9

Identificação de áreas propensas à remineralização no município de Presidente Figueiredo (AM) a partir de dados geológicos e aerogeofísicos

Lorena Sarmiento Ferreira, Solange dos Santos Costa,

Raimundo Humberto Cavalcante Lima e Afrânio Ferreira Neves Júnior

- 222 -

CAPÍTULO 10

Contribuição à geodiversidade do Alto Rio Negro:
caracterização mineralógica e química de materiais geológicos da
região de São Gabriel da Cachoeira (AM)

Lucindo Antunes Fernandes Filho, Ramon Rodrigo de Andrade Cabral,
Cisnea Menezes Basílio e Raimundo Humberto Cavalcante Lima

- 243 -

CAPÍTULO 11

Geology, Petrology, Geochemistry of the mafic-ultramafic intrusion of
the Amajari area, Roraima State, Brazil

Tiago Felipe Arruda Maia, Carolina Michelin de Almeida e
Pamela Pavanetto

- 262 -

SOBRE OS(AS) AUTORES(AS)

- 293 -

CAPÍTULO 1

Mapeamento da vulnerabilidade física dos corpos hídricos do *campus* da Universidade Federal do Amazonas (UFAM)

Linconl Levi Cabral da Silva¹

Evelyn Cortez Rabelo¹

Solange dos Santos Costa²

Raimundo Humberto Cavalcante Lima²

Armando Brito da Frota Filho²

Liliana Sayuri Osako³

Lucindo Antunes Fernandes Filho⁴

RESUMO

A Universidade Federal do Amazonas (UFAM) integra uma Área de Proteção Ambiental (APA), que abriga corpos hídricos que sustentam uma biodiversidade aquática. A interação contínua entre os sistemas natural e antrópico promove alterações físicas nesses ecossistemas, resultando em instabilidades na qualidade ambiental e na dinâmica da biota associada. Neste contexto, esse estudo busca caracterizar fisicamente esses ambientes a fim de mapear as principais zonas de pressão ambiental para esses sistemas aquáticos. Assim, foram empregadas técnicas de geotecnologias, com a integração de parâmetros físicos com o objetivo de identificar as áreas mais susceptíveis à erosão, combinadas com observações de campo, caracterização e mapeamento das alterações ambientais na rede de drenagem. Ao todo foram identificadas 17 nascentes com alinhamentos direção em WNW-ESSE e NNW-SSE. Esses mananciais ocorrem em áreas classificadas pelo mapa de vulnerabilidade como medianamente estável/vulnerável. De maneira geral, os igarapés apresentam condições naturais preservadas, embora áreas com potencial para alterações tenham sido observadas associados à presença de feições erosivas lineares em zonas de elevado gradiente topográfico, e a processos de assoreamento, majoritariamente em áreas com terreno arenoso. Além disso, processos de alteração antrópica foram avaliados em áreas limítrofes da UFAM ao longo da faixa sul. A partir das informações avaliadas, a identificação da vulnerabilidade física dos corpos hídricos da UFAM destacadas nesse trabalho, visam auxiliar na implementação de medidas mitigadoras para preservar as características naturais dos igarapés diante das pressões ambientais identificadas, além de orientar futuros projetos de expansão das instalações do *campus*.

Palavras-chave: Igarapés, Sensores Remotos, Impactos Ambientais.

ABSTRACT

The Federal University of Amazonas (UFAM) is located within an Environmental Protection Area (APA), which contains water bodies that support aquatic biodiversity. The continuous interaction between natural and anthropogenic systems has led to physical changes in these ecosystems, resulting in instability in environmental quality and in the

1 Discente do PPGGEO-UFAM

2 Docente do PPGGEO-UFAM

3 Docente CED-UFSC

4 Docente do CED-UFAM

dynamics of the associated biota. In this context, this study aims to physically characterize these environments in order to map the main zones of environmental pressure affecting these aquatic systems. Geotechnology techniques were employed, integrating physical parameters to identify areas most susceptible to erosion, combined with field observations, characterization, and mapping of environmental changes in the drainage network. In total, 17 springs were identified, aligned predominantly in WNW–ESE and NNW–SSE directions. These streams are located in areas classified by the vulnerability map as moderately stable or vulnerable. Overall, the drainages maintain preserved natural conditions, although areas with potential for alterations were observed, particularly associated with linear erosive features in zones of high topographic gradient, and with sedimentation processes, mainly in sandy soil areas. In addition, anthropogenic alterations were assessed in the boundary zones of UFAM along its southern strip. Based on the evaluated information, identifying the physical vulnerability of UFAM's water bodies, as presented in this study, aims to support the implementation of mitigation measures to preserve the natural characteristics of the drainages in the face of the identified environmental pressures, as well as to guide future campus expansion projects.

Keywords: Streams, Remote Sensors, Environmental Impacts.

1. INTRODUÇÃO

Os fragmentos florestais urbanos são áreas naturais essenciais para a sustentabilidade ambiental e a qualidade de vida nas cidades. Essas áreas proporcionam uma variedade de serviços ecossistêmicos, tais como a captura de carbono pela vegetação, a regulação da temperatura local, a melhoria da qualidade do ar e a retenção de águas pluviais, além de beneficiarem a população de maneira direta, promovendo bem-estar e integração com o meio ambiente (Mello et al., 2011; Lovell & Taylor, 2013; Fernández et al., 2019; Cheng et al., 2021; Vidal et al., 2023). Esses fragmentos também servem de *habitats* para diversas espécies tanto da flora quanto da fauna, os quais são dependentes das condições naturais em que esses espaços são impostos. Além disso, podem atuar como corredores ecológicos, que conectam áreas verdes, e como zonas de proteção para corpos hídricos naturais.

Manaus (Amazonas) apresenta a sétima maior população do Brasil (IBGE, 2022), e seu meio urbano é caracterizado pela presença de fragmentos florestais distribuídos em todo seu espaço (Pereira et al., 2018). Nesse contexto, a Universidade Federal do Amazonas (UFAM) localizada na zona leste da cidade de Manaus (Figura 1), constitui um dos maiores fragmentos florestais urbanos do país com aproximadamente 6,7 milhões m² preservados (Cavalcante et al., 2014), a qual incorpora parte da Área de Proteção Ambiental Floresta Manaós (decreto n° 4.515, de 26 de julho de 2019). Essa região abriga doze corpos hídricos de primeira a terceira ordem, que apresentam condições favoráveis para uma diversidade de espécies aquáticas tais como crocodilianos (*Paleosuchus trigonatus* e *Caiman crocodilus*), quelônios (*Rhinoclemmys punctularia* e *Rhinemys rufipes*), além de peixes ósseos (*Hoplias malabaricus*) (Bührnheim et al., 1999; Rueda-Almonacid et al.,

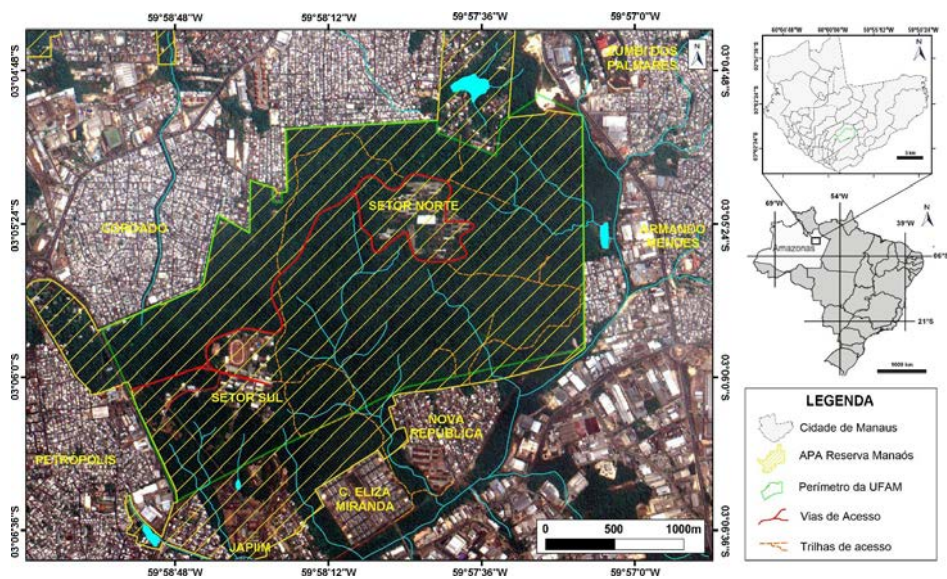
2007; Mendes & Marcon, 2007; Martins & Da Silveira, 2011; Tsuji-Nishikido & Menin, 2011; Beltrão et al., 2018; Souza & Da Silveira, 2024).

Diante da pressão exercida pelo contínuo desenvolvimento urbano de Manaus, ligado a um crescimento urbano desordenado (Oliveira et al., 2003; Oliveira, 2009; Malcher et al., 2021), o fragmento florestal da UFAM passa por constante pressão da interação do meio social com o natural. Isso intensificado pela própria ocupação interna institucional exercida ao longo dos anos através da alocação dos blocos acadêmicos e administrativos, complexos esportivos, estradas e estacionamentos (Marcon et al., 2012), a qual fomentaram alterações nas condições de estabilidades inatas dessa área. A modificação da paisagem natural, com remoção da cobertura vegetal e impermeabilização do terreno, favorece o risco iminente de processos de erosão e remoção da cobertura do solo (Tucci & Clarke, 1997), o que em consequência ocasiona o impacto em regiões mais rebaixadas que comportam os mananciais, tornando-se um risco latente para a biota presente nesses espaços.

Com base nesses fatores, a aplicação de técnicas indiretas de análises de vulnerabilidade com o uso de geotecnologias, no *campus* da UFAM, é essencial para identificar as áreas com maior potencial de risco de instabilidade, especialmente aquelas localizadas próximas às regiões de drenagem. A modelagem dos parâmetros como tipos de solo, declividade e uso e ocupação da terra, é amplamente empregada na elaboração de mapas de vulnerabilidade (Magalhães et al., 2012). A integração com avaliações em campo, por meio da caracterização física dos corpos hídricos que seccionam esse meio, observando aspectos como litologia, relevo, drenagem, lineamentos e erodibilidade, fundamenta o entendimento dos processos de alteração natural e antrópico desses ambientes. Dessa forma, é possível compreender até mesmo a influência de tais fatores no comportamento químico das drenagens, como a presença de sais dissolvidos, potencial hidrogeniônico, oxigênio dissolvido, condutividade elétrica, entre outros parâmetros.

A compreensão das condições físicas dos corpos hídricos da UFAM é fundamental na definição de medidas preventivas para proteger tanto a vida aquática quanto a terrestre. Ao delimitar as áreas de pressão provenientes de fatores antrópicos e naturais, torna-se possível estabelecer estratégias de controle e implementar medidas que sirvam como base para mitigar esses impactos nos corpos d'água naturais. Nesse sentido, esta pesquisa objetivou mapear, através de métodos indiretos e diretos, e caracterizar o meio físico das principais drenagens localizadas na área da UFAM, com o intuito de identificar potenciais alterações (naturais e não-naturais) que possam comprometer as condições essenciais para a sobrevivência da biodiversidade local.

Figura 1 – Localização da área de estudo na qual se insere o campus da UFAM, dentro da Área de Proteção Ambiental (APA) Floresta Manaós, porção central de Manaus, no bairro do Coroadó. As vias pavimentadas permitem o acesso e conexão aos diferentes setores do campus, enquanto o acesso às drenagens é realizado por trilhas que cruzam o espaço interno da UFAM.



Fonte: Os autores.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

O estudo adotou uma abordagem integrada que combinou uma extensa revisão bibliográfica, o uso de técnicas indiretas para avaliar as condições físicas da área por meio de sensores remotos e o mapeamento detalhado dos corpos hídricos e suas alterações naturais. A seguir são apresentadas as principais etapas do estudo:

2.1 Aquisição e Elaboração de Mapas Temáticos

O estudo foi realizado a partir da análise de mapas temáticos elaborados a partir de dados *shapefile* referentes às características naturais e antrópicas da região, obtidos no *site* GeoSGB do Serviço Geológico do Brasil e no IBGE. Também foram utilizadas *rasters* referentes à cobertura do solo e à vegetação na UFAM, obtidas dos trabalhos de Barros (1998) e Izel & Custódio (1996), e devidamente georreferenciadas através de pontos de controle na área. Imagens de satélite adquiridas pelos sensores CBERS 4A e dados altimétricos do programa COPERNICUS DEM (*Digital Elevation Model*) permitiram a verificação da cobertura atual e a análise da topografia para área de Manaus. Além disso, foi utilizado o Modelo digital de eleva-

ção obtido através de aerolevantamento da área fornecido por Vidal et al. (2023). No quadro 1, é apresentado o resumo dos dados utilizados:

Quadro 1 - Quadro contendo fontes, formatos, resolução e informações específicas das bases cartográficas e imagens utilizadas no estudo.

Tipo de Dado	Fonte	Forma-to	Nome do Arquivo	Escala / Resolução	Data	Informações Utilizadas
Cartografia de referência	IBGE – Portal de Mapas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística	Vetorial	Base Cartográfica Contínua do Brasil (2022)	1:250.000	2022	Localidades, infraestrutura, clima
Geologia	GeoSGB – Serviço Geológico do Brasil	Vetorial	Carta geológica: folha SA.21-Y-A, Rio Uatumã	1:250.000	2014	Geologia
Pedologia	Barros (1998)	Raster	Solos do Campus Universitário	1:25.000	1998	Pedologia
Vegetação	Izel & Custódio (1996)	Raster	Mapa da Cobertura Florestal da Área do Campus Universitário – UA	1:25.000	1996	Vegetação
Imagem de satélite (Óptica)	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)	Raster	CBERS4A_WPM22511720230902	2 m	2023-09-02	Uso da terra, cobertura vegetal
Modelo Digital de Elevação	OpenTopography (via QGIS)	Raster	COPERNICUS GLOBAL MDS	30 m	2017–2021*	Topografia, declividade, geomorfologia
Modelo de Elevação Aerogerado	Vidal et al. (2023)	Raster	MDE_Coroado_1m (Aerolevantamento)	1 m	2023	Detalhamento altimétrico, canais de drenagem

*Produto multitemporal derivado de composições entre 2017 e 2021

Fonte: Os autores.

A partir dos dados obtidos, os produtos cartográficos foram elaborados utilizando o *software* QGIS, versão 3.38.3 *Grenoble*. As informações sobre o relevo da área UFAM foram extraídas a partir dos mapas de declividade e hipsometria, utilizando o MDE obtido através de aerolevantamento (Vidal et al., 2023). Além disso, os lineamentos da área urbana de Manaus foram extraídos a partir da imagem COPERNICUS DEM, utilizando a técnica de sombreamento sintético nos azimutes de 0°, 45°, 90°, 180° e 270°, conforme a metodologia proposta por Bricalli (2016). A geração das zonas homólogas na área de estudo foi realizada manualmente, com base na identificação de padrões de drenagem, formas do relevo (hipsometria e declividade), vegetação, lineamentos e ocupação antrópica, conforme as abordagens metodológicas descritas por Zaine (2011), Soares & Fiori (1976) e Arcanjo (2011).

2.2 Mapa de Vulnerabilidade à Erosão

Conforme a metodologia de Crepani et al. (2001), baseado no conceito de Unidades Ecodinâmicas de Tricart (1977), foi elaborado o mapa de vulnerabilidade que leva em conta três estágios que refletem uma avaliação

da estabilidade das categorias morfodinâmicas, variando de 1 (mais estável) ao 3 (menos estável), assim como apresentado no quadro 2.

A aplicação da metodologia de Crepani et al. (2001) utiliza dados temáticos, que são empregados em um cálculo dentro de uma equação empírica. Esses dados incluem geologia, pedologia, cobertura vegetal e dados de intensidade pluviométrica, além de um fator geomorfológico, calculado pela média aritmética entre o grau de dissecação, amplitude altimétrica e declividade. O cálculo é realizado por meio da ferramenta de *Raster* no QGIS, e as equações utilizadas a partir dos parâmetros reclassificados, conforme observado na equação 1.

Quadro 2 - Classificação das condições morfodinâmicas com base na relação entre processos pedogenéticos e morfogenéticos, e seus respectivos valores atribuídos.

Categoria Morfodinâmica	Relação Pedogênese / Morfogênese	Valor
Estável	Prevalece a Pedogênese	1,0
Intermediário	Equilíbrio Pedogênese / Morfogênese	2,0
Instável	Prevalece a Morfogênese	3,0

Fonte: Crepani et al. (2001).

Equação 1 - Cálculos das variáveis para o Mapa de Vulnerabilidade conforme Crepani et al. (2001).

$$R = \frac{G + A + D}{3}$$

R = Vulnerabilidade para o tema Geomorfologia

G = Grau de Dissecação

A = Amplitude Altimétrica

D = Declividade

$$V = \frac{G + R + S + Vg + C}{5}$$

V = Vulnerabilidade

G = vulnerabilidade para o tema Geologia

R = vulnerabilidade para o tema Geomorfologia

S = vulnerabilidade para o tema Solos

Vg = vulnerabilidade para o tema Vegetação

C = vulnerabilidade para o tema Clima

Os valores dos parâmetros empregados no cálculo da equação empírica foram, inicialmente, reclassificados de acordo com os diferentes aspectos característicos de cada um. Nesse processo, a cada subtipo representativo do parâmetro é atribuído um valor de grau de vulnerabilidade, que reflete a sua característica morfodinâmica específica (Quadro 3).

Quadro 3 – Relação entre os parâmetros naturais da área de estudo, a classificação do grau de vulnerabilidade e sua correlação com as características morfodinâmicas.

RECLASSIFICAÇÃO DOS PARÂMETROS CONFORME CREPANI et al., (2001)		
Parâmetros	Parâmetro	Características Morfodinâmicas
Geologia	- Quartzito arenito	Intermediário
	- Argilito / Siltito	Instável
Pedologia	- Latossolo Amarelo Álico	Estável
	- Argissolo Amarelo Distrófico	Intermediário
	- Neossolo Quartzoarênico	Instável
Vegetação	- Floresta Ombrófila Densa	Estável
	- Floresta Ombrófila Aberta	
	- Campinarana	Intermediário
	- Área de Cultivo	
	- Areal	Instável
	- Área Antrópica	
Clima	- Clima úmido	Estável
	- Clima Super-úmido	
Geomorfologia	Relevo plano a suavemente ondulado	Estável
	Relevo ondulado a moderadamente dissecado	Intermediário
	Relevo fortemente dissecado a montanhoso	Vulnerável

Fonte: Os autores.

2.3 Mapeamento dos Corpos hídricos e Áreas de Vulnerabilidade

O mapeamento dos corpos hídricos e das áreas de vulnerabilidade foi realizado com base em levantamentos de campo, com o objetivo de detalhar as condições físicas e os impactos naturais e antrópicos sobre essas áreas. Foram descritos aspectos físicos, como as características topográficas do terreno, a identificação de encostas íngremes, a análise do tipo de substrato e a presença de vegetação. Simultaneamente, foram mapeados os impactos naturais, como feições erosivas e processos de assoreamento, além de outras modificações naturais do leito e das margens dos igarapés. Também foram registrados os impactos antrópicos, como a presença de resíduos sólidos, poluição e obstruções nas drenagens, resultantes de atividades humanas.

Os registros foram transferidos para uma base digital usando o aplicativo de *smartphone Avenza Maps*, verificados a partir dos mapas confeccionados o qual garantiram que cada ponto crítico fosse representado com precisão. Além disso, foram coletados dados quantitativos, como a largura e profundidade dos igarapés, utilizando trenas métricas para as medições.

Essas medições foram realizadas durante os períodos de cheia na região, entre dezembro de 2019 e fevereiro de 2020. As principais feições foram documentadas com o uso de câmeras fotográficas, proporcionando um registro visual detalhado das condições dos corpos hídricos e suas áreas circundantes.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

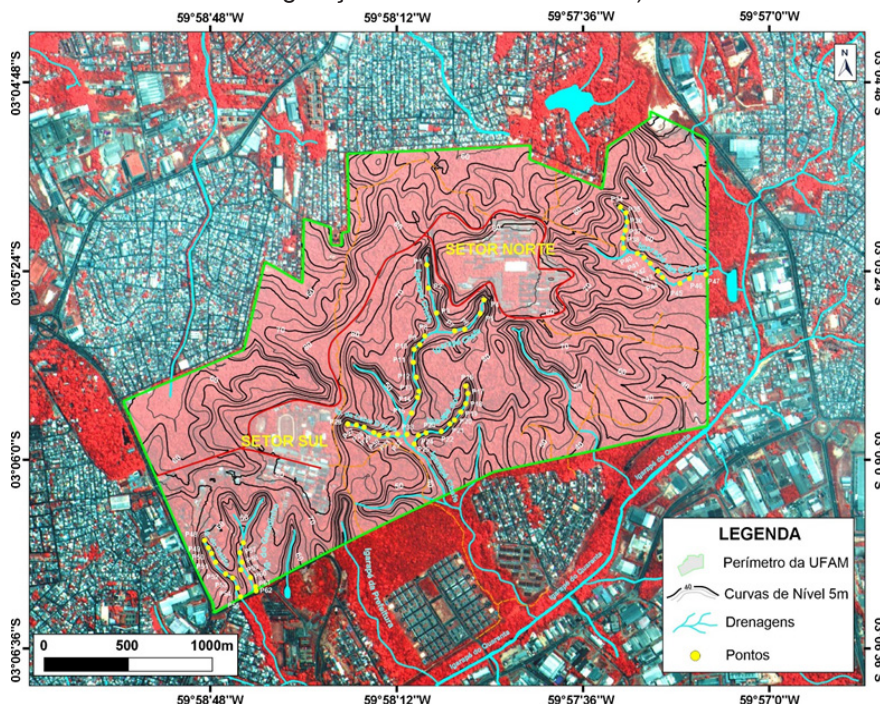
A integração de dados diretos e indiretos permitiu a identificação dos fatores naturais e antrópicos que influenciam as alterações ambientais no *campus* da UFAM, analisada em detalhe nesta seção. Essas informações possibilitaram a delimitação de feições e características que ilustram as dinâmicas ambientais da área, suas implicações para a preservação e o uso sustentável dos recursos naturais. Os resultados apresentados a seguir são fruto da pesquisa desenvolvida pelos autores no âmbito deste capítulo, com base em dados recentes obtidos entre 2023 e 2024. Trabalhos anteriores de Rabelo (2024) e Silva (2024) foram considerados como referência complementar para aprofundar a análise e orientar a interpretação dos padrões espaciais observados.

3.1 Caracterização Fisiográfica e Aspectos Temáticos

O *campus* da UFAM compõe uma área em torno de 5,92 km², e se destaca como um fragmento florestal urbano que comporta uma rica biodiversidade que depende exclusivamente dos recursos naturais preservados nesse meio (Marcon et al., 2012). O relevo dessa área varia em altitude entre 40 m e 90 m, concentrando as maiores elevações em sua região central (Setor Norte) e mais ao sul (Setor Sul), o qual são alocadas as principais edificações do *campus*. Essa área compõem uma região que divide as drenagens das sub-bacias hidrográficas do Igarapé do Mindú ao norte, e Igarapé dos Educandos na porção sul.

Ao todo são identificadas 17 nascentes na área da UFAM, das quais 16 são tributárias do Igarapé do Quarenta, e a restante é relacionada ao Igarapé do Mindu. Esses mananciais estão situados situadas em cotas entre 40 m e 50 m, no qual seis deles dão origem a 3 principais igarapés de 2ª ordem (conforme classificação de Strahler, 1957). As principais drenagens que ocorrem na UFAM, recebem denominações informais atribuídas pelas equipes de pesquisas da própria instituição que monitoram essas áreas sendo denominadas como Galêto, Geladinho, da Prefeitura, da Caixa D'Água, do V8, Chefe e das Cobras (Figura 2), e apresentam comprimentos variáveis entre 350 m e 1.585 m.

Figura 2 – Mapa da rede de drenagens com os nomes informais dos igarapés e pontos de coleta de caracterizações físicas (largura e profundidade) na Universidade Federal do Amazonas (UFAM), sobrepostos na imagem de Satélite CBERS 4A (composição colorida falsa cor R4G2B1 destaca a vegetação da área em vermelho).



Fonte: Os autores.

Os principais cursos d'água na área apresentam um *trend* direcional marcado por alinhamentos paralelos, o que resulta em um padrão de drenagem dendrítico com orientação predominante unidirecional para sudeste. Esse direcionamento promove o escoamento das águas em direção ao Igarapé do Quarenta, onde ocorre a confluência final das drenagens. Desenvolve uma tropia unidirecional orientada preferencialmente para sudeste da região de forma a desaguar no Igarapé do Quarenta, enquanto a drenagem constatada ao norte, desagua em sentido noroeste. De forma ampla, a drenagem com maior extensão e influência para área é representada pelo Igarapé Chefe, o qual o seu curso maior é abastecido por um total de 5 afluentes.

Sob os aspectos físicos, foram caracterizados 63 pontos ao longo dos principais cursos d'água. As dimensões dos igarapés variam de 20 a 600 cm de largura e de 2 a 69 cm de profundidade (Tabela 1), com águas de tonalidade escura a límpida, frequentemente marcadas por alta turbidez.

A variação no tamanho dos canais, especialmente nos trechos mais estreitos e rasos, evidencia a maior sensibilidade desses sistemas a processos erosivos e pressões antrópicas. Nas proximidades das nascentes, o relevo exerce maior controle sobre os igarapés, com encostas de até 70° e baixa variabilidade lateral. Já nas porções intermediárias e distais, os igarapés apresentam maior área inundável, com extensões que podem atingir 20 metros na planície de inundação. Áreas de confluência entre drenagens, como no caso do Igarapé Chefe, favorecem o desenvolvimento de charcos, ao contrário de regiões sem pontos de junção.

A conservação da vida biológica nos igarapés da UFAM é condicionada pela vegetação ao entorno, que atua como barreira natural e abriga esses ecossistemas aquáticos. Ao longo dos igarapés, observa-se que a vegetação é composta por plantas com raízes subaéreas e espécies adaptadas a ambientes úmidos, como buritis e açazeiros. A distribuição dos solos acompanha o gradiente altimétrico. De acordo com Meirelles (2005), em áreas com cotas mais elevadas predominam os Latossolos Amarelos Álicos, o qual promovem geração de superfícies geomorficamente estáveis e bem drenadas. Em regiões de encosta, ocorrem Argissolos Amarelos Distróficos, associados à acentuada declividade e maior suscetibilidade à erosão, devido à presença de horizontes coesos e à limitada capacidade de infiltração. Por fim, nos setores mais rebaixados, próximos aos fundos de vale e canais de drenagem, predominam os Neossolos Quartzarenicos Distróficos, pouco desenvolvidos, com maior vulnerabilidade morfodinâmica por estarem sujeitos a deposição e processos de inundação sazonal.

Geissler et al. (1994) conduziram uma análise textural dos solos na UFAM, em áreas associadas a Florestas Ombrófilas Densas em terrenos mais elevados e ao longo de drenagens. Nessa porção, foi identificado uma predominância de argila com variação de cor de amarelo a marrom e uma composição areno-argilosa com coloração variando de preto a castanho-escuro, respectivamente. Além disso, realizaram análises dos solos em áreas de vegetação de Campinarana localizadas em terrenos mais elevados e ao longo de drenagens. Observaram um solo areno-argiloso com coloração preta a marrom amarelada e predominantemente arenoso com variação de cor entre preto e cinza escuro, respectivamente.

Tabela 1 – Dimensões físicas (largura e profundidade) dos principais canais de drenagem da UFAM, mapeados no sentido montante-jusante durante o período de cheia. Nota-se que muitos trechos apresentam pequenas proporções (decimétricas), tornando-se mais propícios a vulnerabilidades.

		Pontos	Largura (cm)	Profundidade (cm)			Pontos	Largura (cm)	Profundidade (cm)
Igarapé do Chefe	Cabeceira 1	1	410,0	28,0	Igarapé das Cobras	34	310,0	13,0	
		2	600,0	3,0		35	84,0	10,0	
		3	320,0	40,7		36	320,0	5,0	
	2º Ordem do Chefe	4	20,0	2,5		37	211,0	8,0	
		5	244,0	3,4		38	205,0	9,0	
		6	124,0	10,0		39	113,0	7,0	
		7	394,0	14,0		40	157,0	13,0	
		8	100,0	20,0		41	135,0	21,0	
		9	162,0	69,0		42	109,0	12,0	
		10	181,0	14,4		43	90,0	6,0	
		11	177,0	21,0		44	88,0	9,0	
		12	237,0	27,0		45	109,0	6,0	
		13	122,0	15,0		46	180,0	10,0	
		14	186,0	37,0		47	130,0	23,0	
		15	325,0	39,0					
Igarapé do V8	16	570,0	25,0	Igarapé do Galeto	48	333,0	1,5		
	17	403,0	5,5		49	6,9	5,0		
	18	103,0	0,8		50	6,5	8,0		
	19	180,0	0,9		51	1,5	11,0		
	20	239,0	0,5		52	3,0	8,0		
	21	106,0	12,0		53	9,5	9,0		
	22	12,3	7,0	54	78,0	5,0			
	23	116,0	13,0	55	1,4	14,0			
	24	139,0	22,0	Igarapé do Geladinho	56	14,0	8,0		
	25	205,0			57	53,0	7,0		
Igarapé da Caixa D' Água	26	290,0	2,0		58	50,0	8,0		
	27	420,0	4,2		59	11,0	23,0		
	28	3,2	9,0		60	18,0	19,0		
	29	7,0	7,0		61	20,0	78,0		
	30	10,5	8,0	62	84,0	35,0			
	31	7,0	9,0						
	32	10,2	7,0						
	33	-	12,0						

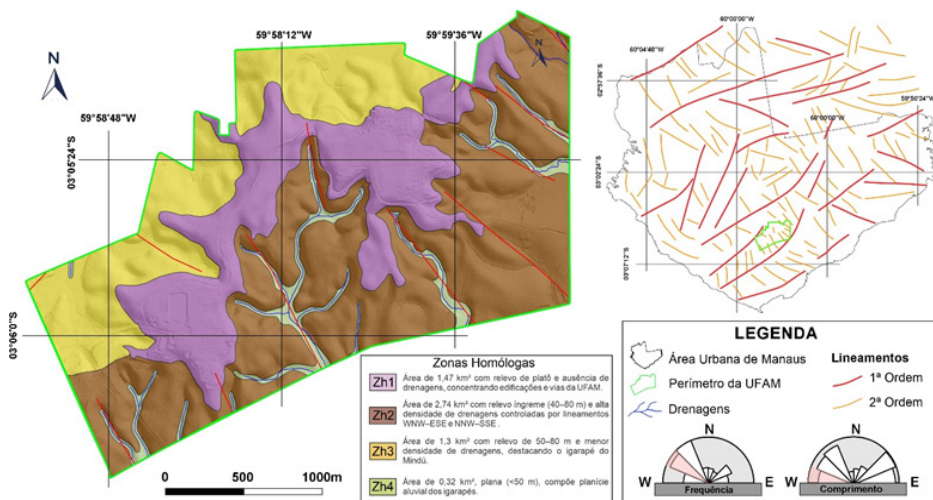
Fonte: Os autores

De fato, o leito das principais drenagens da UFAM é composto por sedimentos argilosos e argilo-arenosos, além de conteúdo apreciável de matéria orgânica representada por folhas, galhos e sementes, observados especialmente nas áreas localizadas mais a oeste e na região central ao longo dos igarapés Chefe, Galeto, V8 e da Caixa D'Água. Por outro lado, nas drenagens a leste, representadas pelo Igarapé das Cobras, predominam sedimentos arenosos, variando de grãos finos a grossos, além de areno-argilosos. Nessas drenagens são comumente observadas feições sedimentares ao longo dos leitos, como marcas onduladas e barras arenosas.

3.2 Aspectos Estruturais e Zonas Homólogas

Com base nas propostas de Soares & Fiori (1976) e Arcanjo (2011), foram extraídos feições lineares da área de Manaus a partir de elementos como drenagens retilíneas, vales, alinhamentos de morros e padrões anômalos de drenagem. Além disso, seguindo os mesmos autores, foram identificados os padrões específicos do terreno, considerando as características do relevo, drenagens, lineamentos e áreas antropizadas, com o objetivo de correlacionar os principais fatores que controlam o uso e a configuração do espaço e sua relação com os ambientes que comportam as drenagens da área (Figura 3).

Figura 3 – Mapa das Zonas Homólogas da UFAM, inserido no contexto de padrão de lineamentos da área urbana de Manaus (delimitada pelo polígono preto). A região encontra-se entre lineamentos de 1ª ordem, orientados no sentido NE-SW, que influenciam a drenagem dos igarapés do Mindú (ao norte) e do Quarenta (ao sul). São identificadas quatro Zonas Homólogas na área da UFAM, estabelecidas com base nos padrões naturais e ocupação antrópica.



Fonte: Os autores.

Os dados dos lineamentos obtidos na área urbana de Manaus ocorrem sob controle de duas hierarquias principais, uma de primeira ordem e outra de segunda ordem. As estruturas de primeira ordem ocorrem direcionadas principalmente em sentido NE-SW e NNE-SSW, em que são inseridas as maiores drenagens da região, representadas pelo igarapé Mariano, da Bolívia, do Mindú e o do Educandos, o qual estes dois últimos circundam a área de estudo. Por outro lado, uma série de feições lineares de segunda ordem são predominantes na direção NW-SE, e na área de interesse

demonstram um paralelismo entre si e uma disposição perpendicular aos lineamentos maiores.

Na área da UFAM, as principais drenagens representadas pelos Igarapés do Galêto, Chefe e das Cobras, ocorrem encaixadas lineamentos de vales íngremes que são orientados em NW-SE e NNW-SSE. Essas drenagens dispõem-se quase que perpendicularmente ao igarapé principal da Sub-bacia do Educandos, o qual desaguam no Igarapé do Quarenta.

Em relação às Zonas Homólogas na UFAM, foram estabelecidos quatro principais para a área de estudo. A ZH1 abrange uma área de aproximadamente 1,4706 km², localizada na porção central da região, com cotas variando entre 80 m e 96 m. O relevo é caracterizado por terrenos levemente ondulados, com encostas do tipo côncavo-convexo e convexo, configurando uma zona de platô. Devido os aspectos do relevo, marcado por cotas elevadas, nessa zona não ocorrem nascentes e drenagens. Na ZH1 estão concentradas especificamente todas as áreas antropizadas do fragmento florestal da UFAM como edificações acadêmicas, administrativas e estradas e vias de acesso, relacionados ao relevo mais aplainado, que favorecem as condições geotécnicas de construção (FUA-PDI, 1977 apud Marcon et al. 2012).

A ZH2 apresenta uma área com aproximadamente 2,7366 km² e está situada na porção sul da área de estudo. O relevo varia de cotas entre 80 m e 40 m, caracterizada por apresentar encostas íngremes com perfis côncavos e convexos que, em sua maioria, ocorrem no limite com a ZH1. Nela as drenagens de 1ª e 2ª ordem (Strahler, 1957) e lineamentos ocorrem de modo numerosamente alto em comparação as outras zonas homólogas interpretadas. As drenagens demonstram uma densidade média e os canais apresentam sinuosidade curva, com média angularidade e tropia bidirecional, como por exemplo as encontradas nos médios cursos do igarapé Chefe e das Cobras.

Em uma visão mais ampla, as drenagens da ZH2 ocorrem na margem direita do igarapé do Quarenta, mais densas nessa porção quando comparadas aos igarapés localizadas na outra margem, o que indica a ocorrência de uma forte assimetria da sub-bacia nessa porção. O controle dessas drenagens, em grande parte, é dado por lineamentos que são orientados de forma preferencial nas direções WNW – ESE e NNW – SSE. A ocorrência de lineamentos na direção NNE – SSW fazem o controle das drenagens secundárias que não têm ligação direta com o igarapé de maior ordem hierárquica.

Por sua vez, a ZH3 está localizada na região oeste e ao norte da UFAM e possui uma área de 1,3154 km². O relevo é caracterizado por cotas entre 80 m e 50 m e por encostas com perfil tipo côncavo-convexo. Esta zona homóloga é texturalmente semelhante com a ZH2, no entanto a densidade de drenagens e lineamentos são menos expressivos, assim a

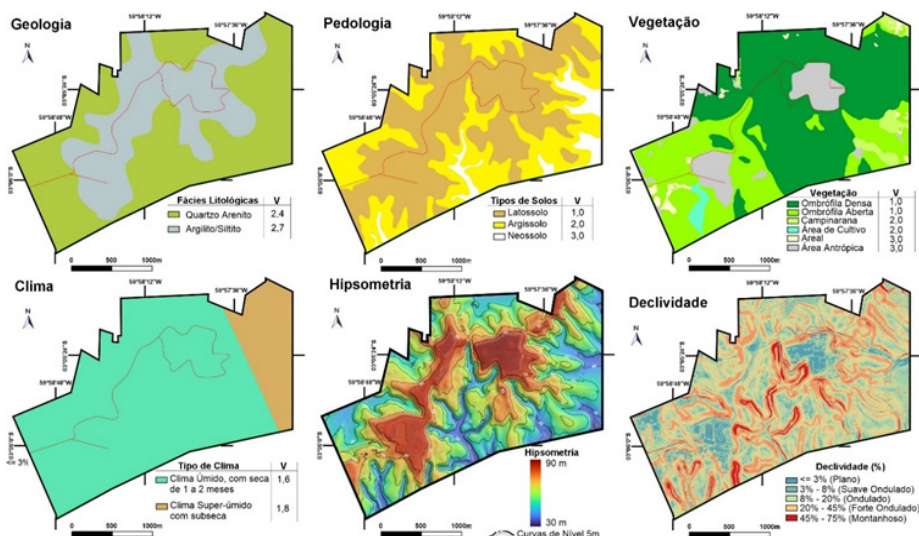
ZH3 apresenta apenas o curso superior da única drenagem relacionada ao igarapé do Mindú, localizado na porção ao norte da área de estudo.

Já a ZH4 apresenta uma área de 0,3241 km² caracterizada por relevo plano preferencialmente associados a valores de cota inferiores a 50 m e localizadas lateralmente as drenagens mapeadas que seccionam preferencialmente a ZH2. Essa ZH demarca a planície aluvial dos igarapés (canal e planície de inundação) com largura média de 3,5 m durante a estação seca. Nas proximidades das nascentes dos igarapés, a ZH4 apresenta dimensões menores quando comparada às encontradas à jusante, como por exemplo no igarapé Galeto, Chefe e do V8, onde a planície aluvial é controlada pelas encostas representadas pela ZH2. Além disso, em áreas de confluência de igarapés, é constatado as maiores extensões dessa planície aluvial, como por exemplo na confluência dos igarapés Chefe e da Caixa D'Água.

3.3 Mapa de Vulnerabilidade

Com base nos dados coletados na área da UFAM e na proposta metodológica de Crepani et al. (2001), foram identificadas as características físicas da região e atribuídas classificações de vulnerabilidade conforme o método de análise adotado (Quadro 3). Os parâmetros analisados incluíram aspectos geomorfológicos, como índice de dissecação do relevo, amplitude altimétrica e declividade, além de fatores como geologia, pedologia, vegetação e clima (Figura 4).

Figura 4 – Parâmetros principais utilizados no cálculo aritmético de vulnerabilidade conforme Crepani et al. (2001). Os dados incluem geologia, pedologia, vegetação, clima e aspectos geomorfológicos, com suas respectivas classificações e valores de vulnerabilidade atribuídos.

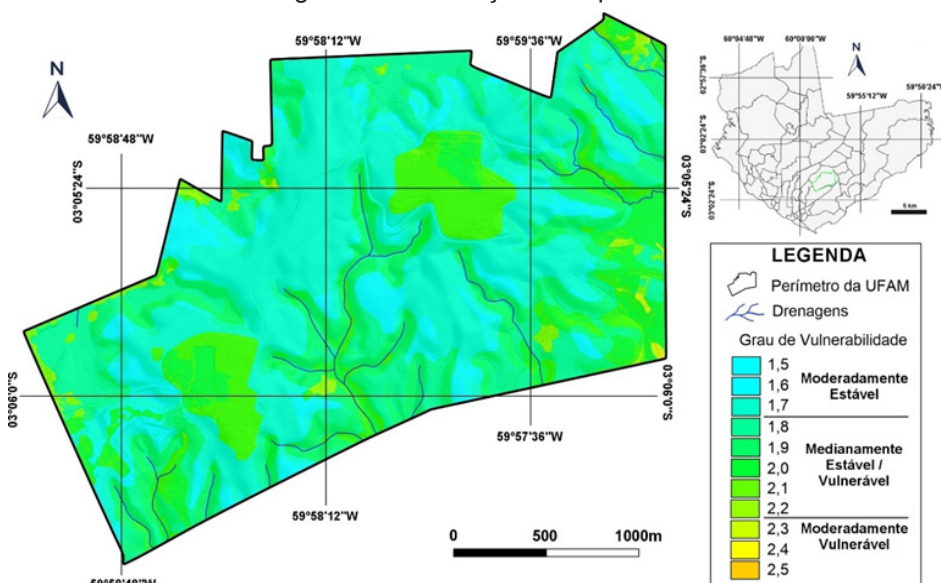


Fonte: Os autores.

Esses elementos permitiram uma análise integrada da área, resultando na elaboração de um mapa de vulnerabilidade à erosão. Sob o aspecto geológico, a área é predominantemente composta pela Formação Alter do Chão, sendo caracterizada por dois tipos principais de rochas, o quartzoarenito, que apresenta vulnerabilidade intermediária (2,4), e o argilito/siltito, avaliado como vulnerável (2,7). Quanto à pedologia, o latossolo amarelo álico possui grau de vulnerabilidade estável (1,0), o argissolo amarelo distrófico é classificado como intermediário (2,0) e o neossolo quartzoarênico é considerado vulnerável (3,0).

A cobertura vegetal predominante na UFAM é formada por florestas ombrófilas densas e abertas, ambas classificadas como estáveis (1,0). Áreas de cultivo e campinaranas são consideradas intermediárias (2,0), enquanto regiões com construções antrópicas e areais exibem os maiores índices de vulnerabilidade (3,0). Em relação ao clima, a área apresenta condições úmidas (1,6) e superúmidas (1,8), ambas classificadas como estáveis. Com base nos dados obtidos, foi gerado o Mapa de Vulnerabilidade Física da área (Figura 5), identificando três classes principais.

Figura 5 – Mapa de Vulnerabilidade da UFAM elaborado com base na metodologia proposta por Crepani et al. (2001). As drenagens estão majoritariamente inseridas em áreas classificadas como medianamente estável/vulnerável, com ocorrência pontual de zonas moderadamente vulneráveis. No entanto, essas áreas mostram-se relativamente menos suscetíveis a alterações em comparação com regiões que apresentam maior grau de intervenção antrópica.



Fonte: Os autores.

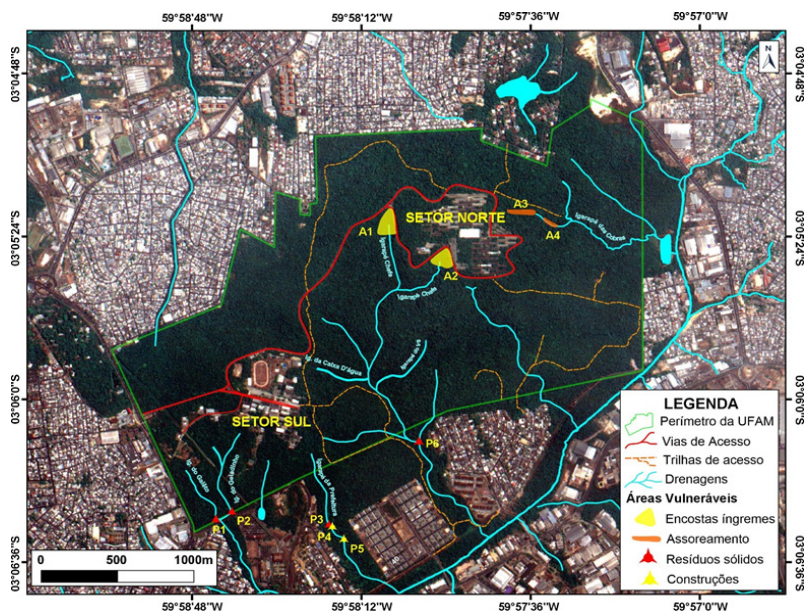
A primeira classe, Moderadamente Estável, abrange áreas com latossolo amarelo distrófico e floresta ombrófila densa e aberta, representadas em cor ciano, caracterizadas por baixa interferência antrópica e maior estabilidade do terreno. A segunda, Medianamente Estável/Vulnerável desenvolvendo-se sobre argissolos e neossolos, a qual corresponde às regiões com declividades fortes onduladas a montanhosas e áreas as rebaixadas, onde se concentram as planícies aluviais. Por fim, a classe Moderadamente Vulnerável, pouco expressiva na área, ocorre em regiões com solos expostos e predominância de neossolos quartzoarenicos e argissolos.

Na próxima seção, essas classes de vulnerabilidade serão aprofundadas por meio da verificação em campo, com o mapeamento *in situ* das alterações naturais, de forma a corroborar com as informações do mapa de vulnerabilidade física.

3.4 Alterações Ambientais Relacionadas aos Corpos Hídricos

A Universidade Federal do Amazonas (UFAM) situa-se em um fragmento florestal sob significativa pressão ambiental, estando completamente inserida em uma zona urbana. Adicionalmente, o mapeamento interno na área revelou vulnerabilidade associada às drenagens, identificados como erosão linear, assoreamento de igarapés e ações antrópicas (Figura 6).

Figura 6 – Áreas mapeadas de vulnerabilidade física dos igarapés da Universidade Federal do Amazonas. Os principais impactos estão relacionados a resíduos sólidos urbanos, construções, assoreamento e erosão linear.



Fonte: Os autores

3.4.1 Erosão Linear e Assoreamento

Os impactos naturais foram mapeados preferencialmente na zona de contato entre a ZH1 e ZH2 com feições de erosão lineares (A1 e A2), enquanto o assoreamento de igarapés (A3 e A4) está concentrado no curso médio do igarapé das Cobras e na cabeceira do igarapé do Chefe, ao longo da ZH4. Essas feições ocorrem relatadas em áreas classificadas como medianamente estável/vulnerável segundo o mapa de vulnerabilidade física. Nas áreas A1 e A2 ocorrem associados a relevos com gradiente topográfico elevado, encostas com inclinações superiores a 60°, concordante aos lineamentos interpretados e nas proximidades da porção terminal galeria de captação de águas pluviais e em áreas com ausência de cobertura vegetal (estradas e áreas de estacionamento).

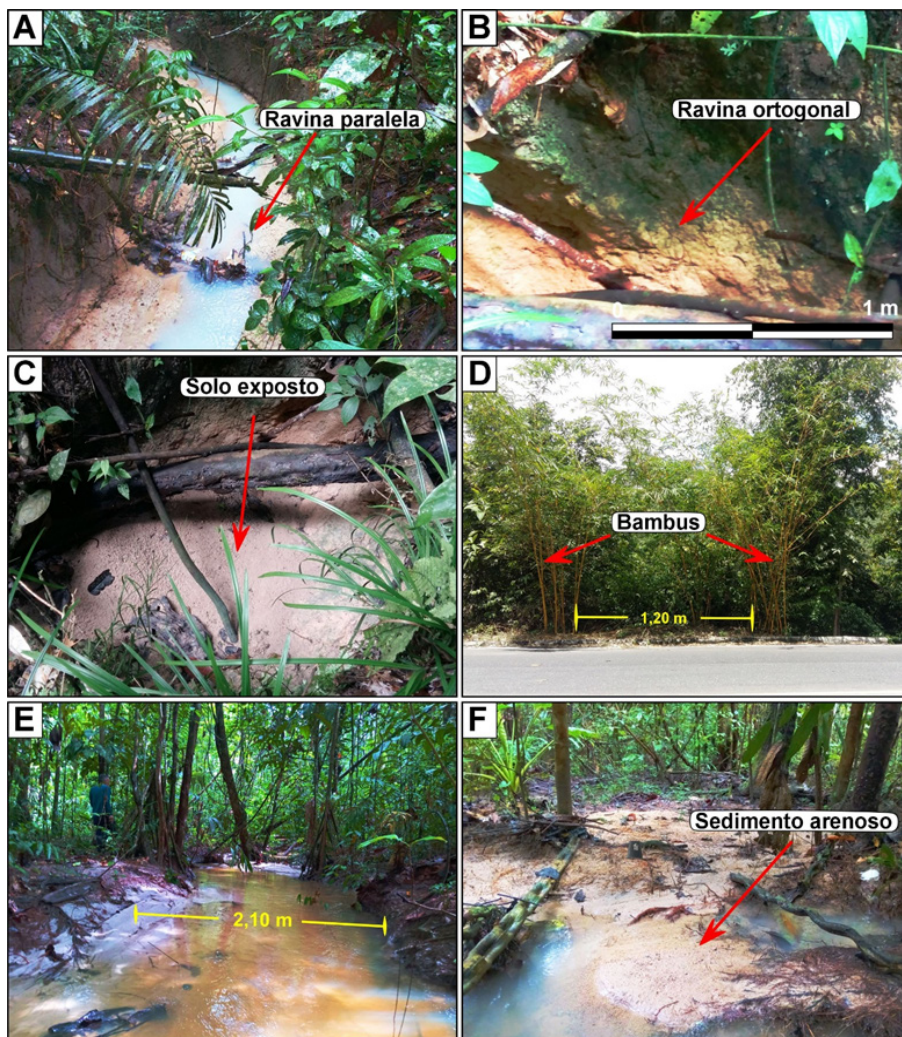
As erosões lineares mapeadas estão orientadas de forma paralela e perpendicular as drenagens urbanas associadas, com destaque para as primeiras por desenvolverem-se em maior dimensão. As erosões lineares paralelas (Figura 7A), como por exemplo em A3, apresentam perfil em “v”, com profundidade máxima de até 3 m e comprimento máximo de 30 m, classificada como grande ravina (Henensal, 1986). O fluxo concentrado de águas pluviais, intensificado pela presença de tubulações, também ocasionam uma série de feições erosivas em áreas proximais a A3 (Figura 8C). Por outro lado, as ravinas ortogonais, como as encontradas em A1, desenvolvem perfil em “v” (Figura 7B), com dimensões entre 45 cm e 100 cm de profundidade e 2 m de comprimento máximo, classificada como pequena ravina (Henensal, 1986).

O processo de denudação de encostas também pode ser confirmado através das feições erosivas identificadas, como por exemplo a presença de raízes e solos expostos (Figura 7C), além de ações mitigadoras da Prefeitura do *Campus*, representada pela inserção de plantas (bambueiros) ao longo da estrada de acesso ao Setor Norte na tentativa de proporcionar estabilidade das vertentes (Figura 7D).

Por outro lado, o assoreamento de canais (A3) pode ser registrado nas áreas proximais aos processos erosivos mapeados, como os concentrados no alto curso do igarapé das Cobras e Chefe, que correspondem às áreas englobadas na ZH4 (Figura 3). Neste sentido, a variação da largura decorrente ao longo de diferentes trechos do canal dessa drenagem (Figura 7E), é reflexo da remobilização dos sedimentos por meio de processos erosivos, desencadeados por águas pluviais que através do relevo, são direcionadas para áreas próximas aos igarapés e resultam na obliteração parcial a total dos canais fluviais por material arenoso-argiloso (Figura 7F), compatíveis com os solos mapeados na área do *campus*.

A erosão laminar, que se trata da remoção do solo uniformemente em uma superfície, é considerada a fase inicial para o desenvolvimento das erosões de fluxo concentrado como sulcos e ravinas (Van Beek et al., 2008).

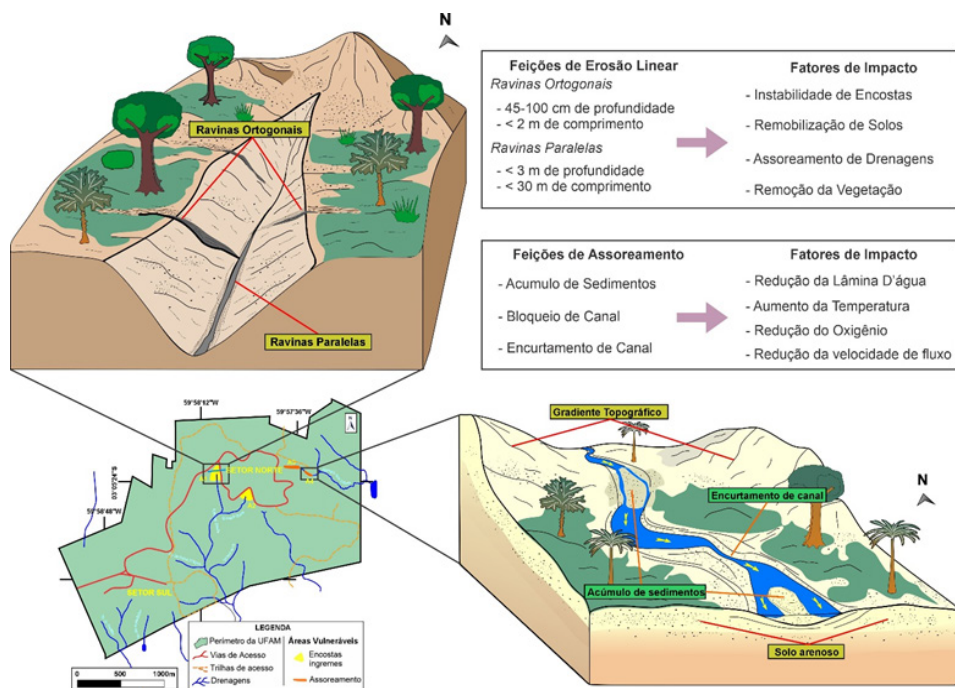
Figura 7 – Impactos naturais e intervenções ao longo dos corpos hídricos da UFAM. (A) Ravinas paralelas ao longo do Igarapé das Cobras, associadas a terreno areno-argiloso. (B) Erosão linear representada por ravinamento ortogonal, localizado na cabeceira do Igarapé Chefe. (C) Feição de solo exposto na cabeceira do Igarapé Chefe. (D) Inserção de bambus pela prefeitura do campus ao longo da Avenida Roberto Vieira, próxima porção superior à nascente do Igarapé Chefe. (E) Trecho do Igarapé das Cobras com leito arenoso com 2,10 m de largura. (F) Curso superior do Igarapé das Cobras, com bloqueio parcial da drenagem devido ao acúmulo de sedimentos arenosos.



Fonte: Os autores

As erosões lineares mapeadas ocorrem na base de encostas e regiões de captação de drenagens que refletem uma superfície dominada pelo escoamento concentrado de água (Foster, 1985; Van Beek et al., 2008). A diferença entre as dimensões das ravinas é controlada pela forma que a água flui da porção mais elevada para mais baixa. As pequenas ravinas exibem uma relação direta com emissários de águas pluviais das estradas do *campus*, que escorrem ortogonalmente as drenagens (Figura 8). Por sua vez, as grandes ravinas ocorrem em situações em que a água drenada na superfície é direcionada para regiões de captação de drenagem, concentrando um fluxo de água superficial nessa zona de fraqueza e intensificando o processo erosivo, como por exemplo as encontradas próximas ao igarapé das Cobras (A2).

Figura 8 - Representação esquemática das principais feições de alteração natural ao longo dos Igarapés Chefe e das Cobras na UFAM. Na porção superior esquerda, é apresentado o bloco-diagrama ilustrando os diferentes tipos de ravinas, com variações em orientação e extensão. No bloco inferior direito, são destacados fatores como o gradiente topográfico acentuado e os solos arenosos, que favorecem o assoreamento, levando ao bloqueio parcial dos canais e ao encurtamento da rede de drenagem.



Fonte: Os autores

Segundo Carvalho (2019), no primeiro semestre de 2017 foi detectado um deslizamento na encosta do vale, localizado na região denominada como A1 nesta pesquisa. Os estudos realizados pelo autor indicaram que uma das razões que provocaram o movimento de massa foi devido a base da encosta ter sido erodida pelo igarapé localizado no fundo do vale. Os fatores que também intensificaram o processo erosivo podem estar relacionados pela presença de lineamentos, elevado gradiente topográfico e mal direcionamento de águas pluviais relacionado ao escoamento da estrada de acesso ao Setor Norte, ou seja, fatores antrópicos fomentaram processos de erosão (Kaiser et al., 2017). Nesse sentido, o volume de água direcionado para uma zona de fraqueza (lineamento) erode e transporta o material não consolidado para jusante da drenagem resultando no assoreamento dos canais, concentrando nas áreas proximais dos processos erosivos.

O assoreamento está relacionado a fatores como erosividade da chuva, erodibilidade do solo, cobertura vegetal e o gradiente topográfico (Wischmeier & Smith, 1978; Dutta, 2016). O assoreamento em escalas temporais e espaciais mais amplas, podem alterar as condições ambientais dos corpos hídricos gerando diminuição da lâmina d'água, aumento da temperatura da água, diminuição da velocidade de fluxo, diminuição do O₂ dissolvido, que podem causar a extinção local de espécies de peixes que dependem do substrato para a reprodução e alimentação (Casatti, 2004; Diniz et al., 2018). As áreas mapeadas em A3, apresentam as principais evidências de assoreamento, e se destacam por solos com o maior fator de erodibilidade na área (arenoso-argiloso), com controle da drenagem exercido por encostas íngremes (até 70° de inclinação) ao longo da margem esquerda do canal (Figura 8).

3.4.2 Resíduos Sólidos e Construções

Impactos ambientais antrópicos são exclusivamente associados a ZH4 e representados por resíduos urbanos e a presença de construções. Foi observado que esses impactos ocorrem com mais intensidade no entorno do perímetro da UFAM, como por exemplo nos igarapés do Galêto, do Geladinho, da Prefeitura e do Chefe (conforme observado na Figura 6).

Nos pontos P1, P2, P3 e P6 foram encontrados vários detritos materiais tais como: garrafas plásticas, roupas, vidros, isopor, fogão etc. (Figura 9A). De maneira geral, foi observado que existe uma relação áreas com emissários pluviais de conjuntos habitacionais no entorno do *campus* e os resíduos mapeados, o que indica que a origem destes esteja ligada a implantação clandestina e sem tratamento adequado de efluentes urbanos. Além disso, os pontos P4 e P5 foram locais onde foram constatadas construções como muros e cercas (Figura 9B e C). A maioria dessas construções está situada nas proximidades dos igarapés, obstruindo parcial ou totalmente seus canais.

As consequências avaliadas incluem alterações significativas no meio físico, que resultam em mudanças na composição química dos am-

bientes aquáticos. No contexto físico, o acúmulo de resíduos sólidos provoca a obstrução dos canais, limitando a conectividade hídrica e dificultando a livre circulação de espécies aquáticas entre diferentes segmentos dos igarapés, o que ocasiona efeitos semelhantes aos observados em situações de assoreamento, como a redução da profundidade e a alteração no fluxo natural das águas. Adicionalmente, a presença de construções irregulares em áreas de drenagem e em suas proximidades indica uma ausência na gestão e planejamento da Área de Proteção Ambiental para avaliação adequada dos impactos potenciais sobre a biota aquática. Ainda que parte das drenagens esteja localizada fora dos limites institucionais da UFAM, em terrenos cedidos pela SUFRAMA para a universidade (Marcon et al., 2012), os obstáculos criados pela intervenção humana não representam barreiras efetivas para a dinâmica da vida biológica aquática, que depende de conectividade e de condições ambientais adequadas para sua manutenção e sobrevivência.

Figura 9 - Índícios de atividades antrópicas nos corpos hídricos naturais. (A) Resíduos sólidos urbanos como plásticos, isopor e roupas observados na porção da jusante do Igarapé do Galêto, faixa sul do limite institucional da UFAM. (B) Presença de cerca inserida indevidamente ao longo do trecho inicial do Igarapé da Prefeitura. (C) Ocorrência de construções estabelecidas em áreas próximas ao trecho intermediário do Igarapé da Prefeitura, fora do limite institucional da UFAM.



Fonte: Os autores.

4. CONCLUSÕES

Na Universidade Federal do Amazonas, os principais fatores de impacto ambiental identificados foram associados a processos como erosão linear, assoreamento de canais, presença de galerias pluviais mal direcionadas, emissários urbanos, resíduos sólidos e construções antrópicas, os quais comprometem a qualidade e a funcionalidade desses ecossistemas aquáticos.

O mapa de vulnerabilidade física, elaborado com base na análise dos parâmetros físicos da área, revelou que os igarapés estão predominantemente situados em regiões classificadas como medianamente estáveis/vulneráveis. Essa classificação apresenta uma relação direta com as características observadas em campo, confirmando a tendência de vulnerabilidade identificada na maioria dos trechos analisados. No entanto, essa relação tende a ser distinta em áreas mais próximas à cabeceira dos corpos hídricos e em zonas fora dos limites institucionais da UFAM.

As feições de alteração natural identificadas em campo estão associadas às zonas de contato entre diferentes faixas hidrográficas, como a transição entre ZH1 e ZH2, frequentemente vinculadas a elevados gradientes topográficos. Essas áreas indicam maior vulnerabilidade física, uma vez que os declives acentuados favorecem a suscetibilidade à erosão hídrica e ao desenvolvimento de processos erosivos, como ravinas e voçorocas. A presença de lineamentos estruturais na paisagem também foi considerada, devido a esses elementos refletirem zonas de fraqueza, propensas à instabilidade de encostas, o que potencializa os processos erosivos e aumenta a vulnerabilidade dessas regiões. Esse fator é intensificado quando associados com sistemas para canalização de águas pluviais alinhadas a esses lineamentos, que agravam o risco de erosão e assoreamento nos canais naturais.

Em regiões fora dos limites institucionais da UFAM, os principais critérios para definição de zonas com risco de impacto ambiental estão associados à presença de emissários pluviais e intervenções antrópicas, como conjuntos residenciais, cercas e muros construídos na área de preservação permanente do manancial. Nesse sentido, a partir do momento em que as drenagens saem de áreas preservadas e protegidas do *campus*, perdem totalmente as características naturais, uma vez que a expansão urbana e a construção de infraestruturas podem gerar impactos negativos, como a compactação do solo, o aumento do escoamento superficial e a introdução de poluentes, contribuindo para a fragilidade dos ecossistemas aquáticos.

Portanto, é essencial reconhecer que, embora as condições naturais dos igarapés da UFAM estejam bem preservadas dentro do *campus* universitário, elas estão cada vez mais expostas às pressões geradas pela expansão urbana e pelas atividades humanas. A análise das alterações na-

turais observadas nesta pesquisa evidencia a necessidade de implementar estratégias de uso sustentável do espaço físico, com intuito de assegurar a coexistência equilibrada entre as demandas humanas e a preservação dos recursos naturais.

Nesse contexto, a implementação de uma estratégia de monitoramento contínuo dos igarapés, por meio de tecnologias de sensoriamento remoto, é fundamental para avaliar as condições ambientais e identificar possíveis alterações nos corpos hídricos. Além disso, a promoção de ações de sensibilização ambiental, incluindo atividades educativas, como palestras e *workshop* voltado à comunidade acadêmica e à população local, é essencial para conscientizar sobre a conservação desses igarapés. Essas iniciativas visam estimular a adoção de práticas sustentáveis, promovendo a preservação e o uso responsável dos recursos hídricos.

Também é essencial promover a restauração de áreas degradadas nessas regiões por meio de ações de recuperação ambiental, como o plantio de espécies nativas, a contenção da erosão e a remoção de resíduos sólidos, visando restaurar a saúde dos ecossistemas ripários e conservar a biodiversidade local. Além disso, recomenda-se o monitoramento contínuo das feições erosivas identificadas nas proximidades da estrada do campus, pois sua progressão pode comprometer a infraestrutura viária, impactando a circulação e exigindo medidas corretivas para evitar maiores prejuízos. Da mesma forma, a manutenção do monitoramento de parâmetros químicos, como o oxigênio dissolvido, nos igarapés com elevados índices de assoreamento, é indispensável para avaliar as condições ambientais e garantir a qualidade do habitat para as espécies aquáticas.

Reforçar a implementação de práticas sustentáveis no *campus* universitário, como a gestão eficiente da água e a correta destinação de resíduos, contribuirá significativamente para a conservação dos igarapés e a manutenção da qualidade ambiental da região. Por fim, a formação de parcerias estratégicas com órgãos ambientais, instituições locais e a comunidade é fundamental para fortalecer as ações de conservação dos igarapés da UFAM. O engajamento ativo aliado a uma abordagem colaborativa e participativa, contribuirá para a sustentabilidade a longo prazo desses importantes ecossistemas aquáticos.

5. AGRADECIMENTOS

Agradecimentos a Universidade Federal do Amazonas (UFAM) pelo suporte institucional durante a realização deste trabalho. Expressamos gratidão ao Bruno Sarkis Vidal, por fornecer o produto do aerolevantamento realizado na área de estudo utilizado nesse trabalho

6. REFERÊNCIAS

Arcanjo J.B.A. 2011. Fotogeologia: conceitos, métodos e aplicações. Salvador: CPRM/SGB, 144p.

Barros, A.R. 1998. Levantamento detalhado dos Solos do *Campus* da Universidade do Amazonas como subsídios na implantação de Sistemas Agroflorestais - SAF's. Dissertação de Mestrado em Ciências Agrárias, Universidade do Amazonas, Manaus, 65f.

Beltrão H., Magalhães E.R.S., Costa S.B., Loebens S.C., Yamamoto K.C. 2018. Ictiofauna do maior fragmento florestal urbano da Amazônia: sobrevivendo ao concreto e à poluição. *Neotropical Biology and Conservation*, Manaus, 13(2): 124-137. DOI: 10.4013/nbc.2018.132.04

Bricalli, L.L. 2016. Procedimentos Metodológicos e Técnicas em Geomorfologia Tectônica. *Espaço Aberto*, 6(1): 75–110. DOI: 10.36403/espacoaberto.2016.5239

Bührnheim C.M., Oliveira E.C., Gualberto T.L. 1999. Ictiofauna de igarapés do *campus* da Universidade do Amazonas, Manaus. Manaus: Anais da I Mostra da Produção Técnico-Científica da Universidade do Amazonas.

Carvalho R.S. 2019. Levantamento de pontos susceptíveis à ocorrência de movimento de massa e processos erosivos do *campus* Senador Arthur Virgílio Filho da Universidade Federal do Amazonas - UFAM. Trabalho Final de Graduação, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 53p.

Casatti L. 2004. Ichthyofauna of Two Streams (Silted and Reference) in The Upper Paraná River Basin, Southeastern Brazil. *Brazilian Journal of Biology*, **São Paulo**, 64(4): 757-765. DOI: 10.1590/S1519-69842004000500004

Cavalcante K.V., Carvalho A.S., Pinheiro E.S., Gordo M., Fraxe T. 2014. Gestão Ambiental: Zoneamento Ambiental do *Campus* da UFAM. V Congresso Brasileiro de Gestão Ambiental, 2014, Belo Horizonte, Anais, v. 5, p. 4

Cheng X., Liu J., Liu H., Lu S. 2021. A systematic review of evidence of additional health benefits from forest exposure. *Landscape and Urban Planning*, v. 212. DOI: 10.1016/j.landurbplan.2021.104123. DINIZ, R. G.

Crepani E., Medeiros J.S., Hernandez Filho P., Florenzano T.G., Duarte V. Barbosa C.C.F. 2001. Sensoriamento remoto e geoprocessamento aplicados ao Zoneamento Ecológico-Econômico e ao ordenamento territorial. (INPE-8454-RPQ/722). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 103p.

Dutta, S. 2016. Soil erosion, sediment yield and sedimentation of reservoir: a review. *Model. Earth Syst. Environ.* v. 2(123) DOI: 10.1007/s40808-016-0182-y

Kaiser E.A., Osto J.V.D., Facco D.S. 2017. Influência antrópica sobre processos erosivos e solapamento de margens no bairro Nova Santa Marta Vila e Bela Vista, Santa Maria-RS. Congresso Nacional de Geografia Física. In: Perez Filho A. & Amorim R.R. (org). Os desafios da Geografia Física na fronteira do conhecimento. Campinas: Instituto de Geociências – UNICAMP, v. 1, p. 4032-4044. DOI: 10.20396/sbgfa.v1i2017.2555

Fernández I. C., Wu J., Simonetti J. A. 2019. The urban matrix matters: Quantifying the effects of surrounding urban vegetation on natural habitat remnants in Santiago de Chile. *Landscape and Urban Planning*, v. 187, p. 181-190. DOI: 10.1016/j.landurbplan.2018.08.027.

Foster G. R., Young R. A., Romkens M. J. M., Onstad C. A. 1985. Process of soil erosion by water, In: Follet R. F., Sterwart B. A. (eds). *Soil erosion and crop productivity*. Wiscosin: American Society of Agronomy. Crop Science of America. Soil Science os America. p. 137-162. DOI: 10.2134/1985.soilerosional

Geissler R.M.O., Alecrim J.D., Cruz A.C., Farache S.B. 1994. Caracterização pedogeoquímica no *Campus* Universitário da U.A. Manaus: Anais do III Congresso de Iniciação Científica, Universidade do Amazonas.

Henensal P. 1986. L'erosion externe des sols par l'eau Approche quantitative et mecanismes. Ministere de L'Urbanisme, du Logement et des Transports, Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, Paris, 75p.

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Câmeras Imageadoras do CBERS-4A. 2024. Disponível em: <http://www.cbbers.inpe.br/sobre/cameras/cbbers04a.php>.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. 2022 Censo Demográfico 2022: Resultados. Rio de Janeiro: IBGE. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br>. Acesso em: 03 nov. 2024.

Izel A.I.B., Custodio P. 1996. Mapeamento da cobertura vegetal da área do *Campus*. In: V Jornada de Iniciação Científica. Manaus. Anais...Universidade do Amazonas, 30p.

Lovell, S.T., Taylor, J.R. 2013. Supplying urban ecosystem services through multifunctional green infrastructure in the United States. *Landscape Ecology*, v. 28, p. 1447–1463. DOI: 10.1007/s10980-013-9912-y

Magalhães I.A.L., Nery C.V.M., Zanetti S.S., Pena F.E.R., Avelino R.C., Santos A.R. 2012. Uso de geotecnologias para estimativa de perda de solo e identificação das áreas susceptíveis a erosão laminar na sub-bacia hidrográfica do Rio Vieira, Município de Montes Claros, MG. *Cadernos de Geociências*, 9(2): 74-84.

Malcher, F., Silva, J., Nogueira, R. 2021. Crescimento urbano desordenado: a degradação dos recursos hídricos e a educação ambiental na cidade de Manaus. I Congresso Nacional On-line de Conservação e Educação Ambien-

tal, Revista Multidisciplinar de Educação e Meio Ambiente. DOI: 10.51189/rema/1702.

Marcon J.L., Cruz J., Menin M., Carolino O.T., Gordo M. 2012. Biodiversidade fragmentada na floresta do *campus* da Universidade Federal do Amazonas: conhecimento atual e desafios para a conservação. In: Marcon J.L., Menin M., Araújo M.G.P., Hrbek T. (org). Biodiversidade Amazônica: Caracterização, Ecologia e Conservação. EDUA, Manaus. p. 225-282.

Martins, J.F.L., Da Silveira, R. 2011. Abundância, estrutura dos tamanhos, razão sexual e dieta de *Caiman crocodilus* e de *Paleosuchus trigonatus* nos igarapés urbanos de Manaus, Amazônia Central. Relatório Final do Programa Institucional de Bolsas de Iniciação Científica, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 28p.

Meirelles M.C.D.S. 2005. Caracterização Física, Química e Mineralógica de alguns Solos da Universidade Federal do Amazonas – Manaus (AM). Dissertação de Mestrado em Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 87p.

Mello A.G.C., Carvalho D.A., Castro G.C., Machado, E.L.M. 2011. Fragmentos Florestais Urbanos. Revista Científica Eletrônica de Engenharia Florestal, Associação Cultural e Educacional de Garça (ACEG) / Faculdade de Agronomia e Engenharia Florestal (FAEF) 17(1): 58-79. ISSN: 1678-3867

Mendes H.N., Marcon J.L. 2007. Propriedades do sangue do jacaré-coroa, *Paleosuchus trigonatus* (Schneider) coletado em igarapés da floresta do *Campus* Universitário da UFAM, Manaus, Amazonas. Manaus: Anais do XVI Congresso de Iniciação Científica, Universidade Federal do Amazonas.

Oliveira J.A., Alecrim J.D., Gasnier T.R.J. (orgs). 2003. Cidade de Manaus: visões interdisciplinares. Manaus, UFAM-EDUA, 295p. ISBN: 85-7401-120-7

Oliveira, J.A. 2009. Cidades brasileiras, territorialidades, sustentabilidade e demandas sociais. Manaus, UFAM-EDUA, v. 1, 579p. ISBN: 978-85-7401-275-9.

Pereira H.S., Kudo S.A., Silva S.C.P. 2018. Topofilia e valoração ambiental de fragmentos florestais urbanos em uma cidade amazônica. Ambiente & Sociedade, São Paulo, v. 21, n. 2, DOI: 10.1590/1809-4422asoc170159vu18L1AO

Rabelo E.C. 2024. Identificação de áreas de risco no *campus* da UFAM, por meio de geotecnologias, Manaus - AM. Trabalho Final de Graduação no Curso de Geologia – Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 40p.

Rueda-Almonacid J.V.J.L., Carr R.A., Mittermeier J.V., Rodríguez-Mahecha R.B., Mast R.C., Vogt A.G.J., Rhodin J., De La Ossa-Velásquez J.N., Rueda C.G., Mittermeier. 2007. Las tortugas y los cocodrilianos de los países andinos del trópico. Serie de guías tropicales de campo N° 6. Conservación

Internacional. Editorial Panamericana, Formas e Impresos. Bogotá, Colombia, 538p. ISBN: 978-1-934151-10-5.

Serviço Geológico do Brasil (SGB). GeoSGB – Base de dados geológicos e minerais. Disponível em: <https://geosgb.sgb.gov.br/>. Acesso em: 27 nov. 2024.

Silva L.L.C. 2024. Mapeamento da vulnerabilidade física dos corpos hídricos da Universidade Federal do Amazonas (UFAM). Trabalho Final de Graduação no Curso de Geologia – Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 55p.

Soares P.C., Fiori A.P. 1976. Lógica e Sistemática na Análise e Interpretação de Fotografias Aéreas em Geologia. *Notícia Geomorfológica*, 16(32): 71-104.

Souza K.S.S., Da Silveira R. 2024. Padrão de movimentação e uso de habitat de *Rhinoclemmys punctularia* e *Rhinemys rufipes* (Testudines, Geoemydidae, Chelidae) em ambiente urbano amazônico. In: XIV Semana Acadêmica do Instituto de Ciências Biológicas da UFAM - Instituto de Ciências Biológicas- Universidade Federal do Amazonas. Disponível em: <<https://doity.com.br/anais/semanaicb/trabalho/339528>>. Acesso em: 28/12/2024 às 14:59

Strahler A.N. 1957. Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology. *Transactions, American Geophysical Union*, 38(6): 913-920. DOI: 10.1029/TR038i006p00913

Tsuji-Nishikido B.M., Menin M. 2011. Distribution of frogs in riparian areas of an urban forest fragment in Central Amazonia. *Biota Neotropica*, Manaus, 11(2): 63-70.

Tucci C.E.M., Clarke R.T. 1997. Impacto das Mudanças da Cobertura Vegetal no Escoamento: Revisão. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 2(1): 135-152. DOI: 10.21168/rbrh.v2n1.p135-152

Van Beek R., Cammeraat E., Andreu V., Mickovski S., Dorren L. 2008. Hillslope Processes: Mass Wasting, Slope Stability and Erosion. In: Norris J.E., Stokes A., Mickovski S.B., Cammeraat E., Van Beek R., Nicoll B.C., Achim A. *Slope Stability and Erosion Control: Ecotechnological Solutions*. Dordrecht, Netherlands: Springer, p. 17-64. DOI:10.1007/978-1-4020-6676-4_3

Vidal, B., Andrade, K., Souza, B., Castro, L. 2023. O clima urbano na metrópole manauara: diferenças termohigrométricas no bairro do Coroadó, Manaus-AM. *Revista Verde Grande: Geografia e Interdisciplinaridade*, 5(2): 152–173. DOI: 10.46551/rvg2675239520232152173

Wischmeier W.H. Smith D.D. 1978. Predicting Rainfall Erosion Losses: A Guide to Conservation Planning; U.S. Department of Agriculture, Science and Education Administration: Beltsville, MD, USA.

Zaine, J.E. 2011. Métodos de Fotogeologia aplicado a estudos geológico-geotécnicos: ensaio em Poços de Caldas, MG. Tese (Livre-docência) - Instituto de Geociências Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

CAPÍTULO 2

Pedological characterization associated with digital mapping of soils using geostatistics and spectroscopy in the region of the Anavilhanas National Park, AM

Deborah Natallie Collyer Monteiro¹

Raimundo Humberto Cavalcante Lima²

Raul Roberto Poppiel³

José Alexandre Melo Demattê³

Solange dos Santos Costa²

Erick Taylor Victor dos Santos⁴

ABSTRACT:

Knowledge of soil properties generates data and can assist in land-use planning, conservation, production, and aids in decision-making in ecosystems and in the social area. The Amazon biome is one of the most biodiverse in the world covered by a great geodiversity in a region of difficult access and little infrastructure, which leads to the need for more detailed and updated soil surveys. Therefore, the present study aimed to evaluate the potential of new geotechnologies as spectroscopy for soil characterization and geostatistics for attributes mapping in the Anavilhanas National Park (ANP), in the state of Amazonas, northern Brazil. Fifteen locations covering different soils were selected according to a legacy pedological map where 43 soil samples were collected at 20 cm depth interval up to 100 cm depth. These samples were submitted to physical (sand, silt, clay), chemical (silicon, aluminum, iron and titanium), mineralogical and spectral analysis by near remote sensor in the region 350-2500 nm of the electromagnetic spectrum. Initially, the data were analyzed using Pearson's coefficient, through which the degree of association between soil properties and relief was observed. Subsequently, the data that showed a certain degree of significance were submitted to descriptive statistical analysis that allowed verifying the presence of trends and the presence of discrepant data. Soil data at 0-20 cm depth were mapped with Ordinary Kriging and a 30 m digital elevation model (DEM) using QGIS 3.16. Optimal models were fitted using the experimental semivariograms and selected by cross-validation. Kriged soil maps were clustered with k-means into pedological units using QGIS 3.16. The attributes sand, silt, clay, Si, Al, Fe and Ti showed spatial dependence. Spectral data showed the presence of kaolinite and iron oxide hydroxides in the soils studied. A map with five pedological units with distinct characteristics was obtained. Geostatistics and spectroscopy assisted in the characterization of soil attributes and mapping of the units via geotechnologies, and can support other initiatives in regions of difficult access and lack of data.

Keywords: 1. Digital Mapping 2. Geostatistics 3. Spectroscopy, Environment, Geotechnologies

1 Egressa do PPGGEO-UFAM

2 Docente do PPGGEO-UFAM

3 Docente da Escola Superior de Agricultura - USP

4 Discente do curso de Geologia UFAM

1. INTRODUCTION

Brazil is recognized for its advances in soil knowledge and agricultural management systems, but still lacks information on the properties and distribution of soil at a more detailed level. It is thus necessary to understand the soil-landscape relationships in each Brazilian biome by incorporating solid multidisciplinary training such as soil mapping and pedometrics for soil scientists and pedologists (Demattê et al., 2022).

Traditional soil surveys in Brazil have covered almost the entire country, and these mostly involve small-scale mapping, with the exception of the Amazon region, which is poorly covered by soil surveys (Mendonça-Santos e Santos, 2006). The lack of detailed pedological information in the Amazon can be explained by the fact that it is a region with some of the greatest geodiversity and biodiversity on the planet. Performing pedological mapping in this type of place is not an easy task, mainly due to the complexity of ecosystems, dense vegetation, extensive territorial area, difficulty of access, seasonal water levels of rivers, and lack of specialists in soil science. These factors added to the logistics in the Amazon, which most of the time is via waterways, increase the costs of projects, thus making research in this region difficult.

The most widely recognized and available information on soils in the study area was carried out in the 1970s through the RADAMBRASIL Project (IBGE, 2018). Pedological mapping uses traditional techniques, such as soil analysis in traditional laboratories, but cannot meet the demand for soil data in the Amazon due to the factors already mentioned. In light of the foregoing, there is a need to use technologies that assist in this problem by facilitating data acquisition at low cost and reducing time spent.

This study proposes the use of geotechnologies for pedological characterization, such as digital mapping of soils through geostatistics and spectroscopy via remote sensing. The use of these techniques in the Amazon region is scarce, so the use of these two technologies was intended to add to the knowledge of soils in the Anavilhanas National Park and surroundings, in the state of Amazonas.

Digital soil mapping (DSM) has emerged as an alternative to facilitate soil surveying, increasing its feasibility and facilitating its interpretation through the use of information directly linked to the relief, along with digital elevation models (DEM), which in turn are important sources for predictive variables for DSM (Hofig et al., 2014). Geostatistics associated with DSM becomes an important tool in the characterization and mapping of soil attributes because it aims to measure the properties of soils and considers the spatial location of the phenomenon under

study in large areas with scarce data (Kumar et al., 2012). For some decades, the mapping of soil attributes with the aid of kriging (Odeh et al., 1995; Walter et al., 2001) has been known to be useful since it seeks to predict values in places where information was not collected through data interpolation, and can help in pedological mapping.

Geospatial soil information is critical for agricultural policy formulation and decision making, analysis of land-use suitability, sustainable soil management, environmental assessment, and other research topics that are vitally important to agriculture and the economy (Poppiel et al., 2016). While digital soil mapping using geostatistics seeks spatialization, soil reflectance spectroscopy focuses on extracting information from soil samples, similar to what is performed in a traditional laboratory. Studies that use reflectance spectroscopy as a technique to obtain data for predicting soil properties have grown significantly in the last decade and have achieved good results. These studies are related to the reduction of sampling costs, as well as the reduction of time dedicated to field and laboratory activities (Kweon et al., 2008; Genú et al., 2013; Demattê e Silva Terra, 2014; Vasques et al., 2014; Demattê et al., 2014; Ramaroson et al., 2018; Costa, 2020; Demattê et al., 2020, Colinski, 2021).

The Anavilhanas National Park (ANP), located in the municipalities of Manaus and Novo Airão (Amazonas state), is an integral conservation unit (CU). That was created with the objective of preserving the Anavilhanas archipelago and producing knowledge through scientific research with actions aimed at the sustainable development of riverine communities of the Negro River that border the park. It is worth noting that the CU's management plan does not include information on soils on a scale compatible with its needs, as there is a lack of more detailed information on the spatial variability of the physicochemical properties, relief, mineralogy and spectral data of the constituent soils of the park, despite the encouragement of research over the last 10 years in the state of Amazonas.

Therefore, the objective of the research was to evaluate the potential of the use of spectroscopy for soil characterization and the use of geostatistics for the digital mapping of soils in the area of Anavilhanas National Park and its surroundings. It is expected that the strategy used in the research will be able to contribute, at the survey level, to decision-making regarding environmental monitoring of the ANP and its surroundings.

2. MATERIALS AND METHODS

2.1 Context of the study area

The study was developed in the Anavilhanas National Park (ANP) and its surrounding communities, in an area of 425.000 ha. The ANP is located in the basin of the Negro River, which is one of the largest tributaries of the Amazon River. In this region, the climate is tropical humid with an average rainfall greater than 2,000 mm/year, which is typical of tropical forests where temperature and precipitation have low annual variation. The region is also characterized by constantly high humidity, with annual averages being between 85 and 95% (Alves, 2013). The predominant vegetation cover is dense forest, though the park has river and lake ecosystems with more than 400 islands, and is considered the second largest archipelago in the world. The area has two distinct geomorphological units: the Uatumã-Jari Plateau and the Amazonian Plain with an altitude of between 30 and 150 m (IBGE, 2010).

The area is part of the Amazon basin, limited to the north by the Guiana shield and to the south by the Brazilian shield (Caputo, 1984), the main geological units being represented by the Alter do Chão formation and the Quaternary sedimentary deposits of the Negro River (Horbe et al., 2001; Riker, 2008; Abinader, 2008; Barbosa, 2015; Soares, 2016).

The Alter do Chão formation presents sandstones and pelites with intense red coloration that include kaolinitic feldspathic arenites, quartz-sandstones and intercalations of claystone, siltstone and conglomerates (Cunha et al., 1994; Kistler, 1954). The lithology of the Novo Remanso formation consists of layers of coarse ferruginous sandstones and fine and medium sandstones, moderately selected with tabular cross-stratification, and sandstones with massive bedding can also occur (Rozo et al., 2005). The Quaternary deposits are made up of sandy and clayey sediments and basically comprise the modern layers and alluvial deposits along the river system of the region (Silva, 2005).

Lateritic layers, developed in a tropical climate environment during the Cenozoic era are also described in the region. The presence of younger laterites is marked by a ferro-alumino-clayey horizon that is little evolved, shallower and devoid of a bauxite horizon identified in topographically lower areas (Costa, 1991).

The region presents two types of geo-environments, with very distinct geological, pedological, geomorphological and phytosociological characteristics: the floodplains, which are the lands alongside the rivers that periodically flood and the *terra firme*, which represents the terrain where there is no flooding.

In the floodplains, hydromorphic soils, such as gleysols, and the young sandy soils occur (ICMBio, 2017), which were formed from the deposition of sediments in the Quaternary period. In areas outside the ANP, the soil is poorer mainly due to the loss of organic matter as a result of felling and burning of trees and the introduction of annual crops and pastures (Alves, 2013).

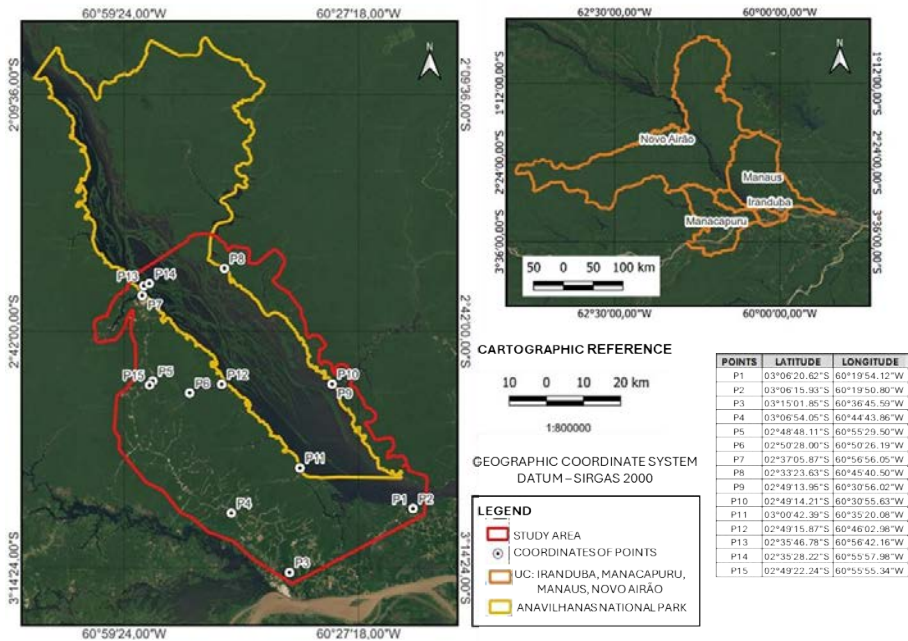
On the other hand, in the *terra firme*, more evolved soils such as latosols and Acrisols predominate (ICMBio, 2017), which are formed from sediments or rocks in the Paleogene and Neogene periods. These soils are generally covered by a dense forest and have good physical characteristics and low natural chemical fertility, as they are quite weathered and leached soils (Sioli, 1991).

2.2 Collection of soil samples

The fieldwork consisted of visits to the research area for collection of georeferenced samples during the ebb of the Negro River, which is the most favorable period for the sampling of soil and sediments in areas of river banks and streams, in other periods the formations are flooded. The field expedition was carried out almost entirely by river using speedboats, one of the only means of access to the formations and the riverine communities.

The samples were collected at 15 points that have the occurrence of different types of soils (Figure 1), which were selected based on the 1:50.000 pedological map that is part of the management plan of the Navilhanas National Park (ICMBio, 2017). The sampling was carried out in the subsurface up to a depth of 1 meter and in outcrops on the surface and totaled 43 samples. In the subsurface sampling, a manual auger was used and, the sampled materials were collected each 20 cm of depth and placed on a tarpaulin to avoid contact with the surface soil of the site. In wall-type outcrops, the procedures were to measure and describe, in detail, each horizon, by means of visual tactile action with identification of the top and base of the entire rock face.

Figure 1: Map of the study area and sampling locations, Anavilhanas National Park and surroundings - Amazonas.



2.3 Laboratory analyses

All samples were dried at ambient temperature and ground subsequently, the samples were divided into four equal parts and sieved through a 2 mm mesh to obtain air-dried fine soil (ADFS). Aliquots were separated for physicochemical, mineralogical and spectral analyses as described below.

The physical attributes evaluated were the contents of sand, silt, clay, which were determined via granulometric analysis by total dispersion, using the pipette method according to Manual of Soil Analysis Methods (EMBRAPA, 1997). The textural class followed the Brazilian Soil Classification System (EMBRAPA, 2006). These analyses were carried out in the Soil Laboratory of the Faculty of Agricultural Sciences at the Federal University of Amazonas (UFAM).

The chemical attributes correspond to the contents of silicon (Si), aluminum (Al), iron (Fe) and titanium (Ti) analyzed using X-ray fluorescence spectroscopy by the Soil Science Geotechnologies Group at the University of São Paulo (GeoCis, ESALQ/USP).

Mineralogical identification was performed using X-ray diffraction (XRD) in total samples, via the powder method according to the standards of the ICDD database-PDF (International Center

for Diffraction Data – Powder Diffraction File), performed at the Mineral Analysis laboratory (LAMIN) of the Geological Service of Brazil (CPRM), Manaus. An X-ray diffractometer (X'PERT PRO MPD, Panalytical), was used with the total samples.

2.4 Spectroscopic laboratory analyses

In the spectral analysis of soils in the Vis-NIR-SWIR regions (350 to 2500 nm), we sought to evaluate the prediction of particle size fractions and identify the mineralogical composition of the soil, according to MIRS (morphological interpretation of the reflectance spectrum (Demattê; Terra, 2014)).

Aliquots of 50 g of soil were used in the spectral analysis, the samples were placed in Petri dishes and scanned using a spectroradiometer (FieldSpec Pro, Malvern Panalytical), which has a spectral resolution of 1 nm for wavelengths of 350 to 1100 nm and 2 nm for wavelengths from 1100 to 2500 nm. The reflectance of each sample was given by the average of three sensor readings. The light collector has been placed in an upright position 8 cm from the sample. The light source was a 50 W halogen lamp. As a reference standard, a Spectralon® white plate was used and considered the standard for 100% reflectance. The spectral reflectance graphs were prepared using Excel® software. The spectral analyses were performed in the laboratory of the Department of Soil Sciences, GeoCis ESALQ/USP.

2.5 Acquisition of covariates

Geomorphometric parameters are considered an important factor in soil formation, since they are responsible for the control of all dynamics of the flow of water in the landscape, the potential for erosion/deposition and land use capacity (Gallant e Wilson, 2000; Chagas, 2013).

The values of the relief attributes were extracted from the digital elevation model (DEM) with 30m resolution, thus acquiring a set of covariates (Poppiel et al.; 2020). These covariates were prepared using the remote sensing database within the Google Earth Engine (Safanelli et al., 2020), and were derived from the following terrain attributes: aspect, elevation, curvatures, hillshade, slope, shape index, and north and east slope orientations (Table 1).

The results of the relief attributes derived from the SMD were obtained by the Soil Science Geotechnologies group (GeoCis, ESALQ/USP).

Table 1: Geomorphometric attributes extracted from the DEM of the study area.

Attribute/Unit	Unit	Description
Elevation	(m)	Height of the land above sea level
Slope	(%)	Slope gradient
Aspect	(%)	Compass direction
Hillshade	dimensionless	Lightness or darkness of the terrain
Northness	dimensionless	Degree of orientation to the north
Eastness	dimensionless	Degree of orientation to the east
Shape index	dimensionless	Continuous form of the Gaussian classification
Horizontal curvature	(m)	Curvature tangent to contour line
Vertical curvature	(m)	Curvature tangent to the slope line
Mean curvature	(m)	Half sum of the two orthogonal curvatures
Minimum curvature	(m)	Lowest curvature value
Maximum curvature	(m)	Highest curvature value
Gaussian curvature	(m)	Sum of maximum and minimum curvature

2.6 Statistical and geostatistical analyses

The physicochemical attributes and covariates of the relief were analyzed using Pearson's coefficient to determine the degree of linear correlation between the data, in which those with a correlation coefficient value equal to or greater than 0.40 were selected for descriptive statistical analysis by calculating the mean, median, standard deviation, variance, asymmetry coefficient and kurtosis coefficient.

The hypothesis of normality of the data was tested via the Anderson-Darling test. Data that did not follow a normal distribution were transformed using Johnson transformation in the Minitab Statistical software. With the normalized data, a preliminary analysis of spatial autocorrelation as performed, for which the Global Moran's index was used. This index provided a single value as a measurement of spatial association for the entire data set.

Moran's index provides a general measure of the spatial association existing in the dataset, whose value ranges from -1 to 1 (Almeida, 2012). Values close to zero are related to the absence of spatial autocorrelation, positive values indicate positive correlation and negative values negative autocorrelation.

Next, the semivariogram modeling was elaborated considering the lowest values of R^2 (coefficient of determination of the model) and the RMSE (root mean square error) in the choice of the model. Spatial dependence analysis was performed by adjusting the data to the experi-

mental semivariogram model, according to the theory of regionalized variables, thus determining the coefficients of nugget effect (C_0), variance (C), level ($C_0 + C$) and range (A), which was performed using the Smart-Map plugin in the QGIS software.

The distance from which the value of the semi-variance becomes approximately constant is called the range of spatial dependence (A). The adjusted semivariograms were used to estimate the values in unsampled locations (Goovaerts, 1997), by using kriging interpolation.

Kriging uses the spatial dependence between neighboring samples, expressed in the semivariogram, to estimate values at any position within the field, without trend and with minimal variance (Vieira, 2000). Ordinary kriging is one of the most used techniques among geostatistical methods, especially when it comes to studies involving environmental variables (Schloeder et al., 2001; Landim et al., 2006; Lima et al., 2014, Da Silva et al., 2021). Ordinary kriging uses the moving average of a linear estimator, with minimum variance for interpolation of the measured attribute in unsampled positions (Felgueiras et al., 2002; Silva, et al., 2011).

2.7 Cluster analysis of pedological units

The construction of the map of pedologically homogeneous units was carried out in multiple integrated stages, using geoprocessing and statistical analysis tools in the QGIS 3.16 software. The process involved the following steps:

Cartographic Base and Input Data: Preexisting maps of relief and physical-chemical attributes of soils, s , were used. These data were organized into vector and raster layers in the QGIS environment.

Geostatistics: Spatial interpolation of soil attributes was performed using ordinary kriging in QGIS 3.16, allowing the generation of continuous surfaces that supported the delimitation of homogeneous pedological units.

Statistical Analysis and Grouping: The k-means clustering algorithm was used to classify pixels or polygons based on their textural, chemical, and morphological characteristics. The ideal number of groups was determined using the elbow method, which evaluates the intra- and inter-group variance to find the inflection point that represents the optimal number of clusters.

Covariance with Relief: The relationship between soil attributes and relief was considered through covariance analysis, allowing the identification of spatial patterns associated with topography.

Visual Validation with Spectral and Mineralogical Data: Spectral (e.g., satellite images or hyperspectral sensors) and mineralogical

logical data were visually analyzed to refine the boundaries of the homogeneous units, ensuring consistency with the observed reality.

Final Delimitation of Units: The pedologically homogeneous units were then delimited based on the obtained groupings, manually adjusted when necessary, and validated with field knowledge and visual interpretation.

3. RESULTS AND DISCUSSION

The soils found in the region of Anavilhanas National Park and surroundings correspond to latosols, plinthosols, acrisols, spodosols and gleysols, according to the management plan of the Anavilhanas National Park (ICMBio, 2017). In the pedological characterization, the results were similar to the data of the RADAMBRASIL project, which was carried out in the 70s, but disagreed when classified as a latosol in areas of river banks and streams and, in this research, on a scale of greater detail, the soil was defined as recent sediment belonging to Quaternary sedimentary deposits, which is in agreement with previous works (Silva, 2005).

The soils found in the research area were classified according to the proposal and the soil classification parameters of SiBCS (EMBRAPA, 2006). Thus, the profiles found were classified as: Latosol in P1, P2, P3 and P10, Plinthosol in P11, Gleysol in P14 and Spodosol P4, P5, P6 and P15, Quaternary sedimentary deposits in P7, P9 and P13. According to IBGE (2010), the representative sample points of the Uatumã-Jari Plateau geomorphological unit (*terra firme*) are P3, P4, P8, P10 and P15. In the Amazonian Plain (floodplains and banks of the Negro River), the sampling points are identified as P1, P2, P5, P6, P7, P9, P11, P12, P13 and P14. Table 2 shows the set of results of the granulometric, chemical and mineralogical analyses, and the classification of the soils in the region (textural class) is presented according to SiBCS (EMBRAPA, 2006).

The representative sample points of the Uatumã-Jari Plateau geomorphological unit (*terra firme*) are P3, P4, P8, P10 and P15. In the Amazonian Plain (floodplains and banks of the Negro River), the sampling points are identified as P1, P2, P5, P6, P7, P9, P11, P12, P13 and P14.

The granulometric analysis allowed us to identify the textural classes of sandy, medium and clayey. The textural classes were correlated with the soil types of the region and their position in the relief. The sandy texture, predominantly quartzose, has low contents of silt and clay. The sandy soils are located predominantly in the flat relief in the western portion of the study area and on the banks of rivers and streams.

Sand contents tend to be higher at elevations above 35 m, when compared to the others, probably due to the influence of the geological substrate, since the slope and topographic factor are not expressive to the point of transporting fine particles from the highest parts. In this region of the research area, these soils correspond to spodosols and young soils deposited in the Holocene. While the samples with a clayey texture are found in areas of flat to gently undulating relief, which predominates in the southeastern portion of the study area, where there is greater water infiltration and conditions that facilitate the dissolution of iron oxides in low-lying areas, in these areas the latosols are found. On the other hand, in areas of floodplains, river terraces and islands of the archipelago, the finest fractions (silt and clay) predominate, and are of a medium texture that corresponds to hydromorphic soils, gleysols and plinthosols, which are located in central areas of the study area.

According to the literature, layers of petroplinthite in the slope areas occur possibly due to the more pronounced drainage, which results in less infiltration and a lower moisture content in the slope profiles. The analysis of the chemical elements Si, Fe, Al and Ti were selected for this study because they are the elements with the highest levels in the samples, with the exception of titanium, which is selected because it is an indicator of weathering processes in the Amazon region.

Higher silica contents were detected at points P4, P5, P6, P7, P10, P13 and P15, which correspond to spodosols and Holocene deposit zones, while the element iron was more expressive at points P3, P7, P9, P10 and P11. Aluminum ranged from 0.0 to 15.5% in the samples, while titanium showed higher levels (around 1.0%) at points P1, P3 and P7.

Mineralogically, *terra firme* soils are composed of kaolinite, quartz, gibbsite, hematite, and are associated with well-drained zones developed in older sediments. In the floodplain, where the most recent depositions occur, where there are periods of seasonal flooding, mineralogical diversity, composed of quartz, kaolinite, illite, gibbsite, rutile and potassium feldspar, was identified. The mineral phase referring to hematite was identified, at higher levels, at points P3, P10, P11 and P12, and corresponds to latosols and plinthosols. At these points, it was possible to identify fragments of ferruginous crusts. The occurrence of hematite is probably associated with the possible genesis of Amazonian latosols, which, according to several authors (Irion, 1978; 1984; Lucas et al., 1989; Costa, 1991; Horbe e Costa, 1997) were formed by the destruction of lateritic ferruginous crusts formed in drier periods. At point P10, low levels of magnetite were also identified.

Table 2: Physicochemical and mineralogical analysis of samples from the study area.

Points	Depth (m)	Granulometry ¹ (%)			Textural class ¹ SiBCS	Chemical composition ² (%)			Fe	Mineral phases ³ ICDD-PDF
		Sand	Silt	Clay		Al	Si	Ti		
P1	0.4 - 0.6	35.3	16.3	48.4	Clayey	11.5	10.3	.9		qz, k, gb
P2	2.0 - 2.2	66.0	4.8	29.2	Medium	14.3	14.3	.4		qz, k, ru
P3	0.0 - 0.2	37.0	14.5	48.3	Clayey	11.1	9.9	.5		qz, k, he
P4	0.0 - 0.2	96.6	1.3	2.0	Sand	0.0	29.6	0.0	0.1	qz
P5	0.0 - 0.2	94.8	1.9	3.1	Sand	0.0	29.5	0.3	0.1	qz, k
P6	0.0 - 0.2	92.0	1.4	5.4	Sand	2.2	25.5	0.3	0.2	qz, k, gb
P7	0.0 - 0.2	86.3	3.4	10.1	Sand	2.8	25.2	0.2	1.7	qz, k, gb
P8	0.0 - 0.2	52.7	7.7	39.4	Clayey	13.5	12.3	0.8	2.6	qz, k, gb
P9	0.0 - 0.2	77.4	3.8	18.8	Medium	11.5	13.4	0.1	5.5	qz, k, go
P10	0.0 - 0.2	85.3	3.9	10.7	Sand	1.3	21.5	0.4	6.5	qz, k, mg
P11	0.0 - 1.0	38.1	14.8	47.0	Clayey	10.8	11.6	0.5	8.4	qz, k, he
P12	0.0 - 0.5	74.0	4.0	21.9	Medium	8.9	21.2	0.4	0.8	qz, k, gb, he
P13	0.0 - 0.2	94.4	2.0	3.5	Sand	0.5	27.7	0.1	0.3	qz, k, ru, fkp
P14	0.0 - 0.2	45.8	10.8	43.2	Medium	10.9	16.8	0.5	2.2	qz, k, il, gb, ru, fkp
P15	0.0 - 0.2	87.9	3.1	9.7	Sand	0.0	27.0	0.0	0.1	qz, k

(¹- Analyses performed in a traditional laboratory; ² - analyses performed using X-ray fluorescence; ³ - analyses performed using X-ray diffraction. qz - quartz, k – kaolinite, gb – gibbsite, ru – rutile, he – hematite, go – goethite, il – illite, mg – magnetite, fkp – potassium feldspar).

3.1 Description of the spectral curves of the studied soils

Figure 2 shows the spectral curves elaborated for 15 points that were separated into 3 textural classes: sandy, clayey and medium. Spectral curves of samples with a sandy texture with more than 85% quartz can be observed in Figure 2A. These have an intensity that does not exceed 0.6% reflectance. They present curves with rising aspect up to 700 nm, typical of a sandy texture, since quartz tends to reflect electromagnetic energy and, from 700 to 2500 nm, it has a flat shape that may be associated with the presence of organic matter. These spectral curves resemble the curves of the Quartzarenic Neosols described by Souza Junior et al., (2008); however, the spectral curves were correlated with the Amazonian spodosols according to the classifi-

cation of EMBRAPA (2006). While the spectral curves of samples with sand content lower than 85% show spectral curves with ascending, flat and descending shapes. This variation in shapes is certainly related to the lower quartz content. It was also possible to observe other constituent minerals that have characteristic curves of iron oxides and hydroxides (hematite and goethite), in the concave and convex features in the spectral region from 420 to 950 nm. However, at 2200 nm, kaolinite was identified and was characterized by a step or shoulder on the left side of the absorption zone of this clay mineral (Figure 2B). These spectral curves are representative of the young soils deposited during the Quaternary period. Figure 2C comprises samples with a clayey texture, with intensity around 0.6, and albedos with an ascending and descending slope, presenting discrete characteristic features of hematite and goethite in the region of 420 to 950 nm, and kaolinite at 2200 nm, which were correlated to latosols. While Figure 2D also shows a clayey texture, but with higher Fe contents, and it was possible to observe more pronounced absorptions of goethite in the region of 480 nm and hematite at 650 nm. It was considered that the concave shape in the region from 750 to 1150 nm were related to both hematite and goethite. These were correlated to plinthosols and latosols with the presence of ferruginous concretions and are in accordance with the studies by Dalmolin (2002).

Samples with a medium texture are exemplified in Figure 4E-F. In this figure, a reflectance intensity in the range of 0.7 is shown, which is different from the clayey samples that have a lower intensity; the other characteristics were similar to the clay samples with low iron content. The spectral curves are shown in ascending and descending form also with characteristic absorptions of hematite, goethite, kaolinite. These spectral curves correlate with the latosols, with the exception of the P-14 sample that corresponds to the gleysol, which has a rising curve up to 1850nm and then a downward curve up to 2500 nm. The absence of absorptions of iron oxides and hydroxides is observed, which is characteristic of gleysols according to the EMBRAPA classification (2006).

All observations of the spectral curves are in accordance with the studies that have been developed in recent years via reflectance spectroscopy in soils. It was possible to compare the spectral data with the results of traditional soil analysis such as granulometry and mineralogy by XRD, for which spectroscopy proved to be an important tool in this identification.

3.2 Statistical and geostatistical analyses

The statistical analysis of the data was performed in three steps. The first phase consisted of the analysis of the correlation between the

data, while in the second phase, the classical statistical analysis was carried out. In the third phase, such geostatistical methods as kriging.

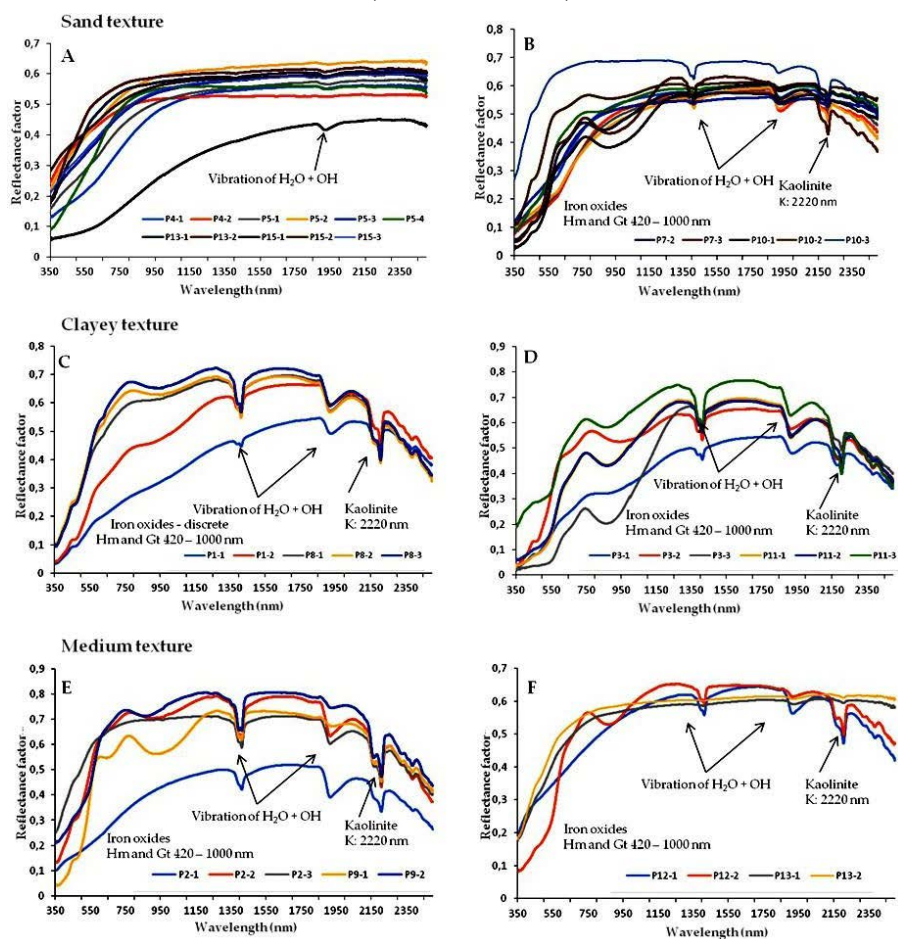
The soil attributes and the covariates of the relief (hillshade, shape index, slope, vertical curvature) present significant positive and negative correlations, The results demonstrate an important contribution of these covariable with the spatial distribution of the granulometric ractions, this is due to the great influence of the relief in the process of soil formation according o Walton et al., 2000.

To verify whether there was a correlation between the physico-chemical attributes and the covariates of the relief, the Pearson correlation coefficient was calculated, and a moderate to low correlation was observed (Table 3).

Table 3: Pearson correlation matrix for soil attributes of the study area and relief covariates.

Pearson correlation	Sand	Silt	Clay	Si	Al	Fe	Ti
Elevation	-0.07	0.16	0.05	0.06	-0.21	0.18	0.21
Aspect	0.27	-0.33	-0.25	0.07	-0.01	-0.04	-0.12
Hillshade	0.55	-0.63	-0.53	0.49	-0.39	-0.44	-0.19
Northness	0.12	-0.26	-0.08	-0.04	0.14	-0.1	-0.13
Eastness	-0.28	0.33	0.27	-0.01	0.03	-0.03	0.05
Shape index	-0.50	0.57	0.48	-0.44	0.34	0.37	0.40
Slope	-0.54	0.59	0.52	0.50	0.42	0.47	0.14
Gaussian curvature	-0.2	0.22	0.19	-0.18	0.15	0.09	0.22
Horizontal curvature	0.02	0.08	-0.04	0.08	-0.16	0.12	-0.15
Vertical curvature	-0.63	0.66	0.61	-0.48	0.41	0.33	0.68
Maximum curvature	-0.33	0.39	0.31	-0.25	0.19	0.21	0.21
Mean curvature	-0.49	0.57	0.47	-0.35	0.25	0.32	0.47
Minimum curvature	-0.52	0.59	0.49	-0.35	0.25	0.35	0.57

Figure 2: Spectral curves (350-2,500 nm) of the soils of the study area. A and B – Spectral curves of soils with sandy textures, C and D – Spectral curves of soils with clayey textures, E and F – Spectral curves of soils with a medium texture, Hm – Hematite, Gt - Goethite.



The statistical analysis of the data was performed in three steps. The first phase consisted of the analysis of the correlation between the data, while in the second phase, the classical statistical analysis was carried out. In the third phase, such geostatistical methods as kriging.

The classical statistical analysis aimed at characterizing the form of distribution of the data of interest, and the most common theoretical model of probability distribution is the normal distribution. For this, the basic estimators calculated for a normal distribution were mean, median, standard deviation, variance, asymmetry, kurtosis and the normality test (Table 4).

It was observed that the mean and median values have close values, thus characterizing normal distribution of the data. It is worth noting that these values have already been transformed to follow the normal distribution. Values with negative kurtosis have platykurtic frequency, except for Ti which has positive kurtosis and leptokurtic frequency. Asymmetry data indicated that the median was higher than the mean, which shows a tendency towards the concentration of values higher than the mean, and indicates greater variability, and which was confirmed by the Anderson-Darling test, at 5% probability (*) (p-value). Below are the graphs with the normal distributions and the results of the statistical analysis, for subsequent kriging (Figures 3 and 4).

Table 4: Results of statistical analysis of the attributes of interest of the studied area.

Descriptive Statistics	Mean	Median	Standard Deviation	Variance	Asymmetry	Kurtosis	p-value (*)
Sand	0.07	0.13	1.08	1.18	0.13	-0.33	0.82
Silt	4.38	4.60	0.83	0.7	-0.18	-1.62	0.13
Clay	-0.09	-0.16	1.08	1.16	-0.008	-0.28	0.90
Si	19.9	21.2	7.26	52.73	-0.03	-1.67	0.14
Al	-0.09	0.37	1.10	1.21	-0.37	-0.46	0.05
Fe	0.07	0.05	0.93	0.87	0.27	-1.02	0.44
Ti	0.42	0.40	0.38	0.15	1.55	3.29	0.07
Elevation	-0.08	-0.11	1.01	1.03	-0.33	-0.3	0.46
Hillshade	0.03	-0.14	0.98	0.97	-0.08	-0.26	0.90
Shape index	0.04	0.08	1.11	1.23	-0.07	0.25	0.97
Slope	33,598	32,359	15,496	2,401	0.53	-0.61	0.39
C Vertical	-291,753	-311,165	247,587	6129	1.26	1.89	0.12

Figure 3: Graphs of the normal distribution of the physicochemical attributes of the soil of the studied area.

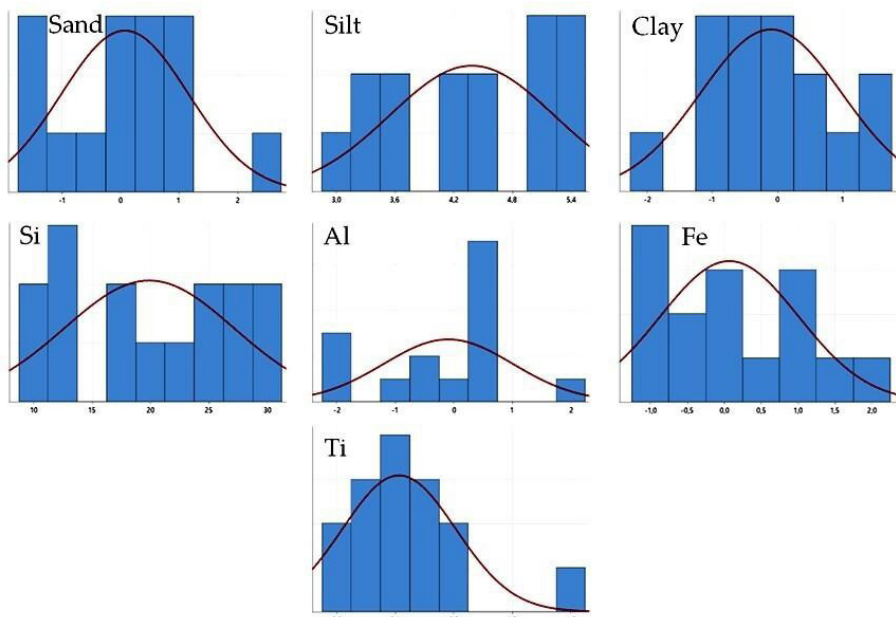
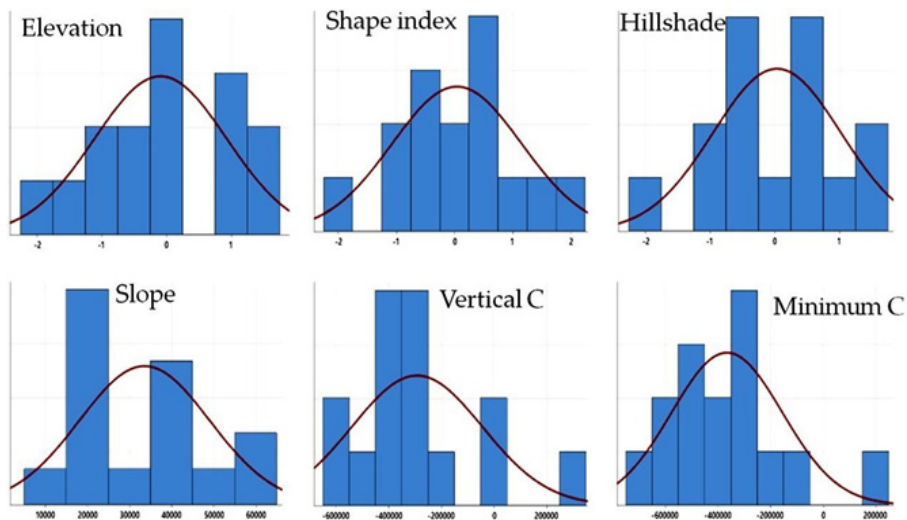


Figure 4: Graphs of the normal distribution of the covariates of the relief of the studied area.



From the adjustment of a mathematical model to the calculated values of semivariance, the coefficients of the theoretical model for the semivariogram are defined (nugget effect - Co; variance - C; threshold - Co + C and range - A) (Trangmar et al., 1985).

It is noted that, in most of the data, the Moran index value of above 0.70 indicates a good autocorrelation, and the covariate elevation showed a higher correlation and shape index, and vertical curvature with values above 0.60 positive was considered a moderate correlation. The threshold values of the sand, clay, Si, Al, Fe, slope and vertical curvature had values above 1.0.

Since they are the data with normal distribution, there was no type of transformation to normalize, while the others have values less than 1, since they underwent the Johnson transformation to follow a normal distribution. The semivariogram model was chosen based on the results of RMSE and R², which should have lower values among the models (Figures 5-6 e Table 5).

Table 5: Results of geostatistical analysis of the physicochemical attributes and covariates of the relief.

Descriptive Statistics	Moran index	Nugget effect (Co)	Threshold (Co+C)	Range (A)	RMSE	R2	Model
Sand	0.77	0.015	1.40	24,888	0.61	0.72	Gaussian
Silt	0.77	0.005	0.78	29,353	0.77	0.76	Gaussian
Clay	0.77	0.000	1.32	24,086	0.00	0.73	Linear threshold
Si	0.76	0.251	58.92	29,415	345	0.77	Gaussian
Al	0.75	0.000	1.73	31,976	0.40	0.88	Gaussian
Fe	0.79	0.049	1.09	41,342	0.40	0.80	Gaussian
Ti	0.71	0.006	0.08	36,140	0.11	0.81	Gaussian
Elevation	0.81	0.000	0.83	50,813	0.46	0.70	Exponential
Hillshade	0.74	0.213	0.99	50,813	0.55	0.56	Gaussian
Shape index	0.66	0.139	0.82	17,354	0.83	0.28	Linear threshold
Slope	0.74	4,545	2.59	36,582	956	0.56	Linear threshold
Vertical curvature	0.61	1,555	3.93	26,695	963	0.00	Gaussian

Figure 5: Models of experimental semivariograms of the covariates of the relief.

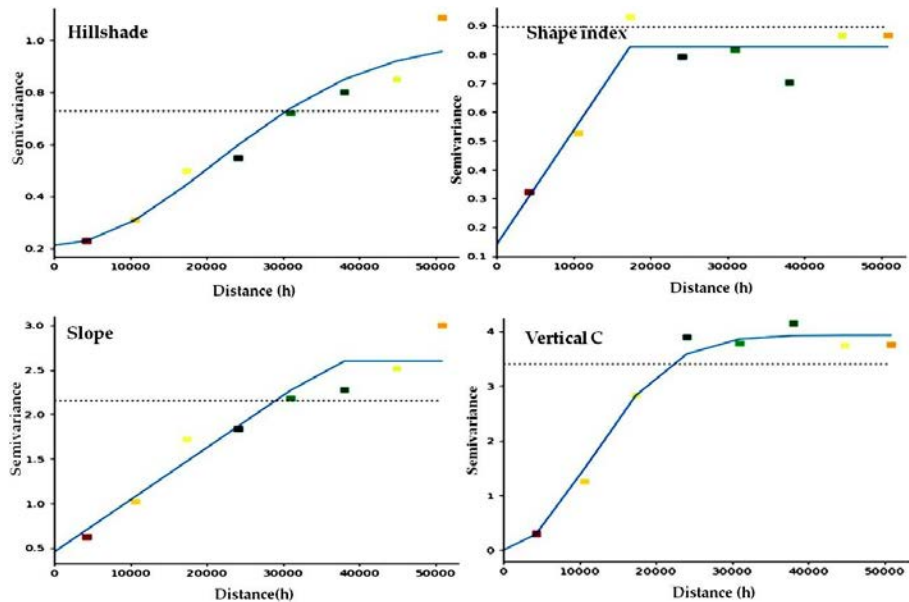
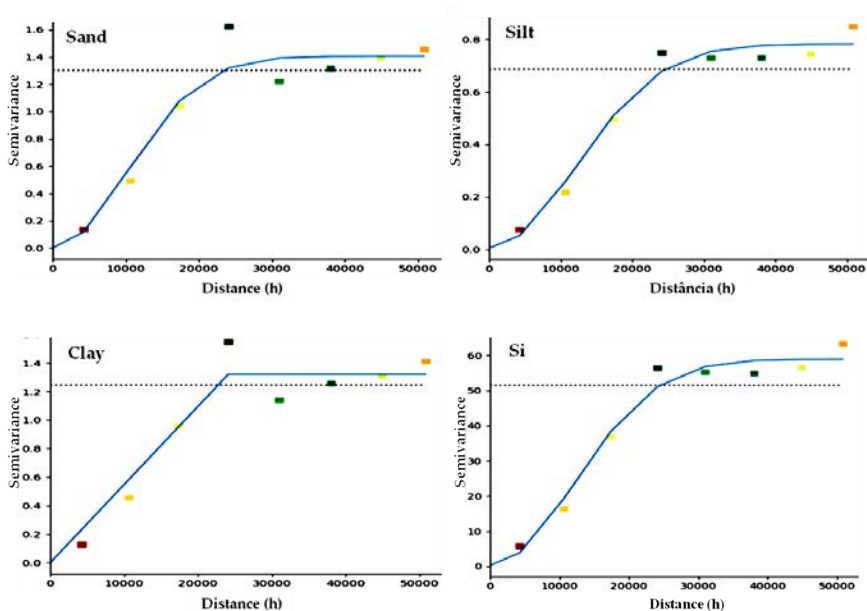
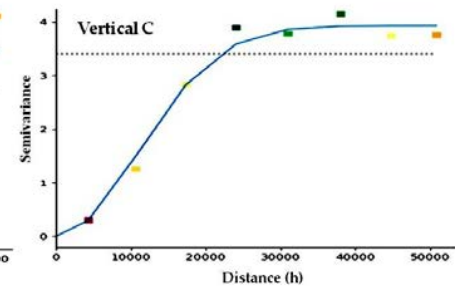
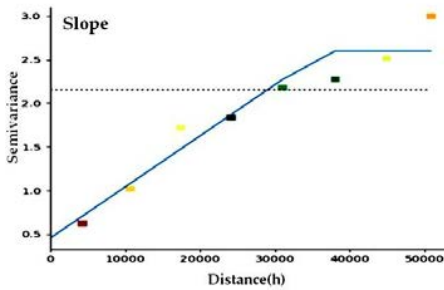
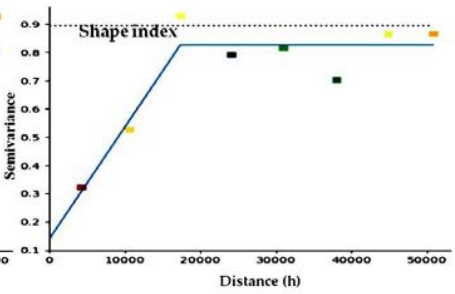
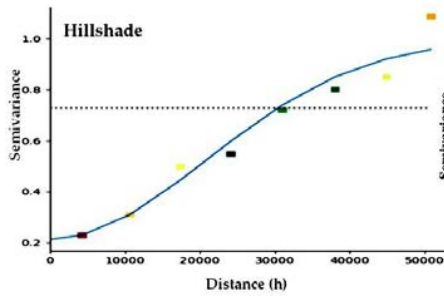
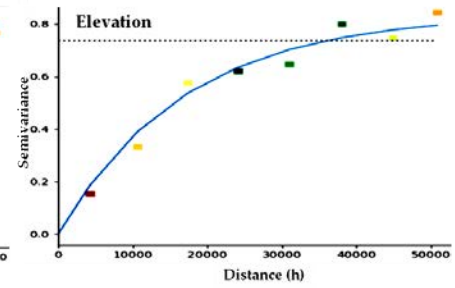
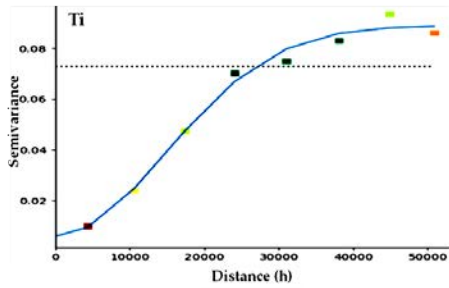
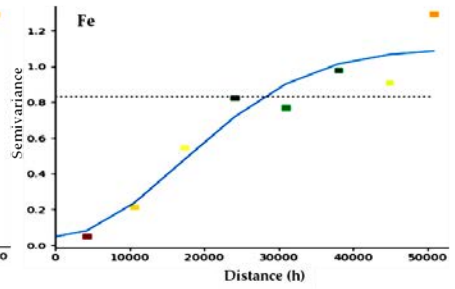
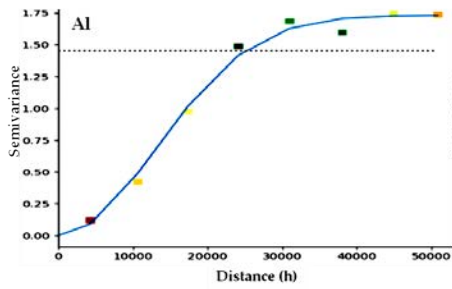


Figure 6: Models of the experimental semivariograms of the physicochemical attributes of the study area.





3.3 Maps of the predicted physicochemical attributes and covariates of the relief

In the spatial distribution maps obtained from the physicochemical attributes and relief covariates (Figure 7), it is noted that sand and clay have contents ranging from 0.7 to -0.7%. The spatial variability of sand is predominantly located in the western region of the study area, while clay is spatially distributed in both the northern, southern and eastern portions of the map. The silt varies from 0.6 to -0.6 % and predominates in the southeastern region; while the maps of the chemical attributes showed correlation with the maps of the physical variables, and the spatial distribution of Si is similar to the prediction map of sand, as it is mainly composed of quartz (SiO_2). The prediction maps of clay and silt are more similar to the maps of Al and Fe because, in these zones of spatial distribution of clay and silt, minerals occur that have Al and Fe in their constitution (Figure 8).

Figure 7: Map of the predicted physico attributes of the study area.

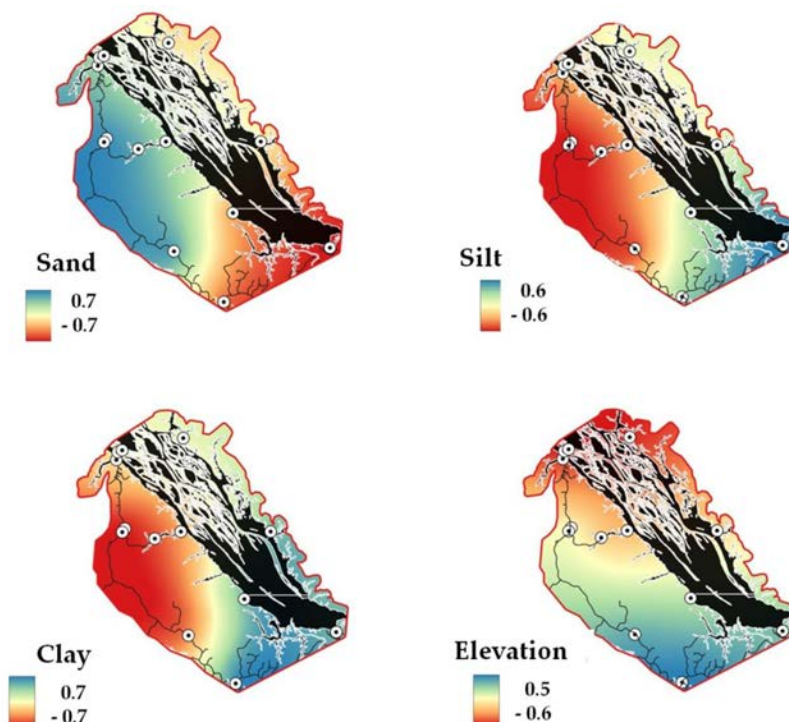
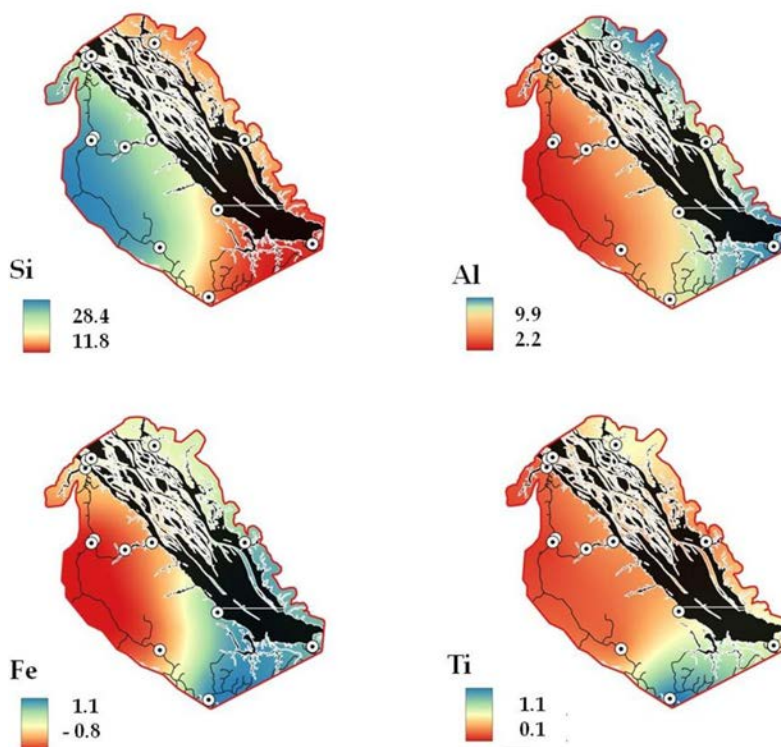
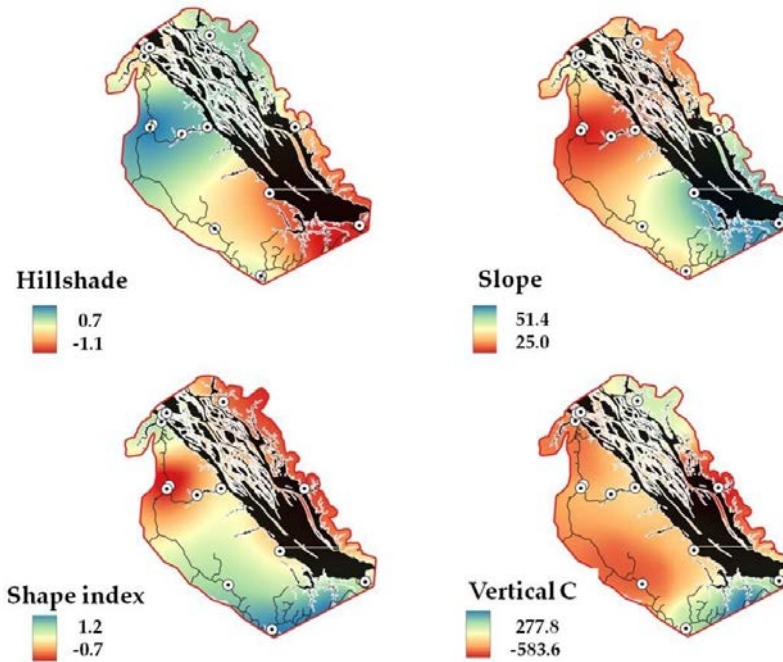


Figure 8: Map of the predicted chemical attributes of the study area.



The relief is considered an important factor in soil formation, as it is responsible for controlling the dynamics of water flow in the landscape, such as leaching, and it also acts in erosive processes and drainage conditions (Santos et al., 2010). Due to the distance from the water table, the highest points of the landscape have good drainage conditions and, when associated with low slopes, favor greater water infiltration. As such, these points are associated with sandy zones and correspond to areas of *terra firme*. On the other hand, landscape points with good drainage, i.e., with higher slopes, intensify surface water runoff to the detriment of infiltration, which increases the erosion rate, and promotes soil rejuvenation. Thus, these areas are associated with more clayey and silty areas and floodplain areas. The lowest points of the landscape, despite having less declivity, are closer to the water table, and are normally poorly or very poorly drained, with anaerobic conditions most of the year. These are associated with the islands of the ANP that are represented by gleysols, and the hillshade values are inversely proportional to the declivity data (Figure 9).

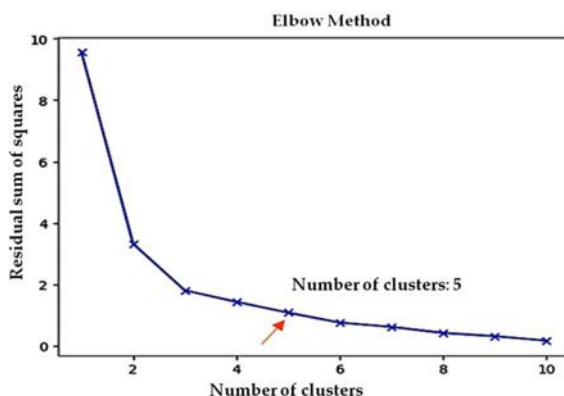
Figure 9: Maps of the predicted covariates of the relief of the study area.



3.4 Map of the pedological units

Via the k-means grouping, five groups were identified from the analysis of the elbow method (Figure 10), which better defined the optimal number of groupings. Again, only the attributes of soils that presented moderate to strong spatial correlation were selected, and the optimal number of groupings was defined as five. Therefore, we delimited them as: Zone 1 - clayey soils: points P1, P2, P3, P11; Zone 2 - sandy soils: points P4, P5, P6 and P15; Zone 3 - sandy and hydromorphic soils: P7, P13 and P14; Zone 4 - Sandy to sandy-clay soils: P9 and P10; Zone 5 - clayey soils: P8 (Figure 10).

Figure 10: Determination of the number of clusters via the elbow method of the physicochemical attributes and covariates of the relief.



From the results of granulometric and chemical analyses associated with spectral and k-means grouping analyses, a map of zones with their pedological characteristics was created, in which five areas were identified in a way that better perceives the soils of the region under study (Figure 11).

Zone 1 – clayey soils: Represented by points P1, P2, P3, P11, presenting soils with predominantly clayey texture, originating from the rocks of the Alter do Chão and Novo Remanso formations. They are areas with low elevation and high slope, well-drained soils on *terra firme* of the sedimentary basin of the Amazon. It is observed that the most consistent, structured and yellow-red materials are related to the deeper profiles characterized as acrisols and latosols, which are mineralogically composed of kaolinite and hematite. In P2, minerals of gibbsite and small portions of rutile are also identified. P11, on the other hand, is associated with a plinthosol that differs from the others by presenting a lower elevation and a high slope with shaded relief in an intermediate band, which makes drainage difficult and presents the formation of ferruginous nodules

Zone 2 – sandy soils: This zone covers points P4, P5, P6 and P15, which represent a zone with higher altitudes and low slope that facilitate the action of weathering and leaching. It consists of more friable, unconsolidated materials that show dark colors on the surface and sub-surface and which are pale at depths. They are described as spodosols and are characterized by dystrophic soils with a light-colored horizon that has a high percentage of sand below a dark horizon with a high content of organic matter. The mineralogy of the soils at points P4 and P5 is

predominantly quartzose, and points P6 and P15 have quartz and portions of kaolinite.

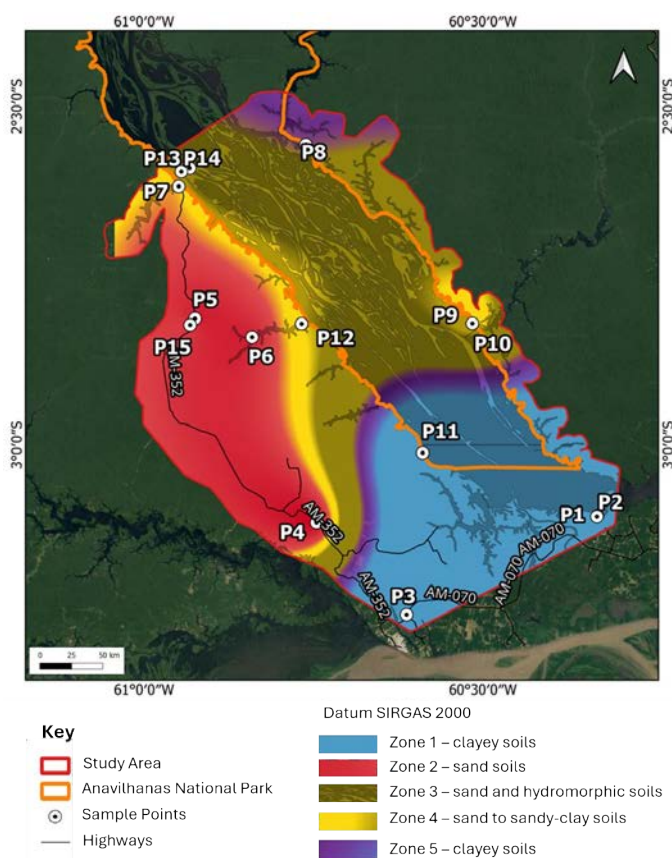
Zone 3 - sandy and hydromorphic soils: This zone is represented by points P7, P13 and P14, where the soils are lithologically correlated to recent quaternary alluvial deposits and sediments of the Alter do Chão formation. It is observed that points P7 and P13 have a sandy texture, and are composed of quartz, kaolinite and gibbsite. This grouping is related to sediments deposited on the banks of streams and rivers, which are floodable in certain periods because they are at low elevations and whose soils have high porosity, and a fine to medium sandy texture with gray to white color. However, at point P14, which is representative of the soils of the islands of the Anavilhanas archipelago, the soil has a medium texture, is composed of quartz, kaolinite, illite, potassium feldspar, gibbsite, and mica, and is characterized as a gleysol.

In general, the soils that occur in this zone are directly related to the change of relief, which conditions drainage and positioning of the groundwater level, and reflects on the high mobility of chemical elements, especially those derived from rocks of the Alter do Chão and Novo Remanso formations. The degree of development of the profiles, which is associated with the presence and depth of mottled soils and lateritic horizons, prove the development of weathering and leaching processes, which are also related to the climate and the environmental conditions of the region.

Zone 4 - sandy to sandy-clay soils: Consisting of points P9 and P10, these profiles are geographically close, and point P9 is represented by sediments from the Alter do Chão formation and point P10 by alluvial deposits. They present profiles with medium to sandy texture that are composed of quartz and kaolinite and, at point P10, the occurrence of small portions of magnetite are observed, which reflects an intense weathering process in this zone. Point P9 presents centimeter to meter thickness and is described in the literature as a latosol that is developed in levated areas in a *terra firme* environment, preferably positioned on the Alter do Chão formation.

Zone 5 – clayey soils: This zone is represented by point P8, which is positioned in an area with low relief and a moderate slope. The soil of this zone is a latosol. It is located on the left margin of the Negro River and is characterized by soils with a clayey texture that are composed of quartz, kaolinite and gibbsite and which originated from sediments of the Alter do Chão formation.

Figure 11: Representative sample points of Zone 5 - clayey soils.



This study was developed in order to expand the knowledge and spatial distribution of the properties of the soil in the Anavilhanas National Park and its surrounding area, since the available pedological maps were generated mainly in the 1970s in scales with little detail. It also aimed to provide significant information for the understanding of an existing conflict in the ANP and surroundings that is related to illegal sand extraction; and as such, the research may contribute to the reassessment of the management plan and environmental monitoring.

In this work, the soil-landscape relationship was clearly observed in the research area, where areas classified as plateau (*terra firme*) occur the types Latosols and Plinthosols, in addition to spodosols and in plain areas (*várzea*) there are gleissolos and recent sedimentary deposits, agreeing with Santos et al. (2015) which states. That the factors of formation and pedogenetic processes justify the diversity of the soil classes with varied morphological, chemical and physical charac-

teristics, even in small geographical areas. In a natural landscape, the soil presents a wide variability in its attributes both in the spatial and volumetric sense, which is a result of the interaction of the processes that command the factors of its formation (Bouma et al., 2006).

The soil, being a three-dimensional body formed by the action of various factors and processes, presents variation in its characteristics throughout the landscape (Abreu et al., 2003).

Several authors have found a relationship between the spatial variability of soil attributes and landscape forms (Souza et al., 2006; Montanari et al., 2005; Leão, 2004; Souza, 2004). Bouma & Finke (1993) although the Amazon region has a variety of ecosystems, there is no differentiation in the spatial variability of soil attributes and landscape forms in relation to pedological studies in other regions.

According to Teixeira et al., 2009, the dominant soils on the banks of the Rio Negro are Neosols Flúvicos and Neosols Quartzarenics (beaches on the Rio Negro), and further up the bank (ravine), Argisols, Oxisols and Plinthosols appear, from the municipality of Novo Airão there is the predominance of Spodosols, all these soil classes in this region have severe limitations of agricultural aptitude due to reduced fertility. The observations made in the field and in the laboratory agree with the authors above in relation to the soils found above the margins as being Oxisols and Plinthosols, however we did not observe the presence of Argisols, probably due to the large territorial extension. We identified the presence of spodosols in the Novo Airão region and the soils found on the banks of the Negro river and streams in the study area we considered as quaternary sedimentary deposits.

In general, the physical, chemical and mineralogical characteristics of Amazonian soils are related to their original materials, relief and climate. Geomorphology has an extremely important role in the spatial distribution of these soils (Figures 7 and 8), and areas with high altimetry and low slope are generally associated with latosols, though in areas with intermediate values of elevation and low slope spodosols occur. In the floodplain, gleysols and young soils of Holocene sedimentation predominate as indicated in the map of the pedological units.

The constructions of the maps with the values obtained through kriging (Figures 7 and 8) are important for the verification and interpretation of spatial variability, in addition to being a technique through which the prediction of soil characteristics can be performed in places where there was no sample collection. They are also useful in decision-making, since the interpretation of the spectra permitted the mineralogical identification as well as the texture of the samples.

4. CONCLUSIONS

Spectroscopy allowed us to obtain a soil analysis, by which it was possible to identify the minerals and differentiate soil textures in hard-to-reach areas in the study region. The use of elevation and derivative models helped in the spatialization of attributes. Both techniques converged to a single product, the map of the pedological units, which presented different physical, chemical, mineralogical and relief characteristics.

Obtaining the map of homologous zones provided significant subsidies for the identification and understanding of the various types of soil that occur in and around the Anavilhanas National Park.

It is worth mentioning that, depending on the study region, the seasonal periods of the rivers should be taken into account. As well as increasing the grid of sampling points, since in this work 15 points were visited and, for a better interpolation by kriging, 50 random points were generated.

Geostatistics helped in the mapping of soil attributes in places where there was no sample collection, and spectroscopy was important because it expressed data that were difficult to measure in the region, such as mineralogy and texture, and without delay. Through this information, the soil attributes could be evaluated to aid the mapping. These data supported the compartmentalization into pedological zones that are characterized via physical, chemical, mineralogical analysis and identification of the relief.

With the grouping techniques, five pedologically analogous zones were identified. The spectral data and digital mapping were positive, thus showing that the spectroscopy technique and digital mapping using geostatistics techniques are an excellent alternative for identifying soil textures and minerals at low cost, with less time spent, while still meeting the precepts of sustainable development.

ACKNOWLEDGMENTS

The author Deborah Natalie Collyer Monteiro would like to thank CNPq for the financial support in the form of a Masters scholarship, Project Tar – Tempo, Água e Rocha at UFAM for financial aid for the sample collection and training at PROBASE – 2019; the Geocis Group (website – esalqgeocis.wixsite.com) - Esalq-USP for its support in performing spectral analysis, X-ray fluorescence chemistry and analysis of relief attributes; CPRM for carrying out, at no cost, the mineralogical analyses using X-ray diffractometry. We would also like to thank ICMBio for the authorization to conduct research in the Anavilhanas National Park.

5. REFERENCES

- Abinader, H.D.(2008). Depósitos Cenozoicos da porção oeste da Bacia do Amazonas. Dissertação (Mestrado). Manaus: Programa de Pós-Graduação em Geociências – Ufam.
- Abreu, S. L. D., Reichert, J. M., Silva, V. R. D., Reinert, D. J., & Blume, E. (2003). Variabilidade espacial de propriedades físico-hídricas do sol, da produtividade e da qualidade de grãos de trigo em argissolo franco arenoso sob plantio direto. *Ciência Rural*, 33, 275-282.
- Alba, J. M. F. (2007). O uso da Espectrorradiometria no Mapeamento de Solos: Estudo de Caso na Estação Experimental Terras Baixas. Pelotas: Embrapa Clima Temperado.
- Almeida, E. (2012). *Econometria Espacial*. Alínea: Campinas/Sp – Uffj.Br
- Alves, N. D. S. (2013). Mapeamento hidromorfodinâmico do complexo fluvial de Anavilhanas: contribuição aos estudos de geomorfologia fluvial de rios Amazônicos (Doctoral Dissertation, Universidade De São Paulo).
- Barbosa, R. O. (2015). Estudos sedimentológicos e estratigráficos dos depósitos sedimentares quaternários do arquipélago de Anavilhanas município de Novo Airão (Amazônia Central). Dissertação (Mestrado). Manaus: Programa de Pós-Graduação em Geociências – Ufam.
- Bellinaso, H. (2009) Biblioteca espectral de solos e sua aplicação na quantificação de atributos e classificação. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura Luís de Queiroz, Piracicaba.
- Bouma, J. (2006). *Hydropedology as a powerful tool to environmental policy research*, *Geoderma*, 131, 275– 286.
- Bouma, J., & Finke, P. A. (1993). Origin and nature of soil resource variability. in *proceedings of soil specific crop management: A Workshop on Research And Development Issues* (Pp. 1-13). Madison, Wi, Usa: American Society of Agronomy, Crop Science Society of America, Soil Science Society of America.
- Caputo, M.V. (1984). Glaciação neodevoniana no continente Gondwana Ocidental. In: Congresso Brasileiro de Geologia. 33. Rio De Janeiro, Anais. Rio de Janeiro. Sbg. 2: 725-739.
- Chagas, C. S., Fontana, A., Carvalho Junior, W. D., & Caires, S. M. D. (2013). Atributos topográficos na diferenciação de Argissolos. *Revista Brasileira De Ciência Do Solo*, 37, 1441- 1453.
- Coblinski, J. A. (2021). O uso do sensoriamento próximo para estimativa de propriedades do solo de importância agrícola e ambiental. Tese (Doutorado), Lume.Ufrgs.Br.

Costa, J. J. F., Giasson, E., Silva, E. B., Coblinski, J. A., Tiecher, T. (2020). Use of color parameters in the grouping of soil samples produces more accurate predictions. *Computers and electronics in agriculture*, Holanda, N. 177, P. 1-15, 2020.

Costa, M.L. (1991). Mineralogia, geoquímica, gênese e epigênese dos lateritos de Jandiá. *Geochimica Brasiliensis*, 4(1):85-110.

Cunha F.M.B., Gonzaga F.G., Coutinho L.F.C. Feijó F.J. (1994). Bacia do Amazonas. *Bol.Geoc. Petrob.*, 8:47-55.

Dalmolin, R. S. D. (2002). Matéria orgânica e características físicas, químicas, mineralógicas e espectrais de latossolos de diferentes ambientes. 2002. Tese (Doutorado em Ciências do Solo). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

De Conservação Ambiental, D., & Silvestre, V. (2017) Plano de Manejo da Estação Ecológica de Anavilhanas. – [Assiste.lcm.bio.gov.br](https://lcm.bio.gov.br).

Demattê, J. A., Safanelli, J. L., Poppiel, R. R., Rizzo, R., Silvero, N. E. Q., Mendes, W. D. S., & Lisboa, C. J. D. S. (2020). Bare earth's surface spectra as a proxy for soil Resource monitoring. *Scientific Reports*, 10(1), 1-11.

Demattê, J.A.M.; Epiphanyo, J.C.N. & Formaggio, A.R. Influência da matéria orgânica e de formas de ferro na reflectância de solos tropicais. (2003). *Bragantia*, 62:451-464.

Demattê, J.A.M.; Giasson, E; Couto, E. G.; Samuel-Rosa, A.; de Castro, S. S.; Dalmolin, R. S.D.; Brilha, J.; Botelho, R. G. M.; Azevedo, A. C.; Cerri, C. E. P.; dos Anjos, L. H. C.; De Lourdes M.-S. S, M.; Boechat, C. L.; do Amaral, E. F.; da Silva J. J. F.; Junior, A. F. N.; Poppiel, R. R.; Horst, T. Z.; da Silva, L. M.; Pereira, M. G. (2022) The Brazilian Soil Priorities. *Geoderma Regional*, V. 22, P. E00503.

Demattê, J.A.M.; Terra, F.S. (2014). Spectral Pedology: A new perspective on evaluation of soils along pedogenetic alterations. *Geoderma* 218, 190-200.

Embrapa - Empresa Brasileira De Pesquisa Agropecuária - Centro Nacional De Pesquisa De Solos: Manual De Métodos De Análise De Solo (1997a). 2.Ed. Rio De Janeiro: Embrapa Cnpq, 212p.

Embrapa - Empresa Brasileira De Pesquisa Agropecuária – Embrapa. Centro Nacional De Pesquisas De Solos. (2006) Sistema Brasileiro De Classificação De Solos. Rio De Janeiro, Embrapa Solos, 306 P.

Felgueiras, C.A.; Druck, S.; Monteiro, A.M. V. (2002). Análise Espacial de Superfície: O Enfoque da Geoestatística por Indicação. São José Dos Campos, Sp: Inpe, Cap.4, P.1-23.

Gallant, J. C.; Wilson, J. P. (2000). Primary Topographic Attributes. In:

Wilson, J. P.; Gallant, J. C. (Eds.). *Terrain Analysis: Principles And Applications*. New York: John Wiley, P.51- 85.

Genú, A. M., Roberts, D., Demattê, J.A.M. (2013a). The use of Multiple endmember Spectral Mixture Analysis for the Mapping of Soil Attributes Using Aster Imagery. *Acta Scientiarum Agronomy* 35, 377-386.

Genú, A. M.; Demattê, J. A. M. (2012). Espectrorradiometria de solos e comparação com sensores orbitais. *Bragantina*, Campinas, v. 71, n. 1, p.82-89.

Goovaersts, P. (1997). *Geoestatística Para avaliação de Recursos Naturais*. Oxford University Press on Demand. Books. Google. com

Hofig, P.; Giasson, E.; Vendrame, P.R.S. (2014). Mapeamento Digital de Solos com Base na Extrapolação de Mapas entre Áreas Fisiograficamente Semelhantes. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, 49, 958-966, Embrapa – Secretaria de Pesquisa e Desenvolvimento, Pesquisa Agropecuária Brasileira.

Horbe, A. M. C. Et Al. (2001). A Lateritização na Gênese das Superfícies de Aplanamento da Região de Presidente Figueiredo-Balbina, Nordeste do Amazonas. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, V. 2, P. 148-176.

Horbe, A. M. C., & Costa, M. L. D. (1997). Solos gerados a partir do Intemperismo de Crostas Lateríticas Sílico-Ferruginosas. *Acta Amazônica*, 27, 241-256.

Ibge - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (2010). *Mapa de Geomorfologia do Amazonas*. Diretoria de Geociências, Rio De Janeiro.

Ibge - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (2018). *Desbravar, Conhecer, Mapear: Memórias do Projeto Radam/Radambrasil* Ibge, Gerência de Biblioteca e Acervos Especiais, Rio De Janeiro, Brasil, 364 Págs.

Irion, G., (1982). Mineralogical and Geochemical contribution to Climatic History in Central Amazonia during quaternary time. *Tropical Ecology* 23: 76–85.

Kistler, P., (1954). Historical resume of the Amazon Basin. Belém, Petrobras/Renor, Relatório Interno 104-A.

Kumar, S.; Lal, R.; Liu, D. A Geographically weighted regression Kriging approach for Mapping Soil Organic Carbon stock. *Geoderma*, V.189-190, 627-634, 2012.

Kweon, G.; Lund, E.; Maxton, C.; Drummond, P.; Jensen, K. (2008). In Situ Measurement of Soil Properties using a Probe-Based Vis-Nir Spectrophotometer. St Joseph: Asabe. (Asabe Paper No. 084399).

Landim, P.M.B. (2006). *Sobre Geoestatística e Mapas*. Terra e Didática,

Leão, M. G. A. (2004). Relação entre atributos de uma vertente com Latossolos e qualidade de frutos cítricos. Jaboticabal. 119f. Dissertação (Mestrado Em Ciência Do Solo) - Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias, Universidade Estadual Paulista.

Lima, G. C.; Silva, M. L. N.; Oliveira, M. S.; Curi, N.; Silva, M. A.; Oliveira, A. H. (2014). Variabilidade de atributos do solo sob pastagens e Mata Atlântica na escala de Microbacia Hidrográfica. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, Campina Grande, V. 18, N. 5, P. 517-526.

Lucas, Y.; Kobilsek, B.; Chauvel, A. (1989). Structure, Génesis, and present evolution of Amazonian bauxites developed on Sediments. In: Intern. Cong. Icsoba 6, Poços de Caldas, Brazil.

Mendonça-Santos, M.L; Santos, H.G. (2006). O Estado da Arte do Mapeamento de Solos Brasileiro e as perspectivas para o Mapeamento Digital de Solos. P. Lagacherie, A.B. Mcbratney, B.T. Voltz (Eds.) (2006). Digital Soil Mapping an Introductory Perspective, Elsevier, Pp. 39-601.

Montanari, R.; Marques Júnior, J.; Pereira, G. T.; Souza, Z. M. (2005). Forma da Paisagem como critério para otimização amostral de Latossolos sob cultivo de cana-de-açúcar. Pesquisa Agropecuária Brasileira, V.40, P.69-77.

Odeh, I.O.A.; Mcbratney, A.B.; Chittleborough, D.J. (1995). Further results on prediction of soil properties from terrain attributes: Heterptopic cokriging and regression kriging. Geoderma, v.67, p.215-225.

Poppiel, R. R. (2016). Mapeamento Pedológico por meio de série histórica Landsat-5 Tm e Biblioteca Espectral na Bacia do Rio Jardim (Df).

Poppiel, R.R.; Lacerda, M.P.C.; Rizzo, R.; Safanelli, J.L.; Bonfatti, B.R.; Silvero, N.E.Q.; Demattê, J.A.M. (2020). Soil color and mineralogy mapping using proximal and remote Sensing in Midwest Brazil. Remote Sens., 12, 1197. <https://doi.org/10.3390/Rs12071197>.

Ramaroson, V. H. et al. (2018). Mineralogical analysis of ferralitic soils in Madagascar using Nir Spectroscopy. Catena, Cremlingen, V. 168, P. 106-108, 68.

Riker, S. R. L., Reis, N., & D'antona, R. G. (2008). Caracterização dos depósitos holocênicos de argila da região do médio Amazonas, Estado do Amazonas. Dissertação (Mestrado). Manaus: Programa de Pós-Graduação em Geociências – Ufam.

Rozo, J. M. G.; Nogueira, A. C. R.; Horbe, A. M. C.; Carvalho, A. S. (2005). Depósitos Neógenos da Bacia do Amazonas. Contribuições À Geologia da Amazônia Vol. 4, 201-207.

Safanelli, J.L.; Poppiel, R.R.; Ruiz, L.F.C.; Bonfatti, B.R.; Mello, F.A.O.; Rizzo, R.; Demattê, J.A.M. (2020). Terrain analysis in Google Earth Engine: A Method adapted for High-Performance Global-Scale Analysis. *Isprs Int. J. Geo-Inf.*, 9, 400.

Santos, A. D. C., Pereira, M. G., Anjos, L. H. C. D., Bernini, T. D. A., Cooper, M., Cooper, M., Nummer, A. R., & Francelino, M. R. (2010). Gênese e Classificação de Solos numa Topossequência no Ambiente de Mar de Morros do Médio Vale do Paraíba do Sul, Rj. *Revista Brasileira de Ciência de Solo*, 34, 1297-1314.

Santos, R.D., Santos, H.G., Ker, J.C., Anjos, L.H.C., Shimizu, S.H. (2015). Manual de Descrição e Coleta de Solo de Campo. 7. Ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2015.

Schloeder, C. A., Zimmerman, N. E., & Jacobs, M. J. (2001). Comparison of Methods for Interpolating Soil Properties using limited data. *Soil Science Society of America Journal*, 65(2), 470-479.

Silva, A.F.; Quatezani, W.Z; Zimback, C.R.L.; Landim, P.M.B. (2011). Aplicação da Geoestatística em Ciências Agrárias. In *Simpósio de Geoestatística aplicada a Ciências Agrárias*, Botucatu-Sp.

Silva, C. L. (2005). Análise da Tectônica Cenozóica da Região de Manaus e Adjacências. Rio Claro, 278 P. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista).

Sioli, H. (1991). Amazônia Fundamentos da Ecologia da maior Região de Florestas Tropicais. 3.Ed., Petrópolis, Edit. Vozes, 72 P.

Soares, E.A.A, Wahnfried, I., Dino, R. (2016). Estratigrafia de subsuperfície da Sequência Sedimentar Cretáceo-Neógena das regiões de Manaus e Itacoatiara, Amazônia Central. *Geologia.Usp. Série Científica*, 16(1), 23-41. <https://doi.org/10.11606/Issn.2316-9095.V16i1p23-41>

Souza Junior, J. D. (2005). O efeito da energia de compactação em propriedades dos solos utilizados na pavimentação do Estado do Ceará. Dissertação de Mestrado, Programa de Mestrado em Engenharia do Transportes, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, CE, 211 fl.

Souza, Z. M.; Marques Júnior, J.; Pereira, G. T.; Barbieri, D. M. (2004). Variabilidade Espacial da Textura de um Latossolo Vermelho Eutroférico sob cultivo de cana-de-açúcar. *Engenharia Agrícola*, V.24, P.309-319.

Souza, Z. M.; Marques-Júnior, J.; Pereira, G. T.; Montanari, R.; Campos, M. C. C. (2006). Amostragem de Solo para determinação de atributos químicos e físicos em Área com variação nas formas do relevo. *Revista Científica, Jaboticabal*, V. 34, N. 2, P. 249-256.

Teixeira, W. G., et al. (2009). “O solo de várzea nas margens do rio Negro-Amazonas-Brasil.” In: *Congresso Brasileiro de Ciência do Solo*, 32.,

Fortaleza. O solo e a produção de bioenergia: perspectivas e desafios. Viçosa, MG, SBCS; Fortaleza: UFC, 1 CD-ROM.

Trangmar, B. B.; Yost, R. S.; Uehara, G. (1985). Application of Geostatistical to Spatial Studies of Soil Properties. *Advances In Agronomy*; New York, V.38, N.1, P. 45-93.

Vasques, G.M., Demattê, J.A.M.; Viscarra Rossel, R.; Ramirez Lopez, L.; Terra, F.S. (2014). Soil classification using Visible/Near-Infrared Diffuse Reflectance Spectra from multiple depths. *Geoderma* 223-225, 73-78.

Vieira, S.R. (2000). Geoestatística em estudos de variabilidade espacial do Solo. *Tópicos em Ciência do Solo*, V.1, 1-54.

Walter, C.; Mcbratney, A.B.; Douaoui, A.; Minasny, B. (2001). Spatial prediction of topsoil salinity In the Chelif Valley, Algeria, using local Ordinary Kriging with local Variograms

Versus Whole-Area Variogram. *Australian Journal Of Soil Research*, V.39, 259-272, 2001.

Walton, R.S.; Volker, R.E.; Bristow, K.L (2000). Experimental examination of solute transport by surface runoff from low-angle slopes. *Journal of Hydrology*, .233:19-36.

CAPÍTULO 3

Registro de escavações de peixes dipnoicos em ponta das lajes, Manaus – AM, Formação Alter do Chão, Cretáceo da Bacia do Amazonas

Tamna Gadelha da Silva¹

Valquíria Porfírio Barbosa²

Roberto Cesar de Mendonça Barbosa³

Davi Paulo Silva¹

RESUMO

A partir de registros anteriores de icnofósseis identificados como paleotocas no sítio arqueológico Ponta das Lajes (Manaus-AM), em rochas pertencentes à Formação Alter do Chão (Grupo Javari, Cretáceo da Bacia do Amazonas), este trabalho foi desenvolvido tendo como principais propostas caracterizar e determinar a natureza das estruturas como escavações e identificar o animal produtor. Do mesmo modo, partindo do conhecido emprego de icnofósseis como uma alternativa para a caracterização paleoambiental de unidades sedimentares, este também foi um dos objetivos deste estudo. Para este fim, as análises realizadas envolveram, essencialmente, descrição e interpretação faciológica das rochas, caracterização morfológica das escavações e comparação com icnofósseis afins descritos e ilustrados na literatura, seguindo os padrões icnotaxonômicos convencionais. Os resultados obtidos destas análises indicam tratar-se realmente de escavações e que estas foram produzidas por peixes dipnoicos durante fases de estivação. A caracterização da gênese destas estruturas corrobora as interpretações faciológicas a respeito do ambiente deposicional da Formação Alter do Chão na área de estudo, interpretado como fluvial entrelaçado, onde se distinguem lagos sazonais de planície de inundação, tendo as escavações se formado durante os períodos de seca.

Palavras-chave: Icnofósseis; Formação Alter do Chão; Bacia do Amazonas

ABSTRACT

Upon previous records of ichnofossils associated with burrows at the Ponta das Lajes archaeological site (Manaus-AM), in rocks belonging to the Alter do Chão Formation (Javari Group, Cretaceous, Amazon Basin), the proposals of this work were to characterize and determining the nature of the structures and identifying the animal that produced them, as well interpreting the depositional environment of the studied site, since trace fossils are recognized as an important alternative for this purpose. The main analysis carried out involved the description and sedimentary facies interpretation of the rocks, morphological characterization of the excavations and comparison with similar ichnofossils described and illustrated in the literature, following conventional ichnotaxonomic standards. The results obtained from these analyses indicate that they are indeed excavations and that they were produced by lungfish (DIPNOI), during aestivation phases. The characterization of the genesis of these structures agrees with the faciological interpretations of the depositional environment of the Alter do Chão Formation in the study area, as seasonal braided floodplain lakes, with the excavations having formed during the dry periods.

Keywords: Ichnofossils; Alter do Chão Formation; Amazonas Basin

¹ Egresso do PPGGEO-UFAM

² Docente do DEGEO-UFAM

³ Docente do PPGGEO-UFAM

1. INTRODUÇÃO

A Formação Alter do Chão (Grupo Javari, Cretáceo da Bacia do Amazonas) possui um registro paleontológico reconhecidamente pobre, sobretudo em relação à fósseis corpóreos. Apesar disso, estudos paleontológicos e sedimentológicos nesta unidade citam, com certa frequência, a ocorrência de icnofósseis, distinguindo-se entre os mais comuns as marcas de raízes (Vieira, 2002; Horbe *et al.*, 2006; Franzinelli & Igreja, 2011; Mendes *et al.*, 2012), *Scoyenia*, *Skolithos*, *Muensteria* (Nogueira *et al.*, 1999), *Thalassinoides* (Rossetti & Neto, 2006; Abinader, 2008), *Planolites*, *Diplocraterion* (Rossetti & Neto, 2006) e *Taenidium* (Abinader, 2008).

Há somente um registro publicado de escavações para a Formação Alter do Chão, realizado por Franzinelli & Igreja (2011), em rochas dessa unidade que afloram em um sítio arqueológico da região metropolitana de Manaus, denominado Ponta das Lajes. Estas escavações foram descritas como “macro traços fósseis - paleotocas (*burrows*)” e, embora não tenham sido desenvolvidos estudos paleontológicos, com base em considerações feitas por Miller *et al.* (2001) os autores aventaram a possibilidade de pertencerem a vertebrados.

Embora pontual, esta ocorrência é muito importante para o registro paleontológico da Formação Alter do Chão, tanto pelo seu caráter inédito, quanto pelo seu potencial significado paleoambiental, pois como demonstra a literatura (e. g., Hasiotis *et al.*, 2007; Dentzien-Dias *et al.*, 2012; Rindsberg, 2012), icnofósseis, e entre estes as escavações (*burrows*), podem ser ferramentas muito úteis na inferência de parâmetros bióticos e abióticos de paleoecossistemas, principalmente se identificado o organismo produtor.

Nesse sentido, visando contribuir para o conhecimento do registro dos icnofósseis da Formação Alter do Chão, Silva (2000) desenvolveu estudos paleontológicos e sedimentológicos no sítio Ponta das Lajes. Parte deste estudo, concernente às escavações identificadas no sítio Ponta das Lajes por Franzinelli & Igreja (2011), é apresentada neste trabalho, tendo como finalidade caracterizar e identificar a natureza dessas estruturas como escavações e o reconhecimento do organismo produtor.

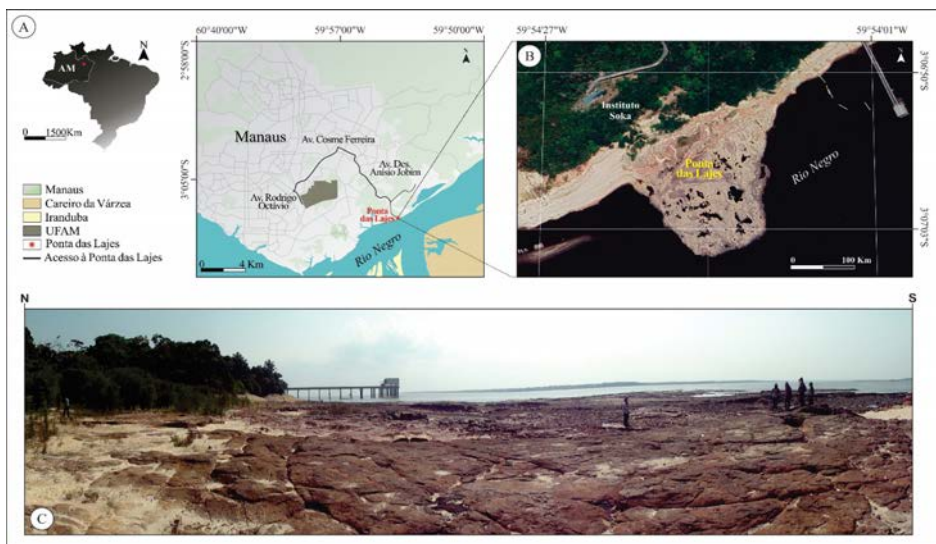
A análises paleontológicas envolveram, essencialmente, o estudo de atributos morfológicos das escavações (e. g., arquitetura, orientação, entrada, terminação, variação do diâmetro ao longo da estrutura, comprimento e diâmetro médios) e sua comparação com estruturas equivalentes ou idênticas obtidas na literatura especializada (e. g., Frey, 1975; Hasiotis & Bown, 1992; Hasiotis *et al.*, 1993; Miller *et al.*, 2001; Hembree *et al.*, 2004; Hasiotis *et al.*, 2004; Lucas *et al.*, 2006; Hasiotis *et al.*, 2007; Voigt *et al.*, 2011; Krapovichkas *et al.*, 2013; Bordy & Krummeck, 2016) e associadas a distintos produtores (e. g., invertebrados, crustáceos, peixes dipnoicos e tetrápodes). A integração dos resultados dessas análises corroborou a natureza biogênica das escavações e permitiu determinar o organismo produtor, a saber, peixes dipnoicos, popularmente chamados de peixes pulmonados (*lungfishes*).

Contemporaneamente às análises paleontológicas, estudos sedimentológicos voltados à identificação e caracterização de fácies sedimentares foram realizados, tendo também como objetivo inferir o paleoambiente da unidade na área estudada. Como resultado da análise faciológica foram identificadas oito litofácies (Cm-Conglomerado maciço; Aa-Arenito com estratificação cruzada acanalada; At-Arenito com estratificação cruzada tabular; Al-Arenito com laminação cruzada cavalgante; Am-Arenito maciço; Sl-Siltito com laminação cruzada cavalgante; Sb-Siltito bioturbado e Pm-Pelito maciço), representativas de três associações de fácies – depósitos de preenchimento de canal, lago de planície de inundação e *crevasse splay*. A análise do padrão de sucessão destas fácies e associações de fácies, indicou um sistema deposicional fluvial entrelaçado para a Formação Alter no Chão na área de estudo.

1.1. Localização e Contexto Geológico da Área de Estudo

O sítio arqueológico Ponta das Lajes está localizado na zona leste da cidade de Manaus (AM), situado entre as coordenadas de latitude 03°06'42" S – 03°07'02" W e longitude 59°54'11" W – 59°54'26" W, podendo o acesso a área pode ser feito tanto por via fluvial quanto terrestre, sendo a Avenida Desembargador Anísio Jobim a via de acesso terrestre utilizada para a realização deste estudo (Figura 1A). Compreende um extenso afloramento de rochas sedimentares, que ocupa uma área total de aproximadamente 113 m² à margem esquerda do Rio Negro, próximo à zona de confluência com o Rio Solimões (Figuras 1B e 1C).

Figura 1 – Sítio arqueológico Ponta das Lajes. (A) Mapa do Brasil com a localização e acesso à área de estudo (em destaque); (B) Imagem de satélite da área de estudo, mostrando toda a extensão do afloramento (Google Earth, imagem @ 2025 Airbus de 20/09/2024); (C) Vista geral do afloramento.

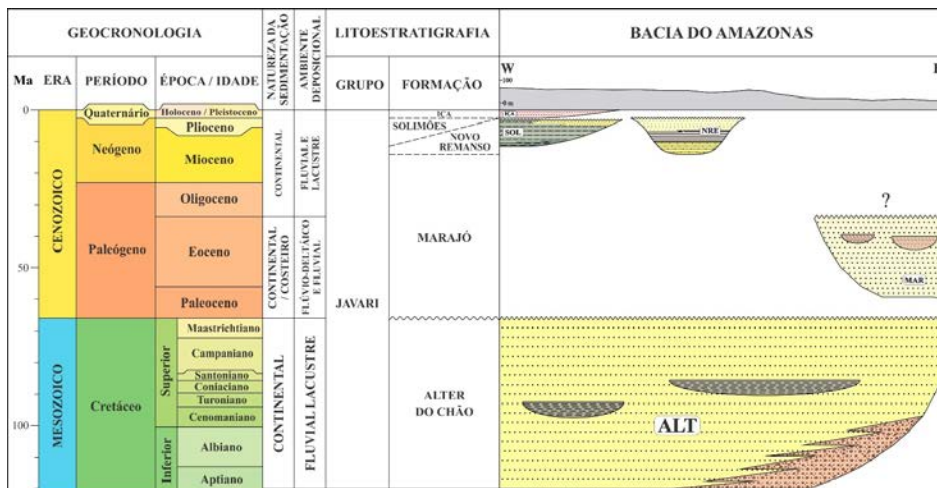


A partir do estabelecimento de correlações litoestratigráficas com dados da literatura corrente (e. g., Vieira, 2002; Horbe *et al.*, 2006; Franzinelli & Igreja, 2011; Palma, 2014; Soares *et al.*, 2016), a sucessão sedimentar que compõe o sítio arqueológico Ponta das Lajes foi identificada como pertencente à formação Alter do Chão (Cretáceo). No entanto, estudos realizados por Soares *et al.* (2026) indicam que esta sucessão não é composta exclusivamente por rochas cretáceas, correlacionando a parte superior da sucessão à Formação Novo Remanso (, Mioceno), a qual sobrepõe a Formação Alter do Chão de forma discordante.

Segundo Cunha *et al.* (2007), a Formação Alter do Chão, objeto deste estudo, constitui a unidade basal do Grupo Javari (Figura 2), e é composta por arenitos intercalados com siltitos e argilitos e, subordinadamente, conglomerados (e. g., Souza & Nogueira, 2009; Dino *et al.*, 2012; Soares *et al.*, 2016), distinguindo-se entre as principais fácies sedimentares identificadas, Conglomerado maciço (Vieira, 2002; Mendes, 2012), Arenito com estratificação cruzada acanalada (Mendes, 2015), Arenito com estratificação cruzada tabular (Mendes, 2015) e Pelito bioturbado (Mendes, 2015). Em relação à idade dessa unidade, diferentes estudos indicam idades cretáceas. A partir de estudos palinológicos, Daemon (1975) propôs uma idade entre o Meso-Albiano e o Turoniano, enquanto Dino *et al.* (1999) atribuíram idades entre o Aptiano e o Cenomanino.

Quanto ao paleoambiente deposicional, distintos estudos (e. g., Dino *et al.*, 1999; Nogueira *et al.*, 1999, 2003; Horbe *et al.*, 2006; Cunha *et al.*, 2007; Souza & Nogueira, 2009; Hoorn *et al.*, 2010; Mendes *et al.*, 2012) consideraram a Formação Alter do Chão representativa de sistemas fluvial e lacustre, com base na caracterização de diferentes fácies associadas a estes sistemas (e. g., depósitos de preenchimento de canal e planície de inundação). Rossetti & Netto (2006), entretanto, sugerem um sistema deltaico, com influência marinha e dominado por onda, cuja interpretação parte da predominância de estruturas sedimentares geradas por ondas e em uma suíte de *Thalassinoides*, icnofósseis comumente identificados em ambientes marinhos.

Figura 2 – Carta estratigráfica do Meso-Cenozoico da Bacia do Amazonas (Modificada de Cunha *et al.*, 2007). Litologias, idades, ambientes deposicionais e contatos inferidos das unidades cenozoicas, seguiram as propostas de Motta (2008), Horbe *et al.* (2013), Guimarães *et al.* (2015), Soares *et al.* (2015; 2016) e D'Apolito *et al.* (2024). Idades dos limites das unidades geocronológicas foram atualizadas segundo a *International Chronostratigraphic Chart* (v24/12) - International Commission on Stratigraphy, <http://www.stratigraphy.org>.



2. MATERIAL E MÉTODOS

Para a realização deste estudo foram analisadas 9 amostras, cujas descrições, em sua maioria, foram desenvolvidas em campo devido ao modo de preservação e às relações estratigráficas com a rocha hospedeira. As descrições foram realizadas ao longo de três trabalhos de campo, destinados à caracterização e aquisição de dados sedimentológicos, estratigráficos e paleontológicos, partindo do reconhecimento de fácies sedimentares, da descrição dos icnofósseis, da elaboração de um perfil estratigráfico, da aferição de medidas de elementos estruturais e ao georreferenciamento de distintos pontos do afloramento e da área de estudo (*vide* Silva, 2000).

O estudo icnológico envolveu descrições morfológicas e elaboração de desenhos das escavações, aquisição de fotografias e georreferenciamento dos pontos de ocorrência. O material coletado foi analisado e depositado no Laboratório de Paleontologia do Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas – UFAM, onde ainda aguarda codificação.

A descrição morfológica dos icnofósseis compreendeu o reconhecimento de caracteres diagnósticos comumente utilizados na literatura para a identificação de escavações, (*vide* Lucas *et al.*, 2006; Hasiotis *et al.*, 2007;

Marshall & Rodgers, 2012; Bordy & Krummeck, 2016), entre os quais usualmente distinguem-se: complexidade da arquitetura, orientação no substrato, dimensões e formato (longitudinal e transversal), presença/ausência de câmaras e marcas superficiais (e. g., estrias e arranhões). A descrição da morfologia arquitetural e superficial, em particular, seguiu os critérios empregados para escavações mesozoicas de crustáceos (*vide* Hasiotis *et al.*, 1993; Martin *et al.*, 2008), tetrápodes (*vide* Lucas *et al.*, 2006; Varricchio *et al.*, 2007) e peixes dipnoicos (*vide* Marshall & Rodgers, 2012; McCahon & Miller, 2015), pois estes grupos são considerados os principais produtores de escavações de dimensões compatíveis com os exemplares estudados em ambientes continentais, durante o Mesozoico.

A caracterização sedimentológica do sítio arqueológico Ponta das Lajes, seguiu as propostas de Miall (2013) para a elaboração da seção colunar e de Miall (1977b, 2006) para individualização e nomenclatura de litofácies, que se baseou no reconhecimento da litologia, geometria, textura, estruturas sedimentares, padrão de paleocorrentes e conteúdo fóssilífero.

3. RESULTADOS E DISCUSSÕES

3.1. Síntese da Caracterização Sedimentológica em Ponta da Lajes

O sítio arqueológico Ponta das Lajes aflora em uma área de aproximadamente 113 m² e é constituído por rochas sedimentares siliciclásticas que compõem uma sucessão com cerca de 12 m de espessura, onde distinguem-se arenitos, siltitos, pelitos e lentes de conglomerados. Parte desta sucessão encontra-se silicificada e/ou moderadamente intemperizada, porém é possível identificar icnofósseis, estruturas sedimentares e pedogenéticas.

A análise sedimentológica da Formação Alter do Chão possibilitou a identificação de cinco litofácies (Conglomerado maciço – Cm; Arenito com estratificação cruzada acanalada – Aa; Arenito com laminação cruzada calvalgante – Al; Arenito maciço –Am e; Pelito maciço – Pm) (Tabela 1, Figura 3).

Tabela 1 – Síntese das características das litofácies da Formação Alter do Chão identificadas no sítio arqueológico Ponta das Lajes, Manaus – AM. Processos deposicionais caracterizados de acordo com Miall (1977b, 2006).

Litofácies	Descrição	Processos Deposicionais
Conglomerado maciço (Cm)	Lentes de paraconglomerado oligomítico com estrutura maciça.	Fluxo de detritos subaquosos de baixa viscosidade associados a base de canalizações.
Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa)	Camadas com geometria lenticular de arenito fino a médio com estratificação cruzada acanalada e rizólitos disseminados.	Migração de dunas subaquosas de cristas sinuosas em regime de fluxo inferior.
Arenito com laminação cruzada cavalgante (Al)	Camadas com geometria tabular de arenito fino com laminação cruzada cavalgante subcrítica.	Migração de marcas de onda sob corrente unidirecional em regime de fluxo inferior, com contribuição de sedimentos finos via suspensão.
Arenito maciço (Am)	Camadas com geometria tabular de arenito fino a médio com estrutura maciça.	Deposição de sedimentos arenosos sem geração de formas de leito (fluxos episódicos).
Pelito maciço (Pm)	Camadas com geometria tabular de pelito com estrutura interna ausente ou indistinta (maciça). Porção superior destacada com <i>slickensides</i> , <i>peds</i> e escavações (<i>burrows</i>).	Deposição a partir da decantação de partículas finas. Exposição subaérea e pedogênese.

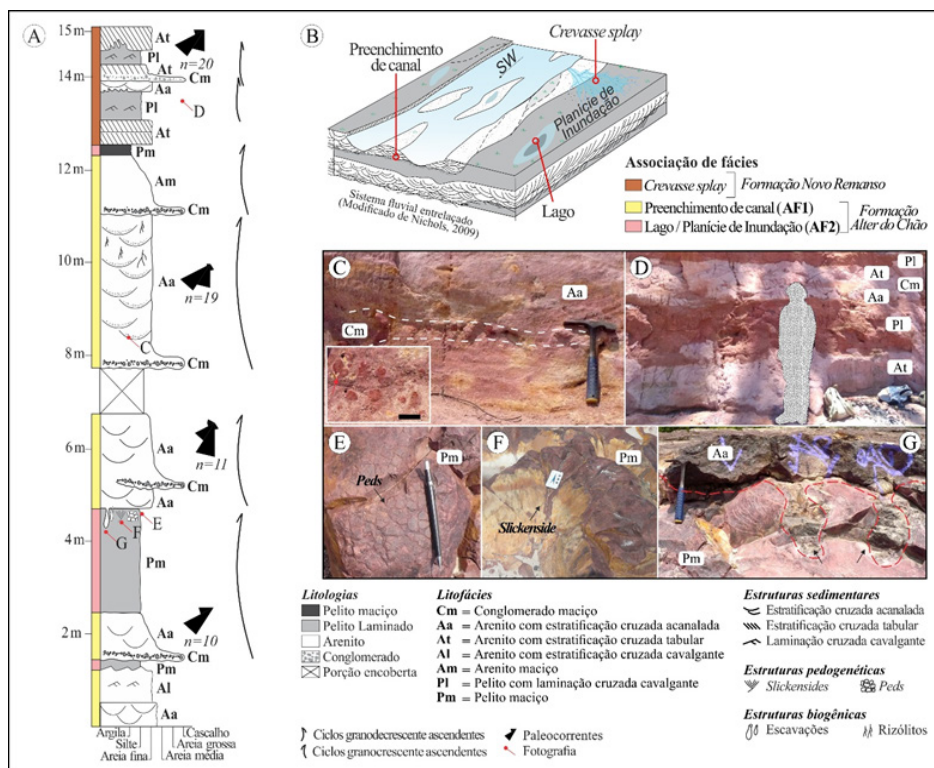
Descrição das Litofácies Sedimentares

Conglomerado maciço (Cm) – camadas lenticulares com até 15 cm de espessura de paraconglomerado oligomítico, com arcabouço constituído por seixos e calhaus de argilito subarredondados e mal selecionados imersos em uma matriz de arenito fino a médio esbranquiçado, grãos arredondados e moderadamente selecionados (Figuras 3A e 3C). A litofácies Cm apresenta estrutura maciça e relações de contato inferior erosivos destacando a base de ciclos granodecrescentes ascendentes incompletos, enquanto que o superior são gradacionais com litofácies arenosas (Aa e Am).

Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa) – camadas com geometria lenticular que podem alcançar até 4 m de espessura, compostas por arenito esbranquiçado a rosado com granulometria fina a média, grãos subarredondados e moderadamente selecionados (Figuras 3A, 3C e 3G). A litofácies Aa está organizada em *sets* entre 20 e 30 cm de estratificação cruzada acanalada com *foresets* parcialmente destacados por grânulos de quartzo subarredondados a subangulosos. Medidas de paleocorrentes nos estratos cruzados indicaram padrão unimodal para SW (média de 218° Az). Adicionalmente, são constatadas marcas de raízes disseminadas na forma de estruturas tubulares, preenchidas ou não com arenito, com orientação horizontal e vertical. As relações de contato inferior são caracterizadas como gradacionais (litofácies Cm) e planares (litofácies Pm), enquanto que

o superior são destacados por limites erosivos e planares, respectivamente com as litofácies Cm, Pm e Al.

Figura 3 – Fácies e associação de fácies das formação Alter do Chão e Novo Remanso em Ponta das Lajes, Manaus-AM; (A) Perfil estratigráfico exibindo a sucessão de fácies e as associações de fácies; (B) Bloco diagrama representativo do modelo deposicional proposto para a área de estudo; (C) Depósitos de preenchimento de canal, com destaque para os clastos de argila (seta vermelha); (D) Depósitos de *crevasse splay*; (E) *Peds* e gretas de dissecação; (F) *Slickensides* pedogenéticos; (G) Icnofósseis do tipo escavação.



Arenito com laminação cruzada cavalgante (Al) – camadas tabulares com, no máximo, 50 cm de espessura de arenitos esbranquiçados com textura fina, grãos arredondados e bem selecionados, internamente estruturadas com laminação cruzada cavalgante subcrítica (Figura 3A). O *stoss side* das lâminas cruzadas estão destacados por filmes milimétricos de siltito que preservam a calha das marcas onduladas. No topo das camadas da litofácies Al podem estar preservadas marcas onduladas assimétricas com comprimento de até 7cm e altura de até 1 cm. Ademais, a natureza dos contatos, tanto inferior quanto superior é do tipo brusco.

Arenito maciço (Am) – camadas tabulares com até 1m de espessura de arenitos esbranquiçado a rosado com textura fina a média, grãos subarredondados e moderadamente selecionados com estrutura maciça (Figura 3A). As relações de contato inferior com conglomerados (litofácies Cm) e superior com pelitos (litofácies Pm) são gradacionais.

Pelito maciço (Pm) – camadas tabulares com cerca de 2 m de espessura de pelito de coloração avermelhada com estrutura maciça (Figura 3A, 3E, 3F e 3G). Na porção superior da litofácies são constatados espelhos de falhas com superfície lustrosa (*slickensides*), gretas de dissecação poligonais do tipo *blocky*, bem como feições semi-circulares (*burrows*) preenchidas por arenitos da litofácies superior (Aa), descritas posteriormente. As relações de contato inferior com litofácies arenosas são do tipo gradacional (litofácies Aa e Al), enquanto que do contato superior são de natureza erosiva com conglomerados e arenitos.

O padrão de sucessão das fácies identificadas (Figura 3A) permitiu agrupá-las em duas associações de fácies (AF1 e AF2), interpretadas como representativas de um sistema deposicional fluvial que apresenta canalizações com estilo entrelaçado (*braided*) (Figura 3B), no qual distingue-se depósitos de preenchimento do canal fluvial (AF1) (Figura 3C) e de planície de inundação (AF2), associada a lagos de planície de inundação (Figuras 3D, 3E, 3F e 3G). Nesse modelo, estima-se que o desenvolvimento de planícies de inundação ocorreu por abandono do leito do rio, durante a migração lateral de canais fluviais.

O sistema deposicional inferido pela análise faciológica da porção basal das rochas que afloram em Ponta das Lajes, mostra concordância com trabalhos anteriores realizados na Formação Alter do Chão, para um padrão fluvial entrelaçado (e. g., Horbe *et al.*, 2006; Nogueira *et al.*, 2003).

Nesse sentido, a indicação de um sistema fluvial entrelaçado para a Formação Alter do Chão na área de estudo foi fundamentada nas propostas de Ore (1964), Allen (1965), Miall (1977a, 1977b, 1981, 2006), Riccomini & Coimbra (1993), Semeraro (2019) e Tucker (2003), distinguindo-se entre os principais padrões considerados: 1) Dominância de ciclos granocrescente ascendentes, que marcam uma elevada migração lateral; 2) Proporcionalidade entre depósitos de preenchimento de canal e planície de inundação, marcada por baixa representatividade de finos de planície de inundação, caracterizando uma sucessão de ciclos dominados por sedimentação arenosa; 3) Consistência dos valores e padrões de paleocorrentes – padrão unimodal para SW (média de 218° Az) e baixa dispersão em depósitos de preenchimento de canal; e 4) Mudanças no tamanho dos grãos em estratos cruzados, resultando na segregação de grânulos e seixos com geometria acunhada em *foresets* (Fácies Aa), consistente com o processo de migração e segregação de formas de leito parasíticas (marcas onduladas) sobre dunas subaquosas com crista sinuosa. Vale ressaltar que o *trend* unimodal

preferencialmente para SW dos padrões de paleocorrente medidos na área de estudo, também apresentam correspondência com outros estudos da Formação Alter do Chão (e. g., Nogueira *et al.*, 1999; Mendes *et al.*, 2012).

Descrições, discussões e interpretações pormenorizadas das fácies e associações de fácies podem ser apreciadas em Silva (2020), fonte dos dados utilizados neste estudo.

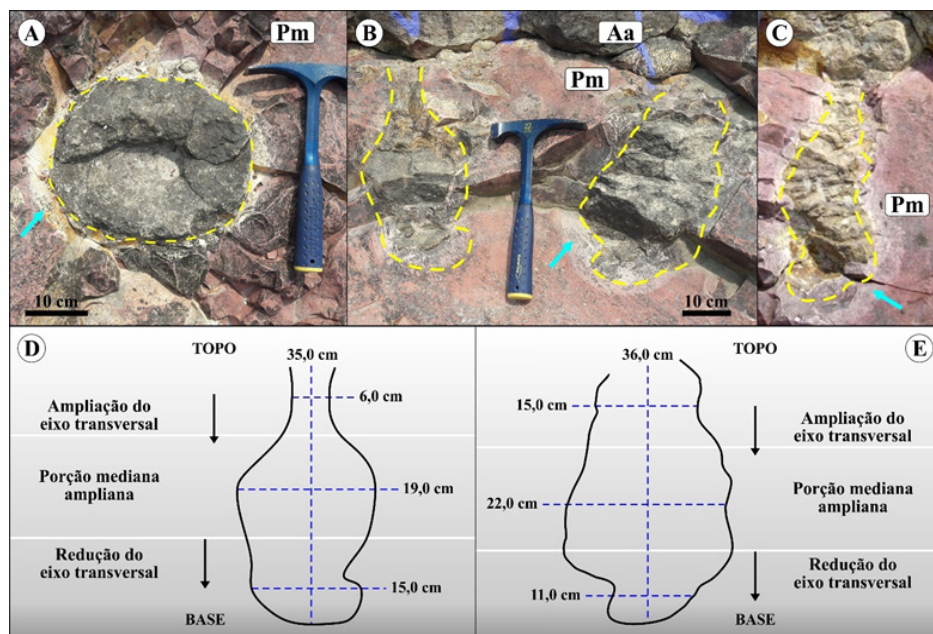
3.2. Caracterização das Escavações (*burrows*) em Ponta das Lajes

Aspectos evolutivos, ontogenéticos e ecológicos do organismo produtor se refletem em variações na arquitetura, morfologia e tamanho das escavações, contudo, segundo Dentzien-Dias *et al.* (2012), podem ser agrupadas em duas categorias: simples, quando possuem apenas um túnel; e complexas, quando constituem sistemas de túneis interligados.

Entre as principais variações morfológicas decorrentes da complexidade da arquitetura estão: orientação em relação ao substrato; forma (geometria); forma da terminação; variações de diâmetro; dimensão; textura da superfície; câmaras (se presentes ou ausentes); morfologia da câmara de giro (área ampla central, destinada à saída e entrada do animal ou animais, no caso de colônias); e morfologia da câmara terminal (expansão na qual o animal repousa). A análise de parte destes elementos fundamentou as descrições e interpretações desenvolvidas nesse estudo.

As escavações ocorrem no topo da fácies Pm e estão preenchidas por areia fina a média, condizente com a Fácies Aa sobreposta. Possuem arquitetura simples, forma cilíndrica a subcilíndrica em vista longitudinal, orientação sub-vertical em relação ao acamamento, superfície lisa a segmentada, abertura circular, terminação arredondada em vista transversal e duas variações do diâmetro bem marcadas ao longo da estrutura (Figuras 4A, 4B, 4C, 4D e 4E).

Figura 4 – Vista em afloramento de escavações em Ponta das Lajes. (A) Vista transversal da abertura, destacando o contorno circular da porção superior; (B) e (C) Vista longitudinal, na qual se observa a morfologia simples e sub vertical, destacadas por um halo de dissolução (seta azul); (D) e (E) Desenhos esquemáticos do contorno das escavações ilustradas em B, destacando as variações de diâmetro da estrutura (foram verticalizados, ampliados e estão fora de escala).



O comprimento varia entre 20,0 e 40,0 cm e o diâmetro entre 8,3 e 15,6 cm e, em resposta a essas variações, formam-se zonas mais estreitas e mais expandidas, distinguindo-se uma porção inferior estreitada e arredondada, uma porção intermediária mais larga, e uma tendência de estreitamento na porção superior (Figuras 4D e 4E). Tanto em vista longitudinal quanto transversal, halos de descoloração com espessuras entre 1,0 e 3,0 cm contornam as escavações (em destaque nas figuras 4A, 4B e 4C).

A análise dos elementos morfológicos e arquiteturais acima descritos e sua comparação com estruturas afins, levantadas na bibliografia especializada (e. g., Romer & Olson, 1954; Groenewald, 1991; Hasiotis & Bown, 1992; Hasiotis *et al.*, 1993, 2004; Miller *et al.*, 2001; Hasiotis, 2003, 2007; Hembree *et al.*, 2004; Lucas *et al.*, 2006; Varricchio *et al.*, 2007; Sidor *et al.*, 2008; Martin, 2009; Voigt *et al.*, 2011; Krapovickas *et al.*, 2013; Bordy & Krummeck, 2016; Marchetti *et al.*, 2024; Rangel *et al.*, 2024), mostra estreita semelhança com escavações produzidas por vertebrados.

A esse respeito, Lucas *et al.* (2006) sugerem como elementos diagnósticos de escavações produzidas por vertebrados, a arquitetura inclinada

e discordante ao acamamento, a forma circular à elíptica em seção transversal, o contraste entre o preenchimento da escavação e a rocha hospedeira, a existência de uma ou mais entradas na superfície e presença de câmara terminal ou porção terminal bulbosa (na ausência de câmara terminal). Como é possível observar na Figura 4, grande parte do que foi elencado por Lucas *et al.* (2006) apresenta boa correspondência com a descrição dos elementos morfológicos e arquiteturais do material estudado.

3.3. Gênese e Animal Escavador

Segundo Hasiotis *et al.* (2007) a interpretação da gênese de uma escavação biogênica baseia-se, primeiramente, no estabelecimento de comparações morfológicas com escavações de produtores conhecidos, já que são raras as ocorrências de preservação do organismo que as edificou. Do mesmo modo, o conhecimento da ecologia dos organismos produtores, também é um fator importante, já que as estruturas biogênicas são produtos comportamentais ou metabólicos.

Além disso, comportamentos e preferências biológicas podem ser empregados na inferência de parâmetros abióticos do meio, os quais, por sua vez, podem possibilitar a caracterização de ambientes deposicionais, uma prática muito comum em Paleontologia. Na área de estudo, as escavações ocorrem em fácies representativas de lagos de planície de inundação, ambiente no qual Miller *et al.* (2001) ressaltam que são mais comumente produzidas por crustáceos, tetrápodes e peixes dipnóicos.

Características distintivas das escavações produzidas por estes organismos durante o Mesozoico são apresentadas na Tabela 2, com o intuito de facilitar a comparação com a descrição do material estudado

Tabela 2 – Principais caracteres morfológicos e exemplos de escavações produzidas por invertebrados e vertebrados durante o Mesozoico.

Táxon	Crustáceos	Tetrápodes (Terapsídeos)	Tetrápodes (Dinossauros)	Peixes Dipnóicos	Material Estudado
Arquitetura	Simplex a complexas	Simplex e a complexas	Simplex, curvas a sinuosas	Simplex, cilíndricas	Simplex, cilíndricas
Orientação	Vertical e horizontal	Sub-horizantal e vertical (raro)	Sub-horizantal	Sub vertical	Sub vertical
Seção transversal	Circular a elíptica (raro)	Arredondado a subcircular	Circular a elíptica	Circular, elíptica e em forma de 8	Circular e em forma de 8 (raro)
Diâmetro (cm)	0,5 – ~10	5 – 34	30 – 40	2 – 15	2,7 – 15,6
Comprimento (cm)	24 – >200	~ 8 – ~50	100 a 200	6 – ~70	Até 40
Câmara terminal	Presente	Presente	Presente	Ausente	Ausente

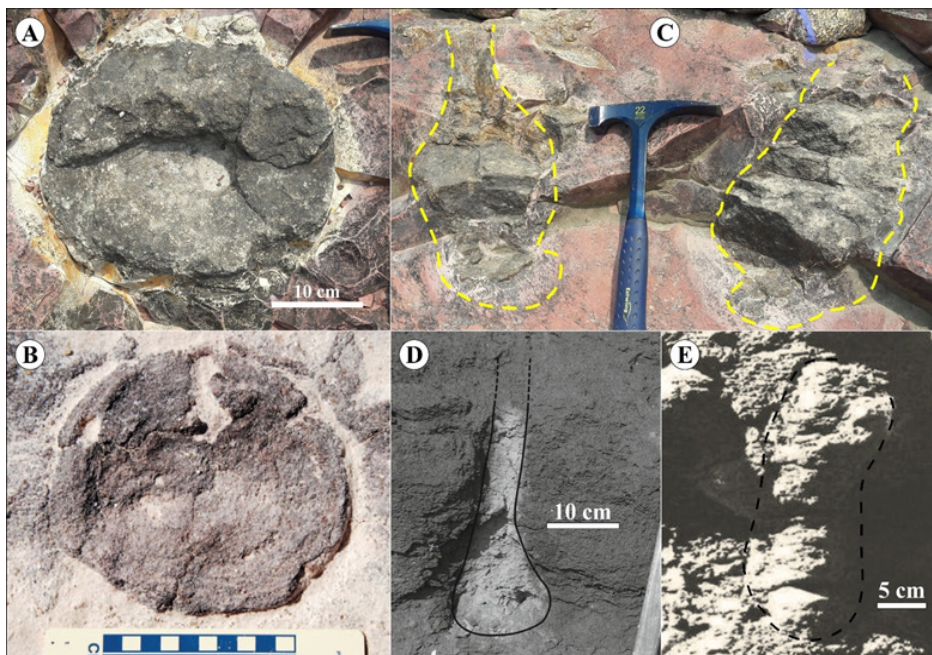
Escavações de crustáceos, são estruturas verticalizadas a sub horizontalizadas; arquitetura bastante diversificada; ampla variação de compri-

mento e diâmetro, porém com dimensões geralmente inferiores a 10 cm; predominantemente circulares em seção transversal; e com superfície frequentemente marcada por arranhões ou revestimentos lamosos (*vide* Hasiotis & Mitchell, 1993; Hasiotis *et al.*, 1993; Martin *et al.*, 2008; Baucon *et al.*, 2014). O material estudado se diferencia destas estruturas, principalmente por apresentar arquitetura simples, orientação sub vertical e terminação arredondada com diminuição do diâmetro.

As escavações produzidas por tetrápodes são descritas como estruturas de arquitetura simples sinuosas ou em galerias complexas, com orientação preferencialmente sub-horizontal e raramente sub vertical e dotadas de câmaras terminais (*e. g.*, Groenewald *et al.*, 2001; Miller *et al.*, 2001; Lucas *et al.*, 2006; Varricchio *et al.*, 2007; Martin, 2009; Modesto & Botha-Brink, 2010; Bordy *et al.*, 2017). As escavações aqui analisadas se diferenciam por apresentar forma cilíndrica a subcilíndrica, orientação sub vertical, terminação arredondada e variação longitudinal do diâmetro configurando três porções.

As escavações de peixes dipnoicos se caracterizam pela arquitetura simples; forma cilíndrica a subcilíndrica; orientação predominantemente sub vertical ou verticalizada; terminação ampliada ou arredondada (com ou sem câmara terminal); e variação de diâmetro ao longo da estrutura, conforme citado na literatura (*e. g.*, Romer & Olson, 1954; Vaughn, 1964; Carroll, 1965; Carlson, 1968; Dubiel *et al.*, 1987; Hasiotis *et al.*, 1993; Fernandes & Carvalho, 2002; Gobetz *et al.*, 2006; Hasiotis *et al.*, 2007; Marshall & Rodgers, 2012; Gaillard *et al.*, 2013; Dentzien-Dias *et al.*, 2015; McCahon & Miller, 2015; Sennikov, 2018). Neste caso, o material estudado se assemelha a estas escavações pela arquitetura simples; orientação sub-vertical; forma cilíndrica a subcilíndrica; base arredondada; variação de diâmetro ao longo da estrutura; e dimensões médias compatíveis (Tabela 2; Figura 5).

Figura 5 – Comparação entre a morfologia das escavações estudadas com ilustrações de outros autores (B – Marshall & Rodgers, 2012; D – Sennikov, 2018; E – Dubiel *et al.*, 1987), atribuídas às escavações de peixes dipnoicos. (A) e (B) Comparação em vista transversal; (C), (D) e (E) Comparação em vista longitudinal.



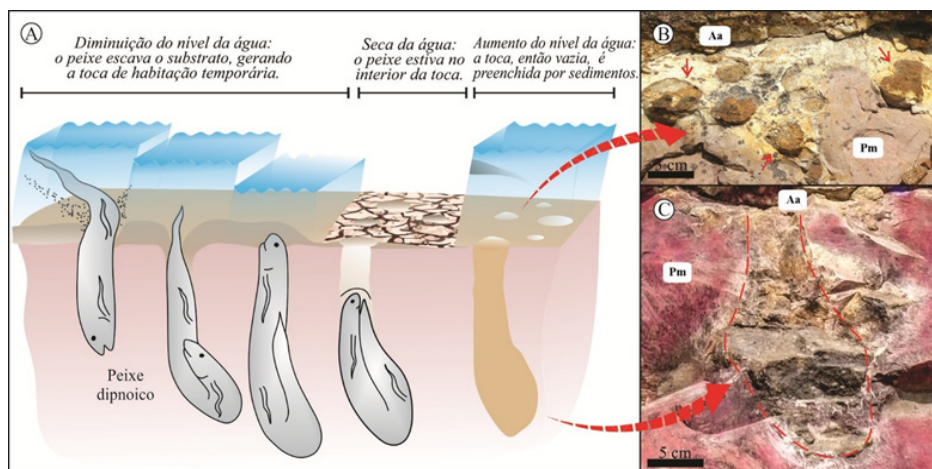
Peixes dipnoicos modernos são capazes de respirar tanto o ar atmosférico quanto o oxigênio dissolvido na água, por isso podem experimentar uma fase terrestre e uma aquática de acordo com a disponibilidade de água (*vide*, Sawaya & Shinomiya, 1972). Habitam preferencialmente lagos, mas também vivem em rios (*vide*, Carlson, 1968; Dubiel *et al.*, 1987; Mccahon & Miller, 2015; Francischini *et al.*, 2018). Assim, a depender das condições reinantes em seu *habitat* é possível que tenham uma fase terrestre e uma aquática (Sawaya & Shinomiya, 1972).

Nesse sentido, tanto com base no conhecimento da ecologia das espécies viventes (*e. g.*, Carlson, 1968; Bedatou *et al.*, 2008; Hasiotis *et al.*, 1993; Liem, 1986; Miller *et al.*, 2001; Loope, 2006; Hembree, 2010), quanto pelo registro paleontológico (*e. g.*, Carlson, 1968; Cavin *et al.*, 2007; Hasiotis *et al.*, 2007), sabe-se que peixes dipnoicos escavam escavações para habitação temporária em substratos lamosos durante períodos de vazante de rios e ressecamento de lagos.

Este processo, denominado estivação, representa uma estratégia ecológica destes animais em fases de escassez de nutrientes (sazonais ou episódicas) e outros parâmetros desfavoráveis do meio. Assim, para se

proteger das condições adversas, o peixe escava no substrato lamoso uma toca em forma de casulo com uma pequena abertura, onde se acomoda até que condições propícias sejam restauradas. Durante o período de estivação o peixe usará os pulmões para respiração até que o nível d'água suba o suficiente para que possa abandonar a “toca” (Figura 6)

Figura 6 – Reconstituição da construção de escavações de estivação por peixes dipnoicos. (A) Desenho esquemático do processo de escavação e posterior preenchimento da estrutura; (B) e (C) Vistas transversal e longitudinal de escavações atribuídas a dipnoicos em Ponta das Lajes



Segundo Miller *et al.* (2001), a preservação dessas escavações pode ocorrer quando há rápido preenchimento por sedimentos durante a ingresso de água no ambiente. Segundo Doeglas (1962), Miall (1977a) e Riccomini & Coimbra (1993), essa condição pode ocorrer em rios entrelaçados, pois a variabilidade de descarga é alta por receberem grande quantidade de água em curtos intervalos de tempo, particularmente em regiões de secas sazonais. Nesse ambiente, quando a capacidade de transportar toda carga de fundo do rio é baixa, a deposição resulta na formação de barras e ilhas que, quando a alta descarga excede as margens do canal, a água flui para as planícies, gerando depósitos de planície de inundação, como lagos e *crevasse splay*.

4. CONCLUSÕES

Iconofósseis tubulares sub verticais com arquitetura simples, cilíndrica, segmentadas e com dimensões da ordem de 20 a 40 cm de comprimento e de 8,3 a 15,6 cm de diâmetro, que ocorrem em rochas cretáceas da Formação Alter do Chão (Grupo Javari, Cretáceo da Bacia do Amazonas), no

sítio arqueológico Ponta das Lajes (Manaus-AM), foram interpretados neste estudo como escavações de estivação de peixes dipnoicos (Superordem DIPNOI, Classe OSTEICHTHYES, Superclasse GNATHOSTOMATA, Filo CHORDATA).

A identificação destes icnofósseis como escavações de estivação de dipnoicos foi principalmente fundamentada na arquitetura simples, cilíndrica a subcilíndrica da estrutura; na orientação sub-vertical em relação ao acamamento; nas variações longitudinais de diâmetro, que segmentam a estrutura em três porções relativamente bem definidas; e no típico formato arredondado da terminação, já que são atributos condizentes com o que é proposto na literatura especializada como diagnóstico para escavações destes organismos.

Apesar de não ter sido possível chegar à espécie ou mesmo ao gênero do produtor, que é um critério determinante para o reconhecimento de parâmetros bióticos e abióticos de paleoecossistemas, o significativo conhecimento da ecologia e paleoecologia dos peixes dipnoicos mostra que padrões comportamentais e *habitats* preferenciais, aparentemente, não variaram de forma significativa entre o Mesozoico e o Cenozoico. Nesse sentido, o registro paleontológico mostra que as ocorrências de escavações de dipnoicos restringem-se a ambientes aquáticos continentais, interpretados, como de baixa oxigenação e/ou submetidos a fases de ressecamento (sazonal ou episódico), nos quais as escavações são comumente feitas em substratos finos (preferencialmente pelitos), associados a ambientes lacustres e/ou fluviais (particularmente depósitos de lagos de planície de inundação).

Este padrão de registro das escavações de dipnóicos vem de encontro às interpretações paleoambientais da Formação Alter do Chão em Ponta das Lajes, obtidas pela análise do padrão de sucessão fácies, as quais permitiu individualizar duas associações de fácies (AF1 e AF2), interpretadas como representativas de um sistema deposicional fluvial entrelaçado (*braided*), no qual distingue-se depósitos de preenchimento do canal fluvial (AF1) e de planície de inundação (AF2), associada a lagos de planície de inundação, justamente onde ocorrem as escavações.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas (PPGGEO/ ICE/UFAM) e CAPES, pela oportunidade, concessão de bolsa de estudos e fornecimento de condições para o desenvolvimento deste trabalho; ao Instituto Soka e ao Centro de Pesquisas e Estudos Ambientais do Amazonas – CEPEAM pela permissão de acesso por suas dependências ao sítio Ponta das Lajes; e a todos que direta ou indiretamente contribuíram para a sua realização.

REFERÊNCIAS

- Abinader, H. D. 2008. *Depósitos cenozoicos da porção oeste da bacia do Amazonas*. Programa de Manaus, AM. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 98p.
- Allen, J. R. L. 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, **5**(2): 89-191.
- Baucon, A., Ronchi, A., Felletti, F., Carvalho, C. N. de. 2014. Evolution of Crustaceans at the edge of the end-Permian crisis: Ichnonetwork analysis of the fluvial succession of Nurra (Permian–Triassic, Sardinia, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **410**: 74-103.
- Bedatou, E., Melchor, R. N., Bellosi, E. S., Genise, J. F. 2008. Crayfish burrows from Late Jurassic–Late Cretaceous continental deposits of Patagonia: Argentina. Their palaeoecological, palaeoclimatic and palaeobiogeographical significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **257** (1-2):169-184.
- Bordy, E. M., Krummeck, W. D. 2016. Enigmatic continental burrows from the Early Triassic transition of the Katberg and Burgersdorp formations in the main Karoo Basin, South Africa. *Palaïos*, **31**(8):389-403.
- Bordy, E. M., Sciscio, L., Abdala, F., McPhee, B. W., Choiniere, J. N. 2017. First Lower Jurassic vertebrate burrow from southern Africa (upper Elliot Formation, Karoo Basin, South Africa). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **468**: 362-372.
- Carlson, K. J. 1968. The skull morphology and estivation burrows of the Permian lungfish, *Gnathorhiza serrata*. *The Journal of Geology*, **76**(6):641-663.
- Carroll, R. L. 1965. Lungfish burrows from the Michigan Coal Basin. *Science*, **148**(3672):963-964.
- Cavin, L., Suteethorn, V., Buffetaut, V., Tong, H. 2007. A new Thai Mesozoic lungfish (Sarcopterygii, Dipnoi) with an insight into post-Palaeozoic dipnoan evolution. *Zoological Journal of the Linnean Society*, **149**(2): 141–177.
- Cunha, P. R. C., Melo, J. H. G., Silva, O. B. 2007. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **15**(2): 227-251.
- D'Apolito, C., Silva-Caminha, S. A. F., Jaramillo, C. 2024. Palynology of core 1-AS-20-AM from the Miocene and Quaternary of western Amazonia. *Acta Palaeobotanica*, **64**(2):310-334.
- Daemon, R. F. 1975. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, bacia do Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*, **5**(2):58-84.
- Dentzien-Dias, P. C., Figueiredo, A. E. Q., Schultz, C. L. 2012. Sobre a gênese das tocas de tetrápodes do Paleozoico e Mesozoico. *Pesquisas em*

Geociências, **39**(2):99-107.

Dentzien-Dias, P., Francischini, H., Guerra-Sommer, M., Manfroid, J., Menegat, R. 2015. Lungfish aestivation burrow from Upper Permian of the Paraná Basin, Brazil. *Arabian Journal of Earth Science*. special issue, 17-18.

Dino, R., Silva, O. B., Abrahão, D. 1999. Caracterização palinológica e estratigráfica dos estratos cretáceos da Fm. Alter do Chão, Bacia do Amazonas. *In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil. Boletim de Resumos Expandidos*. Rio Claro: SBG, p. 557-565.

Dino, R., Soares, E. A. A., Antonioli, L., Riccomini, C., Nogueira, A. C. R. 2012. Palynostratigraphy and sedimentary facies of Middle Miocene fluvial deposits of the Amazonas Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **34**: 61-80.

Doeglas, D. J. 1962. The structure of sedimentary deposits of braided rivers. *Sedimentology*, **1**(3):167-190.

Dubiel, R. F., Blodgett, R. H., Bown, T. M. 1987. Lungfish burrows in the Upper Triassic Chinle and Dolores Formations, Colorado Plateau. *Journal of Sedimentary Research*, **57**(3):512-521.

Fernandes, A. C. S., Carvalho, I. S. 2002. Uma provável escavação de dipnoico na Formação Ponta Grossa, Devoniano da Bacia do Paraná. *Arquivos do Museu Nacional*, **60**(3):207-211.

Francischini, H., Dentzien-Dias, P., Guerra-Sommer, M., Menegat, R., Santos, J. O. S., Manfroi, J., Schultz, C. L. 2018. A middle Permian (Roadian) lungfish aestivation burrow from the Rio do Rasto Formation (Paraná Basin, Brazil) and associated U-Pb dating. *Palaios*, **33**(2):69-84.

Franzinelli, E. & Igreja, H. 2011. Ponta das Lajes e o Encontro das Águas, AM – A Formação Alter do Chão como moldura geológica do espetacular Encontro das Águas Manauara *In: Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*, **3**: 312.

Frey, R. W. The Study of Trace Fossils: 1975. *A synthesis of principles, problems, and procedures In Ichnology*. Springer-Verlag, 1975, 1020 p.

Gaillard, C., Olivero, D., Chebance, M. 2013. Probable aestivation burrows from the Eocene/Oligocene transition in south-eastern France and their paleoenvironmental implications. *Palaeoworld*, **22**(1-2):52-67.

Gobetz, K. E., Lucas, S. G., Lerner, A. J. 2006. Lungfish burrows of varying morphology from the Upper Triassic. *The Triassic-Jurassic Terrestrial Transition*, **37**: 40.

Groenewald, G. H. 1991. Burrow casts from the Lystrosaurus-Procolophon Assemblage-zone, Karoo Sequence, South Africa. *Koedoe*, **34**(1): 13-22.

Groenewald, G. H., Welman, J., MacEachern, J. 2001. Vertebrate Burrow

- Complexes from the Early Triassic Cynognathus Zone (Driekoppen Formation, Beaufort Group) of the Karoo Basin, South Africa. *Palaios*, **16** (2): 148–160.
- Hasiotis, S. T., Bown, T. M. 1992. *Invertebrate trace fossils: the backbone of continental ichnology*. Short Courses in Paleontology, v. 5, p. 64–104.
- Hasiotis, S. T., Mitchell, C. E., Dubiel, R. F. 1993. Application of morphologic burrow interpretations to discern continental burrow architects: lungfish or crayfish?. *Ichnos: An International Journal of Plant & Animal*, **2**(4):315–333.
- Hasiotis, S. T., Wellner, R. W., Martin, A. J., & Demko, T. M. 2004. Vertebrate Burrows from Triassic and Jurassic Continental Deposits of North America and Antarctica: Their Paleoenvironmental and Paleocological Significance. *Ichnos*, **11**(1–2):103–124.
- Hasiotis, S. T., Platt, B. F., Hembree, D. I., & Everhart, M. J. 2007. *The Trace-Fossil Record of Vertebrates*. In: Miller, W. III (editor). *Trace Fossils: Concepts, Problems, Prospects*. Chapter 12. Elsevier Press, p.196–218.
- Hasiotis, S. T., Mitchell, C. E., Dubiel, R. F. 1993. Application of morphologic burrow interpretations to discern continental burrow architects: lungfish or crayfish?. *Ichnos: An International Journal of Plant & Animal*, **2** (4): 315–333.
- Hasiotis, S. T. 2003. Complex inchofossil of solitary and social soil organisms: Understanding their evolution and roles in terrestrial paleoecosystems. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **192**:259–320.
- Hasiotis, S. T. 2007. Continental ichnology: fundamental processes and controls on trace-fossil distribution. In: Miller, W. III (editor). *Trace Fossils: Concepts, Problems, Prospects*. Chapter 16. Elsevier Press, p. 268–284.
- Hembree, D. I., Martin, L. D., Hasiotis, S. T. 2004. Amphibian burrows and ephemeral ponds of the Lower Permian Speiser Shale, Kansas: evidence for seasonality in the midcontinent. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **203**(1–2):127–152.
- Hembree, D. I. 2010. Aestivation in the fossil record: evidence from ichnology. *Progress in Molecular and Subcellular Biology*, **49**:245–262.
- Hoorn, C., Roddaz, M., Dino, R., Soares, S., Uba, C., Ochoalozano, D., Mapes, R. 2010. The Amazonian Craton and its influence on past fluvial systems (Mesozoic-Cenozoic, Amazonia). In: Hoorn, C., Wesselingh, F. P. (Eds.), *Amazonia, landscape and species evolution: A look into the past*. Chapter 7. Hoboken, NJ: Wiley, p. 103–122.
- Horbe, A. M. C., Vieira, L. C., Nogueira, A. C. R. 2006. Geoquímica de camadas vermelhas bioturbadas da Formação Alter do Chão, Cretáceo da Bacia do Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*, **36**(3):396–402.
- Horbe, A., Motta, M., Almeida, C., Dantas, E., Vieira, L. 2013. Provenance of Pliocene and recent sedimentary deposits in western Amazonia, Brazil:

Consequences for the paleodrainage of the Solimões-Amazonas River. *Sedimentary Geology*, 296: 9–20.

Krapovickas, V., Mancuso, A. C., Marsicano, C. A., Domnanovich, N. S., Schultz, C.L. 2013. Large tetrapod burrows from the Middle Triassic of Argentina: a behavioural adaptation to seasonal semi-arid climate?. *Lethaia*, 46(2):154-169.

Liem, K. F. 1986. The biology of lungfishes: An epilogue. *Journal of Morphology*, 190(S1):299-303.

Loope, D. B. 2006. Burrows dug by large vertebrates into rain-moistened Middle Jurassic sand dunes. *The Journal of Geology*, 114(6):753-762.

Lucas, S. G., Gobetz, K. E., Odier, G.P., McCormick, T., Egan, C. 2006. Tetrapod burrows from the lower Jurassic Navajo Sandstone, southeastern Utah. *New Mexico Museum of Natural History Bulletin*, 37:147-154.

Marchetti, L., MacDougall, M., Buchwitz, M., Canoville, A., Herde, M., Kammerer, C., Fröbisch, J. 2024. Origin and early evolution of vertebrate burrowing behaviour. *Earth-Science Reviews*, **250**(104702):1-37. 104702.

Marshall, M. S., Rodgers, R. R. 2012. Lungfish burrows from the upper cretaceous Maevarano Formation, Mahajanga basin, northwestern Madagascar. *Palaios*, 27(12):857-866.

Martin, A. J., Rich, T. H., Poore, G. C., Schultz, M. B., Austin, C. M., Kool, L., Vickers-Rich, P. 2008. Fossil evidence in Australia for oldest known freshwater crayfish of Gondwana. *Gondwana Research*, 14(3):287-296.

Martin, A. J. 2009. Dinosaur burrows in the Otway Group (Albian) of Victoria, Australia, and their relation to Cretaceous polar environments. *Cretaceous Research*, 30(5):1223-1237.

McCahon, T. J., Miller, K. B. 2015. Environmental significance of lungfish burrows (Gnathorhiza) within Lower Permian (Wolfcampian) paleosols of the US midcontinent. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 435:1-12.

Mendes, A. C., Truckenbrod, W., Nogueira, A. C. R. 2012. Análise faciológica da Formação Alter do Chão (Cretáceo, Bacia do Amazonas), próximo à cidade de Óbidos, Pará, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 42(1): 39-57.

Mendes, A. C. 2015. *Fácies e Proveniência de Depósitos Siliciclásticos Cretáceos e Neógenos da Bacia do Amazonas: Implicações para a História Evolutiva do Proto-Amazonas*. Belém, PA. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Belém, 113 p.

Miall, A. D. 1977a. A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, 13(1):1-62.

Miall, A. D. 1977b. Lithofacies Types and Vertical Profile Models in Braided River Deposits: A Summary. In: Miall, A. D. (editor). *Fluvial Sedimentology*.

Geological Survey of Canada, Calgary, p. 597-604.

Miall, A. D. 1981. *Analysis of Fluvial Depositional Systems*. American Association of Petroleum Geologists Fall Education Conference, Calgary, 76 p.

Miall, A. D. 2006. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Berlin, Springer-Verlag, 582 p.

Miall, A. D. 2013. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Springer Science & Business Media, 668 p.

Miller, M. F., Hasiotis, S. T., Babcock, L. E., Isbell, J. L., Collinson, J. W. 2001. Tetrapod and large burrows of uncertain origin in Triassic high paleolatitude floodplain deposits, Antarctica. *Palaios*, 16(3): 218-232.

Modesto, S. P., Botha-Brink, J. 2010. A burrow cast with *Lystrosaurus* skeletal remains from the Lower Triassic of South Africa. *Palaios*, 25 (4): 274-281, 2010.

Motta, M. B. 2008. *Proveniência da formação Içá e de sedimentos do rio Solimões, entre os municípios de Tefé e Manacapuru, Amazonas*. Manaus, AM. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Amazonas, Manaus. 114 p.

Nogueira, A. C. R., Vieira, L. C., Suguio, K. 1999. Paleossolos da Formação Alter do Chão, Cretáceo-Terciário da Bacia do Amazonas, Regiões de Presidente Figueiredo e Manaus. In: *Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, 5, Serra Negra, SP. *Boletim...* Rio Claro: UNESP, p. 261-266.

Nogueira, A. C. R.; Silva Júnior, J. D., Horbe, A. M. C., Soares, J. L., Monteiro, A. D. 2003. A gênese dos níveis silicificados da Formação Alter do Chão, Cretáceo Superior da bacia do Amazonas. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 8, Manaus, CD - ROM.

Ore, H. T. 1964. Some criteria for recognition of braided stream deposits. *Rocky Mountain Geology*, 3(1):1-14.

Palma, K. A. L. 2014. *Gênese e distribuição das silicificações aflorantes em Manaus*. Manaus, AM. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Amazonas Manaus, 116 p.

Rangel, C., Francischini, H., Alessandretti, L., Warren, L., Christofolletti, B., Sedorko, D. 2024. Vertebrate Paleoburrow as a Seasonality Indicator in Early Cretaceous Três Barras Formation (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 149:1-8.

Riccomini, C., Coimbra, A. M. 1993, Sedimentação em rios entrelaçados e anastomosados. *Boletim IG-USP. Série Didática*, 6:1-37.

Rindsberg, A. K. 2012. Ichnotaxonomy: finding patterns in a welter of information. In: Knaust, D., Bromley, R. G. (editors). *Trace fossils as indicators of sedimentary environments* Developments in Sedimentology, **64**. Elsevier,

Burlington, Massachusetts, p. 45–78.

Romer, A.S. & Olson, E.C. 1954. Aestivation in a Permian lungfish. *Breviora* Museum of Comparative Zoology, number 30, 8 p.

Rossetti, D. F. & Netto, R. G. 2006. First evidence of marine influence in the Cretaceous of the Amazonas Basin, Brazil. *Cretaceous Research*, **27**(4):513-528.

Sawaya, P., Shinomiya, N. 1972. Biologia da Tambaki-M'boya – *Lepidosiren paradoxa* (Fitz. 1836) peixe, dipnoico – metabolismo da glicose. *Boletim de Zoologia e Biologia Marinha*, 29: 1-44.

Semeraro, A. 2019. Paleocurrent variability in meandering and braided river systems: Modern calibration and stratigraphic case studies spanning the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Short Contributions Keck Geology Consortium* **32**:1-8.

Sennikov, A. G. 2018. Lungfish (Dipnoi) Burrows from the Triassic of the Southern Cis-Urals. *Paleontological Journal*, **52**(12):1408-1411.

Sidor, C. A., Miller, M. F, Isbell, J. L. 2008. Tetrapod burrows from the Triassic of Antarctica. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 28(2):277-284.

Silva, T. G. 2020. *Iconofósseis da Formação Alter do Chão (Grupo Javari, Bacia do Amazonas) em Ponta das Lajes, Manaus (AM): Classificação e Inferências Paleoambientais*. Manaus, AM. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 102p.

Soares, E., Dino, R., Soares, D., Antonioli, L., Silva, M. 2015. New sedimentological and palynological data from surface Miocene strata in the central Amazonas Basin area. *Brazilian Journal of Geology*, **45**(3):337-357.

Soares, E., Wahnfried, I., Dino, R. 2016. Subsurface stratigraphy of the cretaceous-neogene sedimentary sequence of Manaus and Itacoatiara regions, Central Amazon. *Geologia USP. Série Científica*, 16(1):22-41.

Souza, V. S., Nogueira, A. C. R. 2009. Manaus-Presidente Figueiredo (AM), borda norte da Bacia do Amazonas: um guia para excursão de campo. *Revista Brasileira de Geociências*, **39**(1):16-29.

Tucker, M. E. 2003. *Sedimentary rocks in the field*. John Wiley & Sons, 349 p.

Varricchio, D. J., Martin, A. J., Katsura, Y. 2007. First trace and body fossil evidence of a burrowing, denning dinosaur. *Proceedings of the Royal Society of Biological Sciences*, **274**(1616): 1361-1368.

Vaughn, P. P. 1964. Evidence of Aestivation Lungfish from the Sangre de Cristo Formation Lower Permian of Northern New Mexico. *Los Angeles County Museum*, 80:1-8.

Vieira, L.C. 2002. *Paleossolos de depósitos cretáceos da Formação Alter do Chão, Nordeste do Amazonas*. Manaus, AM. Dissertação de Mestrado,

Universidade Federal do Amazonas. Manaus, 83p.

Voigt, S., Schneider, J. W., Saber, H., Hminna, A., Lagnaoui, A., Klein, H., Brosig, A., Fischer, J. 2011. Complex tetrapod burrows from Middle Triassic red beds of the Argana basin (western High Atlas, Morocco). *Palaïos*, 26(9):555-566.

CAPÍTULO 4

Considerações palinológicas sobre a Formação Manacapuru em Presidente Figueiredo, Amazonas

Patrícia Ferreira Rocha¹

Wemeson Carlos dos Santos Araújo²

Rosemery Rocha da Silveira³

RESUMO

A região de Presidente Figueiredo corresponde a uma porção da Amazônia famosa por seus atrativos principais: cavernas, cachoeiras e corredeiras. Nos últimos anos tem-se realizada a proposta de criação de Geoparque Cachoeira da Amazônia, composta por vários geossítios, como o da Formação Manacapuru, que é pauta de alguns estudos geológicos/paleontológicos, que apontam para um ambiente marinho ocorrido em torno de 400 milhões de anos. O presente estudo desenvolve-se na Formação Manacapuru, e tem por objetivo principal o levantamento sistemático/taxonômico dos quitinozoários, acritarcos e miósporos, que seguem apresentados, respectivamente. Os táxons de quitinozoários reconhecidos foram: *Ancyrochitina* cf. *A. brevis*; *A. aff. A. tomentosa*; *A.?* ex. gr. *A. floris*, *A. sp.* A sensu Grahn & Melo 2003, *Angochitina filosa*, *Angochitina elongata*, *Angochitina* sp.; aff. *A. cyrenaicensis*, *Armigutta urubuense*, *Belonechitina* cf. *B. sp.* A sensu Grahn 2005b, *Bursachitina* sp. A sensu Grahn & Melo 2003, *Cingulochitina ervensis*, *C. aff. C. serrata*, *Fungochitina kosovensis*, *Hoegisphaera* sp. A, *Lagenochitina navicula*, *Linochitina* sp. A sensu Grahn & Melo 2003, *Plectochitina carminae*, *Ramochitina* sp. sensu Grahn & Melo 2003, *Saharochitina* sp. A, *Sphaerochitina sphaerocephala* e *Vinnalochitina corinnae*. Após leitura das lâminas foi possível reconhecer 12 espécies de acritarcos, a partir de 5 lâminas lidas: *Baltisphaeridium gueltaense*, *Diexallophasis denticulate*, *Domasia rochesterensis*, *Estiastra* sp., *Goniosphaeridium canningia*, *Leiosphaeridium* sp., *Michrystidium stellatum*, *Neoveveryhachium carminae*, *Orthosphaeridium insculptum*, *Salopidium granuliferum*, *Tasmanites minutus* e *Veryhachium trispinosum*. Sobre os estudos dos miósporos, para a mesma amostragem, obteve-se o registro de 86 espécimens distribuídos em 7 espécies: *Archaeozonotriletes chulus*, *Bevitritiles delicatus*, *Brochotrilete foveolatus*, *Calamospora hartungiana*, *Cymbosporites dittonensis*, *Horriditriletes* sp. e *Punctatisporites subtritus*. A ocorrência de táxons como quitinozoários e acritarcos confirma que a região de Presidente Figueiredo estava sob as condições de um ambiente exclusivamente marinho, que para o Lochkoviano (Siluro-Devoniano) era submetido ao aporte de elementos continentais, como os miósporos. Esses contextos paleontológicos confirmam a presença de águas frias e grandes paleolatitudes do conhecido Gondwana.

Palavras-chave: Palinologia, Formação Manacapuru, Bacia do Amazonas.

ABSTRACT

The Presidente Figueiredo region corresponds to a portion of the Amazon famous for its main attractions: caves, waterfalls and rapids. In recent years, a proposal was made to create the Cachoeira da Amazônia Geopark, made up of several geosites, such as

1 Egresso do PPGGEO-UFAM

2 Discente do PPGGEO-UFAM

3 Docente do DEGEO-UFAM

the Manacapuru Formation, which is based on some geological/paleontological studies, which point to a marine environment that occurred around 400 million years ago. The present study takes place in the Manacapuru Formation, and its main objective is the systematic/taxonomic survey of chitinozoans, acritarchs and miospores, which follows, respectively. The recognized chitinozoan taxa are: *Ancyrochitina* cf. *A. brevis*; *A. aff. A. tomentosa*; *A.?* ex. gr. *A. floris*, *A. sp. A* sensu Grahn and Melo 2003, *Angochitina filosa*, *Angochitina elongata*, *Angochitina sp.*; *aff. A. cyrenaicensis*, *Armigutta urubuense*, *Belonechitina* cf. *B. sp. A* sensu Grahn 2005b, *Bursachitina sp. A* sensu Grahn and Melo 2003, *Cingulochitina ervensis*, *C. aff. C. serrata*, *Fungochitina kosovensis*, *Hoegisphaera sp. A*, *Lagenochitina navicula*, *Linochitina sp. A* sensu Grahn and Melo 2003, *Plectochitina carminae*, *Ramochitina sp. sensu Grahn and Melo 2003*, *Saharochitina sp.*, *A. Sphaerochitina sphaerocephala* e *Vinnalochitina corinnae*. After Reading the slides, it was possible to recognize 12 species of acritarchs, from 5 slides read: *Baltisphaeridium gueltaense*, *Diexallophasis denticulate*, *Domasia rochesterensis*, *Estiastra sp.*, *Goniosphaeridium canningia*, *Leiosphaeridia sp.*, *Micrhystridium stellatum*, *Neoverhachium carminae*, *Orthosphaeridium insculptum*, *Salopidium granuliferum*, *Tasmanites minutus* and *Verhachium trispinosum*. Regarding the study of miospores, for the same samples read, 86 specimens distributed in 7 species were recorded: *Archaeozonitrites chulus*, *Brevitritetes delicatus*, *Brochotritetes foveolatus*, *Calamospira hartungiana*, *Cymbosporites dittonensis*, *Horriditritetes sp.*, *Punctatisporites subtritus*. The occurrence of taxa such as chitinozoans and acritarchs confirms that the Presidente Figueiredo region was under conditions an exclusively marine environment, which for the Lochkovian (Siluro-Devonian) was subject to the contribution of continental elements, such as miospores. These paleontological contexts confirm the presence of cold waters and large paleolatitudes of the known Gondwana.

Keywords: Palynology, Manacapuru Formation, Amazonas Basin.

1. INTRODUÇÃO

Uma das áreas de maior aplicação e fascínio dentro da Paleontologia é aquela destinada a entender os organismos de pequenas dimensões, nomeada como Paleopalinologia. Esta corresponde a um campo onde estão inseridos os microfósseis de parede orgânica, ou simplesmente nomeados palinórmorfos. Mas quem são esses representantes? Quase sempre compreendida como a área que agrega exclusivamente os fósseis de esporos e pólenes, a Paleopalinologia na verdade comporta também diversos grupos como acritarcos, quitinozoários, dinoflagelados, escolocodontes, esporos de fungos e até mesmo foraminíferos de parede orgânica, algumas desses elementos já extintos (Antunes & Melo, 2001; Armstrong & Brasier, 2005; Carvalho, 2011, Cruz, 2011 a,b,c)

As dimensões deles oscilam entre 10 - 1.000 µm, e podem estar relacionados aos animais e vegetais que habitam mares e ou continentes. Por sua natureza, podem ser classificados em autóctones, que se refere aquilo e/ou aquele que é natural da região ou do território em que habita; ou alóctone, quando não é natural do lugar em que se encontra. Esta última condição confere aos palinórmorfos alóctones como mais usuais para a realização de correlações cronoestratigráficas (Antunes & Melo, 2001)

Estes diminutos organismos são passíveis de visualização após demorada técnica de extração de rochas, dada a condição de demasiada re-

sistência, devido a sua composição química especial. Esse procedimento de concentração de palinomorfos exige ácidos específicos, e as etapas de confecção de lâminas para leitura palinológica também são pormenorizadas em diversos estudos, com ligeiras discrepâncias, de acordo com o intervalo de tempo em que estão contextualizados, podendo apresentar diferenças, entretanto, entre um método de extração de palinomorfos paleozoicos e meso-cenozoicos (Uesugui, 1979; Silveira, 2005).

Vistos somente com o emprego de potentes instrumentos de aumento, como microscópios ópticos ou microscópio eletrônico de varredura, esses seres revelam beleza e grau de elaboração propiciados por sua ornamentação, arquitetura, que levam a fascinação e despertam curiosidade. Por que esse grupo é promissor e empregado em pesquisas geológicas? No geral, o diminuto tamanho, sua ampla distribuição geográfica (que está relacionado a maneira com que se dispersam, ou seja, se são cosmopolitas), o grande número de indivíduos em uma população, o fácil reconhecimento morfológico, fazem deles um dos microfósseis de maior emprego em estudos de posicionamento estratigráfico, paleoambiental, paleoecológico, paleoclimáticos, paleobiogeográfico, etc.

O território brasileiro apresenta em seus estratos paleozoicos uma paleontologia generosamente representada, com grande repercussão de dados das bacias interiores/intracratônicas do Paraná, Parnaíba e Amazonas, como os relacionados a fósseis de invertebrados, vertebrados, paleofloras, associadas a informações de cunho diversos (Carvalho *et al.*, 2007; Faria *et al.*, 2007), e sobretudo relativo a microfósseis (Grahm, 1992, 2005; Grahm *et al.*, 2001, 2006, 2008; Grahm & Melo, 2003; Azevedo-Soares & Grahm, 2005; Azevedo-Soares, 2009; Rocha *et al.*, 2019; Bender *et al.*, 2021; Steemans *et al.*, 2021; Martínez-Blanco *et al.*, 2024). Já as bacias do Solimões e Acre têm em estratos paleozoicos exclusiva representação de microfósseis, como palinomorfos, uma vez que os depósitos paleozoicos nessa bacia quase não afloram, desfavorecendo os achados de microfósseis.

Especialmente para o Paleozoico da Bacia do Amazonas o Grupo Trombetas apresenta o arcabouço litoestratigráfico mais antigo a apresentar microfósseis, encontrados fósseis corpóreos principalmente nas Formações Pitinga e Manacapuru (Amazonas e Pará), além de icnofósseis na Formação Nhamundá (Caputo, 1984; Grahm, 1992; Wanderley Filho *et al.*, 2005; Tomassi *et al.*, 2015; Rocha *et al.* 2019), enquanto no Grupo Urupadí, também a Formação Ererê insere espécies de braquiópodes, no estado do Pará (Faria *et al.*, 2007).

No estado do Amazonas, apesar de potencial paleontológico, apenas os grupos microfósseis apresentam boa representação para estudos Paleozoicos. Apresentaremos um panorama sobre o significado e aplicação dos palinomorfos marinhos (quitinozoários e acritardos) e aqueles transpor-

tados para lá (miósporos), no contexto exclusivo da Formação Manacapuru, no início do Devoniano, na área de Presidente Figueiredo, Amazonas.

1.1 Um breve panorama sobre alguns dos microfósseis de parede orgânico

Como vimos anteriormente, os microfósseis, por constituírem uma importante ferramenta para a datação das rochas sedimentares, vêm sendo o principal alvo de estudos de diversas unidades estratigráficas. A Formação Manacapuru não se diferencia delas, já que apresenta um grande potencial a preservação de matéria orgânica, conferindo-lhe uma tonalidade escura, típica de ambientes redutores, o que favorece o emprego de palinomorfs específicos do Paleozoico, como: quitinozoários, acritarcos e esporomorfos (especialmente os miósporos, para este último caso) (Grahn & Paris, 1992; Grahn & Melo, 2003; Grahn, 2005a, 2005b; Cardoso & Rodrigues, 2005; Azevedo-Soares & Granh, 2005; Steemans *et al.*, 2008; Azevedo-Soares, 2009; Rocha *et al.*, 2019).

Na introdução foram apresentados os diversos tipos de palinomorfos, mas para fins didáticos, veremos individualmente os três mencionados anteriormente. Aqui será verificada suas peculiaridades e usos, o que pode ajudá-lo a eleger com maior eficácia, qual(is) pode(m) ser melhor empregados para atividades no futuro. Além disso, será apresentada uma breve revisão sobre sua aplicabilidade na Formação Manacapuru.

1.1.1. Quitinozoários

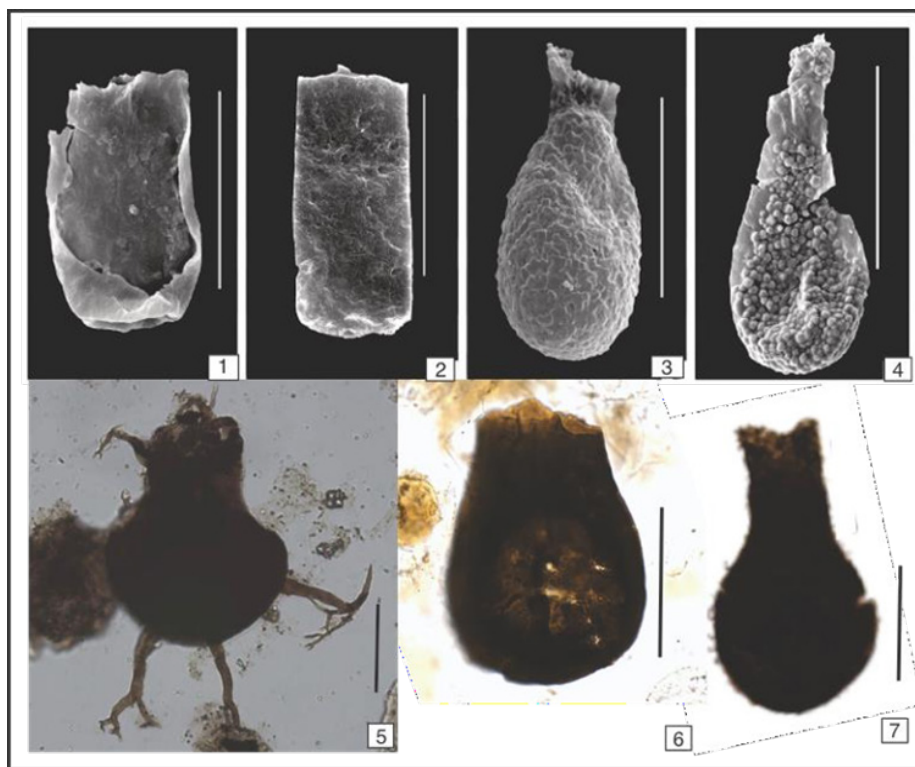
Começamos com os “vasinhos/garrafinhas” misteriosos, conhecidos na micropaleontologia como quitinozoários. Estes organismos extintos, exclusivamente marinhos, possuem parede orgânica de composição quitinóide (Fig.1). Ao longo do eixo central, são dotados de simetria radial, e apresentam dimensões “gigantes” para o grupo de palinomorfos, de 600 a 2000 µm de comprimento (Cruz, 2011a). Estes podem ocorrer isolados, em colônias curtas ou longas, e apresentam morfologia tipicamente com aspecto de vasos, que não se sabe as relações filogenéticas, mas que provavelmente relacionam-se a animais (postura?) (Seyve, 1990).

O primeiro trabalho sobre essas formas foi publicado por Eisenack (1931), para tratar das unidades Siluro-devonianas da região báltica. De fato, os quitinozoários são considerados excelentes formas guias, tendo surgido no Ordoviciano e alcançado o seu máximo no Ordoviciano Médio (Darriwiliano), enquanto atravessaram por várias fases de extinção e evolução ao longo do Siluriano e Devoniano.

Coube a Lange (1967) a execução de um estudo pioneiro empregando Chitinozoas e Leiofusidae, recuperados de afloramentos dos rios Urubu e Urupadi. Esse estudo objetivava o estabelecimento de zoneamento

bioestratigráfico da coluna Siluro - Devoniana, na então Bacia do Baixo Amazonas.

Figura 1. Quitinozoários Siluro-devonianos das formações Wixiahe (China) e Manacapuru (Brasil): (1-4) Imagens em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV). (1-2) *Conochitina* sp.; (3-4) *Angochitina longicollis*; (5-7) Imagens em Microscopia Óptica: 5. *Ramochitina bjornsundquist*; 6. *Conochitina tuba*; 7. *Angochitina filosa* (extraído de; Tang et al., 2015; Rocha et al., 2019). Escala corresponde a 50µm.



Os quitinozoários também foram estudados com objetivo de datação do Grupo Trombetas por Quadros (1985a, 1985b *apud* Grahn, 1992) que posicionou a Formação Manacapuru no intervalo Lochkoviano superior - Pragiano. Quadros *apud* Grahn (1992); Grahn (1992) e Grahn & Paris (1992) dataram a base da Formação Manacapuru no intervalo Ludloviano superior ao Pridoliano, e seu topo como pertencente ao Lockoviano inferior.

Mais tarde Grahn & Melo (2003) propuseram uma revisão da coluna estratigráfica proposta por Lange (1967), para a região dos rios Urubu, Uatumã e Abacate, localizados na margem norte da porção central da Bacia do Amazonas, que seguirão apresentados nas discussões. Outros autores também abordaram o posicionamento de unidades paleozoicas da

bacia do Amazonas; posteriormente, o que será mais detalhadamente apresentado nas discussões.

1.1.2. Acritarcos

Este grupo é conhecido como “saco de gato”, por agregar formas que não se sabe atribuir uma relação biológica certa. O termo acritarco (do grego akritos = incerto, arche = origem) foi cunhado por Evitt (1963), para se referir aos palinórfos de natureza biológica desconhecida até certos limites, pois muito dos táxons identificados como acritarcos têm parentesco com algas clorofíceas (Félix & Souza, 2012). Os autores Antunes & Melo (2001) complementam, definindo ainda como representantes com corpúsculo orgânicos semelhantes aos dinoflagelados, mas taxonomicamente distintos.

São protistas unicelulares, compostos de parede orgânica, autotróficos, planctônicos, de paredes orgânicas, podendo apresentar parede ornamentada com sulcos ou prolongamentos. São caracterizados pela presença de vesículas que podem ocorrer ornamentadas ou não, cujas formas variam entre esférica, fusiforme, estrelada ou prismática (Fig.2).

São predominantemente marinhos, com potencial bioestratigráficos, já que têm ampla distribuição, diversidade e evoluíram muito rapidamente durante o tempo geológico, tornando-o aplicáveis para zoneamento bioestratigráficos, regionais ou globais, especialmente do Pré- Cambriano e do Eopaleozoico (Cambriano ao Devoniano), tendo sido empregados em zonas de associações e de intervalo destas idades (Molyneaux *et al.*, 1996; Antunes & Melo, 2001; Playford, 2003)

Fig. 2. (1-4) Acritarcos ordovicianos da Formação Saq, Arabia Saudita: 1. *Brakella rara*; 2. *Veryhachium trispinosum*; 3. *Virgatasporites rudii*; 4. *Comasphaeridium* aff. *C. pratulum*; (5 – 8) Espécies de acritarcos retrabalhados do devoniano, no mioceno da Formação Solimões, Coari, Bacia do Solimões: 5. *Multiplicisphaeridium* sp.; 6. *Umbellasphaeridium saharicum*; 7. *Maranhites brasiliensis*; 8. *Maranhites insulatus* (extraído e modificado de Silveira (2005) e Lé Hérisse *et al.* (2017). Escala corresponde a 20µm.



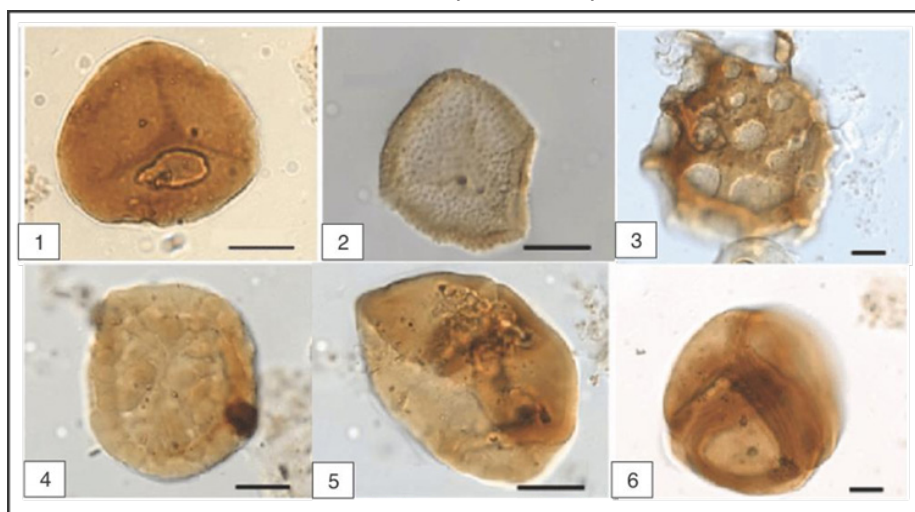
1.1.3. Miósporos

O termo esporomorfo é geralmente utilizado para se referir ao estudo dos elementos reprodutivos de plantas terrestres (esporos e pólen) (Playford & Dettmann, 1996; Armstrong & Brasier, 2005). No decorrer do Siluro-Devoniano não existiam pólen, então abordaremos exclusivamente os esporos, que evidenciam a presença de uma antiga flora terrestre. Estes são constituídos uma parede nominada de esporoderma, que se divide basicamente em duas camadas: uma celulósica mais interna, conhecida como intina e uma externa, conhecida como de exina, que é externamente esculpada/ornamentada (Cruz, 2011c).

A maneira mais diagnóstica de reconhecê-los é a partir das cicatrizes formadas da liberação de tétrades, que podem resultar em marca triletes ou monoletes. Existem muitos tipos de esculturas aplicadas à análise de esporos: psilados (quando são lisos), clavado (quando providos de clavas), espinhosos (quando apresentam espinhos), verrugoso (com verrugas), etc. (Fig.3).

Nos períodos Siluriano e Devoniano as plantas homosporadas (que produzem um único tipo de esporos tiveram um grande desenvolvimento, com esporos de tamanho reduzidos, conhecidos com micrósporos. Somente no final do Devoniano apareceram os megásporos (relacionados a plantas heterosporadas).

Fig. 3. (1-6) Miósporos Silurianos da Formação Manacapuru, Bacia do Amazonas: 1. *Ambitisporites avutus*; 2. *Aneurospora* sp.; 3. *Brochotriletes foveolatus*; 4. *Chelinospora poecilomorpha*; 5. *Gneudnaspora divellomedia*; 6. *Tetrahedraletes medinensis* (extraído e modificado de Steemans *et al.*, 2008). Escala corresponde a 10µm.



2. MÉTODOS

O afloramento estudado é localizado no município de Presidente Figueiredo, e tem as seguintes coordenadas: 02°06'45.5" S e 59°59'31.0" W. A realização do estudo foi apoiada na análise de 27 amostras correspondentes a diferentes níveis estratigráficos (de distintas profundidades), que geraram lâminas palinológicas realizado em 2017, para análise específica de quitinozoários, que resultou na publicação de Rocha *et al.*, (2019). Das 27 amostras, todas foram lidas para estudos de quitinozoários. Já para análise de acritarcos e miósporos foram destinadas 5 (cinco) lâminas destacadas no perfil apresentado na fig.02. selecionadas pela fertilidade palinológica das amostras (estás cinco lâminas correspondem às únicas amostras obtidas que se estabeleceu leitura dos acritarcos, quitinozoários e esporomorfos).

De maneira geral, a unidade investigada nessa porção foi caracterizada por folhelhos e alternados a lentes de arenitos gerados por fluxos combinados que indica a sedimentação teria ocorrido em subambiente *offshore* inserido em uma plataforma marinha rasa que foi constantemente influenciada por eventos de tempestade, evidenciado pela origem de estruturas *hummocky*. Os aspectos gerais do afloramento e detalhes de sua arquitetura, em Rocha *et al.* (2019), podem ser visualizados na Fig.4.

As amostras coletadas foram tratadas fisicamente no Laboratório de Paleontologia da Universidade Federal do Amazonas, onde foram pesadas em alíquotas de 30g, para que seguisse as etapas de tratamento químico, realizado no Laboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS. As etapas químicas exigem empregos de ácidos como clorídrico (HCl) e fluorídrico (HF), que têm finalidade de dissolução de material inorgânico e concentração de matéria orgânica, que seguem os passos descritos minuciosamente em Silveira (2005).

Fig. 04. A, Visão Geral da Formação Manacapuru na região de Presidente Figueiredo. B, Níveis de folhelhos alternados a arenitos centimétricos. C, níveis centimétricos com lentes de arenito em estrutura ondulada (Modificado de Rocha et al., 2019).



Para a descrição das lâminas fez-se uso de microscópio óptico, em aumentos de 20X e 40X, visando a caracterização morfológica dos táxons, para fins de classificação sistemática. Para análise de quitinozoários foram admitidas as seguintes referências: Grahn & Melo (2003), Grahn (2005 a,b) e Azevedo-Soares (2009). Para os acritarcos e prasinófitas encontrados levou-se em consideração os trabalhos de Cardoso (2005), Rubinstein & García Muro (2011, 2013), Rubinstein *et al.*, (2008), Wincander & Playford (2017), García Muro *et al.*, 2017.

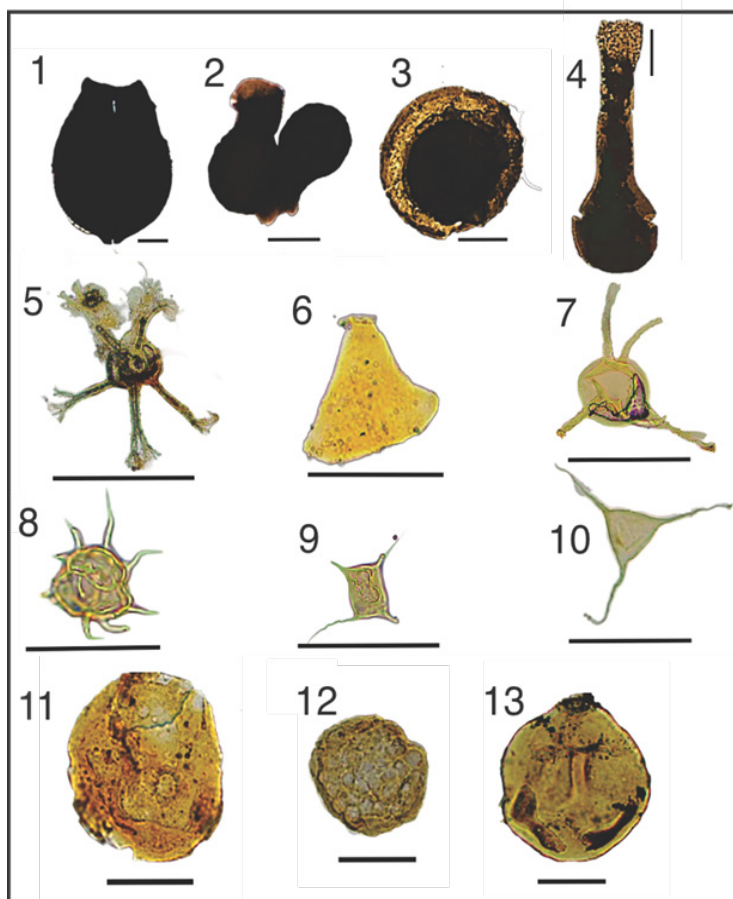
3. RESULTADOS

As rochas siliciclásticas documentados às margens da rodovia BR-174, interpretados há anos como pertencentes à Formação Manacapuru, apresentam palinomorfos com diferentes graus de preservação, desde formas inteiras até formas rasgadas, corroídas e muito pontualmente bioerodidas por fungos. Já o índice de coloração revela quitinozoários castanho

escuros a pretos, enquanto os acritarcos e miósporos surgem com colorações mais claras à castanhas, todos carbonizados. A grande acumulação de matéria orgânica amorfa dificulta a visualização de alguns palinomorfos.

Aspectos estratigráficos são detalhadamente apresentados em Rocha *et al.* (2019), que levantou os quitinozoários sindeposicionais e retrabalhados do Pridoliano, nesse caso tendo reconhecido 18 gêneros e 42 espécies de quitinozoários, que apresentam alguns dos reconhecidos neste estudo, e que se acham apresentados nas Fig. 5 (estampa) e Fig.6 (de ocorrência estratigráfica):

Fig. 05. 1. *Eisenackitina* cf. *E. bohémica*; 2. *Lagenochitina* *navicula*; 3. *Linochitina* sp. A, 2003; 4. *Ancyrochitina* sp. D; 5. *Baltisphaeridium* *gueltaense*; 6. *Crassianguлина* *tesselita*; 7. *Diexallophasis* *denticulata*; 8. *Michrystidium* *stellatum*; 9. *Neoveryhachium* *carminae*; 10. *Verhachium* *trispinosum*; 11. *Archaeozonotriletes* *chulus*; 12. *Brochotriletes* *foveolatus*; 13. *Punctatisporites* *subtritus*. Escala corresponde a 50 µm.



Ao que se refere aos acritarcos, identificou-se 12 (doze) gêneros e espécies, que são: *Baltisphaeridium gueltaense*, *Crassiangulina tessellata*, *Diexallophasis denticulate*, *Domasia rochesterensis*, *Estiastra* sp., *Goniosphaeridium canningia*, *Leiosphaeridia* sp., *Michrhystridium stellatum*, *Neoveveryhachium carminae*, *Orthosphaeridium insculptum*, *Salopidium granu-liferum*, *Tasmanites minutus* e *Veryhachium trispinosum*. Alguns desses palinomorfos são apresentados na Fig. 5, enquanto na Fig. 6 são apresentadas as ocorrências desses táxons, ao longo do perfil estratigráfico atribuído à Formação Manacapuru.

Os miósporos se apresentaram relativamente pouco e quando ocorrem estão em posição desfavorável para visualização ao microscópio. A análise morfológica reconheceu 7 (sete) gêneros e espécies de miósporos, a saber: *Archaeozonotriletes chulus*, *Brevitriletes delicatus*, *Brochotriletes foveolatus*, *Calamospora hartungiana*, *Cymbosporites dittonensis*, *Horriditriletes* sp. e *Punctatisporites subtritus*.

Apesar de não se usar análise quantitativas para estudos de quitinozoários, pois se desconhece os aspectos paleoecológico deles, percebeu-se que além de diversidade desses táxons listados, apresentavam também abundância, em determinados níveis estratigráficos. Os acritarcos e miósporos estão ainda sendo analisados para estudos futuros.

A correlação entre os dados sobre quitinozoários coadunam com estudos anteriores, embora revelem maior diversidade daqueles apresentados. Os acritarcos e miósporos são os listados nas literaturas, no entanto, os representantes aqui reconhecidos e numericamente representados, permitem extrair informações importantes sobre a atribuição de idade, as condições da salinidade, o aporte de elementos continentais, refletindo o paleoambiente deposicional, que serão discutidos a seguir.

4. DISCUSSÕES

Os zoneamentos bioestratigráficos usados para posicionar as unidades paleozoicas marinhas, em particular do Ordoviciano ao Devoniano, utilizam majoritariamente os quitinozoários, pois estes se apresentam como excelentes formas guias, já que evoluíram muito rapidamente no Paleozoico, com boa representação na Bacia do Amazonas.

A análise bioestratigráfica desenvolvida no afloramento mais conhecido da região de Presidente Figueiredo, vinculada a Formação Manacapuru, também se subsidiou na análise de quitinozoários, com suporte de estudo de Grahn & Melo (2003), Grahn (2005a,b), Azevedo-Soares & Grahn (2005) e Azevedo-Soares (2009), e de maneira geral, apresenta uma correspondência parcial com os dados apresentados por esses autores.

Para Grahn & Melo (2003) e Grahn (2005a) as biozonas são reportadas como A, B, C, D e E. Destas, a assembleia "A" (Ludlowiana)

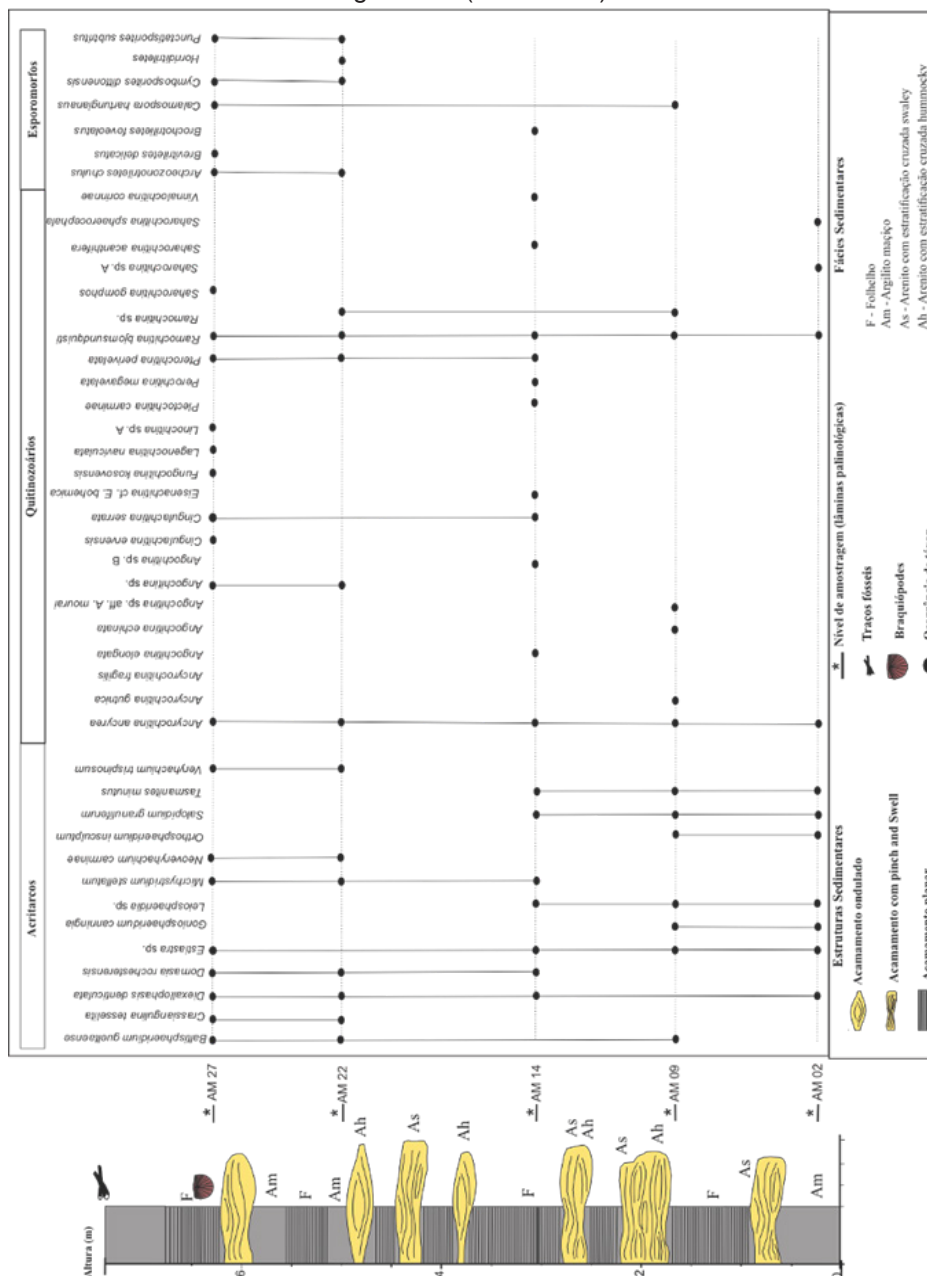
comporta a porção mais antiga da Formação Manacapuru, ainda que não seja descartada sua posição na Formação Pitinga. As biozonas “B” (Pridoliana inferior) e “C” (Lochkoviano), também relacionadas à Formação Manacapuru. As biozonas “D” (Givetiano) e “E” (Frasniano), correspondem às unidades Ererê e Barreirinha, respectivamente.

Azevedo-Soares (2009), reconhecem 7 (sete) assembleias de quitinozoários, e dessas 6 (seis) se relacionam ao estudo de Grahn & Melo (2003), com algumas peculiaridades, são elas: I e II (Landoveriano), III (Wenlockiano), IV (Lodlowiano), V (Pridoliano), VI e VII (Lochkoviano inferior). No trabalho supracitado a associação IV, que corresponde a associação “A” de Grahn & Melo (2003) é referida como transição entre as formações Pitinga e Manacapuru e foi posicionada no Pridoliano inferior. Espécies restritas a essa associação na Bacia do Amazonas incluem *Angochitina* n. sp. aff. *A. cyrenaicensis*, *Angochitina*? sp., *Fungochitina kosovensis*, *Ramochitina bjornsondquisti*, *Rhabdochitina conocephala*?, *Saharochitina gomphos*, *Urochitina* n. sp. A, e *Vinnalochitina corinnae*.

As associações VI e VII também se relacionam à Formação Manacapuru, todavia em suas porções mais superiores. A associação VI corresponde a porção inferior/média e se posiciona na base do Lochkoviano. A presença de *Margachitina catenaria* confirma a idade determinada. *Angochitina* cf. *Sphaerochitina densibaculata* e *Ramochitina* n. sp. cf. *R. devonica* são espécies características. Já a associação VII de Grahn (2005a) é pertencente à Formação Manacapuru superior de idade Lochkoviano inferior. Espécies características incluem *Ancyrochitina* aff. *A. asterigis*, *Ancyrochitina cantabrica*, *Ancyrochitina ollivierae*, *Angochitina filosa*, *Angochitina strigosa*, *Cingulochitina ervensis*, *Eisenackitina* cf. *E. bohemia*, *Plectochitina* sp. A, *Pterochitina megavelata*.

Interessante mencionar que existe elementos da associação “A” no afloramento aqui estudado, e essa característica também é apresentada em Grahn & Melo (2003), que de acordo com os autores se estendem até o Givetiano, quando se depositou a Formação Ererê. A associação “B” é característica da Formação Manacapuru inferior, onde se acham documentados *Angochitina* sp., *ARMigutta urubuense*, *Ramochitina bjornsondquisti* e *Saharochitina gomphos* que indicam uma idade Pridoliana inferior. Mas para Grahn & Melo (2003) há o retrabalhamento dessa associação em Manacapuru superior. Esse retrabalhamento é reconhecido no presente trabalho.

Figura 06. Perfil estratigráfico com a distribuição vertical e ocorrência de táxons paleozoicos da Formação Manacapuru, região de Presidente Figueiredo (Amazonas).



A associação de quitinozoários neste trabalho apresenta as seguintes formas: *Ancyrochitina fragilis*, *Ancyrochitina* aff. *A. tomentosa*, *Ancyrochitina* cf. *A. brevis*, *Ancyrochitina* ex. gr. *A. ancyrea*, *Ancyrochitina* ex. gr. *A. gutnica*, *Ancyrochitina*? ex. gr. *A. floris*, *Ancyrochitina* sp. A sensu Grahn & Melo 2003, *Angochitina echinata*, *Angochitina elongata*, *Angochitina filosa*, *Angochitina* sp. aff. *A. cyrenaicensis* Paris 1988 sensu Grahn and Paris 1992, *Angochitina* sp. aff. *A. mourai*, *Angochitina* sp. B sensu Grahn 2005a, *Angochitina*? sp. sensu Grahn and Paris 1992, *Armigutta urubuense*, *Belozechitina* cf. *B.* sp. A sensu Grahn 2005a, *Bursachitina* sp. A sensu Grahn & Melo 2003, *Cingulochitina ervensis*, *Cingulochitina serrata*, *Cingulochitina wronai*, *Cingulochitina* aff. *C. serrata*, *Conochitina gordonensis*, *Conochitina pachycephala*, *Conochitina tuba*, *Desmochitina cortesiana*, *Eisenackitina granulata*, *Eisenackitina* cf. *E. bohémica*, *Fungochitina kosovensis*, *Hoeigisphaera* sp. A., *Lagenochitina navícula*, *Linochitina* sp. A, *Plectochitina carminae*, *Pterochitina megavelata*, *Pterochitina perivelata*, *Ramochitina bjornsundquisti*, *Ramochitina* sp. sensu Grahn & Paris 1992, *Saharochitina gomphos*, *Saharochitina* sp. A, *Sphaerochitina acanthifera*, *Sphaerochitina sphaerocephala* e *Vinnalochitina corinnae*.

A associação corresponde em parte à associação “C” de Grahn & Melo (2003), correspondente a associação “VI” de Azevedo-Soares (2009) representa a porção superior da Formação Manacapuru. A presença de espécies como *Eisenackitina* cf. *E. bohémica*, *Lagenochitina navícula* e *Pterochitina megavelata* posicionam o estrato como pertencente ao Lochkoviano inferior. Estas formas, de acordo com os autores, ocorrem associadas às *Angochitina echinata*, *Angochitina strigosa*, *Angochitina* sp. 1, *Cingulachitina ervensis*, *Cingulachitina serrata*, *Desmochitina cortesiana*, *Euconochitina gordonensis*, *Euconochitina* sp., *Fungochitina* sp. A, *Linochitina* ex. gr. *erratica*. Já que para Azevedo-Soares, os táxons apontados como indicadores do Lochkoviano inicial (assembleia VI), são: *Angochitina* aff. *A. brevis*, *Ancyrochitina fragilis* e *A. regularis*.

Em se tratando de acritarcos, percebe-se que apesar do relativo número de informações em nível global, o limite Siluro-Devoniano da Bacia do Amazonas apresenta rara documentação, ainda que bem representado em associações como quitinozoários.

Os trabalhos de maior detalhe e com enfoque somente em acritarcos e prasinófitas, como os de Almeida (1987), Oliveira e Lima (1990) e Cardoso (2005), tem suas pesquisas mais direcionadas para a Formação Pitinga e base da Formação Manacapuru, e foram realizados próximo ao rio Trombetas, em Oriximiná, no Pará.

Oliveira & Lima (1990), na cachoeira Viramundo, no noroeste do Pará, reportaram as seguintes espécies de acritarcos: *Baltisphaeridium gueltaense*, *Dactylofusa maranhensis*, *Diexallophasis remata*, *Dictyotidium dictyotum*, *Domasia elongata*, *Estiastra stellata*, *Estiastra* sp.,

Eupoikilofusa striatifera, *Gorgonisphaeridium bringewoodensis*, *Leiofusa estrecha*, *Leiosphaeridia* sp., *Michrhystridium stellatum*, *Multiplicisphaeridium ramusculosum*, *Multiplicisphaeridium fisheri*, *Multiplicisphaeridium* sp., *Neoveryhachium carminae*, *Ozotobrachion furcillatus*, *Tunisphaeridium tentaculiferum*, *Veryhachium centrigerum*, *Veryhachium lairdii*, *Veryhachium trapezionarion*, *Veryhachium trispinosum*, *Veryhachium wenlockium*.

Cardoso & Rodrigues (2005) em testemunhos procedentes das regiões dos rios Trombetas em Mapuera (flanco norte da bacia) encontraram uma associação diversa de acritarcos para o Grupo Trombetas. Especificamente para a porção basal da Formação Manacapuru, as espécies que se destacam são *Baltisphaeridium pilar*, *B. carinosum*, *Multiplicisphaeridium saharicum*, *M. scaber*, *Domasia rochesterensis*, *Dateriocradus monterrosae*, *Neoveryhachium carminae* e *Perforela perforata*, atribuídas ao Pridoliano.

Neste trabalho foram registras as seguintes espécies de acritarcos: *Baltisphaeridium gueltaense*, *Diexallophasis denticulate*, *Domasia rochesterensis*, *Estiastra* sp., *Goniosphaeridium canningia*, *Leiosphaeridia* sp., *Michrhystridium stellatum*, *Neoveryhachium carminae*, *Orthosphaeridium insculptum*, *Salopidium granuliferum*, *Tasmanites minutus* e *Veryhachium trispinosum*.

De acordo com Cardoso & Rodrigues (2005), o gênero *Veryhachium* é o mais abundante e diversificado nas associações do Paleozoico, mas as espécies do gênero apresentam ampla distribuição temporal, por isso não são usuais em zoneamentos bioestratigráficos. Mas segundo

Oliveira & Lima (1990) e Cardoso (2005), a associação de espécies como *Baltisphaeridium pilar*, *Eupoikilofusa striatifera*, *Leiofusa estrecha*, *Neoveryhachium carminae*, *V. lairdii* e *V. trispinosum*, encontrada em grande número em amostras estudadas, indica idades entre Ludloviano ao Pridoliano. Dessas formas, apenas *Neoveryhachium carminae* é comum. A presença de *V. tripinoinflatum*, *Palacanthus ledanoisii* e *Riculusphaera fissa* indicam idade Lochkoviana, de acordo com Rubinstein et al., (2008) e Wincander & Playford (2017). No entanto, até o momento, não tivemos correspondência. A espécie *Diexallophasi denticulate* é comum ao Siluriano da Suécia (Badawy, 2012). De acordo com Cardoso & Rodrigues (2005), *Domasia rochesterensis*, *Neoveryhachium carminae*, *Salopidium granuliferum* são encontrados em depósitos Silurianos da Bacia do Amazonas, correspondente às formações Pitinga e Manacapuru. A forma *Neoveryhachium carminae* apontada por Cardoso & Rodrigues (2005) se estende até o Pragiano, todavia, sua associação com os quitinozoários *Eisenachitina* cf. *E. bohémica*, *Lagenochitina naviculata*, e *Pterochitina megavelata* têm seu topo ao término do Lochkoviano.

A biota, como se verifica, apresenta pouca similaridade com os apresentados pelos autores supracitados. E ainda se verifica uma baixa representação de prasinófitas. Isso significa que nesta fase provavelmente as

águas que circulavam eram mais frias no intervalo imediatamente anterior. De acordo com Lé Hérissé (2009) as relações com as mudanças climáticas globais, com o resfriamento e a influência glacial, e possivelmente a redução da salinidade, pode ser vista na super-representação de algumas prasinófitas. A baixa representatividade das prasinofíceas, é questão de preservação. Na fase Siluro-Devoniano da Bacia do Amazonas ocorreram mudanças climáticas e paleogeográficas que culminaram na formação de extensas geleiras no Pólo Sul, e que foram seguidas por transgressões marinhas que invadiram grande parte das áreas emersas do supercontinente Gondwana (Carozzi *et al.*, 1973; Grahn & Caputo, 1992; Almeida & Carneiro, 2004; Díaz-Martínez & Grahn, 2007).

A localização do Gondwana em altas latitudes meridionais durante o Paleozoico inferior tornava estes mares silurianos frios, o que explica a ausência de formações calcárias e a predominância de rochas siliciclásticas (Caputo & Crowell, 1985; Almeida & Carneiro, 2004; Boucot *et al.*, 2013). Almeida & Carneiro (2004) justificam que isso foi o responsável por inviabilizar a preservação de organismos dotados de carapaças calcárias.

De acordo com Cunha (2000), a Formação Manacapuru, objeto desse levantamento, é caracterizada por arenitos finos a médios intercalados a pelitos acinzentados e laminados, que ocorrem alternados a camadas de folhelhos, com conteúdo fossilífero composto principalmente por quitinozoários, graptólitos, acritarcos, esporomorfos (Carozzi *et al.*, 1973; Grahn, 1992; 2005; Grahn & Caputo, 1992; Grahn & Paris, 1992; Melo & Loboziak, 2003) e braquiópodes (Tomassi *et al.*, 2015).

A diversidade e abundância do fitoplâncton, bem como sua distribuição ao longo do tempo, dependem de vários fatores abióticos, como salinidade, temperatura, disponibilidade de luz solar, nutrientes e correntes oceânicas. Há dificuldade de estabelecer modelos de distribuição do fitoplâncton marinho do Paleozoico, dada as variações de parâmetros ambientais, devido a afinidade biológica desconhecida, tanto dos acritarcos como quitinozoários.

Strother (2008) reconheceu que de todos os organismos marinhos, o grupo dos acritarcos parece apresentar maior resposta às condições químicas do oceano, já que é fotoautotrófico, ou seja, requer luz em seu metabolismo, bem como necessita de nutrientes inorgânicos e fonte de carbono inorgânico disponível.

A temperatura da água e barreiras físicas são fatores que podem ter influenciado na distribuição desses organismos nos intervalos Siluriano e Devoniano. Os acritarcos recuperados revelaram uma grande semelhança com aqueles registrados em bacias nos Estados Unidos, Canadá, Arábia Saudita, Argentina, Espanha, entre outros, o que revela um caráter cosmopolita dos táxons identificado.

Como se pode verificar, as acritarcos *Baltisphaeridium gueltaense*, *Estiastra* sp., *Leiosphaeridia* sp., *Michrystridium stellatum*, *Neoverysphaeridium* sp.

chium carminae, *Veryhachium trispinosum* são reconhecidos por Oliveira e Lima (1990), enquanto Cardoso & Rodrigues (2005) têm em comum *Domasia rochesterensis* e *Neoverhachium carminae*. Essa significativa baixa na representatividade de acritarcos parece uma característica comum no Devoniano inferior, globalmente (Rubinstein & García Muro, 2013). E desvalidaria a restrição do gênero *Domasia* ao Siluriano, proposto por Cardoso & Rodrigues (2005), pelo menos no Gondwana Oeste.

Sabe-se que quitinozoários e a grande maioria de acritarcos pertencem ao ambiente marinho. Já os miósporos que aportam associados a esses organismos, são de ambiente continental e correspondem a formas transportadas pelos rios, deltas até os oceanos frios que apresentavam aquele estágio.

Os elementos continentais que nos chegam como formas transportadas, conhecidos como miósporos, são raros. O progressivo aumento da razão miósporos/palinomorfos marinhos permite inferir uma configuração mais marinha proximal para os sedimentos Lochkovianos. Ao todo, 64 espécimes foram identificadas, que correspondem as seguintes espécies: *Archaeozonotriletes chulus*, *Brevitriletes delicatus*, *Brochotriletes foveolatus*, *Calamospora hartungiana*, *Cymbosporites dittonensis*, *Horriditriletes* e *Punctatisporites subtritus*.

Melo & Loboziak (2003) propuseram um zoneamento bioestratigráfico com base em miósporos, para o Devoniano - Carbonífero da Bacia do Amazonas. Esse trabalho foi realizado em afloramentos e testemunhos, em regiões que abrangem as porções sul, norte e central da bacia, onde os autores puderam associar 18 palinozonas. Para a Formação Manacapuru a associação recuperada foi pouco diversificada e com poucos e pequenos exemplares.

Especificamente a Formação Manacapuru se correlaciona à zona de intervalo de zonado não espinhosos (NsZ), caracterizada pelos táxons *Archaeozonotriletes chulus*, *Synorisporites tripapillatus*, *Biornatispora salopiensis*, *Brochotriletes foveolatus*, *Chelinospora cassicula* e *Cirratriradites diaphanus*. Essa palinozona se insere na seção Devoniano inferior e compreende a porção mais superior da Formação Manacapuru e uma pequena porção do Membro Jatupu (Formação Maecuru). Os autores atribuíram, mais especificamente, uma idade do Lochkoviano inferior para a unidade.

Steemans et al. (2008) recuperou miósporos bem preservados e em sua maioria de coloração amarela em amostras previamente estudadas por Grahn & Melo (2003), na região do Rio Urubu. Apesar das amostras serem relativamente pobres em miósporos, o estudo revelou a mais diversificada palinoflora do intervalo Siluriano - Lochkoviano inferior já reportada para a América do Sul, em um intervalo onde miósporos são relativamente raros. As amostras investigadas pelos autores são ricas em quitinozoários e microfítolâncton de parede orgânica (acritarcos, prasinófitas).

O presente estudo indica ambiente marinho, indubitavelmente nerítico, no Lochkoviano inferior, o que corresponde ao topo da Formação Manacapuru. Particularmente o Lochkoviano teve duração de ~5 M.a, teve características ligeiramente diversas do intervalo anterior, por apresentar tendências a transgressões marinhas bem entendidas cronoestratigraficamente (Crick et al., 2001; Fryda et al., 2002; Almeida & Carneiro, 2004; Gradstein., 2004; Ruban, 2011; Corradini et al., 2024). No Brasil, apesar de não terem explicitado ocorrência de transgressões específicas do Lochkoviano, Haq & Shutter (2008) defendem que isso deva ter ocorrido a nível global, embora seja necessário estudos mais detalhados para compreender a extensão desta e sua assinatura em regiões específicas (Ruban, 2011).

Apesar desse contexto marinho efetivo, nossos estudos reconhecem raros elementos continentais, que devem ter se implantado nas porções costeiras e se acumulado ao longo do Siluro-Devoniano nos mares rasos. De acordo com Kenrick & Crane (1997), as plantas terrestres passaram por uma rápida diversidade primária, passando de formas riniófitas para licófitas. O Devoniano inferior representa, de acordo com o autor, o primeiro processo para o desenvolvimento das plantas, que inicialmente ocorre de maneira escassa e com viés tafonômico substancial.

Desta maneira, embora sejam poucos os estudos sobre esses elementos continentais, eles se revelam de extrema importância, quer seja por sua diversidade, morfologia e distribuição geográfica, pois aos poucos poderão propiciar um melhor entendimento da paleofloras limítrofe, sua evolução inicial e diversificação.

5. CONCLUSÕES

Os dados apresentam uma associação de formas marinhas representadas por quitinozoários e acritarcos, bem como aporte de elementos continentais, aqui correspondentes a miósporos. A seção de rochas siliciclásticas marinhas é interpretada como pertencente ao topo da Formação Manacapuru. Confirmamos a idade Lochkoviana apontada por Grahn & Melo (2003) e Rocha *et al.*, (2019), que vinculam a biozona C às biozonas VI e VII, são correlacionadas aos estratos estudos aqui, com base em quitinozoários.

A grande diversidade e abundância de quitinozoários confirmam o comportamento cosmopolita desses organismos, enquanto a baixa representatividade de acritarcos suporta uma biota do início do Devoniano, quando esse comportamento é de ocorrência global. A relação ainda mais baixa de prasinófitas em comparação aos acritarcos demonstram que no início do Devoniano as águas que circulavam na porção de Presidente Figueiredo eram frias.

Os autores concluíram, que apesar de estudos bioestratigráficos com base em miósporos serem ainda escassos para a América do Sul, pare-

ce que a associação com base neles, para a Bacia do Amazonas, para o intervalo estudado não apresenta diferenças significativas em relação a palinofloras de outras áreas do Gondwana. Neste caso, esses elementos continentais ocorrem em muito menor proporção, o que sugere uma maior distância a partir da área fonte, no decorrer do Lochkoviano inferior. Essas informações são ainda iniciais e usadas como treinamento para estudos futuros.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Laboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo, pelo apoio na confecção das lâminas palinológicas, em nome de seu responsável, Prof. Dr. Paulo Alves de Souza. Aos revisores pelas contribuições. Nossos agradecimentos ao CNPq e CAPES que cederam bolsas de mestrado e iniciação científica para os segundo e terceiro autores, respectivamente. Não podemos esquecer a disponibilidade de estrutura da Universidade Federal do Amazonas, particularmente de seu Departamento de Geociências (DEGEO), do Instituto de Ciências Exatas – ICE.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M. & Carneiro, C.D.R. 2004. Inundações Marinhas Fanerozóicas no Brasil e Recursos Minerais Associados. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli; Carneiro, C.D.R. & Brito-Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida* (p.43-58). Beca.
- Almeida, S. 1987. Estudo sistemático de uma associação de acritarcas da Formação Trombetas, Siluriano da Bacia do Amazonas. In: X Congresso Brasileiro de Paleontologia. Sociedade Brasileira de Paleontologia. Resumo das comunicações. Rio de Janeiro-RJ.
- Antunes, R.L. & Melo, J.H.G. 2001. Micropaleontologia e Estratigrafia de Sequências. In: Ribeiro, H.J.P.S. (Ed.) *Estratigrafia de Sequências: Fundamentos e Aplicações*. (p.137-218). EDUNISINOS. (ISBN 8507431-072-7)
- Armstrong, H. & Brasier, M. 2005. Microfossils. 2ª. edição, Blackwell Publing. DOI:10.1002/978118685440
- Azevedo-Soares, H. L.C. 2009. The Trombetas Group chitinozonas of the Amazon Basin, Northern Brazil. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, **253**(1):133-143. DOI: 10.1127/0077-7749/2009/0253-0133
- Azevedo-Soares, H.L.C. & Grahn, Y. 2005. The Silurian-Devonian boundary in the Amazonas Basin, northern Brazil. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, **236** (1/2):79-94. DOI: 10.1127/njgpa/236/2005/79

Badawy, A.S. 2012. Sequence stratigraphy, palynology and biostratigraphy across the Ordovician-Silurian boundary in the Röstångarna-1 core, southern Sweden. *Dissertations in Geology at Lund University*, no. 315, 55pp. 45.

Bender, R.R.; Souza, P.A.; Kavali, P.; Shivanna, M.; Félix, C.M.; Hermany, G. 2021 Palynostratigraphic analysis of a Permian section from southern Paraná Basin (Brazil), Western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, **106**:102963. DOI:10.1016/J.SEDGEO.2020.105808

Boucot, A.J.; Xu, C.; Scotese, C. R. 2013. Phanerozoic paleoclimate: An atlas of lithologic indicators of climate. Concepts in Sedimentology and Paleontology 11. 478p. ISBN 978-1-56576-281-7.

Caputo, M.V. 1984. *Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil*. 586p. Tese Doutorado, University of California. https://repositorio.ufpa.br/jspui/bitstream/2011/8961/6/Tese_StratigraphyTectonicsPaleoclimatology.pdf

Cardoso, T.R.M. 2005. Acrítarcos do Siluriano da Bacia do Amazonas bioestratigrafia geocronologia. *Arquivos do Museu Nacional*. **63**(4): 727-759. DOI:10.11137/2005_1_131-142

Cardoso, T.R.M., Rodrigues, M.A.C. 2005 Acrítarcos e Prasínófitas do Siluriano da Bacia do Amazonas: um Poderoso Auxílio na Calibração Bioestratigráfica do Grupo Trombetas. *Anuário do Instituto de Geociências*, 28(1): 131-142. ISSN 0101-9759

Carozzi, A. V.; Pamplona, H. R. P.; De Castro, J. C. e Contreiras, C.J. A. 1973. Ambientes deposicionais e evolução tecto-sedimentar da seção clástica Paleozóica da Bacia do Médio Amazonas. Anais do XXVII Congresso Brasileiro de Geologia. P. 279-314. Aracaju-SE.

Carvalho, I. C. 2011. Paleontologia: Microfósseis, Paleoinvertebrados. Vol. 2., 532p. Interciências. ISBN:9788571932555

Carvalho, I.C.; Cassab, R.C.T.; Schwanke, C.; Carvalho, M.A.; Fernandes, A.C.S.; Rodrigues, M.A.C.; Carvalho, M.S.S.; Arai, M. & Oliveira, M.E.Q. 2007. Paleontologia: Cenários de Vida. Vol.1. 834p, Interciência. ISBN: 9788571931848

Corradini, C.; Corrigan, M.G.; Pondrelli, M. Spina, A.; Suttner, T.J. 2024. The "Lochkovian-Pragian Event re-assessed: New data from the low latitude of peri-Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **656**(2):112580. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2024.112580>

Crick, R.E.; Ellwood, B.B.; Hladil, E.; El Hassani, A.; Hroudá, F.; Chlu-pác, I. 2001. Magnetostratigraphy susceptibility of the Přidolian-Lochkovian (Silurian–Devonian) GSSP

(Klonk, Czech Republic) and a coeval sequence in Anti-Atlas Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **167**: 73-100. DOI:10.18814/

Cruz, N. 2011a. Quitinozoários. *In: Carvalho, I.S. et al., (Eds.), Paleontologia: Microfósseis e Paleoinvertebrados*, (p.209-220). Interciência: ISBN:9788571932555 618

Cruz, N. 2011b. Acritarcos. *In: Carvalho, I.S. et al., (Eds.) Paleontologia: Microfósseis e Paleoinvertebrados*, (p.221-228). Interciência. ISBN:9788571932555

Cruz, N. 2011c. Paleopalinologia. *In: Carvalho, I.S. et al., (Eds.) Paleontologia: Microfósseis e Paleoinvertebrados*, (p.195-207). Interciência. ISBN:9788571932555

Cunha, P.R.C. 2000. *Análise estratigráfica dos sedimentos eo-mesodevonianos da porção ocidental da Bacia do Amazonas sob a ótica da estratigrafia de sequências no interior cratônico*. 263 p. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. <http://hdl.handle.net/10183/2657>

Díaz-Martínes, E. & Grahn, Y. 2007. Early Silurian glaciation along the western margin of Gondwana (Peru, Bolivia and northern Argentina): palaeogeographic and geodynamic setting. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **245**(1)62-81. DOI:10.1016/j.palaeo.2006.02.018

Eisenack, A. 1931. Neue Mikrofossilien des baltischen Silurs. I. *Paläontologische Zeitschrift*, **13**:74-118.

Evitt, W.R. 1963. A discussion and proposals concerning fossil dinocysts, hystrichospheres and acritarchs. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. **49**(2): 158-164.

Faria, A.C.G., da Machado, D.M.C.; Ponciano, L.C.M.O.; Souza, A.R.; Vieira, A.C.M. 2007. Afloramento OAD 22 da Formação Ererê (Bacia do Amazonas, Brasil): análises sistemática, paleoecológica e paleoambiental. *In: Carvalho, I.S. et al., (Eds.), Paleontologia: Cenários da vida*. (p.83-91). Interciência.

Félix, C.M. & Souza, P.A. 2012. Acritarcos (Grupo Acritarcha Evitt 1963): Conceitos Gerais, Aplicações e Importância na Análise Estratigráfica do Intervalo Pennsylvaniano e Permiano da Bacia do Paraná. *Revista do Instituto Geológico*, **33**(1):71-88. DOI:10.5935/1200-929X.20120005

Fryda, J.; Hladil, J.; Vokurka, K. 2002. Seawater strontium isotope curve at the Silurian/Devonian boundary: a study of the global Silurian/Devonian boudaryn stratotype. *GeoBios*, **34**, 21-28. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(02\)00006-2](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(02)00006-2)

García Muro, V.J.; Rubinstein, C.; Rustán, J.J. 2017. Early Devonian Organic-walled Phytoplankton and Miospores from the Precordillera Basin of San Juan, Argentina, biostratigraphic and paleobioeogeographic implications, *Palynology*, 138-157. DOI:10.1080/01916122.2017.1366191

- Gradstein, F.M, Ogg, J.G; Smith, A.G; Bleeker, W.; Lourens, L.J. 2004. A new Geological Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, 2004; **27**:83-100. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2004/v27i2/002>
- Grahn, Y.; Young, C. & Borghi, L. 2008. Middle Devonian chitinozoan biostratigraphy and sedimentology in the eastern outcrop belt of the Parnaíba Basin, Northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **11**(3):137-146. DOI:10.4072/rbp.2008.3.01
- Grahn, Y.; Melo, J.H.G. & Loboziak, S. 2006. Integrated Middle and Late Devonian Miospore and Chitinozoan Zonation of the Parnaíba Basin, Brazil: An update. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **9**(3):283-294. DOI:10.4072/RBP.2006.3.03
- Grahn Y. 2005a. Silurian and Lower Devonian Chitinozoa and biostratigraphy from the Trombetas Group in the Amazonas Basin, northern Brazil. *Bulletin of Geosciences*, **80**(4): 245–276.
- Grahn Y. 2005b. Devonian chitinozoan biozones of Western Gondwana. *Acta Geologica Polonica*, **55**(3): 211-227.
- Grahn Y., Melo J. H. G. 2003. Silurian-Devonian chitinozoan biostratigraphy along the Urubu, Uatumã and Abacate rivers in the western part of the Amazonas Basin, northern Brazil. *Bulletin of Geosciences*, **78**: 373–391.
- Grahn, Y.; Loboziak, S. & Melo, J.H.G. 2001. Integrated miospore-chitinozoan biozonation of the Parnaíba Basin and its correlation with Petrobras (Müler 1962) Silurina-Lower Carboniferous Palynozones. *Ciência-Técnica-Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo*, **20**:81-89. 683
- Grahn Y. 1992. Revision of Silurian and Devonian strata of Brazil. *Palynology*, **16**: 35–61. <https://doi.org/10.1080/01916122.1992.9989406>
- Grahn, Y. & Caputo, M.V. 1992. Early Silurian glaciations in Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **99**: 9-15. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(92\)90003-N](https://doi.org/10.1016/0031-0182(92)90003-N)
- Grahn Y., Paris F. 1992. Age and correlation of the Trombetas Group, Amazonas Basin, Brazil. *Revue de Micropaléontologie*, **35**: 20–32.
- Haq, B.U. & Shutter, S.R. 2008. A chronology of Paleozoic sea-level changes. *Science*, **322**: 64-68. DOI:10.1126/Science.1161648
- Lange, F. W. 1967. Subdivisão bioestratigráfica e revisão da coluna Siluro-Devoniana da Bacia do Baixo Amazonas. Atas do Simpósio sobre a Biota Amazônica, Geociências, **1**: 215-326.
- Lé Hérissé, A.; Dorning, K.J.; Mullins, G.L. & Wicander, R. 2009. Global Patterns of organic-walled phytoplankton biodiversity during the Late Silurian to Earliest Devonian. *Palynology*, **33**:25-75. <https://doi.org/10.2113/gspalynol.33.1.25>

Lé Hérissé, A.; Vecolim M.; Guidar, C.; Not, F. Breur, P.; Wellman, C. & Steemans, P. 2017.

704 Middle Ordovician acritarchs and problematic organic-walled microfossils from the Saq-Hanadir transitional beds in the QSIM-801 well, Saudi Arabia. *Revue de micropaléontologie*, **60**:289-318. <https://doi.org/10.1016/j.revmic.2017.08.001>

Kenrick, P. & Crane P. R. 1997. The Origin and Early Diversification of Land Plants: A Cladistic Study. Smithsonian Institution Press, Washington, 441p. <http://doi.org/10.1080/106351501753328875>

Martínez-Blanco, X.; Gaucher, C. & Beri, A. 2024. Palynology and palynofacies of the Permian Paso Aguiar and Yaguarí formations (Paraná Basin, Uruguay): Paleoclimatic, paleoenvironmental, and biostratigraphic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **134**:104728. <http://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104728>

Melo, J.H.G. & Loboziak, S. 2003. Devonian-Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, northern Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **124**: 131–202. DOI:10.1016/S0034-6667(02)00184-7

Molyneux, S.G., Le Hérissé, A., Wicander, R., 1996. Palaeozoic phytoplankton. In: Jansonius, J., McGregor, D.C. (Eds.), *Palynology: Principles and Applications*. vol. 2. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, (p. 493–530). Raevskay.

Oliveira, S.F. & Lima, M. R. 1990. Acritarcas Silurianos da Formação Trombetas, Bacia do Amazonas. *Revista do Instituto Geológico*, **8-11**(1): 43-50. ISSN:0100-929X 727

Playford G. 2003. Acritarchs and prasinophyte phycmata: a short course. *American Association of Stratigraphic Palynologists Contribution Series*. **41**:1–39.

Playford, G. & Dettmann, M.E. 1996. Chapter 9. Spores. In: Jansonius, J.; McGregor, D.C. (eds) *Paleynology: principles and applications*, vol.1. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundations, Dala, p. 227-260.

Rocha, P.F.; Silveira, R.R.; & Barbosa, R.M. 2019. Age and palaeoenvironments of the Manacapuru Formation, Presidente Figueiredo (AM) region, Lochkovian of the Amazonas Basin, *Brazilian Journal of Geology*, **49**(4):1-19. 2019. DOI: 10.1590/2317-4889201920180130

Ruban, D.A. 2011. Lochkovian (earliest Devonian) transgressions and regressions along the “Tethyan” margin of Gondwana: A review of lithostratigraphical data. *Gondwana Research*, **20**: 739-744. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.03.010>

Rubinstein, C. & García Muro, V.J. 2013. Silurian to Early Devonian organic-walled phytoplankton and miospores from Argentina: biostratigraphy and

diversity trends. *Geological Journal*, **48**: 270-283, DOI: 10.1002/GJ.1327

Rubinstein, C.V. & García Muro, V.J. 2011. Fitoplankton marino de pared orgánica y mioesporas silúricas de la Formación los Espejos, en el perfil del Río de las Chacritas, Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, **48** (4), 618–641.

Rubinstein, C.V.; Lé Herissé, A. & Steemans, P. 2008. Lochkovian (Early Devonian) acritarchs and prasinophytes from the Solimões Basin, northwestern Brazil. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen*, **249**(2): 167-184. DOI:10.1127/0077-7749/2008/0249-0167

Seyve, C. 1990. Microfósseis orgânicos da Palinologia. In: Seyve, C. (Ed.). *Introdução à Micropaleontologia* (p.107), Elf Aquitaine Angola.

Silveira, R.R. 2005. *Cronoestratigrafia e Interpretação Paleoambiental dos Depósitos Miocênicos da Formação Solimões, região de Coari, AM*. 111p. Dissertação de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Geociências. <http://tede.ufam.edu.br/handle/tede/3279>

Silveira, R.R. 2015. *Bioestratigrafia e Paleoecologia de Depósitos Neogenos e Pleistocenos Aflorantes na Porção Central e Ocidental da Bacia do Solimões, Estado do Amazonas, Brasil*. 264p. Tese de Doutorado do Programa de Pós-Graduação em Geociências. <http://hdl.handle.net/10183/132294>

Steemans, P.; Pereira, E.; Lé Herissé, A.; Grahn, Y. ; Streel, M; Brito, M; Bergamaschi, S. & Rodrigues, R. 2021. Palynology and geochemistry of the Frasnian global transgression in the Parnaíba Basin, Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **284**:104345. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2020.104345>

Steemans, P., Rubinstein, C. & Melo, J.H.G. 2008. Siluro-Devonian miospore biostratigraphy of the Urubu River area, western Amazon Basin, northern Brazil. *Geobios*, **41**(2): 263-282.

Strother, P.K. 2008. A speculative review of factors controlling the evolution of phytoplankton during Paleozoic time. *Revue de Micropaléontologie*, 51: 9–21. <http://doi.org/10.1016/j.revmic.2007.01.007>

Tang, P.; Wang, J.; Wang, C.Y.; Wu, R.C.; Yan, K.; Liang, Y.; Wang, X. 2015. Microfossils across the Llandovery-Wenlock boundary in Ziyang-Langao region, Shaanxi, NW China., **24**:221-230, 2015. DOI:10.1016/j.palwor.2015.03.001

Tomassi, H.Z., Almeida, C.M., Ferreira, B.C., Brito, M.B., Barberi, M., Rodrigues, G.C., Teixeira, S.P.; Capuzzo, J.P., Gama-Júnior, J.M. & Santos, M.G.K.G. 2015. Preliminary results of paleontological salvage at Belo Monte Powerplant construction. *Brazilian Journal of Biology*, **75**(3): 277-289. <https://doi.org/10.1590/1519-6984.1714BM>

Uesugui, N. 1979. Palinologia: Técnicas de tratamento de amostras. *Boletim*

Técnico da Petrobrás, **22**(4): 229-240.

Wanderley-Filho, J.R.; Melo, J.H.G., Fonseca, V.M.M. & Machado, D.M.C. 2005. Bacias sedimentares brasileiras: bacia do Amazonas. *Phoenix*, **7** (82): 1-6.

Wicander, R. & Playford, G. 2017. Organic-walled microphytoplankton assemblage of the Middle Devonian (Givetian) Arkona, Hungry Hollow and Widder formations, Ontario, Canada: biostratigraphic and palaeogeographic significance. *Boletín Geológico y Minero*. **128**(4):839-883. DOI:10.21701/bolgeomin.128.

CAPÍTULO 5

Análise microtextural de depósitos glaciais da Formação Nhamundá, siluriano da Bacia do Amazonas

Carmem Nátylly Amorim Franco¹

Emílio Alberto Amaral Soares²

Carlos Alejandro Salazar²

RESUMO

A integração de dados estruturais (afloramentos) e microtexturais (MEV – Microscopia Eletrônica de Varredura) obtidos de depósitos glaciogênicos da Formação Nhamundá, se mostrou uma ferramenta eficaz na definição da deformação glacioteclônica siluriana da Bacia do Amazonas. A análise microtextural de grãos de quartzo forneceu informações qualitativa e quantitativa relacionadas aos processos sedimentares e reconstituição paleoambiental. Os depósitos estudados são constituídos de arenitos e diamictitos deformados por glacioteclônica, definida por planos de foliação e cavalgamentos (subhorizontais e subverticais) relacionados aos ambientes proglacial e subglacial. Nesses depósitos, são escassos os estudos sobre as microtexturas superficiais dos grãos, que podem dar suporte às interpretações dos processos deformacionais atuantes. Nesse contexto, o presente estudo definiu 8 padrões de microtexturas de origem mecânica e química. As mecânicas são definidas como planos de fratura, superfície de clivagem, sulcos retos e curvados, arco graduado, *V-shapes* e estrias paralelas, enquanto as químicas são *triangular etch pits* e depressões profundas. Esse conjunto de microtexturas pode ser associado aos padrões descritos em ambiente glacial, onde os sedimentos são transportados e depositados por correntes de água de degelo e/ou por fluxos gravitacionais. Essas feições são relacionadas a processos glacioteclônicos relacionados a tensão de cisalhamento no contato entre grãos, bem como modificações causadas pelo esmagamento e moagem. Particularmente, a microtextura de estrias paralelas é representativa do ambiente glacial, enquanto as microtexturas de superfície de clivagem, *V-shapes*, depressões profundas e sulcos (retos e curvados) podem ocorrer no ambiente glacial, assim como no fluvial e marinho. As microtexturas de arco graduado, planos de fraturas e *triangular etch pits* são representativas do ambiente marinho e podem indicar retrabalhamento dos depósitos de *foreshore/shoreface* da Formação Nhamundá.

Palavras-chave: Glacioteclônica; Textura Superficial; Ambiente Glacial; Bacia do Amazonas; Siluriano.

ABSTRACT

The integration of structural (outcrops) and microtextural (SEM – Scanning Electron Microscopy) data obtained from glaciogenic deposits of the Nhamundá Formation proved to be an effective tool in defining the Silurian glacioteclonic deformation of the Amazon Basin. The microtextural analysis of quartz grains provided qualitative and quantitative information related to sedimentary processes and paleoenvironmental reconstruction. The studied deposits consist of sandstones and diamictites deformed by glacioteclonics, defined by foliation and thrust planes (subhorizontal and subvertical) related to proglacial and subglacial environments. In these deposits, studies on the surface microtextures of the grains, which can support the interpretations of the acting deformation processes,

¹ Discente do PPGGEO-UFAM

² Docente do PPGGEO-UFAM

ses, are scarce. In this context, the present study defines 8 microtexture patterns of mechanical and chemical origin. Mechanical features are defined as fracture planes, cleavage surfaces, straight and curved grooves, graduated arcs, V-shapes and parallel striations, while chemical features are triangular etch pits and deep troughs. This set of microtextures can be associated with the patterns described in glacial environments, where sediments are transported and deposited by ice-water currents and/or gravitational flows. These features are related to glaciotectionic processes related to shear stress at the contact between grains, as well as modifications caused by crushing and grinding. In particular, a microtexture of parallel striations is representative of the glacial environment, while microtextures of cleavage surfaces, V-shapes, deep troughs and grooves (straight and curved) can occur in glacial environments, as well as in fluvial and marine environments. As graded-arc microtextures, fracture planes and triangular etch pits are representative of the marine environment and may indicate reworking of the foreshore/shoreface deposits of the Nhamundá Formation.

Keywords: Glaciotectionic; Surface Texture; Glacial Environment; Amazon Basin; Silurian.

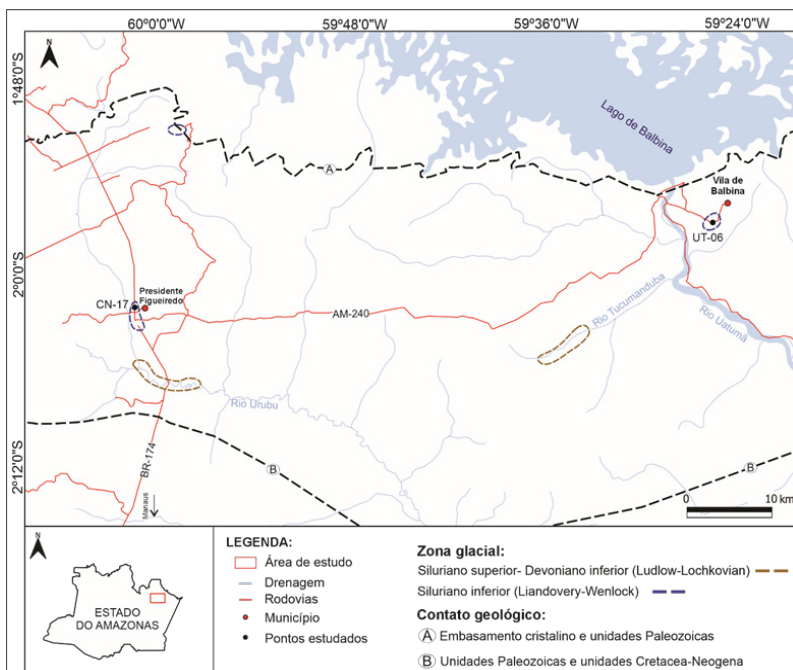
1. INTRODUÇÃO

A análise de microtexturas superficiais de grãos de quartzo por meio de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) tem sido amplamente aplicada na caracterização de depósitos glaciogênicos (Whalley & Krinsley, 1974; Whalley & Langway, 1978; Mahaney, 1995; Mahaney, 2002; Strand et al., 2003; Vos et al., 2014; Kalińska et al., 2022) e registram evidências dos processos deposicionais e paleoambiente (Immonen, 2013). Particularmente, no ambiente glacial o conjunto de microfeições, como estrias paralelas, fraturas conchoidais, sulcos retos e curvos e bordas de abrasão são frequentemente associadas à dinâmica do gelo (Trucker, 1991; Mahaney, 2002; Van Hoesen and Orndorff, 2004; Damiani et al., 2006; Hart, 2006; Mathur et al., 2009; Vós et al., 2014). O uso do quartzo na análise se destaca devido à sua alta resistência em relação a outros minerais e à sua ampla ocorrência em ambientes sedimentares (Vos et al., 2014).

No arcabouço estratigráfico da Bacia do Amazonas, depósitos glaciais têm sido identificados principalmente na Formação Nhamundá (Siluriano) por meio de testemunhos de sondagens (Carozzi et al., 1973; Caputo & Crowell, 1985; Grahn & Paris, 1992), sendo constituídos por diamictitos de textura heterogênea, que contém seixos diversos imersos em matriz síltico-argilosa. Nas últimas décadas, depósitos glaciogênicos correlatos foram também identificados em afloramentos na borda norte da bacia (município de Presidente Figueiredo), por Soares (1998), Nogueira et al. (1999), Soares et al. (2005) e Cuervo et al. (2018), constituídos principalmente de diamictitos, por vezes, com deformação glaciotectionica, como planos de foliação, de cavalgamento e descolamento. Os diamictitos, posicionados por palinologia no Llandoveryano-Wenlockiano, ocorrem como camadas intraformacionais intercaladas aos depósitos de *shoreface-foreshore* da Formação Nhamundá (Melo, 1997; Melo & Steemans, 1997; Cuervo et al., 2018).

Portanto, o presente estudo é parte integrante do estudo de Barbosa (2018), e utiliza de forma inédita as microtexturas superficiais na caracterização da deformação glacioteclônica siluriana impressa em camadas intraformacionais de diamictitos da região de Presidente Figueiredo (Figura 1), conforme estudo de Soares et al. (2005). Nos diamictitos foram identificadas microtexturas características de ambiente glacial, bem como microtexturas associadas ao ambiente marinho, que caracterizam a sedimentação glacio-marinha da Formação Nhamundá.

Figura 1. A) Mapa com a localização dos afloramentos e zonas glaciais analisados (linhas tracejadas) definidas na região sul do município de Presidente Figueiredo (Amazonas). Fonte: Dados vetoriais obtidos do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (Ano 2020, <https://portaldemapas.ibge.gov.br>) e limite geológico extraído do banco de dados do Serviço Geológico do Brasil (Riker et al., 2016).



2. DEPÓSITOS GLACIO-MARINHOS DA FORMAÇÃO NHAMUNDÁ

Na borda norte da Bacia do Amazonas, o contexto geológico aflorante compreende a faixa sedimentar paleozoica contínua, de direção geral E-W, representadas pelas formações Autás Mirim, Nhamundá e Manacapuru do Grupo Trombetas (Riker et al., 2016), sendo delimitada a norte, pelas ro-

chas do embasamento cristalino e a sul, pela cobertura sedimentar cretácea-neógena (Souza & Nogueira, 2009). A Formação Nhamundá é a unidade mais expressiva desta faixa, com espessura aflorante de aproximadamente 30 km, a qual tem sido estudada principalmente a partir de furos de sondagem, sendo representativa do ambiente litorâneo com influência glacial (Rodrigues et al. 1971; Carozzi et al. 1973; Caputo & Sad 1974; Caputo & Crowell 1985; Grahn, 1992; Grahn & Paris 1992). Nesta formação, Carozzi et al. (1973) identificaram fácies fluviais que gradam para litorâneas (*shoreface*), além de fácies glaciais, representadas por níveis de diamictitos grosseiros, contendo clastos arredondados ou angulares, de riolito, quartzito e arenito suportados por matriz argilo-síltico-arenosa (Caputo & Crowell, 1985).

Nas últimas décadas, afloramentos da Formação Nhamundá têm sido estudados na porção sul do município de Presidente Figueiredo (incluindo a Vila de Balbina) por Soares et al. (2005), onde foram individualizadas fácies sedimentares não deformadas e deformadas. As fácies não deformadas compreendem arenitos que exibem estratificação plano-paralela, estratificação cruzada tabular, estratificação cruzada *hummocky*, laminação cruzada cavalgante com *Arthropycus alleghaniensis*, marcas onduladas, além de aspecto maciço com bioturbação (*Skolithos*), representativas de ambiente marinho raso de *foreshore-shoreface*. A fácies deformada ocorre em camadas intraformacionais, sendo constituídas por diamictitos mal selecionados, contendo blocos e clastos de quartzo-arenitos envolvidos por matriz fina (síltico-argilosa) associadas ao ambiente glacial. Como estruturas de deformação, exibe planos de foliação, de cavalgamento e descolamento, os quais foram geradas por deformação glaciotectônica, em ambientes subglacial e progracial (Soares et al. 2005). Em estudo recente, Cuervo et al. (2018) identificaram nesta região novas ocorrências de diamictito oligomíticos grosseiro contendo seixos facetados e estriados de arenitos, intercalados com depósitos de *foreshore* e *shoreface*. Dados palinológicos de Melo (1997) e Melo & Steemans (1997), permitiram posicionar a Formação Nhamundá no Landoveriano-Wenlockiano.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

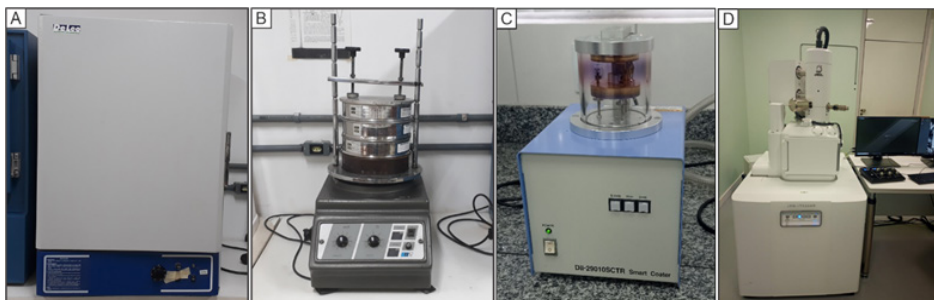
O trabalho de campo foi realizado nas rodovias BR-174 (Manaus - Boa Vista) e AM-240 (Presidente Figueiredo – Vila de Balbina), em setembro de 2023. As amostras (pontos UT-06 e CN-17) foram coletadas em afloramentos representativos dos depósitos glacio-marinhos deformados, seguindo a individualização faciológica de Soares et al. (2005).

Conforme metodologia granulométrica de Suguio (1973), duas amostras foram pesadas, lavadas e colocadas em estufa para secagem (Figura 2 A). A separação foi efetuada através do peneiramento a seco, utilizando

um conjunto de peneiras acopladas a um agitador mecânico (Figura 2 B), onde foi analisada apenas a fração de areia fina (0,250-0,125mm) que permite minimizar os efeitos das variações do tamanho do grão em relação ao formato e textura, conforme enfatizado por Reymont (1968). Para obtenção das imagens dos grãos pelo método de elétrons secundários foram selecionadas quantidades variadas de grãos de quartzo fixados aleatoriamente aos *stubs* por meio de fita de carbono. Posteriormente, os grãos foram metalizados com ouro no aparelho *Smart Coater* por 2 min (Figura 2 C), visando o aumento da capacidade de condução de elétrons na superfície dos grãos e, em seguida, colocados no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) para capturar as imagens da superfície dos grãos (Figura 2 D). As análises de MEV foram realizadas no Centro Multiusuário para Análise de Fenômenos Biomédicos (CMABio) da Universidade do Estado do Amazonas (UEA).

Na identificação das microtexturas superficiais foram utilizados o *Atlas of Sand Grain Surface Textures and Applications* (Mahaney, 2002) e artigos especializados (Strand et al., 2003; Costa et al. 2014; Kalińska et al., 2022), que ilustram as principais texturas superficiais relacionadas ao ambiente glacial. Foram analisados aproximadamente 20 a 25 grãos por amostra, seguindo a metodologia de Vos et al. (2014), que enfatiza essa quantidade como suficiente para determinar a variabilidade microtextural e a análise semiquantitativa. Seguindo a metodologia citada, a frequência de ocorrência foi dividida em quatro classes: abundante ($\geq 75\%$), comum (50–75%), esparsa (5–50%) e não observado (0%).

Figura 2. A) Estufa utilizada na secagem das amostras. B) Processo de peneiramento com o agitador mecânico. C) Aparelho *Smater Coater* utilizado na metalização de materiais não condutores. D) Aparelho de Microscópio Eletrônico de Varredura.



4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

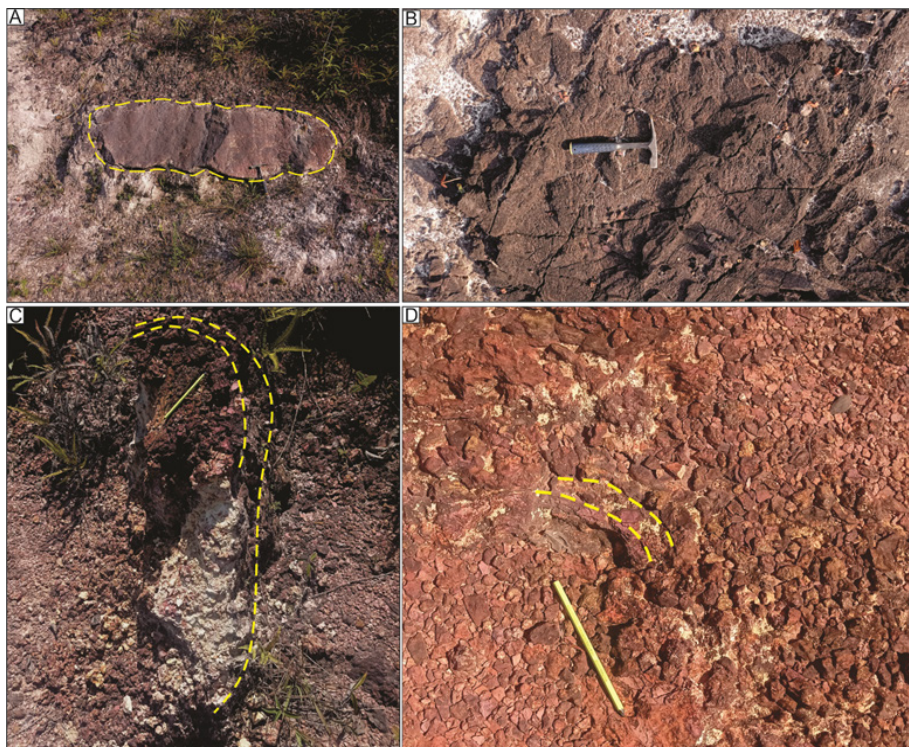
Neste estudo, foram analisados grãos de quartzo (pontos UT-06 e CN-17) pertencentes a depósitos glaciais deformados da Formação Nhamun-

dá, constituídos pelas fácies de diamictito foliado (Df) e arenito foliado (Af), individualizadas por Soares et al. (2005). A Df é composta por diamictito grosseiro contendo lentes e blocos de arenito imersos em matriz siltico-arenosa esbranquiçada (Figura 3) e exibe estruturas de deformação, como planos de foliação sub-horizontal e planos de cavalgamento de baixo ângulo, além de dobras em *chevron* e recumbentes. Internamente, as lentes de arenito mostram-se estriadas e boudinadas, concordantes com os planos de foliação (Soares et al., 2005). A fácies Af é composta por quartzo-arenito fino, esbranquiçado, com grãos arredondados e internamente exibe planos de foliação levemente ondulados e retilíneos, além de planos de cavalgamento bem definidos (Figura 4).

Figura 3. Afloramento da fácies Df (ponto UT-06 do estudo de Soares et al., 2005). A-B) Blocos de arenitos (linha tracejada preta) imerso em matriz siltico-arenosa. Identificação do ponto na Figura 1.



Figura 4. Afloramento da fácies Af. A-B) Planos de foliação marcados por finos níveis silicosos (ponto UT-06). C-D) Detalhes da deformação interna (fraturamento e dobramento incipiente) associados a glacioteclônica (ponto CN-17). Identificação do ponto na Figura 1.



Nas fácies Af e Df, os grãos de quartzo são predominantemente angulosos a subarredondados, com baixa esfericidade (Figura 6 A). Na superfície desses grãos, foram identificadas oito microtexturas distintas, predominando as de origem mecânica (75%), e em menor proporção as de origem química (25%). As mecânicas incluem arco graduado, estrias paralelas, *v-shapes*, planos de fratura, superfície de clivagem, sulcos retos e curvados. Arco graduado ocorre de maneira comum a esparsa, e se caracteriza por apresentar arcos concêntricos e semicirculares (Figura 6 B-C-D e 7 A-C). As estrias paralelas aparecem esparsamente como marcas lineares na superfície dos grãos, associadas às superfícies dos arcos graduados (Figura 6 D e 7 B-C-D-G). As *v-shapes* (Figuras 6 H-I e 7 E-F-H-I) são abundantes a ausentes, apresentam formato em “V” com variações de tamanho e estão associadas aos planos de fratura. Esses planos ocorrem de forma esparsa (Figuras 6 G) a abundante (Figuras 7 E-F), por vezes associados as estrias paralelas e *v-shapes*. As superfícies de clivagem são comuns a esparsas, apresentando padrões de quebra planares que se desenvolvem preferencialmente parale-

los aos planos de clivagem (Figura 7 B e H). Os sulcos retos e curvados aparecem esparsamente como rasgos na superfície dos grãos (Figura 6 B-E-F e 7 D) e, geralmente, ocorrem associados aos planos de fratura.

A microtextura química identificada é a *triangular etch pits* que ocorre abundantemente na amostra UT-06. Essa estrutura exibe um padrão triangular com variações de tamanho e está frequentemente associada a *V-shapes* e aos planos de fratura (Figura 7 I). Além desta, como microtextura de origem química/mecânica foram identificadas as depressões profundas, que se caracterizam por cavidades irregulares que exibem estrias paralelas nas paredes internas (Figura 7 B).

Em geral, foram observadas diferenças quanto a frequência de ocorrência das microtexturas nos depósitos subglacial e proglacial. A maior frequência se destaca no subglacial (UT-06) com abundância de feições de planos de fratura, superfície de clivagem, sulcos retos e curvados, arco graduado, *V-shaped marks*, depressões profundas, estrias paralelas e *triangular etch pits*. Em contraste, no depósito proglacial (CN-17) ocorre com menor frequência as microtexturas de planos de fratura, superfície de clivagem, sulcos retos e curvados, arco graduado e estrias paralelas (Figura 5).

Figura 5. Frequência de ocorrência de microtexturas identificadas na superfície dos grãos de quartzo.

	Amostras MEV	Planos de fratura	Superfície de clivagem	Sulcos retos e curvados	Arco graduado	V-shaped marks	Depressões profundas	Estrias paralelas	Triangular etch pits
UT-06	●	▲	●	●	■	●	●	■	
CN-17	●	●	●	▲	×	×	●	×	
Frequência (%):									
■ Abundante (>75) ▲ Comum (50-75) ● Esparsa (5-50) × Não observado (0)									

Figura 6. A) Fotomicrografia de grãos de quartzo angulosos a arredondados do ponto CN-17. B) Grão com microtextura do tipo arco graduado (Ag) e sulco curvado (S). C) Grãos de quartzo com microtextura do tipo arco graduado. D) Detalhe de arco graduado e estria paralela (Ep). E-F) Detalhes de sulco reto-curvado (S). G) Planos de fraturas paralelos (Pf) na superfície do grão. H-I) *Triangular etch pits* (Te) e *V-shapes* (Vs).

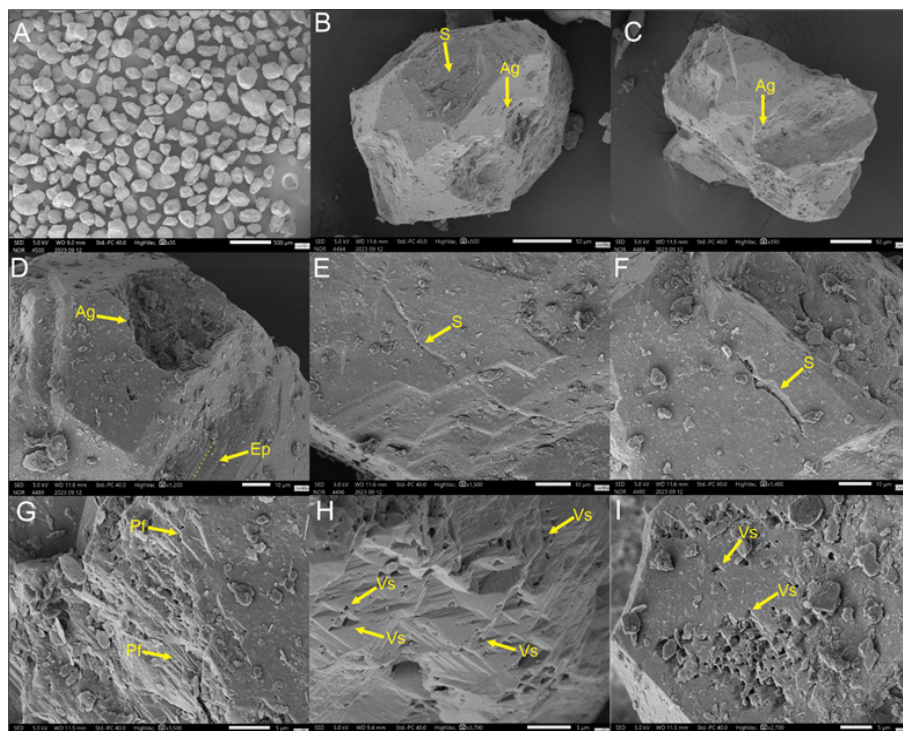
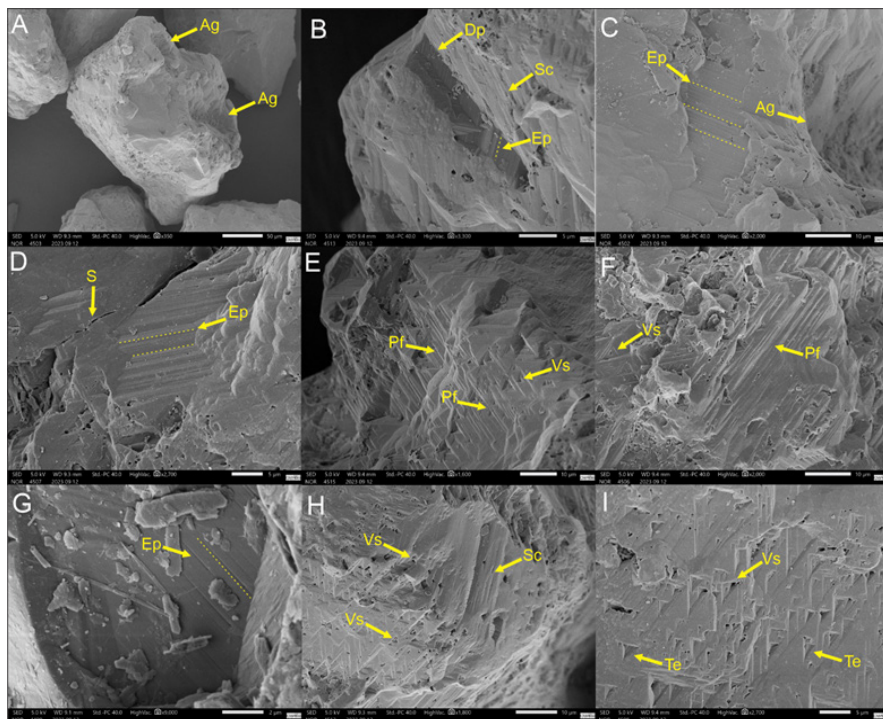


Figura 7. Fotomicrografias de grãos de quartzo angulosos do ponto UT-06. A) Grão com microtextura de arco graduado (Ag). B) Detalhe de depressão profunda (Dp) com estrias paralelas (Ep) e superfície de clivagem (Sc). C) Detalhe do arco graduado com estrias paralelas. D) Estrias na superfície do grão e sulco curvado (S). E-F) Planos de fraturas (Pf) na superfície do grão relacionadas a *V-shapes* (Vs). G) Detalhe de estrias paralelas retilíneas. H) *V-shapes* (Vs) e superfície de clivagem. I) *V-shapes* (Vs) e *triangular etch pits* (Te) em planos de fratura (Pf).



Diversos estudos (Tucker, 1991; Mahaney & Kalm, 2000; Mahaney, 2002; Voz et al., 2014) enfatizam que as microtexturas superficiais são indicativas de ambientes geológicos específicos e que servem para identificar as condições sob as quais os grãos foram modificados. Segundo Mahaney (2002), os grãos de depósitos glaciais apresentam maior variedade de microtexturas quando comparados com grãos modificados por outros agentes geológicos, onde a superfície dos grãos de quartzo fornece um legado dos sucessivos ciclos sedimentares. Particularmente, essas microtexturas são evidentes no ambiente glacial em função da movimentação das geleiras e dos processos de colapso, onde o deslizamento produz esforços de cisalhamento basal e altas taxas de deformação (Mahaney, 2002). Nesse ambiente, são comuns as feições de origem mecânica, desenvolvidas pelo impacto e abrasão de grãos oriundos da porção basal da geleira, como contornos angulares, relevos altos, fraturas conchoidais, estrias paralelas,

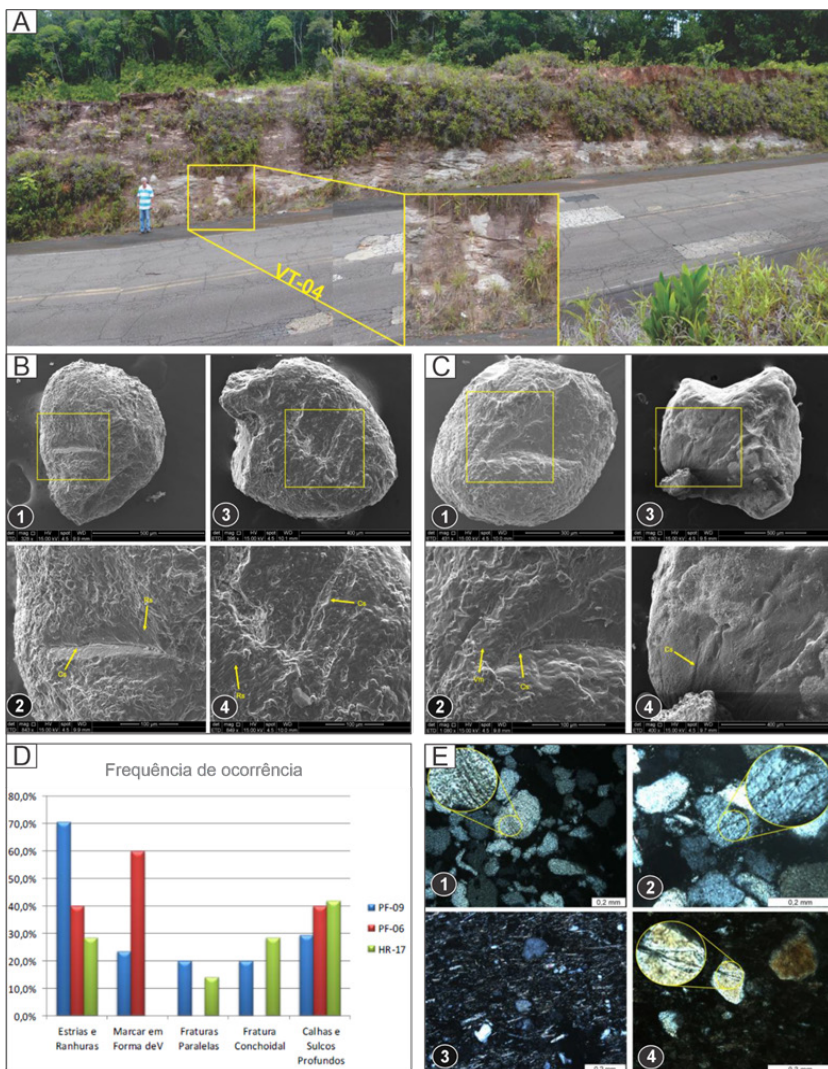
sulcos retos e curvos e depressões profundas (Mahaney, 2002; Strand et al., 2003; Kirshner & Anderson, 2011; Deane, 2010; Immonen, 2013).

Os depósitos estudados exibem um conjunto abundante de microtexturas que são associadas ao ambiente glacial, com destaque principalmente para as estrias paralelas que são diagnósticas do deslocamento de geleiras, além das microtexturas de superfície de clivagem, *V-shapes*, depressões profundas e sulcos (retos e curvados), que podem ocorrer tanto no ambiente glacial quanto no fluvial e marinho, conforme enfatizado em diversos estudos (Mahaney et al., 1996; Mahaney, 2002; Voz et al., 2014; Keiser et al., 2015). Feições de microtexturas nos depósitos glaciogênicos da Formação Nhamundá foram preliminarmente definidos por Barbosa (2018) (Figura 8 A), que associou as feições de estrias-ranhuradas, *v-shapes*, fraturas paralelas e conchoidais, sulcos e calhas profundas ao deslizamento basal das geleiras, ocasionado por processos de colapso e esforços cisalhantes (Figura 8 B-C-D). Além disso, estudos petrográficos definiram nas fácies Af e Df intenso fraturamento dos grãos de quartzo e orientação dos minerais micáceos, que foram associados as deformações glacioteclônicas (Soares et al., 2005; Barbosa, 2018) (Figura 8 E).

Quanto as microtexturas menos abundantes, como arco graduado, planos de fraturas e *triangular etch pits* encontradas em alguns grãos, as mesmas podem ser associadas ao ambiente marinho (Voz et al., 2014; Kalińska et al., 2022). Provavelmente, as feições de arco graduado e planos de fraturas podem ser reliquias dos depósitos de *shoreface/foreshore* da Formação Nhamundá, retrabalhadas por processos glaciais no Siluriano. Particularmente, a microtextura *triangular etch pits* está associada à dissolução intraestratal, durante a diagênese, pela percolação de fluidos intersticiais alcalinos no arcabouço (Mahaney, 2002; Vos et al., 2014).

A interpretação paleoambiental definida para os diamictitos da Formação Nhamundá sugere transporte curto e rápida deposição, característicos de ambientes glaciais (Soares et al. 2005; Cuervo et al. 2018). Essas características se refletem também no grau de arredondamento dos grãos, com predominância de grãos angulosos a subarredondados, definidos nas fácies Af e Df. Em geral, as microtexturas identificadas na fácies Df podem ser associadas a zona subglacial, onde a deposição ocorre durante o avanço e recuo do gelo (Assine & Vesely, 2008), enquanto as microtexturas da fácies Af são relacionadas a zona proglacial, onde os sedimentos transportados pela geleira são retrabalhados por correntes de água de degelo e fluxos gravitacionais (Powell & Molnia, 1989).

Figura 8. Microtexturas superficiais dos depósitos glaciogênicos da Formação Nhamundá definidas no estudo de Barbosa (2018). Seção panorâmica dos diamictitos deformados (A) onde foram definidas as microtexturas de calha profunda ou sulco alongado (Cs) com estrias (Rs) (B 1 e 2), além de feições de ranhuras (Rs) e múltiplas calhas (Cs) paralelas (B 3 e 4). Foram também definidas microtexturas de calhas profundas e marcas em forma de V (Vm) (C 1 e 2), além de feições de múltiplas calhas ou sulcos paralelos a subparalelos (C 3 e 4). Frequência de ocorrência das principais microtexturas encontradas (D). Dados petrográficos mostrando grãos de quartzo fraturados (E 1, 2 e 4) e detalhe da matriz do diamictito com orientação de plaquetas de mica e grãos de quartzo (E 3).



4. CONCLUSÃO

O estudo de microtexturas superficiais em grãos de quartzo tem se mostrado uma ferramenta promissora para a interpretação de processos glaciotectônicos da Formação Nhamundá na Bacia do Amazonas. Nos depósitos foram identificadas microtexturas diversas, como estrias paralelas, *v-shapes*, superfície de clivagem, depressões profundas e sulcos retos e curvados que fornecem evidências diretas da ação mecânica do gelo durante o evento glacial Siluriano da bacia. Além disso, a presença de microtexturas como arco graduado, *triangular etch pits* e planos de fratura é indicativa do retrabalhamento pelo gelo dos depósitos de *foreshore/shoreface* da Formação Nhamundá. O predomínio de grãos angulosos nos diamictitos reforça a interpretação do transporte curto e rápida deposição, característicos do paleoambiente glacial. Nesse contexto, as microtexturas encontradas nos diamictitos silurianos da Formação Nhamundá puderam ser identificadas em diversos depósitos glaciais modernos de diferentes regiões do mundo, como Estados Unidos, Índia, Islândia e Tunísia.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem: (i) à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Amazonas (FAPEAM) por meio do programa POSGRAD 2024, coordenado pelo Prof. Dr. Carlos Alejandro Salazar; (ii) à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), por meio do programa de redução de assimetrias nos programas de pós-graduação (PRA-PG-edital 14/2023 CAPES-Processo 88881.909702/2023-01), coordenado pelo Prof. Dr. Carlos Alejandro Salazar; (iii) ao financiamento fornecido pelo Projeto 001/2020–FAPESP-FAPEAM “Contribuição ao Conhecimento Geológico, Arqueológico e Biológico do Arquipélago de Mariuá, Médio Rio Negro-AM” e pelo Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO/UFAM); e (iv) aos revisores pelas contribuições ao texto final.

REFERÊNCIAS

- Assine, M.L., Vesely, F.F. (2008). Ambientes Glaciais. In Silva A.J.C.L.P., Aragão M.A.N.F., Magalhães A.J.C. (org.). *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil*. Beca, p. 24-51.
- Barbosa, R. O. (2018). Análise microtextural de depósitos glaciogênicos paleozóicos aflorantes da região de Presidente Figueiredo, Bacia do Amazonas (Trabalho de iniciação científica). Universidade Federal do Amazonas.
- Caputo, M. V., & Crowell, J. C. (1985). Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological Society of America Bulletin*, 96(8), 1020–1036. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1985\)96<1020:MOGCAG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1985)96<1020:MOGCAG>2.0.CO;2)

Caputo, M.V., & Sad, R.E. (1974). *Geologia do Baixo Rio Negro e trecho da BR-174*. (Relatório Interno 675-A). PETROBRAS.

Carozzi, A. V., Pamplona, H. R. P., Castro, J. C. de., & Contreiras, C. J. A. (1973). Ambientes deposicionais e evolução tecto-sedimentar da seção clássica paleozoica da bacia do Médio Amazonas. In *27º Congresso Brasileiro de Geologia* (pp. 279-314). Aracaju.

Costa, P., Andrade, C., & Freitas, M. D. C. (2014). Análise microtextural: princípios, procedimentos e caracterização micromorfológica de grãos de quartzo. *Proveniência de materiais geológicos: abordagens sobre o Quaternário de Portugal*, 19-36.

Cuervo, H. D. R., Soares, E. A. A., Caputo, M. V., & Dino, R. (2018). Sedimentology and stratigraphy of new outcrops of Silurian glaciomarine strata in the Presidente Figueiredo region, northwestern margin of the Amazonas Basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 85, 43–56. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2018.04.023>

Damiani, D., Giorgetti, G., & Turbanti, I.M. (2006). Clay mineral fluctuations and surface textural analysis of quartz grains in Pliocene–Quaternary marine sediments from Wilkes Land continental rise (East-Antarctica): paleoenvironmental significance. *Marine Geology*, 226(3-4), 281–295. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.11.002>

Deane, S. M. (2010). *Quartz grain microtextures and sediment provenance: using scanning electron microscopy to characterize tropical highland sediments from Costa Rica and the Dominican Republic* (Master's thesis). University of Tennessee. [Trace: Tennessee Research and Creative Exchange]. https://trace.tennessee.edu/utk_gradthes/618

Grahn, Y. (1992). Revision of silurian and devonian strata of Brazil. *Palynology*, 16(1), 35–61. <https://doi.org/10.1080/01916122.1992.9989406>

Grahn, Y., & Paris, F. (1992). Age and correlation of the Trombetas Group, Amazonas Basin, Brazil. *Revue de Micropaléontologie*, 35(3), 197-209.

Hart, J. K. (2006). An investigation of subglacial processes at the microscale from Briksdalsbreen, Norway. *Sedimentology*, 53(1), 125-146. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3091.2005.00758.x>.

Immonen, N. (2013). Surface microtextures of ice-rafted quartz grains revealing glacial ice in the Cenozoic Arctic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 374, 293-302. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.02.003>

Kalińska, E., Lamsters, K., Karušs, J., Krievāns, M., Rečs, A., & Ješkins, J. (2022). Does glacial environment produce glacial mineral grains? Pro-and supra-glacial Icelandic sediments in microtextural study. *Quaternary International*, 617, 101-111. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.03.029>

Keiser, L., Soreghan, G. S., & Kowalewski, M. (2015). Use of Quartz Microtextural Analysis To Assess Possible Proglacial Deposition For the Pennsyl-

varian–Permian Cutler Formation (Colorado, U.S.A.). *Journal of Sedimentary Research*, 85(11), 1310–1322. <https://doi.org/10.2110/JSR.2015.81>

Kirshner, A. E., Anderson, J. B., & Wellner, J. S. (2011). Cenozoic glacial history of the northern Antarctic Peninsula: a micromorphological investigation of quartz sand grains. *Tectonic, climatic, and cryospheric evolution of the Antarctic Peninsula*, 63, 153-165. <https://doi.org/10.1029/2010SP001046>

Mahaney, W. C. (1995). Glacial crushing, weathering and diagenetic histories of quartz grains inferred from scanning electron microscopy. *Glacial Environments–Processes, Sediments and Landforms: London, Pergamon*, 487-506.

Mahaney, W. C. (2002). *Atlas of Sand Grain Surface Textures and Applications*. New York, Oxford University Press, 237p.

Mahaney, W. C., & Kalm, V. (2000). Comparative scanning electron microscopy study of oriented till blocks, glacial grains and Devonian sands in Estonia and Latvia. *Boreas*, 29(1), 35-51. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2000.tb01199.x>

Mahaney, W. C., Claridge, G., & Campbell, I. (1996). Microtextures on quartz grains in tills from Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 121(1-2), 89-103. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(95\)00069-0](https://doi.org/10.1016/0031-0182(95)00069-0)

Mathur, A. K., Mishra, V. P., & Singh, J. (2009). Study of quartz grain surface texture by electron microscopy—a tool in evaluating palaeoglacial sediments in Uttarakhand. *Current science*, 1377-1382. <http://www.jstor.org/stable/24105377>

Melo, J. H. G. (1997). Resultados de solicitação de análise Palinológica em amostras de Superfície da Região da Represa Balbina (AM), Bacia do Amazonas. *Comunicação Técnica SEBIPE* 10, 97.

Melo, J. H. G., & Steemans, P. (1997). *Resultados de investigações palinoestratigráficas em Amostras de superfície de região de Presidente Figueiredo (AM), Bacia do Amazonas*. Rio de Janeiro, Belgium: Petrobras/CENPES. <https://orbi.uliege.be/handle/2268/172009>

Nogueira, A. C. R., Truckenbrodt, W., & Soares, E. A. A. (1999). O icnogênero *Arthropycus* de depósitos sublitorâneos da Formação Nhamundá (Siluriano Inferior) da Bacia do Amazonas, região de Presidente Figueiredo. *Brazilian Journal of Geology*, 29(2), 135-140. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.199929135140>

Powell, R. D., & Molnia, B. F. (1989). Glacimarine sedimentary processes, facies and morphology of the south-southeast Alaska shelf and fjords. *Marine Geology*, 85(2-4), 359-390. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(89\)90160-6](https://doi.org/10.1016/0025-3227(89)90160-6)

Reyment, R. A. (1968). *The Use of Geostatistics: Scientific Method in Analysis of Sediments*. (J. C. Griffiths). McGraw-Hill. *Science*, 159(3812), 295-295. <https://doi.org/10.1126/science.159.3812.295.a>

Riker, S. R. L., Lima, F. J. D. C., Motta, M. B., & Silva, D. P. B. (2016). Geologia e recursos minerais da região metropolitana de Manaus, Estado do Amazonas, escala de integração 1: 500.000. *Manaus: CPRM*.

Rodrigues, R., Vasconcelos, D. N. N., & Caputo, M. V. (1971). Sedimentologia das formações pré-pensilvanianas da Bacia do Amazonas. *Belém, Brasil, Petrobrás/Renor. Relatório Interno*.

Soares, E. A. A. (1998). *Fácies litorâneas e feições glaciais da Formação Nhamundá (Siluriano Inferior) na região de Presidente Figueiredo-AM, Bacia do Amazonas* (Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 98p).

Soares, E. A. A., Truckenbrodt, W., & Nogueira, A. C. R. (2005). fácies litorâneas e subglaciais da Formação Nhamundá (Siluriano inferior), região de Presidente Figueiredo, Bacia do Amazonas. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 2, 105-132.

Souza, V., & Nogueira, A. C. R. (2009). Seção geológica Manaus–Presidente Figueiredo (AM), borda norte da Bacia do Amazonas: um guia para excursão de campo. *Revista Brasileira de Geociências*, 39(1), 17.

Strand, K., Passchier, S., & Näsi, J. (2003). Implications of quartz grain micro-textures for onset Eocene/Oligocene glaciation in Prydz Bay, ODP Site 1166, Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 198(1-2), 101-111. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00396-1](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00396-1)

Suguio, K. (1973). *Introdução à Sedimentologia*. São Paulo, Edgard Blucher. 317 p.

Tucker, M. E. (1991). *Sedimentary petrology. An introduction to the origin of sedimentary rocks*, (2ª ed.). Londres, Blackwell Scientific Publications. 260p.

Van Hoesen, J. G., & Orndorff, R. L. (2004). A comparative SEM study on the micromorphology of glacial and nonglacial clasts with varying age and lithology. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41(9), 1123-1139. <https://doi.org/10.1139/e04-056>

Vos, K., Vandenberghe, N., & Elsen, J. (2014). Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation. *Earth-Science Reviews*, 128, 93-104. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.10.013>

Whalley, W. B., & Krinsley, D. H. (1974). A scanning electron microscope study of surface textures of quartz grains from glacial environments. *Sedimentology*, 21(1), 87-105. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1974.tb01783.x>

Whalley, W. B., & Langway Jr, C. C. (1980). A scanning electron microscope examination of subglacial quartz grains from Camp Century core, Greenland—a preliminary study. *Journal of Glaciology*, 25(91), 125-132. <https://doi.org/10.3189/S0022143000010340>

CAPÍTULO 6

Gênese e distribuição das silicificações nos paleossolos e rochas sedimentares aflorantes em Manaus

Katherine Andrea León Palma¹
Ingo Wahnfried²

RESUMO

Na região de Manaus afloram as unidades sedimentares Novo Remanso (Mioceno Médio) e Alter do Chão (Cretáceo / Paleoceno – Mioceno). Nesta última ocorrem corpos silicificados, atualmente denominados de “Arenito Manaus”. Poucos trabalhos abordaram sua origem e distribuição, baseados apenas na descrição petrográfica, sem reconhecer microestruturas pedológicas e/ou de silcretes, e sem fazer levantamento sistemático de amostras. Com o intuito de compreender a gênese, os processos envolvidos, os estágios diagenéticos e a distribuição dos corpos silicificados aflorantes nos arredores de Manaus, este trabalho caracteriza sua macromorfologia, micromorfologia, petrografia e química em 13 afloramentos localizados nas margens de rios Negro e Amazonas. A extensão lateral desses corpos variou entre 98 e 928 m, com espessura de até 3,0 m. Foram caracterizadas nove fácies sedimentares, associadas a um sistema fluvial entrelaçado. A silicificação abrange até quatro fácies por afloramento. Feições pedogenéticas presentes nas fácies Afb e Pb sugerem múltipla sucessão de paleossolos desenvolvidos em climas sazonais, com períodos úmidos e secos. Foram reconhecidos vertissolos e argissolos, estes últimos podendo constituir uma camada guia na geologia local. Os óxidos maiores, determinados por fluorescência de raios X, são SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃, com P₂O₅ e TiO₂, subordinados. As amostras com microestruturas de silicificação e concentrações de SiO₂ > 80% foram denominadas de silcretes. A mineralogia, determinada por difração de raios X, consiste em quartzo, caulinita, halloysita, hematita, ferrihidrita, goetita, anatósio e vivianita. Petrograficamente, as litologias são classificadas como quartzoarenitos e sublitoarenitos, médios a finos, alguns siltosos a conglomeráticos. Grãos subangulares a subarredondados, com contatos frequentemente flutuantes, subordinados pontuais e raros longitudinais, confirmam os índices de empacotamento aberto. A porosidade é principalmente móldica, intragranular e intergranular, indicativa da natureza arcossiana inicial nestes arenitos, atualmente maduros e submaduros. Foram identificados processos diagenéticos de compactação mecânica incipiente, dissolução de feldspatos e quartzo, hidratação-desidratação, pedogênese, neomorfismo a partir de opala amorfa para calcedônica e quartzo microcristalino, autigênese de caulinita, óxido de ferro e opala, sendo esta o principal formador do cimento dos arenitos. A silicificação apresenta várias espécies de sílica: opala, calcedônia e quartzo microcristalino. Foram identificados dois estágios diagenéticos: eodiagênese rasa e telodiagênese, com ausência de mesodiagênese. Seu desenvolvimento provavelmente ocorreu em depósitos aluvionares de drenagens antigas ou atuais. A presença de silicificação pode, portanto, indicar paleodrenagens e/ou zonas de oscilação do nível freático de aquíferos rasos, ambos em um clima de sazonalidade marcada e com disponibilidade matéria orgânica.

1 Egressa do PPGGEO-UFAM

2 Docente do PPGGEO-UFAM

Pelo menos dois eventos de silicificação teriam ocorrido, associados a um ou ambos os estágios diagenéticos. Ocorrências subsuperficiais de silicificações na área, descritas em perfurações de poços, podem ter a mesma natureza daquelas observadas em afloramentos, tendo sido geradas em momentos de nível de água subterrânea mais profunda ou tendo sido submetidas a deslocamento vertical por neotectônica. Por causa da frequente ocorrência de paleossolos na região, é proposto o termo “Geossolo Manaus” para denominá-los.

Palavras-chave: Paleossolo; Paleossolo; silicificações; flutuação do nível freático; Geossolo Manaus

ABSTRACT

In the Manaus region, the Novo Remanso (Middle Miocene) and Alter do Chão (Cretaceous/Paleocene-Miocene) sedimentary units outcrop. The latter contains silicified bodies currently called “Manaus Sandstone”. Few studies have addressed the origin and distribution of these bodies, based solely on petrographic descriptions, without recognizing pedological and/or silcrete microstructures, or making a systematic sampling. In order to understand the genesis, processes involved, diagenetic stages and distribution of the silicified bodies outcropping in the vicinity of Manaus, this study characterized their macromorphology, micromorphology, petrography and chemistry in 13 outcrops located on riverbanks. Their lateral extension varied from 98 to 928 m, with thicknesses of up to 3.0 m. Nine sedimentary facies associated with a braided fluvial system were characterized. Silicification encompasses up to four facies per outcrop. Pedogenetic features present in the Afb and Pb facies suggest a multiple succession of paleosols developed in seasonal climates with wet and dry periods. Vertisols and argisols were recognized, the latter possibly constituting a guiding layer in the local geology. The major oxides, determined by X-ray fluorescence, are SiO₂, Al₂O₃, and Fe₂O₃, with P₂O₅ and TiO₂ subordinate. Samples with silicification microstructures and SiO₂ concentrations > 80% were termed silcretes. The mineralogy, determined by X-ray diffraction, consists of quartz, kaolinite, halloysite, hematite, ferrihydrite, goethite, anatase, and vivianite. Petrographically, the lithologies are classified as quartzarenites and sublitharenites, medium to fine-grained, some silty to conglomeratic. Subangular to subrounded grains, with frequently fluctuating contacts, occasional subordinate contacts, and rare longitudinal contacts, confirm the open packing indices. Porosity is primarily moldic, intragranular, and intergranular, indicative of the initial arkosian nature of these sandstones, which are currently mature and submature. Diagenetic processes of incipient mechanical compaction, feldspar and quartz dissolution, hydration-dehydration, pedogenesis, neomorphism from amorphous opal to chalcedony and microcrystalline quartz, and authigenesis of kaolinite, iron oxide, and opal, the latter being the main cement-forming agent of the sandstones, have been identified. Silicification presents several silica species: opal, chalcedony, and microcrystalline quartz. Two diagenetic stages have been identified: shallow eodiagenesis and telodiagenesis, with the absence of mesodiagenesis. Its development probably occurred in alluvial deposits of ancient or current drainages. The presence of silicification may therefore indicate paleodrainage and/or zones of oscillation in the water table of shallow aquifers, both in a climate of marked seasonality and with organic matter availability. At least two silicification events would have occurred, associated with one or both of these diagenetic stages. Subsurface occurrences of silicification in the area, described in well drillings, may be of the same nature as those observed in outcrops, having been generated at times of deeper groundwater levels or having been subjected to vertical displacement by neotectonics. Because of the frequent occurrence of paleosols in the region, the term “Manaus Geosol” is proposed to describe them.

Keywords: Paleosol; silicifications; groundwater level fluctuation; Manaus Geosol

1. INTRODUÇÃO

O termo duricrosta refere-se às acumulações de sedimento que formam crosta endurecida, produto de intemperismo em superfície ou perto dela, onde a composição química do cimento determina o tipo de duricrosta formada (Dury, 1969; Taylor e Eggleton, 2001). Os silcretes são um tipo de duricrosta que contém mais de 85% em peso de SiO_2 (Summerfield, 1983), produzidos por processos superficiais ou subsuperficiais, onde o solo, sedimento ou rocha são silicificados (Watson e Nash, 1997). As duricrostas são geradas desde o Pré-Cambriano (Nash e Ulliyott, 2007), predominantemente em latitudes tropicais e subtropicais (Thiry, 1999), em diversas litologias (Ulliyott *et al.*, 1998). A determinação da gênese de um silcrete deve considerar a fonte de sílica, rotas de transporte e fatores que levem à precipitação das várias espécies da sílica. Para interpretação paleoambiental, deve ser analisada sua micromorfologia, macromorfologia e química, pois podem ocorrer diferentes tipos de silcretes numa região (Nash e Ulliyott, 2007).

Na região de Manaus afloram rochas das formações Novo Remanso e Alter do Chão. A Formação Alter do Chão é uma sucessão siliciclástica composta principalmente de arenitos com porções silicificadas, denominadas “Arenito Manaus” por Albuquerque (1922), as quais não contam com um estudo amplo que caracterize, em diferentes afloramentos, as feições morfológicas e químicas. Os três trabalhos que tratam destes silcretes - Franzinelli e Rossi, 1997; Franzinelli *et al.*, 2003; Nogueira *et al.*, 2003 - se embasam em caracterização petrográfica, sem descrever a porosidade ou os tipos de espécies de sílica presentes, indicando três estágios diagenéticos: eo-, meso- e telodiagênese, porém sem apresentar evidências para o segundo. Os trabalhos indicam que a silicificação ocorreu em superfície, porém, sob diferentes processos e condições climáticas que se contrapõem. Franzinelli *et al.* (2003) indicam condições lacustrinas/desérticas, e Nogueira *et al.* (2003) associam as silicificações a paleossolos e lagos de rios entrelaçados com variação sazonal, não deixando clara a origem destas silicificações.

O objetivo geral deste trabalho é descrever a gênese e evolução das silicificações aflorantes na cidade de Manaus e arredores. São também apresentados a distribuição, geometria, dimensões, litologias e estruturas sedimentares das camadas silicificadas, assim como a composição química, mineralogia, e propriedades petrográficas. Com isso, foi possível estabelecer os processos e fases diagenéticas associadas à sua formação.

2. LOCALIZAÇÃO E CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudos abrange a cidade de Manaus e as duas margens do baixo rio Negro, desde o sudeste do Arquipélago de Anavilhanas até a confluência dos rios Negro e Solimões, onde se forma o rio Amazonas (Figura 1). Manaus, a capital do estado do Amazonas, está localizada entre

os meridianos 59° 50' e 60° 10'W, e os paralelos 02° 55' e 03° 10'S, com altitude média de 30,5 m acima do nível do mar (IBGE, 2010). A região está inserida na Bacia Sedimentar do Amazonas, é limitada a norte pelo escudo das Guianas, ao sul pelo escudo do Brasil, a oeste pelo arco de Purus, que a separa da Bacia Sedimentar do Solimões, e a leste pelo arco de Gurupá, que a separa da Bacia Sedimentar de Marajó. A Bacia do Amazonas apresenta forma alongada com direção geral WSW-ENE, e ocupa uma área total de 515.000 km² (Cunha; Gonçalves, 2007), estendendo-se pelos estados do Pará e Amazonas. Ela possui um pacote sedimentar de 5.000 m de espessura, composto por duas megasequências de primeira ordem, uma Paleozoica e outra Meso-Cenozoica, limitadas por discordâncias regionais (Cunha; Gonçalves, 2007). A segunda megasequência é composta pelo Grupo Javari, representada principalmente pela Formação Alter do Chão, com 1.250 m de espessura. Em Manaus, esta unidade fica sotoposta à Formação Novo Remanso, de idade miocênica (Soares et al., 2016). Segundo Rozo *et al.* (2005), esta formação é predominantemente composta por arenitos, com pelitos e conglomerados subordinados. Foi atribuída a ela idade de Mioceno Médio a Superior (Soares 2007, Dino et al., 2012). Na mesma área, Soares (2007) identificou quatro superfícies de paleossolos lateríticos, que representam superfícies de descontinuidades (SD), definindo respectivamente a base (SD1), a porção central (SD2) e o topo (SD3) da Formação Novo Remanso. Na área de Manaus e arredores, CPRM (2002) indica a estratigrafia de um furo de sondagem da Petrobras, 20 km a norte da cidade, onde se registrou da base para o topo o embasamento vulcânico (2.100 m - ?), as formações Prosperança (1.780 – 2.100 m), Trombetas (1265-1780 m), Maecuru (1.106-1.265 m), Curuá (958-1.106 m), Monte Alegre (934 – 958 m), Itaituba (574 – 934 m), Nova Olinda (200 – 574 m) e Alter do Chão (0 – 200 m). Este trabalho apresentou o único mapa geológico da cidade, baseado em descrições litológicas e perfilações geofísicas de 120 poços tubulares, diferenciando quatro litofácies da Fm Alter do Chão: argilosa, areno-argilosa, arenosa e “Arenito Manaus”, com a primeira presente em 70% da área da cidade, indicando haver maior potencial aquífero para a segunda e a terceira fácies. A Formação Alter do Chão possui contato discordante com os evaporitos e calcários da Formação Nova Olinda (CPRM, 2002; Soares *et al.*, 2016).

Apenas dois trabalhos, apresentados em congressos, procuram explicar a origem das silicificações na Formação Alter do Chão: Franzinelli et al. (2003) e Nogueira *et al.* (2003). Franzinelli et al. (2003) os descreve como arenitos síltico-argilosos, vermelhos, silicificados, compactos, descontínuos, no topo da Formação Alter do Chão, e indica um ambiente desértico-lacustre associado à formação destas silicificações, com interpretação de três fases diagenéticas: 1- eogênese: rebaixamento do pH por degradação da matéria orgânica, e dissolução de minerais instáveis. 2- mesodiagênese: soterramento raso; 3- telodiagênese: soerguimento, exposição e intempe-

rismo. Já Nogueira *et al.* (2003), analisando dois perfis em Manaus, interpretaram as silicificações como silcretes de clima úmido desenvolvidos principalmente em paleossolos e depósitos lacustres de um sistema fluvial entrelaçado. Estes autores indicam eodiagênese e telodiagênese bem desenvolvidas, e mesodiagênese incipiente. Uma revisão bibliográfica completa sobre paleossolos e silcretes da região de Manaus é apresentada em Palma (2014).

3. MATERIAS E MÉTODOS

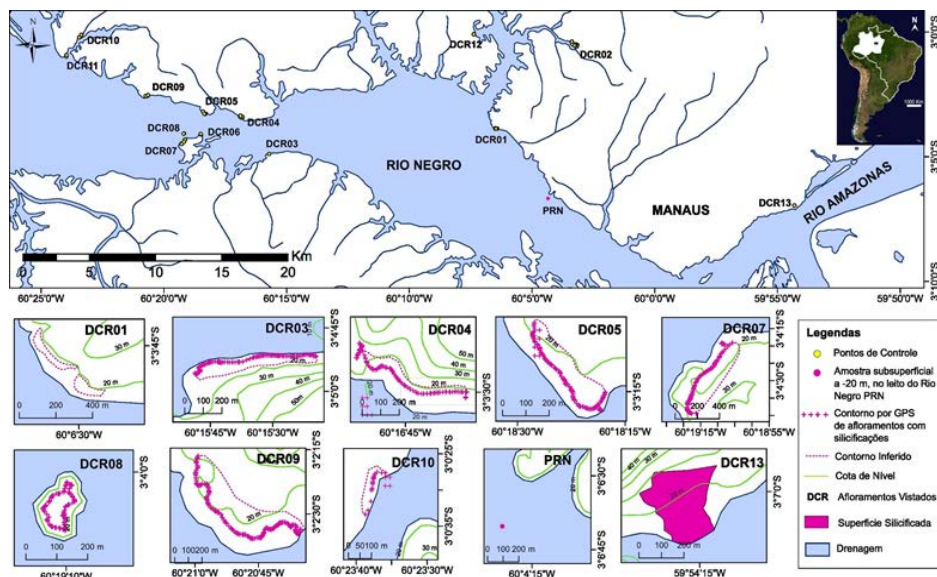
Neste trabalho foram feitos levantamentos de forma direta em afloramentos, com descrições e medições das exposições e coletas de amostras, além de levantamento de forma indireta, com base no banco de dados do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas- SIAGAS do Serviço Geológico do Brasil (SGB, 2025). Os trabalhos de campo foram realizados entre outubro de 2012 e dezembro de 2013, e os dados do SIAGAS foram coletados ao longo de 2013.

Foram visitados 13 afloramentos (Figura 1), sendo caracterizadas as unidades da base para o topo, descrevendo sua geometria, litologia, espessura, mergulho, cor, grau de intemperismo, granulometria, seleção, composição mineralógica, estruturas sedimentares, presença de fósseis e/ou bioturbações, contatos e feições estruturais. Foram descritas as microestruturas que caracterizaram os processos diagenéticos nas porções silicificadas. As informações foram sintetizadas em desenhos esquemático de seções colunares (Figura 2), e dependendo da continuidade lateral e vertical das unidades, foram feitas também seções geológicas. Devido à descontinuidade vertical das unidades, frequentemente as seções colunares foram divididas. O empilhamento vertical das unidades foi interpretado com base em suas relações laterais. Foram coletadas amostras das unidades silicificadas com variação na litologia, estrutura sedimentar e grau de intemperismo, e daquelas contíguas às silicificações, com o intuito de observar as feições diagenéticas em ambas. Além disso, foi incluída uma amostra subsuperficial de furo de sondagem de cota de elevação -20,2 m, coletada no leito do rio Negro (amostra PRN), extraída durante a construção da ponte sobre este rio, que liga Manaus e Iranduba. A definição das fácies e dos processos que as originaram foram feitos com base em Miall (1996). Os ambientes deposicionais foram interpretados com base em Miall (1996) e Walker (2006).

Na etapa de Laboratório, das 50 amostras coletadas 34 foram selecionadas para fazer 40 lâminas delgadas, para algumas amostras foram feitas até duas lâminas para o estudo de feições diferentes. Com base na petrografia foram selecionadas 12 amostras para análise química de fluorescência e difração de raios X (rocha total e fração fina). Para análise química as amostras passaram inicialmente por britagem e pulverização no Laboratório de Laminação do Serviço Geológico do Brasil (SGB), SU-

REG Manaus. Para a fluorescência de raios X, as amostras pulverizadas foram peneiradas em mesh #200, e foi separada uma grama de amostra. A análise foi feita usando energia dispersiva, no equipamento Panalytical Epsilon 3-XL, do Laboratório de Ensaios Físico-Químicos da Faculdade de Tecnologia da Universidade Federal do Amazonas (UFAM). A análise de difração de raios X foi feita em duas etapas: em amostra total, e em fração de sedimentos finos, peneirados em mesh #250, imersos em solução aquosa de pirofosfato, posteriormente decantados, pipetados e centrifugados. Já 40 lâminas delgadas foram utilizadas para fazer a classificação textural, com contagem de 300 pontos, identificando grãos (arcabouço), matriz, cimento (Folk, 1974), e a classificação composicional, com contagem de 100 grãos (Folk, 1968). Foi feita também a análise com Microscópio Eletrônica de Varredura (MEV), modelo Quanta 250 FEI, do Laboratório de Técnicas Mineralógicas no DEGEO-UFAM, em lâminas delgadas metalizadas em ouro. A técnica foi aplicada em três amostras selecionadas a partir da análise petrográfica, no intuito de confirmar mineralogia em microestruturas. Para tanto, foram elaborados mapas de composição elementar, gerados a partir de imagens de retroespalhamento (ERE) acopladas à técnica de Espectrometria de Energia Dispersiva (EDS).

Figura 1: Distribuição dos afloramentos na região de Manaus/AM.



Foram descritas as microestruturas que caracterizaram os processos diagenéticos nas porções silicificadas. As informações foram sintetizadas em seções colunares em desenhos esquemáticos feitos em escala vertical 3:100 (Figura 2), e dependendo da continuidade lateral e vertical das unidades, eram feitas também seções geológicas. Frequentemente, as seções colunares fei-

tas foram divididas, devido à descontinuidade vertical das unidades. O empilhamento vertical das unidades foi interpretado com base em suas relações laterais. Foram coletadas amostras das unidades silicificadas com variação na litologia, estrutura sedimentar e grau de intemperismo; e daquelas contíguas às silicificações, com o intuito de observar as feições diagenéticas em ambas. Além disso, foi incluída uma amostra subsuperficial de furo de sondagem de -20,2 m desde o leito do rio Negro, extraída durante a construção da ponte sobre este rio, que liga Manaus e Iranduba. A definição das fácies e dos processos que as originaram foram feitos com base em Miall (1996). Os ambientes deposicionais foram interpretados com base em Miall (1996) e Walker (2006).

Do total de 50 amostras coletadas, 34 foram selecionadas para fazer 40 lâminas delgadas. Para algumas amostras foram feitas até duas lâminas, com o objetivo de descrever feições distintas. Com base na petrografia, foram selecionadas 12 amostras para análise química de fluorescência e difração de raios X (rocha total e fração fina). Para análise química as amostras passaram inicialmente por britagem e pulverização no Laboratório de Laminação da CPRM/ Manaus. Para a fluorescência de raios X, as amostras pulverizadas foram peneiradas em *mesh* #200, e foi separada uma grama de amostra. A análise foi feita usando energia dispersiva, no equipamento *Panalytical Epsilon 3-XL*, do Laboratório de Ensaio Físico-Químicos da Faculdade de Tecnologia da Universidade Federal do Amazonas (UFAM). A análise de difração de raios x foi feita em duas etapas: em amostra total, e em fração de finos, peneirados em *mesh* #250, imerso em solução aquosa de pirofosfato, posteriormente decantado, pipetado e centrifugado. Foi feita contagem de 300 grãos em 40 lâminas delgadas, identificando arcabouço, matriz (não sendo possível determinar o tipo de cimento) e poros, aplicando a classificação de Folk (1968). Foi feita também a análise com Microscópio Eletrônica de Varredura (MEV) modelo Quanta 250 FEI, do Laboratório de Técnicas Mineralógicas no DEGEO- UFAM, em lâminas delgadas metalizadas em ouro. A técnica foi aplicada em 3 amostras indicadas pela análise petrográfica, no intuito de confirmar mineralogia em microestruturas, embasando-se em mapas de composição elementar, através das técnicas de imagens retroespalhadas (ERE), e Espectrometria Dispersiva de raios X (EDX).

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Fácies Sedimentares

Foram identificadas nove fácies sedimentares com base na definição de Miall (1996), resumidas com as respectivas interpretações de ambientes deposicionais na Tabela 1: arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa), arenito com estratificação plano-paralela (Ap), arenito com estratificação cruzada tabular (At), arenito maciço (Am), arenito com laminação (Al), arenito fino bioturbado (Afp), conglomerado maciço (Cm), pelito maciço (Pm) e pelito bioturbado (Pb).

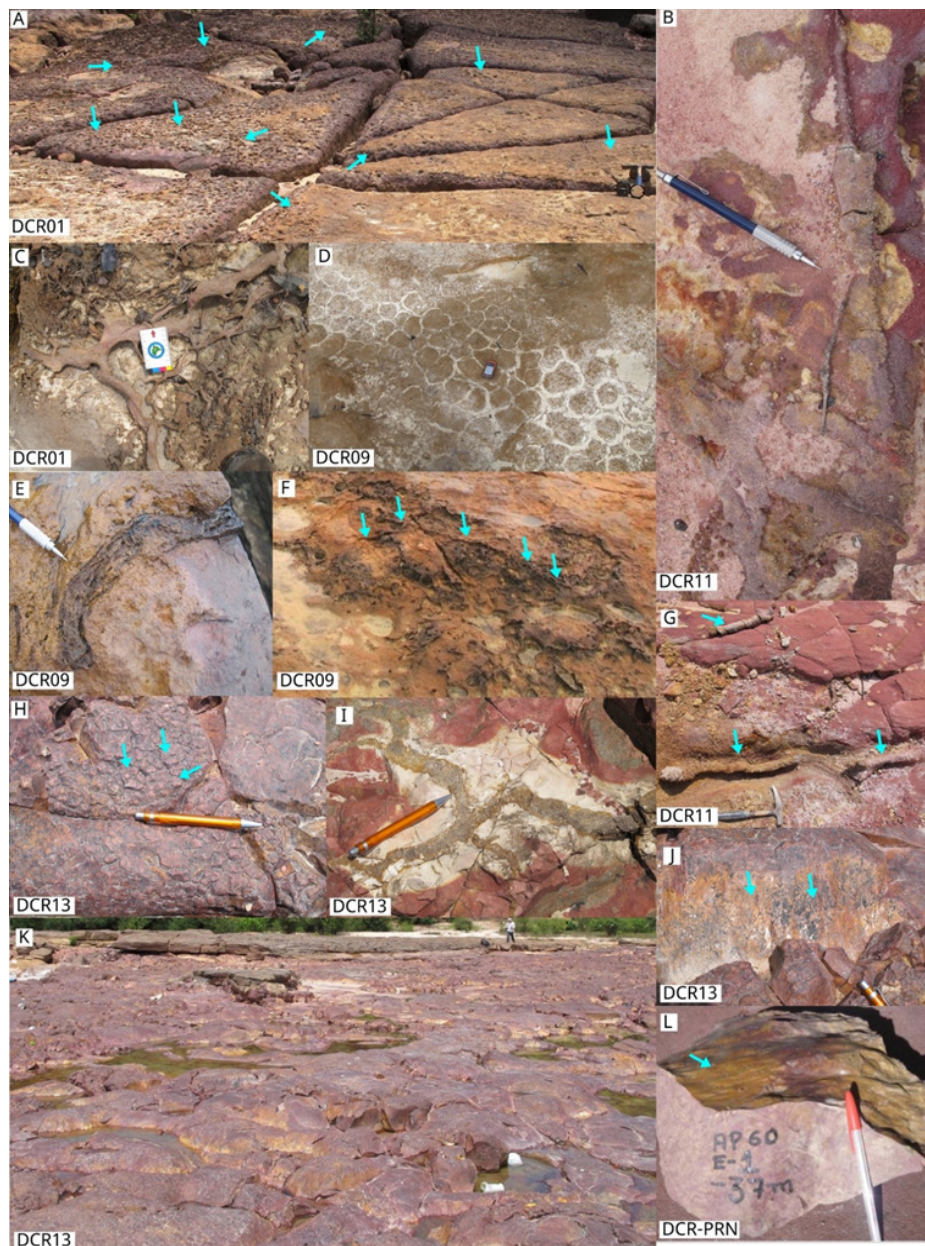
Fig. 1. Estratigrafia correlada das amostras coletadas nos perfis DCR01 a DCR13. A legenda detalha os símbolos para: Estratigrafia (Estratificação, Laminar, Cruzada, etc.), Estruturas (Gretas, Contracção, etc.), Aspecto (Maciço, etc.), e Amostras (Cintza, Branco, etc.).

Tabela 1. Descrição das fácies sedimentares classificadas segundo Miall (1996).

Fácies	Descrição	Interpretação
Cm – Conglomerado aberto, matriz arenosa, seixos de quartzo, líticos e intraclastos de argilito	Acamamento maciço forma lenticular. Localmente silicificado.	Migração de sedimentos residuais na base de canal por rolamento ou arrasto- <i>lags</i>
Aa - Arenito médio a muito grosso, mal selecionado	Estratificação cruzada aca-nalada em <i>sets</i> únicos ou compostos, geometria em cunha, subordinadamente tabular com bioturbação. Apresenta silicificação local.	Migração de dunas de crista sinuosa em regime de fluxo inferior. Retrabalhamento por organismos.
Ap - Arenito fino a médio, moderado a bem selecionado	Estratificação plano-para-lela e laminação plano-para-lela interna no topo do <i>coset</i> , geometria tabular, adelgaçamento ascendente e bioturbações.	Carga de fundo em leito plano sob fluxo superior.
At - Arenito médio a grosso, mal a moderadamente selecionado	Estratificação cruzada tabular, formas tabulares, adelgaçamento ascendente, bioturbações e localmente silicificado.	Migração de dunas de crista reta em fluxo de regime inferior. Retrabalhamento por organismos.
Am - Arenito muito fino a grossa,	Aspecto maciço e/ou subordinadamente estratificação incipiente, geometria tabular e com silicificação local.	Obliteração de estruturas por intemperismo.
Al- Arenito muito fino a médio, bem selecionado.	Laminação cruzada caval-gante subcrítica e laminação plano-paralela subordinada, geometria tabular, localmente silicificado.	Representa o abandono temporário da migração das barras e/ou produto de deposição entre as barras, constituindo depósitos externos ao canal fluvial ou de planície de inundação.
Afb- Arenito fino a muito fino bioturbado.	Aspecto maciço, silicificado, geometria tabular, pouco espesso, bioturbações de tipo pedogenético: moldes de paleoraízes, horizontes de solo, halos de redução e microestrutura de iluviação.	Paleosuperfícies sob sazonalidade climática úmida- seca, ocorrência de paleossolo (argissolos) e atividade biogênica, representando depósitos de inundação.
Pb- Pelito bioturbado	Aspecto maciço, silicificado, geometria tabular e pouco espesso, com bioturbações pedogenéticas: moldes de paleoraízes, slickensides, microrelevo gilgai, gretas de contração e pedalidade.	Áreas de exposição subaérea sob sazonalidade climática úmida- seca, desenvolvimento de paleossolo em pelitos (vertisolos) com atividade biogênica, correspondendo a planícies de inundação.
Pm- Pelito maciço	Aspecto maciço, laminação incipiente, localmente silicificado, pouco espesso e de geometria tabular.	Deposição por decantação em área externa ao canal, alterado principalmente por intemperismo ou bioturbação.

Redes de paleoraízes horizontais e verticais com extensão métrica foram identificadas nos afloramentos DCR01, DCR03, DCR09, DCR11 (Figura 3A, B, C e F). Nos pontos DCR09, DCR13 e PRN foram encontradas slickensides (Figura 3J e L), microrelevo gilgai (Figura 3K), peds (Figura 3H) e gretas de contração (Figura 3D). Através da microscopia foram descritas microestruturas de argila iluvial nas amostras DCR01, DCR03, DCR06 e PRN (Figura 6F, Figura 10F e G). A extensão horizontal das raízes é desenvolvida e ativada durante a temporada úmida. Durante a seca, as raízes verticais se aprofundam em busca do nível freático. Portanto, a presença de ambas as feições na área de estudos indica a alternância de climas sazonais secos e úmidos (RETALLACK, 1988). As estruturas de iluviação confirmam a ocorrência de Argissolos, desenvolvidos durante alguns milhares de anos, podendo ser usados como referência estratigráfica em escalas de detalhe (informação verbal fornecida pelo Prof. Francisco Bernardes Ladeira). Estrias e slickensides sem orientação preferencial confirmam processos de umidificação e dilatação no solo, causando cisalhamento por tensão (WRIGHT et al, 2000). Segundo Nettleton et al. (2000), a presença de slickensides, gretas de contração e microrelevo gilgai evidenciam a ocorrência de vertissolos. Tais características resultam da grande movimentação da massa do solo que se contrai e gera fendas quando seca, e se expande quando fica úmido (EMBRAPA, 2025).

Figura 3: A- L: Características dos paleossolos; A, B, C, E F, G e I: Paleoraízes (A e F possuem indicação da extensão lateral; D: Gretas de contração; H: Peds indicados pelas setas; J e L: Slickensides; K: Microrelevo gilgai



4.2 Associação de Fácies

Com base na análise, caracterização e interpretação das nove fácies, foram interpretadas duas associações de fácies geneticamente relacionadas, nomeadas de A- depósitos de canal e B- depósitos de planície de inundação. Os depósitos de canal são compostos pelas fácies Aa, Ap, At e Cm, e suas condições de deposição são interpretadas em regimes de fluxo inferior, associados à migração de dunas e barras arenosas desde a base do canal fluvial. A planície de inundação é composta pelas fácies Al, Am, Afb, Pb e Pm, e é associada a ambientes de água rasa gerando deposição por decantação, e paleosuperfícies com desenvolvimento de paleossolos sob climas sazonais. Estas associações de fácies, com ciclos granodecrescentes ascendentes, por vezes erodidos no topo, e a variação na hierarquia das formas de leito, devido às mudanças na descarga do fluxo e profundidade da lâmina de água, são representativos de um sistema fluvial entrelaçado (Silva et al., 2008; Miall, 1996).

4.3 Óxidos maiores determinados por fluorescência de raios x

A Tabela 2 apresenta os resultados das análises feitas por fluorescência de raios X. O óxido mais importante é SiO_2 , com valor médio de 83% da amostra em peso. O segundo óxido principal é Al_2O_3 com valor médio de 11,4%, e o terceiro é o Fe_2O_3 com média de 3,84%. Na média, estes três óxidos totalizam 98,24% do peso das amostras. Com valores inferiores a 1%, foram quantificados os óxidos de P_2O_5 com 0,75%, TiO_2 com 0,49%, K_2O com 0,19% e CaO com 0,12%. As amostras com menor dureza, 2M1, 13A1 e 13A3, sem feições macroscópicas de silicificação, apresentaram as menores concentrações de sílica e os maiores valores de alumina e óxido de titânio. As demais amostras apresentaram variação na dureza, sendo inicialmente consideradas silicificadas, com valores de SiO_2 entre 80,44% e 93,10%, Al_2O_3 entre 4,73% e 13,23% e Fe_2O_3 entre 1,14% a 7,1%.

Tabela 2. Composição química de óxidos obtida com fluorescência de raios X (FRX). Valores em % da amostra em peso.

Oxido [%]	DCR1A Med	DCR1B Med	DCR01C Med	DCR2M1 Med	DCR03A 7 Med	DCR03A7 Med	DCR04B Med	DCR4D2 Med	DCR06C2 Med	DCR13A1 Med
Al2O3	8,967	12,599	10,372	21,929	10,439	7,982	5,033	13,225	4,732	11,864
SiO2	86,007	80,445	84,966	75,376	80,923	83,723	92,919	81,915	93,103	77,851
P2O5	0,946	0,378	0,555	0,422	0,632	1,136	0,469	1,084	0,581	1,659
K2O	0,155	0,186	0,149	0,168	0,086	0,089	0,082	0,334	0,063	0,164
CaO	0,099	0,103	0,104	0,099	0,113	0,113	0,101	0,157	0,108	0,119
TiO2	0,394	0,529	0,375	0,811	0,530	0,470	0,124	0,403	0,167	0,735
V2O5	0,008	0,008	0,011	0,027	0,018	0,010	0,002	0,007	0,002	0,019
Cr2O3	0,004	0,008	0,006	0,000	0,017	0,007	0,000	0,005	0,001	0,010
MnO	0,003	0,004	0,006	0,006	0,005	0,004	0,002	0,007	0,008	0,013
Fe2O3	3,297	5,612	3,333	1,041	7,096	6,303	1,187	2,774	1,137	7,431
NiO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CuO	0,001	0,002	0,001	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
ZnO	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
Ga2O3	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,003
Rb2O	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,002
SrO	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,002
Y2O3	0,003	0,003	0,003	0,004	0,003	0,004	0,002	0,002	0,001	0,004
ZrO2	0,040	0,052	0,043	0,055	0,048	0,070	0,023	0,018	0,041	0,032
Nb2O5	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,000	0,001	0,001	0,002
Ag2O	0,054	0,042	0,048	0,029	0,058	0,061	0,047	0,043	0,047	0,054
SnO2	0,000	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
BaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Nd2O3	0,006	0,002	0,003	0,018	0,000	0,000	0,001	0,004	0,002	0,000
Eu2O3	0,007	0,015	0,010	0,000	0,018	0,016	0,004	0,007	0,004	0,025
HfO2	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Yb2O3	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
PbO	0,002	0,003	0,004	0,003	0,005	0,005	0,001	0,002	0,000	0,005
ThO2	0,001	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Br	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000

4.4 Química mineral determinada por difratometria de raios x (DRX)

A associação mineralógica observada tanto na análise de rocha total quanto das amostras peneiradas em mesh #250 foi muito homogênea (Figuras 4 e 5). Ambas consistem de quartzo, caulinita, halloysita e ferridrita. Na rocha total ainda ocorre a hematita, que não aparece na fração fina. Nesta, ocorrem goetita, anatásio e vivianita, ausentes na rocha total.

Figura 4: Difratomogramas de raios X em rocha total e sua interpretação mineralógica: Qz- quartzo, K- caulinita, H- halloysita, He- hematita e Fh- ferridrita

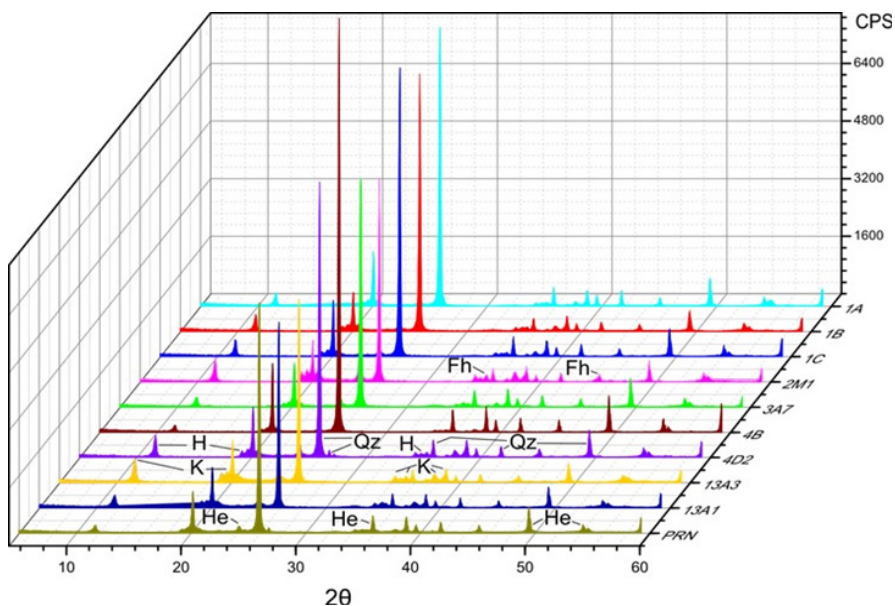
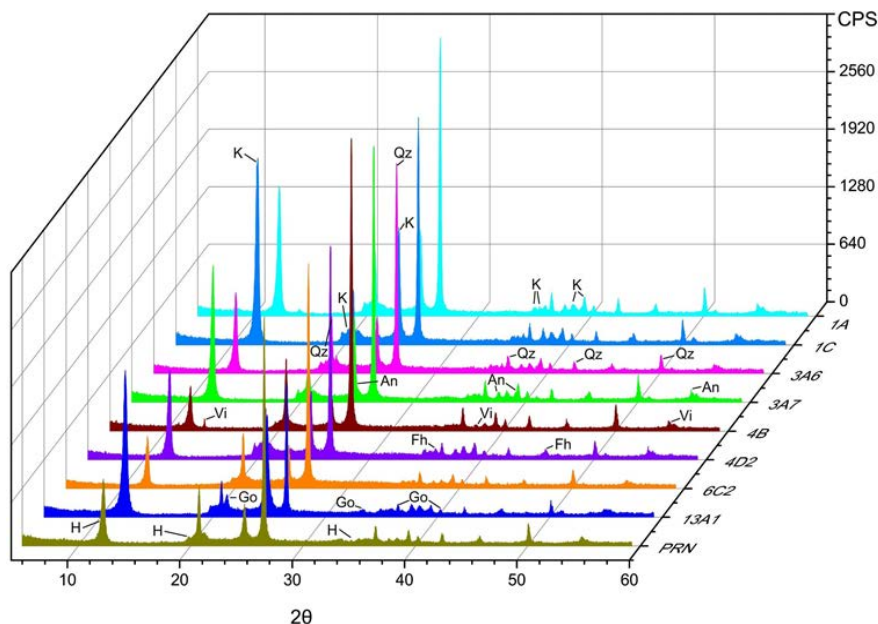


Figura 5: Difratomogramas de raios X, em fração fina (peneiradas em mesh #250) e sua interpretação mineralógica: Qz- quartzo, K- caulinita, H- halloysita, Fh- ferridrita, Go- goetita, An- anatásio e Vi- Vivianita.



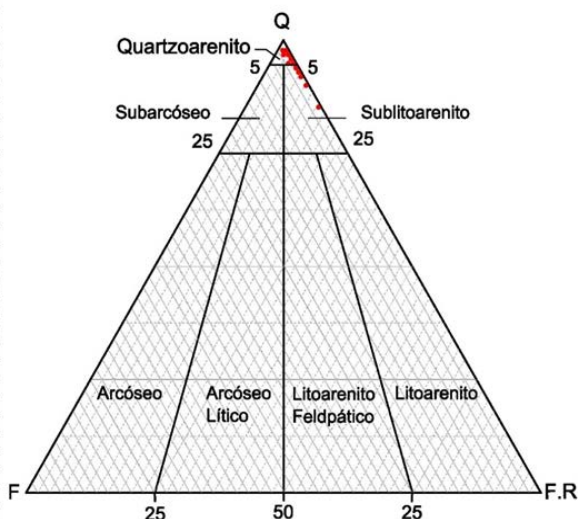
4.5 Microscopia petrográfica e eletrônica de varredura

4.5.1 Análise Petrográfica

As amostras são compostas principalmente de arenitos médios a finos, alguns silteosos, e alguns grossos ou conglomeráticos. Os grãos são subangulares a subarredondados, de bem a mal selecionados. A porosidade é principalmente móldica, intergranular e vugular, com valores de 4% a 26%. Os contatos são flutuantes, subordinados pontuais e alguns longitudinais, com índices de empacotamento de 9 a 53, e média de 27, o que evidencia empacotamento aberto (Figura 7). Os minerais detríticos são principalmente quartzo monocristalino (85%), subordinadamente policristalino (15%), e há raros grãos esqueléticos de feldspato e minerais opacos, além de traços de biotita, moscovita, rutilo e zircão (Figura 8). Também foi observada matéria orgânica amorfa. Segundo a classificação de Folk (1974), as rochas são quartzarenitos e sublitoarenitos maduros composicionalmente (Figura 6). Abundante autigênese de opala e caulinita, assim como quartzo microcristalino, calcedônia e óxidos de ferro (Figuras 9 e 10). Também foram analisados paleossolos com regolito argiloso e arenoso, com coloides orgânicos (Figura 10), estruturas de translocação (Figura 10), e processos de eluviação- iluviação (Figura 7 e Figura 11).

Figura 6: Contagem composicional das amostras e diagrama composicional de Folk (1974), com Q- quartzo, F- Feldspato, F.R.- Fragmento de rocha e na classificação indicou SUBLIT- sublitoarenito e QRTZ- quartzarenito. Os pontos vermelhos no triângulo correspondem à distribuição das amostras.

AMOSTRA	Q	FELD	F.R.	TOTAL	CLASSIFICAÇÃO
1A	93	0	7	100	SUBLIT
1Ca	95	0	5	100	QRTZ
1Cb	95	0	5	100	QRTZ
1F1	96	0	4	100	QRTZ
2D	90	0	10	100	SUBLIT
2E1	95	0	5	100	QRTZ
2F	92	0	8	100	SUBLIT
2M1	98	1	1	100	QRTZ
3A1	98	0	2	100	QRTZ
3A2	98	0	2	100	QRTZ
3A3	94	0	6	100	SUBLIT
4A1a	96	0	4	100	QRTZ
4A1b	97	0	3	100	QRTZ
4B	94	0	6	100	SUBLIT
4C	92	0	8	100	SUBLIT
4D1	97	0	3	100	QRTZ
4E	95	0	5	100	QRTZ
5A2	95	0	5	100	QRTZ
6A	97	1	2	100	QRTZ
6B	95	0	5	100	QRTZ
7C1	95	1	4	100	QRTZ
7C2	92	0	8	100	SUBLIT
7D1	95	1	4	100	QRTZ
7D2	90	0	10	100	SUBLIT
8A1a	85	0	15	100	SUBLIT
8A1b	90	0	10	100	SUBLIT
9B1	90	0	10	100	SUBLIT
11A2b	96	0	4	100	QRTZ
12A	95	0	5	100	QRTZ
12B1	98	0	2	100	QRTZ
12B2	95	0	5	100	QRTZ



4.5.2 Processos diagenéticos

Os processos diagenéticos encontrados foram: 1-Compactação mecânica incipiente, evidenciada nos contatos pontuais e raros longitudinais dos arenitos com maior índice de empacotamento (Figura 7); 2-Dissolução incongruente de feldspatos, produzindo porosidade móldica (Figura 9). 3-Autigênese de caulinita em forma de rede fina arredor dos grãos de quartzo ou como cristais vermiculares, preenchendo parcialmente poros móldicos resultantes da dissolução de feldspatos. O arranjo dos cristais vermiculares de caulinita gera microporosidades intercristalinas (Figura 9C e 9D). Também foi observada autigênese de opala amorfa (Figuras 8 e 9); 4-Dissolução parcial de quartzo, gerando corrosão nas suas bordas e microporosidade intragranular (Figura 11); 5-Hidratação e Desidratação, inferida pelas microestruturas de eluviação - iluviação, empobrecimento, nódulos de ferro e geopetais (Figuras 7 e 11); 6-Pedogênese, ratificada na perda da estrutura dos arenitos por bioturbação, baixos índices de empacotamento, translocação, podzolização, presença de matriz-s, raízes e seus moldes cristalizados (Figuras 7, 9, 11 e 12); 7-Recristalização, principalmente de quartzo microcristalino, e subordinadamente em calcedônia, tanto em poros, como em cavidades de raízes (Figura 9, Figura 12); 8-Autigênese de pelo menos duas gerações de óxido de ferro, uma relacionada à presença de matéria orgânica (Figuras 11 e 12), e a outra em forma de diminutos cristais vermelhos a marrons, arredondados e disseminados (Figura 9); 9-Neomorfismo, de opala amorfa principalmente quartzo microcristalino, ou calcedônia, o qual evidencia diferentes ciclos de silicificação. Estes processos podem corresponder a dois estágios diagenéticos, eodiagênese rasa e telodiagênese (Figuras 8, 9 e 11), porém definir em qual destes aconteceu a silicificação é difícil, pela similaridade dos processos atuantes nestes estágios e pela falta de evidências mesodiagenéticas, que poderiam ter ajudado a estabelecer uma ordem na ocorrência dos processos.

Colóides organometálicos (Figuras 8, 9 e 11) evidenciam mudanças nas condições de redução/oxidação, associadas possivelmente à ferrólise. Os colóides apresentam hidróxidos de ferro (goetita) em coloração amarelada, evidenciando condições de redução, e óxidos de ferro (hematita) de cor vermelha, que por vezes se fixam superficialmente ao redor dos grãos de quartzo em condições secas (Figura 11). A ferrólise é associada a climas de marcada sazonalidade (Brinkman, 1970; Brinkman et al., 1973), sendo comum em águas subterrâneas (Mann, 1983; Berrison e Glodsteid, 2002) ou em sedimentos sob influência de drenagem superficial (Brinkman et al., 1973; Barbiero et al., 2010).

São observados grãos de quartzo afetados por dissolução parcial tardia com bordas corroídas, microporosidade na sua superfície e porosidade vugular. Além disso, porosidade móldica, e mais rara de canal, não preenchida em diferentes amostras, com espaço intragranular cimentado em

opala e caulinita (Figuras 7, 8 e 9) evidencia processos de hidratação/deshidratação, dissolução e autigênese, ocasionados por intemperismo atuante durante a telodiagênese, podendo estar associado a um clima sazonal. O espaço poroso é por vezes preenchido por cimentos opalinos, caulíníticos, de óxidos de ferro e localmente de titânio e manganês (Figuras 8, 9 A a D, e 12). O fato de ocorrerem caulinitas vermiculares com opala indica ambientes altamente ácidos (Figura 9A a D, e H). Neste trabalho, a silicificação é registrada nos cimentos de opala, calcedônia e quartzo microcristalino (Figura 9), tendo que ocorrer neomorfismo para que as duas últimas formas sejam geradas, chegando a recrystalizar cavidades de paleoraízes (Figura 9 E a H).

4.5.3 Intensidade da silicificação

A intensidade da silicificação varia bastante, sendo evidenciado na porcentagem de poros preenchidos por polimorfos de sílica, que varia de 1 a 26%, o que também afeta a dureza da rocha. Esta variabilidade é evidenciada na porcentagem de SiO_2 em peso, com valores oscilando entre 80,44% a 93,10%.

4.5.4 Ocorrências de silicificações em subsuperfície

Foi analisada a base de dados do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas- SIAGAS na cidade de Manaus, que contava até fevereiro de 2013 com 2.760 poços registrados. Destes, 1.119 têm descrição litológica, com 316 apresentando um total de 517 camadas silicificadas. Foram encontradas até cinco camadas silicificadas em seis poços, sendo quatro localizados no centro-oeste da cidade e dois no centro-leste da cidade. Estas silicificações aparecem desde a superfície até 228 m de profundidade, sendo 81% descritas como arenito, 18% como siltito e 1% como argilito. Suas espessuras variam de 0,7 a 4,0 m, com raras camadas ultrapassando estes valores, como um registro de 73 m de espessura (Figura 13).

Figura 7. Litotipos com diferentes níveis de silicificação. A-E: arenitos com diferentes índices de empacotamento, cimentados por opala amorfa; A-C: porosidade principalmente móldica; D-E: porosidade intragranular, móldica e intergranular; F-H: Paleossolos silicificados; F: feições geopetais iluviais (setas amarelas) próprias de paleossolos; G-H. Matriz-s com matéria orgânica removida por eluviação, gerando áreas empobrecidas de coloração mais clara (setas amarelas), nódulos ou glóbulos formados pela concentração de compostos de ferro e, subordinadamente, manganês (setas azuis)..

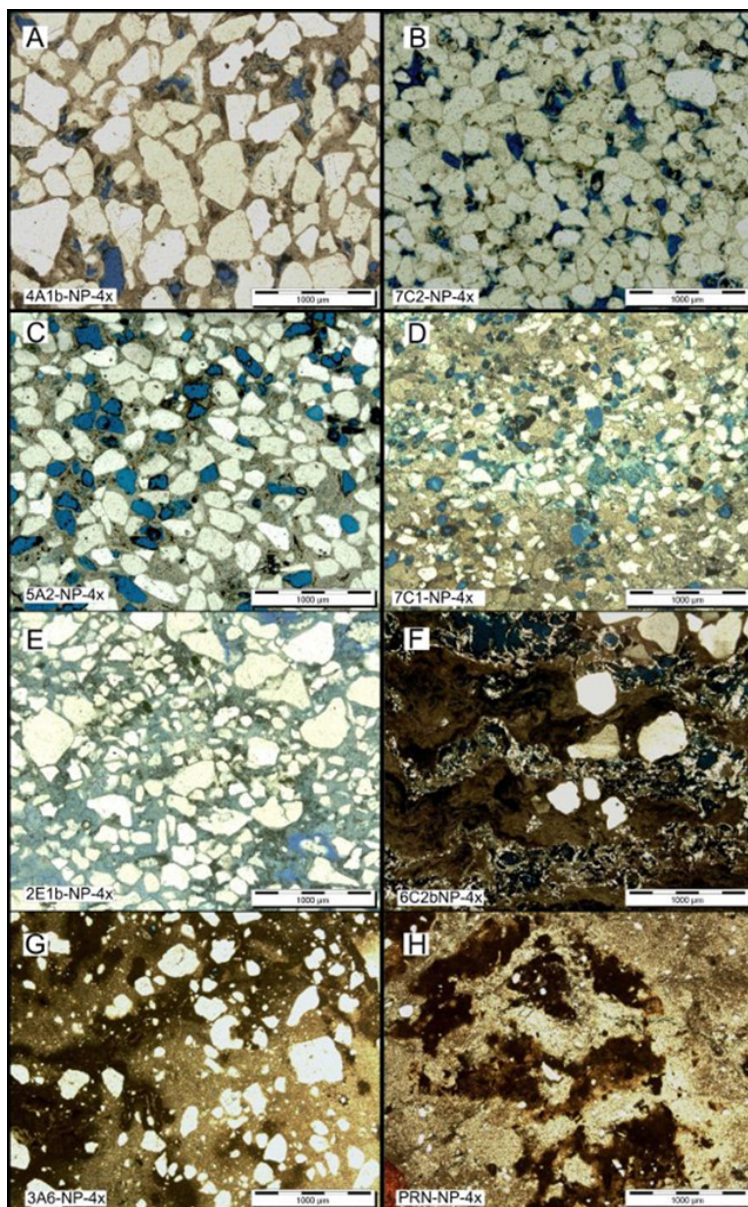


Figura 8. A- F: Constituintes detríticos; A: Turmalina, B. Zircão; C: Biotita com compactação mecânica pelo contato com grão de quartzo em cimento de opala (seta amarela), cimento caulinitico (seta rosa) e óxidos de ferro (pontos marrons escuros no círculo vermelho); D-F: Matéria orgânica; G: Autigênese de óxidos de ferro (seta vermelha) e hidróxido de ferro (seta amarela), formando coloides organometálicos com ferro associado à eluviação de matéria orgânica; H: Cimento de opala e quartzo microcristalino (ambos produtos de autigênese).

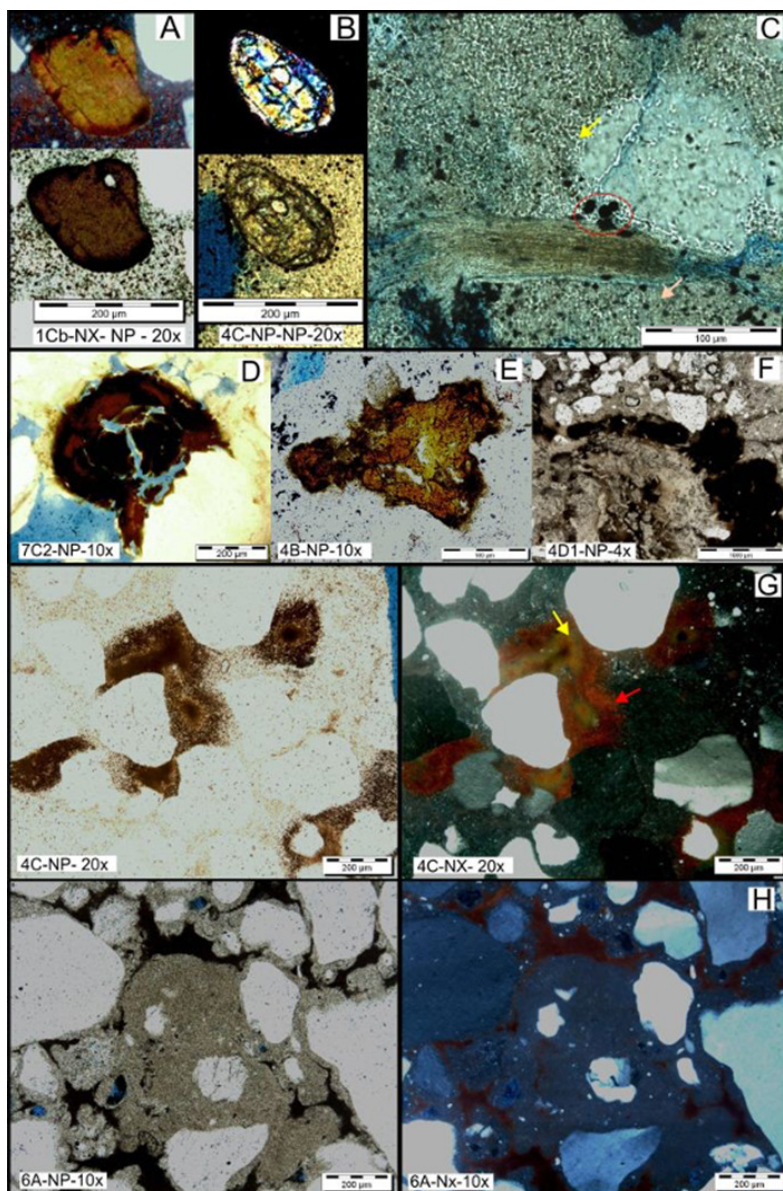


Figura 9 - A-I: Cimentos de opala, quartzo microcristalino, calcedônia, caulinita, hematita; A-B: Espaço intergranular apresenta caulinita, opala, calcedônia e óxido de ferro; C: Detalhe da calcedônia da imagem A; D-E: Espaço intergranular com cimento de caulinita, opala, quartzo microcristalino (seta azul), calcedônia (seta amarela) e óxido de ferro com forma de pontos vermelhos escuros e marrons que também preenchem parcialmente os poros móldicos; F-I: Coloides organometálicos representados na acumulação de óxido de ferro (vermelho escuro) ao redor dos poros; F-G-H: a seção delgada da amostra 6C2a corresponde a um molde de paleoraz, preenchido por quartzo microcristalino; H: A seta indica o contato entre o quartzo microcristalino e o cimento de hematita (vermelho escuro); I: Meniscos de caulinita vermicular em poro vugular, com espaço intergranular preenchido por cimento de hematita.

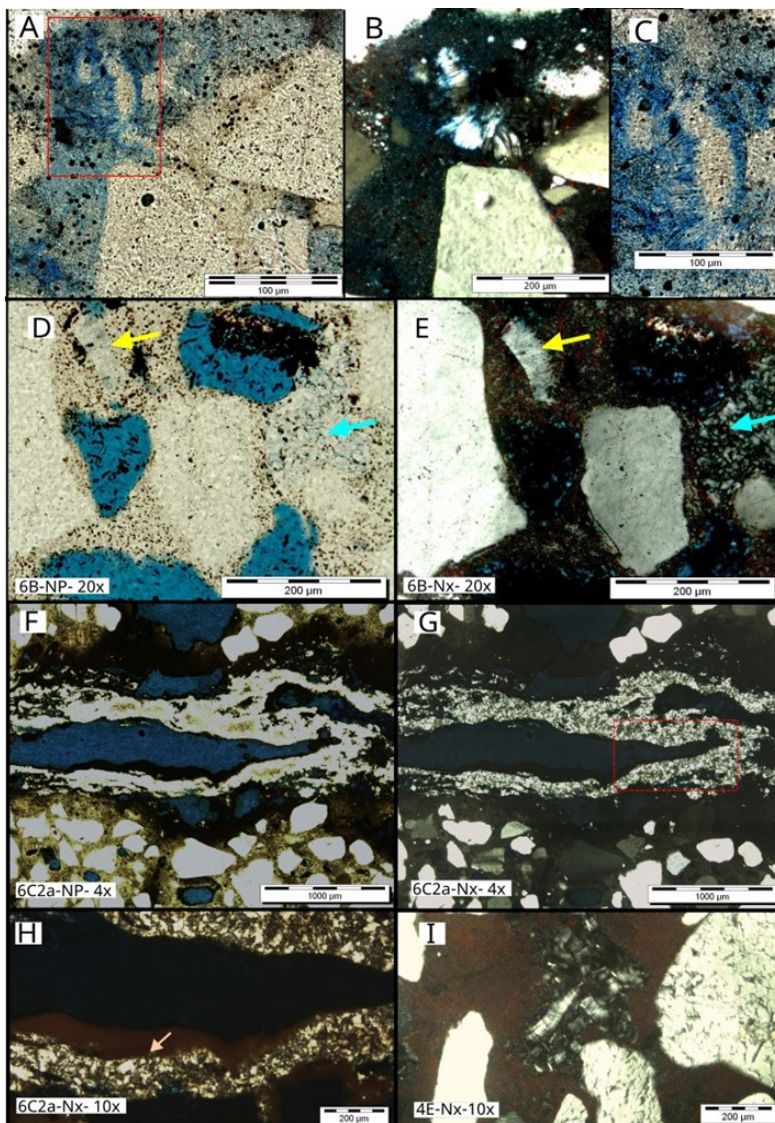


Figura 10. Mapa composicional em amostra DCR01Ca. A: Em cinza, imagem ERE. B–I: Cada quadro em cor representa a composição resultante da análise de espectroscopia de energia dispersiva (EDS) de um elemento específico: Si – Sílica, Al – Alumínio, O – Oxigênio, Fe- Ferro e C – Carbono; B: Mapa composicional com Si+ Al+Fe; C: Mapa composicional com Al+Fe; D: Mapa composicional com C+O+Fe; E: Mapa do Alumínio; F: Mapa da Sílica; G: Mapa do Oxigênio; H: Mapa do Carbono; I: Mapa do Ferro. Grãos de quartzo em cimento de Si são visíveis (Figura F), assim como Fe (Figura I) e Al (Figura E), com conteúdo de matéria orgânica.

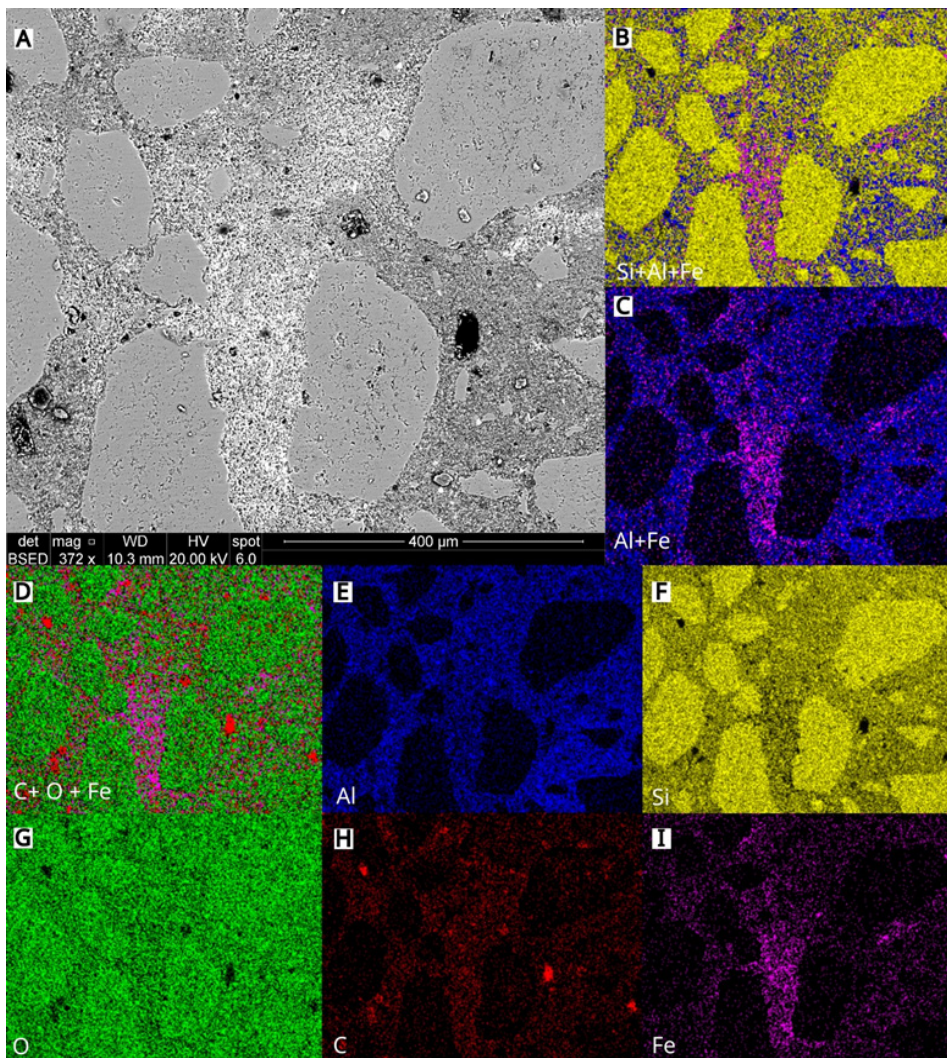


Figura 11. A e I: quartzo monocristalino com microporosidade intragranular; B: Matéria orgânica com hiporevestimento de óxidos-hidróxidos de Fe; C: Porosidade intragranular; D: coloides organometálicos acumulados em nódulos de óxido de Fe (marrom) e hidróxidos de Fe (laranja ao redor do nódulo); E: Eluviação com empobrecimento (porção superior) e eluviação (porção inferior). F e G: translocação, influenciando na concentração de grãos e óxidos de ferro; G: Estrutura geopetal com lamelas empilhadas de sílica e óxidos ferrosos; I: Caulinitização na porosidade intragranular.

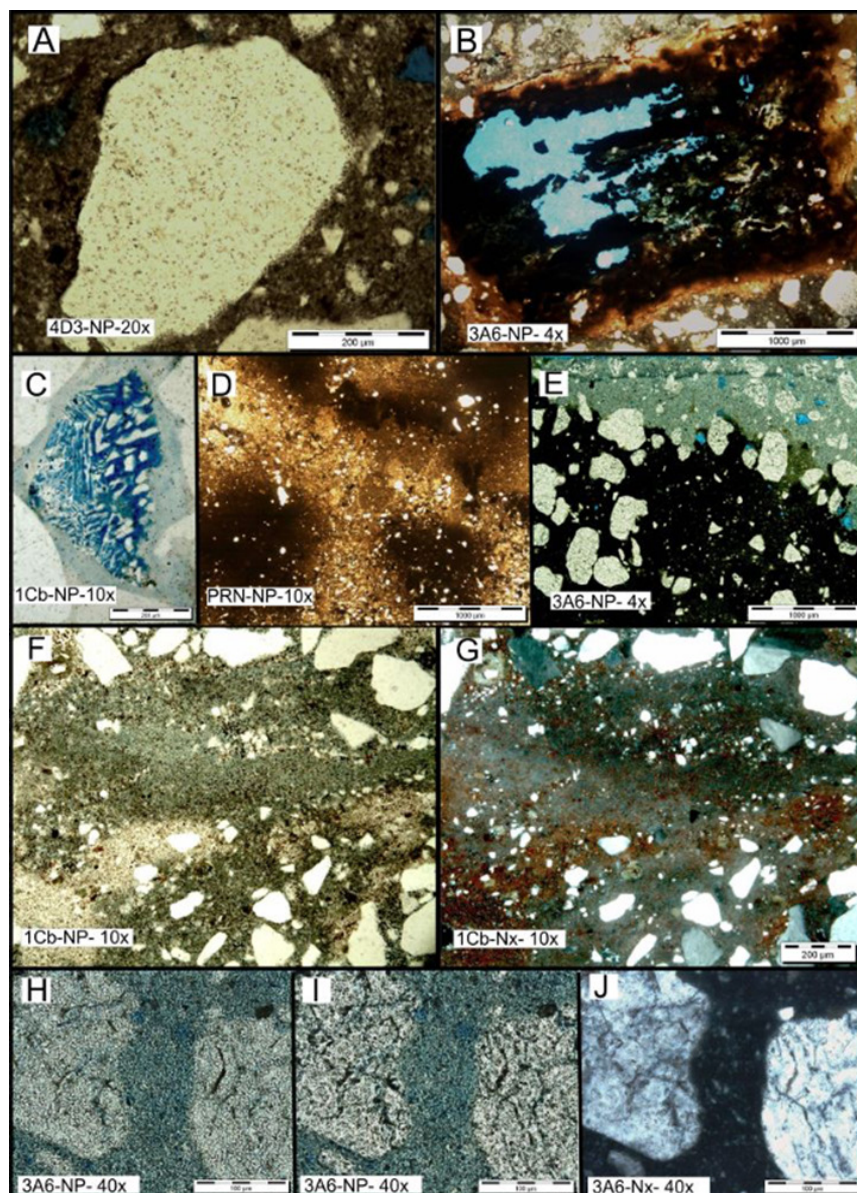


Figura 12. Mapa composicional em amostra DCR06C2a. A: Em cinza, imagem do MEV com retroespalhamento (ERE); B–L: Cada quadro em cor representa a composição EDS de um elemento específico: Si – Silica, Al – Alumínio, O – Oxigênio, Fe- Ferro, C – Carbono, Ti- Titânio, Mn – Manganês e Zr- Zircão; B: Mapa composicional com Si+ Fe+ C; C: Mapa composicional com Fe+O+C; D: Mapa de Si+ Fe; E: Mapa do Alumínio; F: Mapa da Silica; G: Mapa da Oxigênio; H: Mapa do Carbono; I: Mapa do Ferro; J: Mapa do Titânio; K: Mapa do Manganês; L: Mapa do Zircão. Observam-se matéria orgânica ferruginosa (C) e posteriormente silicificada (B), engolfado todo em matéria orgânica (C e H).

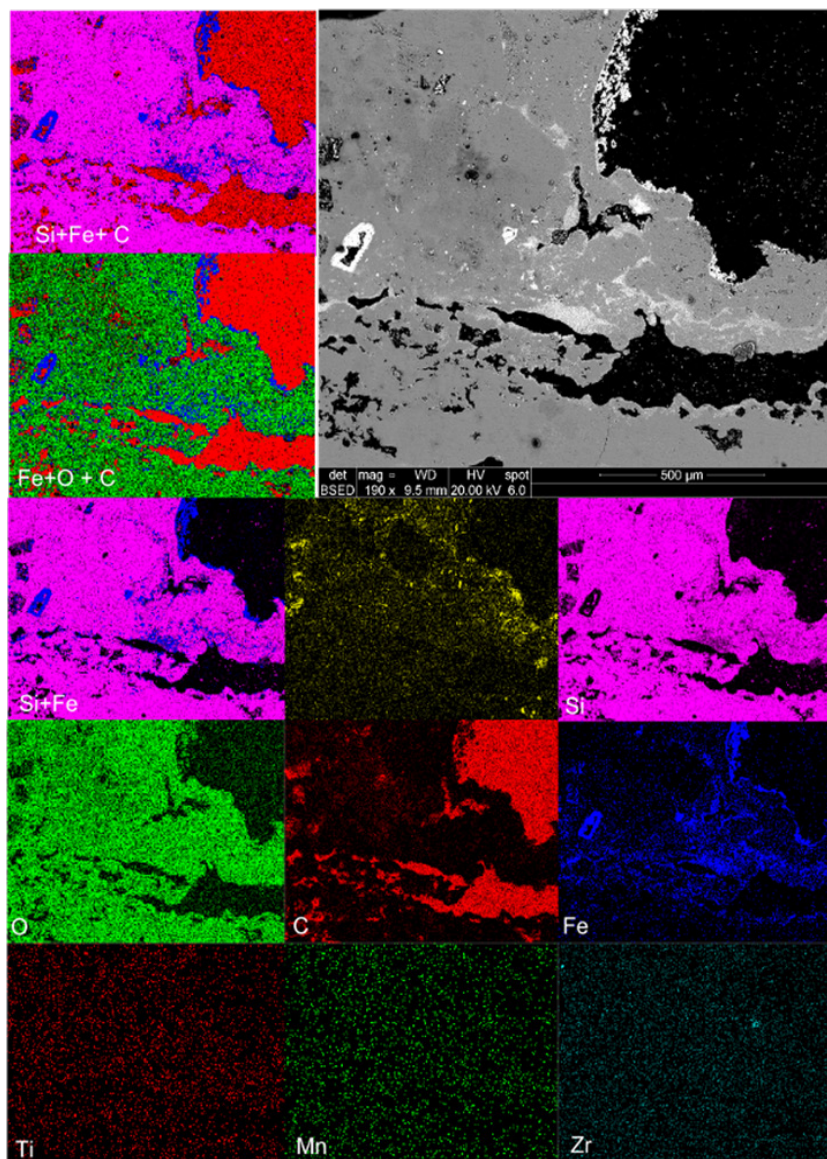
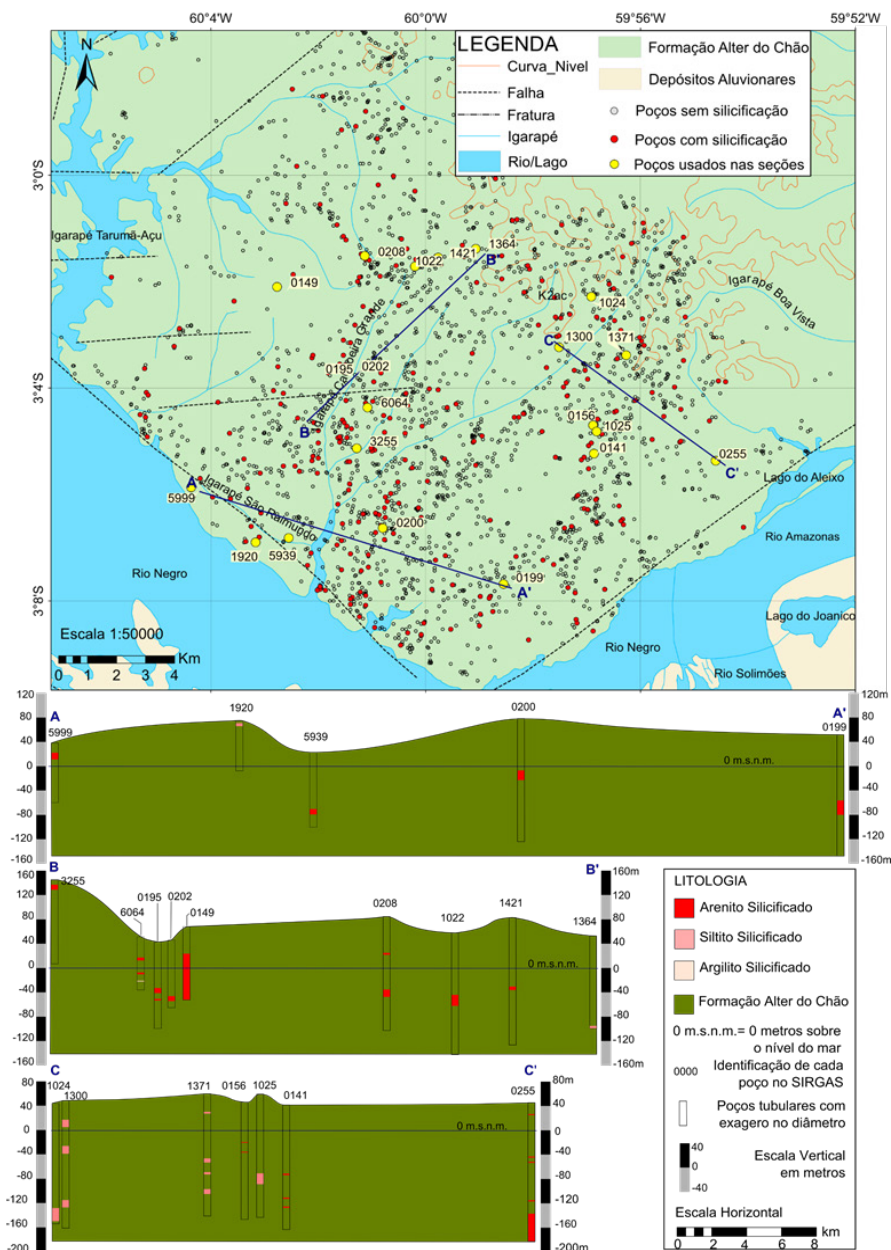


Figura 13. Mapa da zona urbana de Manaus com poços da base de dados SIAGAS. Em vermelho, os poços com camadas silicificadas, e em amarelo os poços usados nas seções transversais. Base SIG fornecida pelo SGB -SUREG Manaus. Na parte inferior, as seções transversais A, B e C, indicando a distribuição e espessura das silicificações.



5. CONCLUSÕES

Neste estudo foram identificadas nove fácies sedimentares na região de Manaus — Cm, Aa, Ap, At, Al, Am, Afb, Pm e Pb — que indicam deposição por um sistema fluvial entrelaçado. As fácies foram agrupadas em duas associações: (1) planície de inundação, composta por Al, Am, Afb, Pm e Pb; e (2) depósitos de canal, representados por Cm, Aa, Ap e At. Essas fácies formam ciclos granodecrescentes ascendentes, por vezes truncados no topo, com variações na hierarquia das formas de leito. As características sedimentares observadas não correspondem à Formação Novo Remanso, mas se assemelham às descritas para a Formação Alter do Chão (Vieira, 1999; Mendes et al., 2012), o que se explica pelo fato de os afloramentos analisados estarem abaixo da cota de ocorrência da primeira unidade, conforme indicado por Soares et al. (2016).

Feições pedogenéticas macro- e microscópicas das fácies Afb e Pb confirmam paleossolos, ocorrem geralmente finalizando os ciclos granodecrescentes ascendentes, em 60% dos afloramentos visitados, predominantemente no regolito pelítico, frequentemente silicificado. Foram identificados dois tipos de paleossolos: vertissolos e argissolos. Alguns níveis de paleossolo precisam maior detalhe na sua caracterização. Os vertissolos indicam que na área havia concentração de água sazonal, ou seja, havia momentos úmidos e momentos secos, interpretação apoiada na ocorrência de redes de paleoraízes com desenvolvimento horizontal métrico e vertical. Segundo Ladeira (comunicação verbal), os argissolos são desenvolvidos durante alguns milhares de anos em superfícies estáveis de baixa declividade, sem deposições e distantes de corpos de água, sugerindo clima úmido e cobertura vegetal relativamente densa, podendo ser usados como referência estratigráfica em escalas de detalhe. Porém, em regionalizações amplas o latossolo é um marco estratigráfico melhor, sendo identificado pelos microagregados.

As silicificações ocorrem em afloramentos situados entre as cotas de 0 a 30 m, em oito das nove fácies descritas, compreendendo todas as litologias, tanto em rochas com estruturas primárias preservadas quanto obliteradas, predominando os arenitos. Esse processo pode ocorrer no topo, centro ou base dos afloramentos, com espessuras variando de 0,5 cm a 3,0 m, envolvendo, de forma contínua ou descontínua, de uma até quatro fácies. Em extensão lateral, a maior silicificação contínua foi registrada no afloramento DCR13, com extensão de 365 m por 345 m e espessura média de 1,5 m. Já os afloramentos com silicificações descontínuas apresentam extensões variáveis: a menor, no DCR10, possui 217 m por 30 m, e a maior, no DCR09, se tem dimensões de 928 m por 210 m.

São comuns os silcretes na base do perfil laterítico, pela acumulação da sílica, eliminada de feldspatos e quartzo. Isto é observado nos perfis la-

teríticos completos, truncados ou soterrados. Silicificações subsuperficiais ocorrem a até 228 m de profundidade. Em seis poços, foram identificadas cinco silicificações na mesma sucessão vertical, com espessuras variando de 0,6 m a 4 m, em diferentes litologias: 81% arenito, 18% siltito e 1% argilito. Na amostra PRN, localizada a -20 m de profundidade em relação ao leito do Rio Negro, foi identificada a ocorrência de paleossolos pelíticos, possivelmente deslocados verticalmente por neotectônica.

Há possível contemporaneidade nos processos pedogenéticos e de silicificação dos vertissolos PRN e DCR13, separados entre si 13,75 km, devido à sua grande semelhança nas feições macroscópicas. Considerando a idade Cenozoica da cobertura sedimentar, se infere que as silicificações ocorreram após a deposição da unidade, e antes da neotectônica que afetou a região.

A composição química média dos litotipos é de: SiO_2 83%, Al_2O_3 11%, e Fe_2O_3 4%, que representam 98% do conteúdo em peso. Já os óxidos menores e traços foram P_2O_5 0,8%, TiO_2 0,5%, K_2O 0,2%, e CaO 0,1%, somam ao todo 99,6% de composição em peso. Os resultados de DRX indicam que as amostras são compostas por quartzo, caulinita, halloysita, hematita, ferrihidrita, goetita, anatásio e vivianita, o que concorda com o conteúdo químico. Os resultados da DRX de rocha total e fração fina foram muito semelhantes, constatando-se pouca influência na variabilidade mineralógica, o que evidencia maturidade química e composição típica residual devido ao intemperismo tropical.

A caracterização química das amostras silicificadas indicou teores de SiO_2 entre 80% e 93%. Já os arenitos não silicificados, com intemperismo de moderado a forte, apresentaram os menores valores desse óxido, variando entre 74,80% e 77,85%, e os maiores teores de Al_2O_3 , entre 21,93% e 11,86%. A amostra 2M1, fortemente intemperizada, apresentou o menor valor de Fe_2O_3 (1,04%) e o maior de TiO_2 (0,81%), sendo este último associado ao anatásio, um mineral produto do intemperismo. Considerando a definição de Nash e Ulllyott (2007), que estabelece conteúdo de $\text{SiO}_2 > 85\%$ em peso para silcretes, e a indicação de Thiry (comunicação verbal), de que esse valor pode ser menor, adotou-se o limite de $\text{SiO}_2 > 80\%$ para a designação de silcrete. Com base nesse critério, os sedimentos silicificados analisados neste trabalho foram classificados como silcretes.

A petrografia indica regolito de arenitos médios a finos, alguns com fração siltosa, grossa ou conglomeráticas, grãos subangulares a subarredondados, bem a mal selecionados. Apresentam porosidade de 4 a 26%, índices de empacotamento de 9 a 53, e média de 27, evidenciando empacotamento aberto. São classificados segundo Folk (1974), como quartzoarenitos e subordinadamente sublitoarenitos. A matriz foi ou está sendo apagada, devido aos processos diagenéticos rasos. Os grãos de feldspato apresentam dissolução incongruente, produzindo porosidade móldica, e os

grãos de quartzo apresentam microporosidade intragranular, ambos pelos processos intempéricos, limitando sua atual composição detrítica a quartzo. Assim, sua classificação composicional atual seria quimicamente madura.

Dois estágios diagenéticos foram identificados: 1- Eodiagênese Rasa, que inicia com a pedogênese, seguida de soterramento superficial até a zona vadosa ou freática, produzindo leve compactação mecânica incipiente, com dissolução incongruente de maior parte dos feldspatos, produzindo porosidade secundária móldica e intragranular, autigênese de opala amorfa, caulinita, e óxidos- hidróxidos alternados ao redor da matéria orgânica, sendo a opala o principal cimento destes depósitos. 2- Telodiagênese, que inicia com a exumação e, já na superfície, é marcada por processos de intemperismo, através de estruturas de eluviação-iluviação e lixiviação, com novos ciclos de hidratação- desidratação, dissolução de grãos gerando autogênese e, possivelmente, nova pedogênese em regolito arenoso. A ocorrência destes estágios diagenéticos, sem mesodiagênese, ratificam os baixos valores na sedimentação e subsidência indicado por Coutinho e Gonzaga (1994, apud CUNHA, 2000) dos sedimentos Meso- Cenozoicos da Bacia do Amazonas.

A silicificação afetou diversos litotipos com distintos graus de intemperismo, reduzindo a porosidade por cimentação com opala amorfa ou, em casos de neomorfismo, com quartzo microcristalino e, secundariamente, calcedônia. Evidências indicam pelo menos dois eventos de silicificação, ambos multicíclicos. No entanto, a identificação do estágio diagenético em que ocorreram é dificultada pela semelhança entre os processos envolvidos e pela ausência de evidências mesodiagenéticas que permitiriam estabelecer sua cronologia.

Os estágios diagenéticos propostos teriam se desenvolvido ao longo de drenagens superficiais e/ou na zona de oscilação do nível freático de aquíferos rasos, sob clima sazonal alternando entre períodos úmidos e secos, com presença de matéria orgânica. Essas condições favoreceram processos de oxirredução, ferrólise e, conseqüentemente, lixiviação, dissolução, pedogênese e silicificação. Para os silcretes subsuperficiais, propõem-se as mesmas gêneses, embora alguns tenham sido posteriormente afetados por neotectônica local e soterrados, como evidenciado na amostra PRN. Outros podem ter se originado exclusivamente por ação de águas subterrâneas, ainda não exumados. Os distintos processos de silicificação registrados neste estudo são semelhantes aos descritos por Thiry (1999) na Bacia de Paris.

AGRADECIMENTOS

Gostaríamos de agradecer à CAPES pela bolsa de estudo para o desenvolvimento do mestrado da primeira autora, à FAPEAM, ao Ministério de Ciência e Tecnologia e ao CNPq pelo apoio financeiro dado através do Pro-

grama de Desenvolvimento Científico Regional, Edital MCT/CNPq/FAPE-AM 005/2007, outorgado ao segundo autor (Processo 062.02265/2011 FAPEAM). Agradecemos também à Universidade Federal do Amazonas pela infraestrutura disponibilizada através do Programa de Pós-Graduação em Geociências e seus professores, ao Serviço Geológico do Brasil pela disponibilidade dos seus técnicos, laboratórios e dados fornecidos. Agradecemos ainda ao geólogo Antonio Gilmar Honorato de Souza, por gentilmente ceder a amostra da sondagem da Ponte do rio Negro. Finalmente, agradecemos especialmente as orientações dadas pelos professores Medard Thiry, Lucindo Antunes Filho, Renata Netto, Karin Goldberg, Luiz Fernando de Ros e à família Salazar Velásquez.

REFERÊNCIAS

Albuquerque, O. R. 1922. Reconhecimentos geológicos no vale do Amazonas. Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, vol 3. DNPM, Rio de Janeiro, 84 p.

Barbiero, L; Mohan Kumar, M. S.; Violette, A.; Oliva, P.; Braun, J. J.; Kumar, C.; Furian, S.; Babic, M.; Riotte, J.; Valles, V. 2010. Ferrollysis induced soil transformation by natural drainage in Vertisols of sub-humid South India. *Geoderma* 156: 173- 188.

Brinkman, R., 1970. *Ferrollysis, a hydromorphic soil forming process*. *Geoderma*, 3:199- 206.

Brinkman, R; Jongmans, A.G.; Miedema, R.; Maaskant, P. 1973. *Clay decomposition in seasonally wet, acid soils: micromorphological, chemical and mineralogical evidence from individual argillans*. *Geoderma*, 10:259- 270.

CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2013. Superintendência Regional (SU-REG) de Manaus. Sistema de Informação de Águas Subterrâneas- SIAGAS, 2013.

CPRM, 2002. Carta hidrogeológica da cidade de Manaus. Manaus, CPRM-AM. p. 1-8. (Relatório Interno).

Cunha, P. R. C. 2000. Análise estratigráfica dos sedimentos Eo/MesoDevonianos da porção ocidental da Bacia do Amazonas sob a ótica da estratigrafia de sequencias no interior cratônico. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Brasil. 342 p.

Cunha, P. R. C.; Goncalves, J. H. M. 2007. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências da PETROBRÁS, Rio de Janeiro, 15(2): p. 227 - 251.

Dino, R.; Soares, E.; Antonioli, L.; Riccomini, C.; Nogueira, A. 2012. *Paly-nostratigraphy and sedimentary facies of Middle Miocene fluvial deposits of the Amazonas Basin, Brazil*. *Journal of South American Earth Sciences*, 34

(2012) 61-80 p.11

EMBRAPA, 2025. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. 6. ed., Brasília, DF. 393 p.

Folk, R. L. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill. Austin, Texas. p. 182.

Franzinelli, E.; Igreja, H.; Rossi, A. 2003. Novas Contribuições ao estudo do 'Arenito Manaus'- Horizonte silicificado da Formação Alter do Chão, Bacia Sedimentar do Amazonas. In: VIII Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, Resumos Expandidos, CD - ROM.

Franzinelli, E.; Rossi, A. 1997. *Some aspects of Diagenesis of the Manaus Sandstone* (Amazon Basin, Brazil). I Cong. Latinoam.de Sedim. Soc.Venez. Geol. Tomo 1, p. 269 - 274

IBGE- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em <<http://www.sidra.ibge.gov.br/cidadesat/ufs/am.html> > acesso em: 2010.

Mann, A.W. 1983. *Hydrogeochemistry and weathering on the Yilgarn Block, Western Australia – ferrolysis and heavy metals in continental brines*. *Geochimica et Cosmochimica, Acta* Vol. 47, pp. 181 -190.

Mendes, A.; Truckenbrod, W.; Nogueira, A. 2012. Análise faciológica da Formação Alter do Chão (Cretáceo, Bacia do Amazonas), próximo à cidade de Óbidos, Pará, Brasil. In Revista Brasileira de Geociências 42(1): 39 - 57p.

Miall, A. D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits*. 1º Ed. Springer-Verlag. Heidelberg, 581 p.

Nash D. J.; Ulllyott J. S. 2007. Silcrete. In Nash, D. J. and McLaren S. J (Eds). *Geochemical Sediments & Landscape*. Blackwell, London, 2007, 466 p, 95 - 143.

Nettleton W. D.; Olson C.G.; Wysocki D.A. 2000. *Paleosol classification: Problems and solutions*. *Catena* 41, p 61–92.

Nogueira, A. C. R.; Silva Júnior, J. V. C.; Horbe, A. M. C., Soares, J.L.; Monteiro, A. D. 2003. A gênese dos níveis silicificados da Formação Alter do Chão, Cretáceo Superior da Bacia do Amazonas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 8, Manaus, CD - ROM.

Nogueira, A. C. R.; Vieira, L. C.; Suguio, K. 1999. Paleossolos da Formação Alter do Chão, Cretáceo-Terciário da Bacia do Amazonas, Regiões de Presidente Figueiredo e Manaus. Simpósio sobre o Cretáceo no Brasil. 5, p. 261 - 266.

Palma, K. A. L. 2014. Gênese e distribuição das silicificações nos paleossolos e rochas sedimentares aflorantes em Manaus. Dissertação de Mestrado, Instituto de Ciências Exatas, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus. 120 p.

Retallack, G. J. 1988. Field Recognition of paleosols. Paleosols and Weathering through Geologic Time: Principles and Applications. Special Paper. Geological Society of America: 216, p.1- 20

Rozo, J. M. G.; Nogueira, A. C. R.; Horbe, A. M. C.; Carvalho, A. S., 2005. Depósitos neógenos da Bacia do Amazonas. In: Horbe, A. M. C., Souza, V. S. (Eds.), 2005. Contribuições a Geologia da Amazônia, vol. 4. SBG, Manaus.

Silva, A. J.; Aragão, M. A.; Magalhães A. J., 2008. Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil. 1º ed. Beca-Ball edições. 343p.

Soares, E. A. A.; Wahnfried, I.; Dino, R. 2016. Estratigrafia de subsuperfície da sequência sedimentar cretáceo-neógena das regiões de Manaus e Itacoatiara, Amazônia Centra. Geologia USP. Série Científica, 16(1), 23-41.

Soares, E. A. A. 2007. Depósitos pleistocenos da região de confluência dos rios Negro e Solimões, porção oeste da Bacia do Amazonas. Ph.D. thesis, University of São Paulo, Brazil, 205 p.

Summerfield, M. A. 1983. Silcrete. In: Goudie, A.S. & Pye, K. (Eds) Chemical Sediments and Geomorphology. London: Academic Press, pp. 59–91.

Thiry, M. 1999. *Diversity of continental silicification features: examples from the Cenozoic deposits in the Paris Basin and neighbouring basement*. In: Thiry, M. & Simon-Coinçon, R. (Eds) *Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits. Special Publication 27*, International Association of Sedimentologists. Oxford: Blackwell Science, p. 87 – 127.

Ulliyott, J. S.; Nash, D. J.; Shaw, P. A. 1998. *Recent advances in silcrete research and their implications for the origin and palaeoenvironmental significance of sarsens. Proceedings of the Geologists' Association* 109, p. 255–270.

Vieira, L. C. 1999. Depósitos fluviais da Formação Alter do Chão, Cretáceo-Terciário da Bacia do Amazonas. Trabalho Final de Graduação (TFG), Instituto de Ciências Exatas, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 62 p.

Walker, R. G. 2006. Facies models revisited: Introduction. In: Facies Models Revisited (Eds Walker, R.G. & Posamentier, H.). Special Publication 84, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK; p 1–17.

Watson, A.; Nash, D. J. 1997. *Desert crusts and varnishes*. In: Thomas, D.S.G. (Ed.) *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands*. Chichester: John Wiley & Sons, p. 69 – 107.

Wright, V. P.; Taylor, K. G.; Beck, V. H. 2000. The paleohydrology of lower cretaceous seasonal wetlands, isle of wight, southern England. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 70, N. 3, p. 619 – 632.

CAPÍTULO 7

Águas subterrâneas no Amazonas: usos e relevância

Alderlene Pimentel de Brito¹

Ingo Wahnfried¹

Jamile Dehaini²

Rubens Samuel da Costa Silva³

Thainá Ferreira de Souza³

Cíntia Lima Eleutério Mendes³

Resumo

As águas subterrâneas desempenham um papel fundamental no abastecimento público e privado no Brasil, sendo essenciais para a economia e saúde da população. Na região Norte, 70% dos municípios utilizam águas subterrâneas, demonstrando que a população da Bacia Amazônica, apesar da abundância de rios, tem forte dependência das águas subterrâneas. A seca extrema de 2023-2024, agravada pelo El Niño, afetou a disponibilidade de água, causando impactos sociais e econômicos, e aumentando a busca pela fonte subterrânea, intrinsecamente menos vulnerável a variações de quantidade e qualidade. Nesta pesquisa analisamos o uso desse recurso nos 47 municípios localizados ao longo das calhas dos rios Purus, Madeira, Solimões/Amazonas, Juruá e Japurá, no estado do Amazonas, utilizando dados da ANA, SNIS e SIAGAS. Os municípios estudados apresentam diferentes graus de dependência das águas subterrâneas, segurança hídrica e eficiência na distribuição. Os resultados mostram que a maioria dos municípios depende fortemente das águas subterrâneas, com variações na cobertura, eficiência e segurança hídrica. O Índice De Segurança Hídrica do Abastecimento Urbano³ - ISH-U é baixo na maioria dos municípios, devido principalmente a baixa eficiência na distribuição de água, dificultando o acesso da população a água de qualidade. Além disso, a falta de atualização dos dados no SIAGAS destaca a necessidade de monitoramento contínuo para garantir a gestão sustentável dos recursos hídricos na região.

Palavras-chave: águas subterrâneas, segurança hídrica e gestão sustentável

Abstract

Groundwater plays a fundamental role in public and private water supply in Brazil and is essential for the economy and health of the population. In the North region, 70% of municipalities use groundwater, demonstrating that the population of the Amazon Basin, despite the abundance of rivers, is highly dependent on groundwater. The extreme drought of 2023-2024, aggravated by El Niño, affected water availability, causing social and economic impacts, and increasing the search for underground sources, which are intrinsically less vulnerable to variations in quantity and quality. In this research, we analyzed the use of this resource in 47 municipalities located along the channels of the Purus, Madeira, Solimões/Amazonas, Juruá and Japurá rivers, in the state of Amazonas, using data from ANA, SNIS and SIAGAS. The municipalities studied present different degrees of dependence on groundwater, water security and distribution efficiency. The results show that most municipalities rely heavily on groundwater, with variations in coverage, efficiency and water security. The Urban Water Supply Security Index (ISH-U) is low in

¹ Docente do PPGGEO-UFAM

² Discente do PPGGEO.

³ Docentes EST-UEA

most municipalities, mainly due to low efficiency in water distribution, making it difficult for the population to access quality water. In addition, the lack of updated data in SIAGAS highlights the need for continuous monitoring to ensure sustainable management of water resources in the region.

Keywords: Groundwater, water security and Sustainable management

1. INTRODUÇÃO

As águas subterrâneas são um recurso imprescindível para o abastecimento público e privado no Brasil. Com extrações de água subterrânea ultrapassando 557 m³/s (17,5 km³/ano), por meio de mais de 2,5 milhões de poços tubulares, sendo esse recurso é fundamental para a economia (valor de R\$ 56 bilhões por ano), e para a saúde da população seja no campo ou nas cidades (Hirata e Suhogusoff, 2019). Dados do sistema de abastecimento público da Agência Nacional de Águas (ANA 2021) demonstram a importância que os mananciais subterrâneos assumem, apesar da abundância de água superficial. Dos 450 municípios existentes na região norte, 57% usam exclusivamente poços em seus sistemas públicos de abastecimento, e 13% utilizam sistemas mistos, totalizando 70%. A maior proporção ocorre no Estado do Pará: 73% das sedes municipais (106 de 144), usam exclusivamente água subterrânea, seguido do Amazonas, com 71% (44 de 62 municípios).

A Bacia Hidrográfica do Amazonas é a maior do mundo, com uma área de 7 milhões de km² e contribui com 15% a 20% da água doce descarregada nos oceanos (Dai et al., 2009). A vasta rede de rios está intensamente conectada às águas subterrâneas e depende delas durante os períodos de seca (Frappart et al., 2019). Os rios são muito mais conhecidos do que os aquíferos, embora as águas subterrâneas sejam essenciais para as populações locais e regionais (Wahnfried e Soares, 2012; de Brito et al., 2020), e para os ecossistemas da floresta amazônica (Schiatti et al., 2014). Nas terras baixas da Amazônia, a água subterrânea é predominantemente rasa (Fan et al., 2013; Costa et al., 2023), favorecendo o acesso e o consumo imediatos, especialmente perto dos principais rios, onde a maior parte da população está concentrada.

Na região amazônica, há o predomínio do nível de água subterrânea com pouca profundidade, em aquíferos de ampla distribuição territorial e a recarga, ou seja, entrada de água para os aquíferos, é gerada predominantemente pela precipitação pluviométrica, mas também pode ocorrer pela inundação de áreas alagáveis por rios. Considerando somente a recarga oriunda da precipitação, na Amazônia central, já é proporcionalmente maior do que em outras regiões do país (Brito et al., 2021). A profundidade do nível da água subterrânea afeta a espessura da zona não saturada, que influencia a distribuição, produtividade de biomassa e resiliência a eventos extremos da flora (Sousa et al., 2020, 2022; Costa et al., 2023). Nascentes,

igarapés e cursos de água maiores são pouco afetados por períodos de estiagem por conta da manutenção do fluxo de base oriundo dos aquíferos, mas anomalias climáticas ou anos com eventos de seca extrema afetam o sistema, podendo causar efeito de memória nos anos seguintes (Tomasella et al., 2011; Broedel et al., 2017).

A partir de 1970, a temperatura aumentou e intensificou a frequência e duração das secas na região amazônica (Seneviratne et al., 2012; Gloor et al., 2015). Modelos climáticos sugerem que este cenário pode se agravar (Marengo & Espinoza, 2016; Gloor et al., 2015), e que estas secas para a região amazônica estão associadas ao aquecimento da temperatura na superfície do mar do Oceano Pacífico Tropical e/ou do Oceano Atlântico Norte Tropical, conhecido como El Niño (Marengo & Espinoza, 2016; Aragão et al., 2018).

Os eventos climáticos recentes têm moldado drasticamente a realidade da Amazônia, impondo desafios sem precedentes às populações ribeirinhas, ao meio ambiente e à economia regional. A alternância entre cheias históricas revela um padrão de intensificação dos fenômenos naturais, impulsionado pelo desmatamento, queimadas e mudanças climáticas globais. O regime hidrológico dos rios, outrora previsível, tornou-se instável, comprometendo a subsistência de milhares de famílias, destruindo ecossistemas frágeis e desorganizando cadeias produtivas inteiras. A indústria da Zona Franca de Manaus, dependente do transporte fluvial, sofreu impactos bilionários, com fábricas interrompendo operações e trabalhadores sendo dispensados temporariamente. Enquanto as enchentes dos rios inundam cidades e desabrigam populações inteiras, a estiagem severa seca lagos, mata espécies emblemáticas como os botos e peixes e revela a vulnerabilidade de um bioma essencial para o equilíbrio climático global. Além dos prejuízos imediatos à economia e à vida das populações ribeirinhas, os eventos climáticos extremos também afetam profundamente os recursos naturais da região.

Nas últimas décadas destacam-se quatro secas extremas: 2005, 2010 e 2014-2016, 2023-2024 (Aragão et al., 2018; Marengo et al., 2024). O evento El Niño de 2023 – 2024 causou redução significativa de precipitação, gerando níveis baixos recordes em vários rios na Amazônia (Marengo et al., 2024, Espinoza et al., 2024). Esta seca severa não apenas reduziu drasticamente os níveis dos rios, mas também comprometeu o abastecimento de comunidades inteiras, que dependem dessas águas para a pesca, a agricultura, transporte de alimentos, medicamentos e pessoas, incluindo crianças em idade escolar. As secas intensas também dificultam o acesso a fontes de água superficiais, seja pela distância para os rios ou pela piora da sua qualidade, seja pela diminuição da recarga de aquíferos e a consequente redução do nível de água, que diminui a vazão ou até seca poços. O impacto se estende às florestas de várzea, que perderam sua regularidade

natural de inundação, prejudicando a fauna e a flora adaptadas a esse ciclo. Em meio a esses extremos cada vez mais frequentes, a Amazônia enfrenta uma nova e inquietante realidade: a necessidade urgente de adaptação e políticas públicas eficazes para mitigar os impactos desse ciclo de crises.

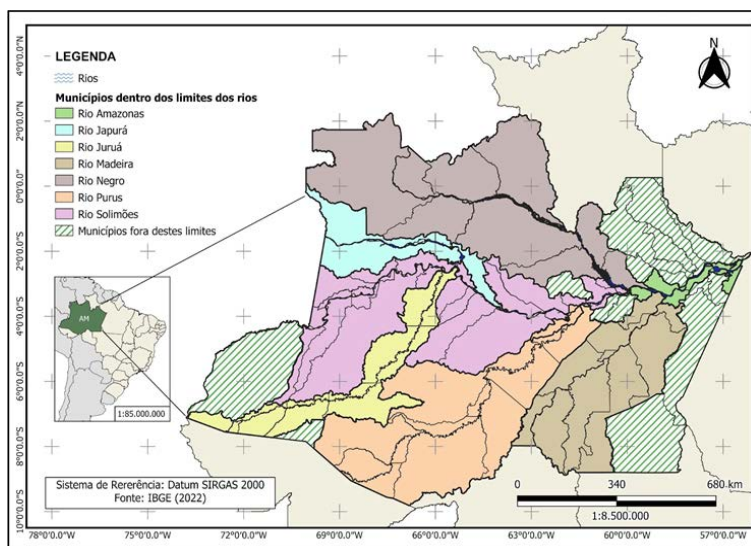
As mídias divulgaram amplamente matérias onde a perfuração de poços era a única alternativa para obtenção de água das populações ribeirinhas: “Em meio a maior seca da história, trabalhador perfura poço onde antes era inundado pelo Rio Negro, no AM” (G1, 2024); Seca histórica: trabalhador perfura poço onde antes era inundado pelo Rio Negro (Portal Amazônia, 2024). Em algumas cidades do Amazonas, a seca pode ter induzido o rebaixamento das águas subterrâneas e a superexploração aquífera: “Nhamundá anuncia racionamento de água devido à seca que afeta os níveis dos poços artesianos” (G1, 2024b); “Seca no Amazonas afeta poços e município de Envira raciona água” (Amazonas Atual, 2024). Além disso, surgiu um projeto de lei PL 680/2024 (Assembleia Legislativa do Estado do Amazonas), que visa tornar inexigível a outorga do Instituto de Proteção Ambiental do Amazonas (IPAAM) para a perfuração de poços artesianos em municípios afetados por estiagem durante a vazante.

Neste contexto, se torna relevante identificar as funções e a importância dos aquíferos na região Amazônica. Este trabalho visa estabelecer um diagnóstico dos usos das águas subterrâneas no estado do Amazonas e sua relevância para o abastecimento público.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Os dados utilizados no presente trabalho foram obtidos principalmente de três fontes: 1) o “Atlas águas: segurança hídrica do abastecimento urbano”, tanto em sua versão impressa (ANA, 2021), quanto na versão online (ANA, 2025), para obter a proporção entre as fontes de abastecimento para as sedes urbanas dos municípios; 2) o Sistema Nacional de Informações sobre Saneamento (SNIS), para obter informações sobre o consumo per capita provenientes do painel de indicadores; e 3) o Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS) disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB), para obter informações sobre a quantidade de poços cadastrados em cada município. A área de estudo abrange as sedes municipais localizadas nas calhas dos principais rios do estado do Amazonas: Solimões-Amazonas, Juruá, Purus, Madeira, Japurá e Negro (Figura 1).

Figura 1 - Distribuição dos municípios em sete bacias hidrográficas no estado do Amazonas.



De acordo com o conceito da Organização das Nações Unidas (ONU):

“A Segurança hídrica existe quando há disponibilidade de água em quantidade e qualidade suficientes para o atendimento às necessidades humanas, à prática das atividades econômicas e à conservação dos ecossistemas aquáticos, acompanhada de nível aceitável de risco relacionado a secas e cheias.”

A avaliação da segurança hídrica do abastecimento urbano das sedes urbanas brasileiras no ATLAS da ANA (2021), se baseia no diagnóstico de dois índices ou indicadores, que são o sistema de produção de água e o sistema de distribuição de água. O primeiro se fundamenta na vulnerabilidade dos mananciais e dos sistemas de produção e o segundo na cobertura e no gerenciamento de perdas. Os dois índices são integrados posteriormente em um único índice denominado, “Índice De Segurança Hídrica do Abastecimento Urbano” - ISH-U.

Segundo a ANA (2021), a classificação dos mananciais é realizada para todas as captações superficiais e subterrâneas considerando três avaliações sucessivas e complementares, balanço disponibilidade hídrica *versus* demanda urbana, a dimensão de resiliência do Índice de Segurança Hídrica e as características do porte do manancial.

a) classificação municipal do Índice de Segurança Hídrica para a Dimensão de Resiliência (ISH-S) - expressa o potencial dos estoques de água naturais e artificiais do Brasil para suprimento de demandas

a múltiplos usuários em situações de estiagem severa e seca, eventos que podem ser agravados pelas mudanças climáticas.

b) o grau de atendimento à demanda do manancial – relação entre a parcela da demanda humana urbana atendida pelo manancial e sua disponibilidade hídrica no respectivo ponto de captação após balanço hídrico

c) o porte do manancial – valores definidos em função do volume de armazenamento de reservatórios, da vazão média de rios, da vazão específica das otobacias e da localização da captação (no Semiárido ou não)

Já a classificação dos sistemas produtores considera a capacidade das unidades (estruturas de captação, adutoras, estações elevatórias e estações de tratamentos), frente à demanda urbana atendida:

a) Grau de atendimento à Demanda (GAD) do sistema – relação entre a parcela da demanda urbana atendida pela unidade do sistema produtor e a capacidade da unidade e;

b) Adequação e melhorias – a necessidade de adequação ou de ampliação da infraestrutura existente.

Posteriormente é feita uma análise qualitativa, em que são agregadas informações complementares que dão suporte à manutenção da classificação prévia quantitativa. A vulnerabilidade dos sistemas de distribuição considera a cobertura dos sistemas, avaliando o atendimento com redes, ligações domiciliares e potencial de reservação. Também é acrescentado o desempenho técnico no gerenciamento das perdas. A cobertura da distribuição de água é avaliada pela sua eficiência, que está assentada em dois aspectos: o índice médio urbano já atingido no país, de 92,9% conforme dados do SNIS 2019, e a representatividade do número de municípios conforme o índice de atendimento atual. A cobertura do sistema de distribuição é classificada em faixas (Tabela 1). Já a qualidade da prestação dos serviços foi avaliada por meio do desempenho técnico da infraestrutura, segundo classes estabelecidas pela *International Water Association* (IWA) para gerenciamento de perdas.

Os critérios do ISH-U foram organizados para cada município em grupos por calha de rio, na forma de tabelas. Em cada tabela apresentamos quatro critérios, indicados pelas letras A a D. Já a coluna E das tabelas indica as fontes de abastecimento. Abaixo são descritos os critérios (ANA, 2025):

A. Cobertura de distribuição da água, em %;

B. Eficiência na produção de água, utilizando dois critérios: 1) nível de vulnerabilidade dos mananciais utilizados para o abastecimento da sede municipal, que variam entre Não Vulnerável/Vulnerabilidade

Baixa/Vulnerabilidade Média/Vulnerabilidade Alta, e 2) Adequação do sistema produtor, classificado como Satisfatório/Adequação do Sistema/Ampliação do Sistema;

C. Eficiência na distribuição de água, utilizando dois critérios: 1) cobertura do sistema de distribuição, apresentado em porcentagem (ressaltado em nossas tabelas no item A) e Desempenho do Gerenciamento de Perdas de Água, com subdivisão apresentada na Tabela 1;

D. Segurança hídrica de abastecimento, que é a união dos critérios B e C;

E. Fontes de abastecimento de água das sedes urbanas dos municípios, que podem ser classificadas como superficiais, subterrâneas e mistas.

Tabela 1 - Subdivisões das classes de gerenciamento de perdas, estabelecidas pela International Water Association (IWA), utilizadas no Atlas Águas (ANA, 2025).

A1	Apenas reduções marginais: Performance de classe mundial em gerenciamento de vazamentos. Somente reduções marginais adicionais são teoricamente possíveis
A2	Avaliações criteriosas para confirmar efetividade de melhorias: Redução adicional de perda pode não ser econômica, ao menos que haja insuficiência de abastecimento. São necessárias análises mais criteriosas para identificar o <u>custo de melhoria efetiva</u> .
B	Potencial para melhorias significativas: Deve-se considerar o gerenciamento de pressão, práticas melhores de controle ativo de vazamentos, e uma melhor manutenção da rede.
C	Necessidade de redução de vazamentos: Registro deficiente de vazamentos é tolerável somente se a água é abundante e barata, e mesmo assim, deve-se analisar o nível e a natureza dos vazamentos e intensificar os esforços para sua redução.
D	Uso muito ineficiente dos recursos: Programa de redução de vazamentos é imperativo e altamente prioritário.

Com base nestes dados discutiu-se a utilização das fontes subterrânea e superficial da água, suas características, potenciais vulnerabilidades e as necessidades que o aumento de frequência de eventos climáticos extremos pode gerar para o estado do Amazonas.

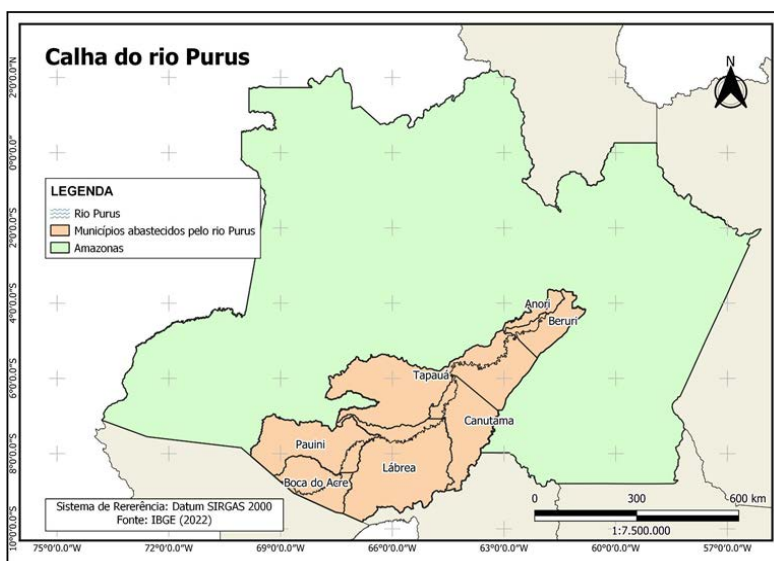
3. RESULTADOS

3.1 Calha do Rio Purus

Na calha do rio Purus estão localizadas as seguintes sedes municipais: Boca do Acre, Pauini, Lábrea, Canutama, Tapauá e Beruri, de montante para jusante, seis no total (Figura 2). De acordo com dados da ANA (2021), desses municípios, cinco são abastecidos por águas subter-

râneas, sendo dois com abastecimento misto, que é aquele que envolve águas superficiais e subterrâneas (Pauini e Lábrea), e três são abastecidos exclusivamente por águas subterrâneas (Canutama, Tapauá e Beruri). Apenas no município de Boca do Acre é abastecido exclusivamente por água superficial. Com relação a segurança hídrica de abastecimento, Boca do Acre destaca-se como o município de baixa segurança, Pauini o de alta segurança, enquanto os demais são municípios de média segurança hídrica de abastecimento (Tabela 2).

Figura 2 - Municípios estudados ao longo da calha do rio Purus.



Com relação à cobertura da distribuição de água, Pauini é o com maior proporção (100% de cobertura), e Boca do Acre o município com menor cobertura (61,9%). Na eficiência na distribuição de água, Boca do Acre tem a menor eficiência, enquanto Pauini tem Alta eficiência. Os demais municípios apresentaram baixa eficiência. Para a produção de água, Boca do Acre apresentou classificação D, enquanto os outros municípios demonstraram eficiência média (Tabela 2).

Dados do Sistema Nacional de Informações Sobre Saneamento - SNIS (2023) mostraram que Lábrea é o município com o menor consumo per capita (56,59 l/hab./dia), e Beruri com o maior consumo per capita (234,99 l/hab./dia).

Com relação ao número de poços cadastrados no SIAGAS, Lábrea é o município que apresenta o maior número de poços cadastrados no Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS), 110 no total, seguido de Boca do Acre (77) e Pauini (40) (Tabela 2). Ressalta-se que as informações contidas no SIAGAS não estão atualizadas e a mais recente

foi em 2019 (Manaquiri). Entretanto observa-se que as águas subterrâneas desempenham um papel fundamental no abastecimento público dos municípios da calha do rio Purus.

Tabela 2 – Principais informações obtidas do Atlas Águas (2021), SIAGAS (2025) e SNIS (2023) para os municípios da calha do rio Purus

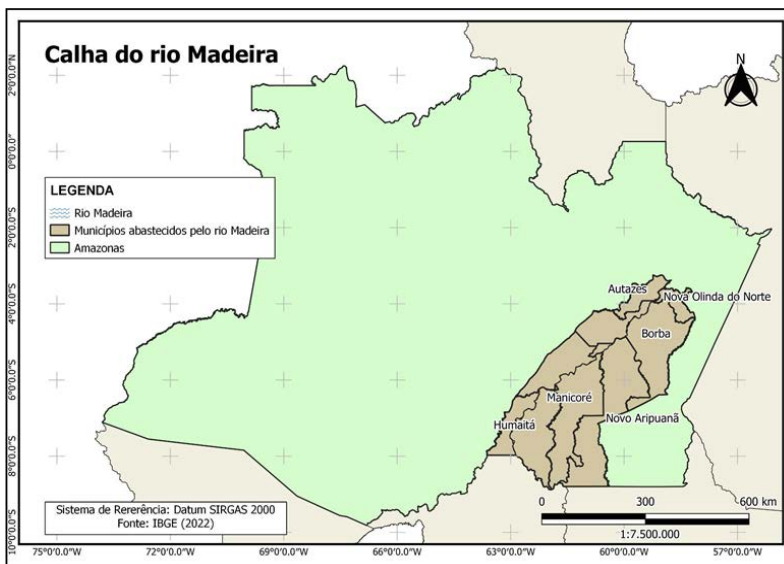
Calha do rio Purus							
Atlas Águas (2021)						SIAGAS (2025)	SNIS (2023)
Município	A*	B*	C*	D*	E*	Total de poços cadastrados	Consumo per capita
Boca da Acre	61,90%	D	Mínima	Baixa	Superficial	77	142,84 l/hab./dia
Pauini	100%	Alta	Alta	Alta	Misto	40	Sem informação
Lábrea	74,40%	Alta	Baixa	Média	Misto	110	56,59 l/hab./dia
Canutama	73,90%	Alta	Baixa	Média	Subterrâneo	15	146,21 l/hab./dia
Tapauá	Sem informação	Alta	Baixa	Média	Subterrâneo	25	191,31 l/hab./dia
Beruri	Sem informação	Alta	Baixa	Média	Subterrâneo	29	242,12 l/hab./dia

A* Cobertura da distribuição de água; B* Eficiência na produção de água; C*Eficiência na distribuição de água; D* Segurança hídrica de abastecimento; E* Tipo de Manancial.

3.2 Calha do rio Madeira

Na calha do rio Madeira estão localizadas seis sedes municipais: Humaitá, Manicoré, Novo Aripuanã, Borba, Nova Olinda do Norte e Autazes, de montante para jusante (Figura 3). De acordo com dados da ANA (2021), desses seis municípios, cinco são abastecidos por águas subterrâneas, um com abastecimento misto (Novo Aripuanã) e quatro são abastecidos exclusivamente por águas subterrâneas (Humaitá, Manicoré, Borba e Nova Olinda do Norte). Apenas no município de Autazes é abastecido exclusivamente por água superficial. Com relação a segurança hídrica de abastecimento, Autazes destaca-se como o município de baixa segurança, Borba e Nova Olinda do Norte de alta segurança, enquanto os demais são municípios de média segurança hídrica de abastecimento (Tabela 2).

Figura 3 - Municípios estudados ao longo da calha do rio Madeira.



Com relação a cobertura da distribuição de água, Nova Olinda do Norte é o município 100% de cobertura e Autazes o município com menor cobertura (46%). Na eficiência na distribuição de água, Autazes tem a mínima eficiência, enquanto Nova Olinda do Norte tem média eficiência, demais municípios apresentaram baixa eficiência. Para a produção de água, Autazes apresenta condições médias, Borba e Nova Olinda do Norte máximas e Novo Aripuanã, Manicoré e Humaitá eficiência alta (Tabela 3).

Dados do sistema nacional de informações sobre saneamento - SNIS (2023), mostraram que Novo Aripuanã é o município com o menor consumo per capita (44 l/hab./dia) e Manicoré com o maior consumo per capita (429,1 l/hab./dia). Humaitá é o município que apresenta o maior número de poços cadastrados no SIAGAS, 169 no total, seguido de Manicoré (99), Autazes (74) e Nova Olinda do Norte (42) (Tabela 3). A média de consumo per capita para os municípios ao longo da calha do rio Madeira foi de 229,97 l/hab./dia. É importante ressaltar que o rio Madeira é um rio comercial estratégico do Amazonas.

Tabela 3 - Principais informações obtidas do Atlas Águas (2021), SIAGAS (2025) e SNIS (2023) para os municípios da calha do rio Madeira

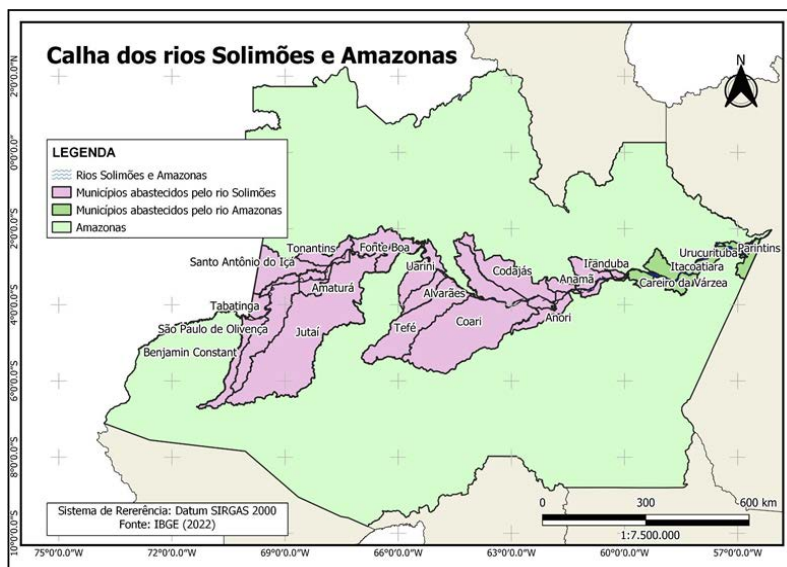
Calha do rio Madeira							
Atlas Águas (2021)						SIAGAS (2025)	SNIS (2023)
Municípios	A*	B*	C*	D*	E*	Total de poços cadastrados	Consumo per capita
Humaitá	Sem informação	Alta	Baixa	Média	Subterrâneo	169	107,61 l/hab./dia
Manicoré	88,50%	Alta	Baixa	Média	Subterrâneo	99	429,10 l/hab./dia
Novo Aripuanã	Sem informação	Alta	Baixa	Média	Misto	16	44,00 l/hab./dia
Borba	99%	Máxima	Baixa	Alta	Subterrâneo	22	392,36 l/hab./dia
Nova Olinda do Norte	100%	Máxima	Média	Alta	Subterrâneo	42	150,08 l/hab./dia
Autazes	46%	Média	Mínima	Baixa	Superficial	74	259,68 l/hab./dia

A* Cobertura da distribuição de água; B* Eficiência na produção de água;
C*Eficiência na distribuição de água; D* Segurança hídrica de abastecimento;
E* Tipo de Manancial

3.3 Calha do rio Solimões e Amazonas

Na calha do rio Solimões Amazonas estão localizadas 21 sedes municipais: Benjamin Constant, Tabatinga, São Paulo de Olivença, Amaturá, Santo Antônio do Içá, Tonantins, Jutaí, Fonte Boa, Uarini, Alvarães, Tefé, Coari, Codajás, Anori, Anamã, Manacapuru, Iranduba, Careiro da Várzea, Itacoatiara, Urucurituba, Parintins, de montante para jusante (Figura 4). De acordo com dados da ANA (2021), desses municípios, cinco são abastecidos exclusivamente por águas superficiais (Benjamin Constant, Tabatinga, São Paulo de Olivença, Santo Antônio do Içá e Careiro da Várzea). Dois municípios possuem abastecimento misto (Coari, e Manacapuru) e 14 são abastecidos exclusivamente por águas subterrâneas (Amaturá, Tonantins, Jutaí, Fonte Boa, Uarini, Alvarães, Tefé, Codajás, Anori, Anamã, Iranduba, Itacoatiara, Urucurituba, Parintins) (Tabela 4).

Figura 4 - Municípios estudados ao longo da calha do rio Solimões e Amazonas.



Com relação a segurança hídrica de abastecimento, Tabatinga, Alvarães e Codajás destacaram-se como o município de baixa segurança. Santo Antônio do Içá, Tonantins, Tefé e Itacoatiara demonstraram alta segurança, enquanto os demais são municípios de média segurança hídrica de abastecimento (Tabela 4).

Com relação à cobertura da distribuição de água, Amaturá, Tefé, Manacapuru, Careiro da Várzea e Parintins apresentaram quase 100% de cobertura. Alvarães foi o município com menor cobertura (31,7%). Na eficiência na distribuição de água, Tonantins e Tefé apresentaram média eficiência, enquanto os 19 municípios apresentaram baixa e mínima eficiência. Para a produção de água, Santo Antônio do Içá e Itacoatiara apresentam condições de produção máxima (Tabela 4).

Dados do SNIS (2023), mostraram que Iranduba é o município com o menor consumo per capita (35,53 l/hab./dia) e Fonte Boa com o maior consumo per capita (481,92 l/hab./dia). Manacapuru é o município que apresenta o maior número de poços cadastrados no SIAGAS, 509 no total, seguido de Iranduba (292), Itacoatiara (74) e Coari (153) (Tabela 3). A média de consumo per capita para os municípios ao longo da calha do rio Solimões/Amazonas foi de 153,83 l/hab./dia. Três municípios não possuíam informações no SNIS (Amaturá, Jutai e Ananás).

Tabela 4 - Principais informações obtidas do Atlas Águas (2021), SIAGAS (2025) e SNIS (2023) para os municípios da calha do rio Solimões/ Amazonas

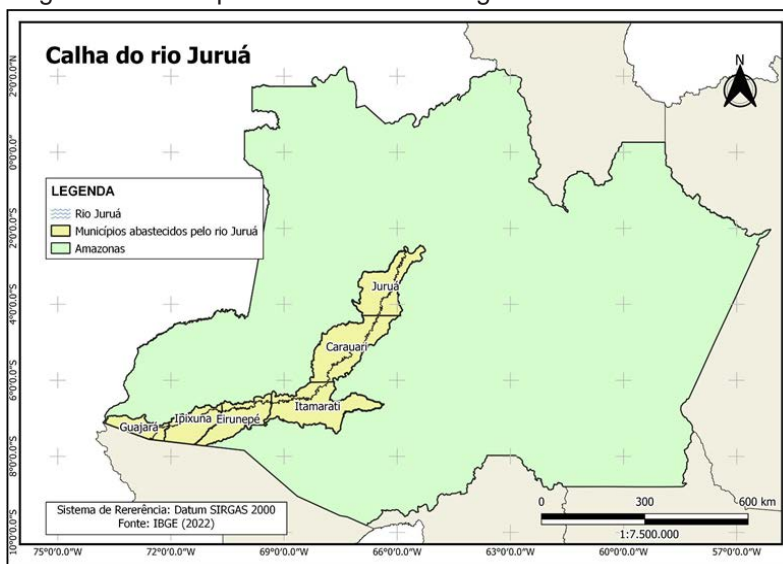
Calha do rio Solimões/Amazonas							
Atlas Águas (2021)						SIAGAS (2025)	SNIS (2023)
	A*	B*	C*	D*	E*	Total de poços cadastrados	Consumo per capita
Benjamin Constant	70,80%	Média	Baixa	Média	Superficial	7	69,84 l/hab./dia
Tabatinga	50,20%	Média	Mínima	Baixa	Superficial	68	155,80 l/hab./dia
São Paulo de Olivença	72%	Média	Baixa	Média	Superficial	13	56,37 l/hab./dia
Amaturá	100%	Alta	Baixa	Média	Subterrâneo	13	Não preencheu o SNIS
Santo Antônio do Içá	Sem informação	Máxima	Baixa	Alta	Superficial	25	136,99 l/hab./dia
Tonantins	87,30%	Alta	Média	Alta	Subterrâneo	33	89,49 l/hab./dia
Jutaí	Sem informação	Alta	Baixa	Média	Subterrâneo	24	Não preencheu o SNIS
Fonte Boa	Sem informação	Alta	Baixa	Média	Subterrâneo	29	481,92 l/hab./dia
Uarini	Sem informação	Alta	Baixa	Média	Subterrâneo	19	49,21 l/hab./dia
Alvarães	31,70%	Média	Mínima	Baixa	Subterrâneo	26	142,17 l/hab./dia
Tefé	100%	Alta	Média	Alta	Subterrâneo	118	139,58 l/hab./dia
Coari	Sem informação	Alta	Baixa	Média	Misto	153	100,53 l/hab./dia
Codajás	62,70%	Média	Mínima	Baixa	Subterrâneo	39	155,55 l/hab./dia
Anori	Sem informação	Alta	Baixa	Média	Subterrâneo	16	202,52 l/hab./dia
Anamá	Sem informação	Alta	Baixa	Média	Subterrâneo	30	Não preencheu o SNIS
Manacapuru	100%	Alta	Baixa	Média	Misto	509	53,79 l/hab./dia
Iranduba	Sem informação	Alta	Baixa	Média	Subterrâneo	409	35,53 l/hab./dia
Careiro da Várzea	100%	Média	Baixa	Média	Superficial	126	269,5 l/hab./dia
Itacoatiara	Sem informação	Máxima	Baixa	Alta	Subterrâneo	292	420,71 l/hab./dia
Urucurituba	Sem informação	Alta	Baixa	Média	Subterrâneo	22	114,30 l/hab./dia
Parintins	99,60%	Média	Baixa	Média	Subterrâneo	128	95,15 l/hab./dia

A* Cobertura da distribuição de água; B* Eficiência na produção de água;
C*Eficiência na distribuição de água; D* Segurança hídrica de abastecimento;
E* Tipo de Manancial.

3.4 Calha do rio Juruá

Na calha do rio Juruá estão localizadas as seguintes sedes municipais: Guajará, Ipixuna, Eirunepé, Itamarati, Carauari e Juruá, de montante para jusante, seis no total (Figura 5). De acordo com dados da ANA (2021), desses municípios, cinco são abastecidos por águas subterrâneas e um com abastecimento misto, que é Eirunepé. Com relação a segurança hídrica de abastecimento, Eirunepé e Itamarati destacam-se como municípios de baixa segurança, enquanto os demais são municípios de média segurança hídrica de abastecimento (Tabela 5).

Figura 5 - Municípios estudados ao longo da calha do rio Juruá.



Com relação a cobertura da distribuição de água, Carauari e Juruá são os municípios com 100% de cobertura e Itamarati o município com menor cobertura (53,10%). Na eficiência da distribuição de água, Eirunepé e Itamarati têm a mínima eficiência, enquanto os demais possuem baixa eficiência. Para a produção de água, Guajará, Ipixuna e Carauari apresentam alta eficiência, enquanto os outros municípios demonstraram média eficiência (Tabela 5).

De acordo com os dados do SNIS (2023), Eirunepé é o município com o menor consumo per capita (91,85 l/hab./dia) e Guajará com o maior consumo per capita (332,33 l/hab./dia). A média de consumo per capita para os municípios ao longo da calha do rio Juruá foi de 205,82 l/hab./dia. Guajará também é o município que apresenta o maior número de poços cadastrados no Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS), 350 no total, seguido de Eirunepé (52) e Carauari (28) (Tabela 5). Ressalta-se que as informações contidas no SIAGAS não estão atualizadas, entre-

tanto observa-se que as águas subterrâneas desempenham um papel fundamental no abastecimento público dos municípios da calha do rio Juruá.

Os dados do SIAGAS (2025) mostram que os poços cadastrados mais recentes são dos municípios de Eirunepé, Juruá e Itamarati, correspondentes ao período de 2021, 2020 e 2019, respectivamente. Já os municípios com instalação de poços não tão recentes pertencem a Ipixuna (2003), Carauari (2011) e Guajará (2014).

Tabela 5 - Principais informações obtidas do Atlas Águas (2021), SIAGAS (2025) e SNIS (2023) para os municípios da calha do rio Juruá.

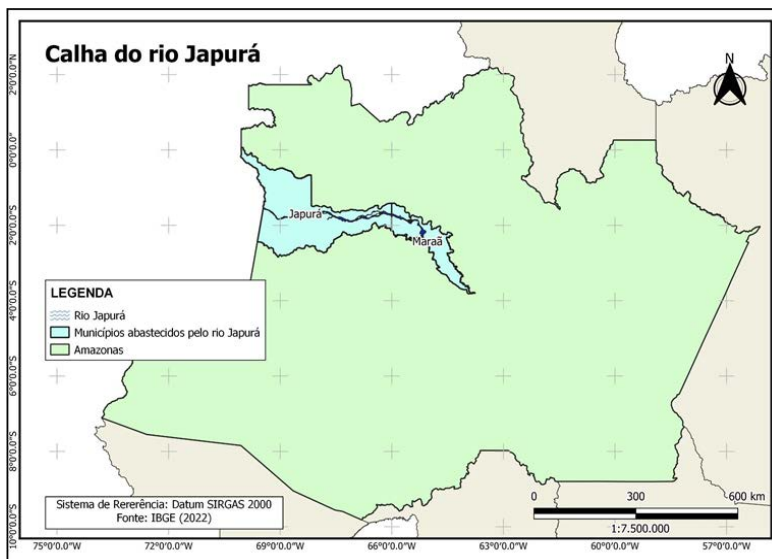
Calha do rio Juruá							
Atlas Águas (2021)						SIAGAS (2025)	SNIS (2023)
Muni- cípios	A*	B*	C*	D*	E*	Total de poços ca- dastrados	Consumo per capita
Guaja- rá	87,30%	Alta	Baixa	Mé- dia	Subterrâneo	350	332,33 l/hab./dia
Ipixu- na	Sem informa- ção	Alta	Baixa	Mé- dia	Subterrâneo	9	207,91 l/hab./dia
Eiru- nepé	66,30%	Mé- dia	Míni- ma	Baixa	Misto	52	91,85 l/hab./dia
Itama- rati	53,10%	Mé- dia	Míni- ma	Baixa	Subterrâneo	16	118,06 l/hab./dia
Ca- rauau- ri	100%	Alta	Baixa	Mé- dia	Subterrâneo	28	316,33 l/hab./dia
Juruá	100%	Mé- dia	Baixa	Mé- dia	Superficial	10	168,44 l/hab./dia

A* Cobertura da distribuição de água; B* Eficiência na produção de água;
C*Eficiência na distribuição de água; D* Segurança hídrica de abastecimento;
E* Tipo de Manancial

3.5 Calha do rio Japurá

Na calha do rio Japurá estão localizadas duas sedes municipais: Japurá e Maraã (Figura 6). O abastecimento de água nestes municípios é feito exclusivamente por mananciais subterrâneos. Sendo a prefeitura municipal responsável pela operação dos serviços de abastecimento e saneamento.

Figura 6 - Municípios estudados ao longo da calha do rio Japurá.



De acordo com a ANA (2021), Japurá e Maraã possuem mananciais não vulneráveis, porém não houve determinação de valores em porcentagem relativos à cobertura do sistema de distribuição. A eficiência da produção foi considerada alta, enquanto a eficiência da distribuição foi classificada como baixa, resultando em uma classificação mediana para a segurança hídrica do abastecimento para os dois municípios (Tabela 6).

Segundo o SIAGAS (2025), o município de Japurá possui dez poços cadastrados sendo bombeados. Dentre eles, seis poços tubulares foram instalados no período dos anos 80 ao ano de 2002 e não tiveram teste hidráulicos ou hidroquímicos. Dos quatro restantes, um poço tubular foi instalado em testado em 2013 e nos demais, que foram instalados em 2020, foram realizados testes de bombeamento e análise química da água nos anos de 2021 e 2023. Já o município de Maraã possui atualmente 20 poços cadastrados sendo 13 bombeados para abastecimento público, doméstico e industrial, três deles foram instalados nos anos 90 e os outros 10, entre os anos 2000 e 2010. Todos eles tiveram testes hidráulicos e análises hidroquímicas somente em 2010 (Tabela 6).

No que se refere ao consumo per capita, Japurá apresenta um consumo de 89,71 litros por habitante e por dia, enquanto o município de Maraã não forneceu informações do ano de 2022 para o Painel de indicadores do SNIS.

Tabela 6 - Principais informações obtidas do Atlas Águas (2021), SIAGAS (2025) e SNIS (2023) para os municípios da calha do rio Japurá.

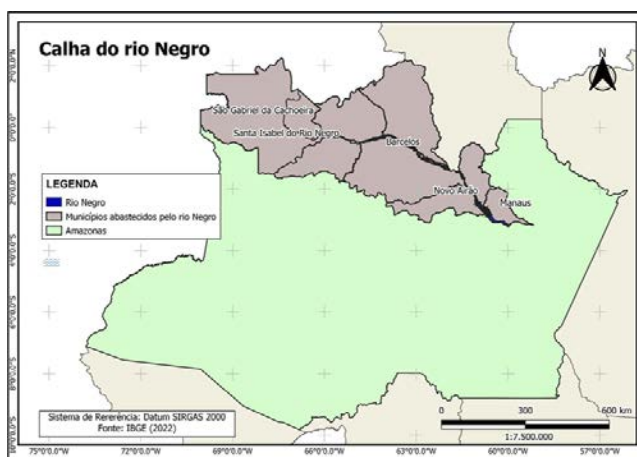
Calha do rio Japurá							
Atlas Águas (2021)						SIAGAS (2025)	SNIS (2023)
Municípios	A*	B*	C*	D*	E*	Total de poços Cadastrados	Consumo per capita
Japurá	Sem informação	Alta	Baixa	Média	Subterrâneo	10	89,71 l/hab/dia
Maraã	Sem informação	Alta	Baixa	Média	Subterrâneo	20	Não preencheu o SNIS

A* Cobertura da distribuição de água; B* Eficiência na produção de água; C* Eficiência na distribuição de água; D* Segurança hídrica de abastecimento; E* Tipo de Manancial.

3.6 Calha do rio Negro

Na calha do rio Negro estão localizadas cinco sedes municipais: São Gabriel da Cachoeira, Santa Isabel do rio Negro, Barcelos, Novo Airão e a capital amazonense, Manaus (Figura 7). Segundo a ANA (2021), o Amazonas é o quinto estado que mais faz uso dos mananciais subterrâneos, mas 72% da população urbana do estado do Amazonas reside nas dez sedes que são abastecidas por mananciais mistos, onde predomina o abastecimento pelas águas superficiais com pequeno complemento das águas subterrâneas. O rio Negro atua no abastecimento misto (preponderantemente superficial) dos municípios de São Gabriel da Cachoeira, Novo Airão e Manaus. Enquanto o município de Santa Isabel do rio Negro possui um abastecimento misto com predomínio subterrâneo e o município de Barcelos é exclusivamente abastecido por mananciais subterrâneos (ANA, 2021).

Figura 7 - Municípios estudados ao longo da calha do rio Negro.



Com relação a análise da segurança Hídrica realizada pela ANA (2021), os mananciais dos municípios da bacia do rio Negro não são vulneráveis. Apenas os municípios de São Gabriel da Cachoeira, Novo Airão e a capital Manaus possuem dados em porcentagem da cobertura do sistema de distribuição, que são 89,30%, 96,50% e 98% respectivamente. Somente o município de Barcelos apresentou uma classificação baixa da segurança hídrica do abastecimento, apresentando uma eficiência da produção de água alta e eficiência da distribuição baixa, entretanto os municípios São Gabriel da Cachoeira e Santa Isabel do rio Negro tiveram a mesma classificação quanto à eficiência de produção e distribuição, mas apresentaram uma segurança hídrica do abastecimento mediana. Novo Airão apresentou eficiências de produção e de distribuição altas e uma alta segurança hídrica do abastecimento. Manaus se diferencia por apresentar máxima eficiência de produção de água, mas uma baixa eficiência de distribuição, sendo classificada com uma alta segurança hídrica do abastecimento (Tabela 7).

Dados provenientes do SIAGAS (2025) mostram que o município de Barcelos possui o menor quantitativo de poços cadastrados (28), mesmo com abastecimento predominante subterrâneo. O quantitativo aumenta para os municípios de Santa Isabel do Rio Negro (44), São Gabriel da Cachoeira (87), Novo Airão (97) e Manaus (5150). O quantitativo de poços cadastrados diminui se forem considerados apenas poços que estão em situação de atual bombeamento: Barcelos (24), Santa Isabel do rio Negro (37). São Gabriel da Cachoeira (48), Novo Airão (80) e Manaus (3642) (Tabela 7).

Segundo o painel de indicadores do SNIS, o consumo per capita no município de Santa Isabel do rio Negro é de 100,00 L/hab./dia, apresentando o menor consumo em comparação às demais sedes municipais da calha do rio Negro. Em seguida aparece Barcelos, com 146,76 L/hab./dia, São Gabriel da Cachoeira (149,54 L/hab./dia), Manaus (129,89 L/hab./dia) e Novo Airão (268,88 L/hab./dia).

Tabela 7 - Principais informações obtidas do Atlas Águas (2021), SIAGAS (2025) e SNIS (2023) para os municípios da calha do rio Negro.

Calha do rio Negro							
Atlas Águas (2021)						SIAGAS (2025)	SNIS (2023)
Municípios	A*	B*	C*	D*	E*	Total de poços Cadastrados	Consumo per capita (l/hab/dia)
São Gabriel da Cachoeira	89,30%	Alta	Baixa	Média	Misto	87	149,54
Santa Isabel do Rio Negro	Sem informação	Alta	Baixa	Média	Misto	44	100,00
Barcelos	Sem informação	Alta	Baixa	Baixa	Subterrâneo	28	146,76
Novo Airão	96,55%	Alta	Alta	Alta	Misto	97	268,88
Irlanduba	Sem informação	Alta	Baixa	Média	Subterrâneo	409	35,53
Manaus	98%	Máxima	Baixa	Alta	Misto	5150	129,89

A* Cobertura da distribuição de água; B* Eficiência na produção de água; C*Eficiência na distribuição de água; D* Segurança hídrica de abastecimento; E* Tipo de Manancial.

Os dados do SIAGAS (2025) mostram que para os municípios de São Gabriel da Cachoeira e Santa Isabel do rio Negro, os últimos poços cadastrados possuem data de instalação referentes ao período de 2010 a 2012. A atualização mais recente em relação a instalação de poços de abastecimento é pertinente ao período de 2010 a 2018 para os municípios de Novo Airão e 2019 para Barcelos.

Embora o abastecimento na cidade de Manaus tenha origem predominante das águas superficiais, no caso o rio Negro, o Aquífero Alter do Chão (AAC) é um elemento chave no abastecimento de água na cidade (Girard, et al. 2023). As propriedades hidráulicas do AAC compreendem transmissividade (T) de $8,0 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$, coeficiente de armazenamento (S) de $5,4 \times 10^{-5}$ (adimensional) e condutividade hidráulica (K) de $3,1 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ (Girard et al., 2023). Outras propriedades estabelecidas através de testes com traçador por Girard et al. (2023) para a porção arenosa do AAC em Manaus são: porosidade efetiva de 9,9%; dispersividade longitudinal (L) de 1,2 m; coeficiente de retardação de 1,2 (adimensional). Além disso, a velocidade real média da água subterrânea foi de $1,3 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ e a constante de decaimento da Uranina determinada pelo modelo foi de $1,3 \times 10^{-6} \text{ m/s}$.

Manaus atualmente possui 5150 poços cadastrados na plataforma SIAGAS, dentre eles 3642 estão em situação de bombeamento (SIAGAS, 2025). Em 2022, o número de poços cadastrados era de 4793 (Girard et al., 2023) e em 2015, era de 3200 (Saraiva, 2015). Esse aumento diverge da recomendação da empresa responsável pelo abastecimento público de

água, a Manaus Ambiental, que, por meio de uma consultoria para avaliar o impacto do uso dos poços no AAC, sugeriu a redução do número de poços (Saraiva, 2015).

Trabalhos como o de Saraiva (2015), Duarte (2019) e Girard et al. (2023) alertam sobre o risco de contaminação do AAC, devido ao nível freático estar abaixo da cota dos igarapés poluídos em alguns pontos da cidade, causando uma reversão de fluxo da água que passa a fluir dos igarapés para o AAC, contaminando o aquífero. Manaus é uma das capitais onde são requeridas ações de gestão específicas para a proteção dos aquíferos (ANA, 2021).

4. DISCUSSÕES

De acordo com as informações do Atlas Águas (ANA, 2021), os maiores déficits de reservação de água tratada e da cobertura de rede e ligações para atendimento pleno da população urbana ocorrem nas regiões Norte e Nordeste. Além da cobertura do atendimento com rede de distribuição, a qualidade da prestação dos serviços foi avaliada por meio do desempenho técnico da infraestrutura, segundo classes estabelecidas pela International Water Association (IWA) para gerenciamento de perdas. Na classe de pior desempenho, D, encontram-se 22% das sedes urbanas brasileiras, que abrigam 28% da população urbana, cujos maiores percentuais correspondem à região Norte, com 56% de seus municípios classificados com desempenho D, abrangendo 76% da população urbana da região. As observações mais detalhadas contidas neste trabalho revelam que para o caso do Amazonas são necessários sérios investimentos para a melhoria das condições de acesso à água para as populações urbanas, principalmente nas regiões distantes da região metropolitana de Manaus.

Nas calhas dos rios aqui estudados, no estado do Amazonas, dos 47 municípios presentes, 20 (42%) dos não tinham dados sobre a qualidade ou tipo de abastecimento. Daqueles que possuem dados, 29 (61,3%) são abastecidos exclusivamente por água subterrânea, 8 (17,0%) são abastecidos por água superficial, e 10 (21,3%) por sistemas mistos. A única calha com água preta, do rio Negro, possui 2 de 6 municípios com fonte exclusivamente subterrânea (33,3%), os outros possuem sistemas mistos. Isto indica que não há preferência por número de municípios em acessar a água superficial por possuir menor carga de sedimentos em suspensão, como é o caso da água preta, quando comparada à branca. Mas é importante mencionar que a capital do estado, Manaus, obtém aproximadamente 95% da água distribuída pelo sistema público de abastecimento a partir de bombeamento do rio Negro. Isso dá um número significativo de habitantes, uma vez que metade da população do estado mora na capital. Porém, muitos comércios e indústria possuem poços.

A pior cobertura de distribuição se dá na calha do rio Purus, com média de 77,5% dos moradores das sedes urbanas atendidos. A melhor cobertura está na calha do rio Madeira, com média de 83,4%. Há, portanto, pouca variação por calha. A eficiência de produção de água dos sistemas de abastecimento é alta nas calhas dos rios Purus, Madeira, Japurá e Negro, e média nos rios Solimões e Juruá, indicando que precisam ocorrer melhorias. Já a eficiência de distribuição é baixa nas calhas dos rios Purus, Madeira, Solimões, Japurá e Negro, e mínima no rio Juruá, indicando situação bem problemática neste aspecto. Assim, utilizando o critério geral da segurança hídrica, as calhas dos rios Purus, Madeira, Solimões, Japurá e Negro estão em situação média, e a do Juruá, possui baixa segurança. Esta situação é causada, principalmente, por problemas na eficiência de distribuição.

Os dados não mostram a situação de comunidades fora das sedes municipais. Há municípios com bons índices de acesso, nos quais a prefeitura se preocupou em perfurar um poço na comunidade e manter um agente comunitário responsável por clorar a água distribuída, passando por situações em que há somente pontos precários de coleta de água, seja subterrânea ou superficial, que é distribuída, até a completa ausência de qualquer sistema público de fornecimento de água, forçando a população a buscar soluções individuais, que muitas vezes significam coletar água do rio ou igarapé mais próximo. Isso expõe a população a riscos de saúde e desabastecimento.

Os municípios de Novo Airão e Tefé, foram classificados com uma alta segurança hídrica de abastecimento, porém, em face às secas extremas de 2023 e 2024, decretaram estado de emergência e enfrentaram sérios problemas de abastecimento (G1, 2023; Amazonas Atual, 2023; Agência Brasil, 2023; CNN, 2024).

5. CONCLUSÕES

O presente estudo evidencia que há lacunas importantes de dados, tanto sobre os sistemas de abastecimento das sedes municipais, e ainda mais sobre as fontes de água utilizadas pela população rural, e por fim da quantidade de poços que existem no estado do Amazonas. Estas informações são fundamentais para aspectos como compreensão das necessidades de investimentos em saneamento, razões de relações entre problemas de abastecimento e saúde pública, e melhoria da qualidade de vida da população. Todos estes aspectos ganham nova importância com a intensificação de eventos extremos. Tanto enchentes quanto secas extremas afetam os sistemas de abastecimento. Planejamento será vital para evitar graves situações de falta de água potável para a população.

A maior parte das 47 sedes municipais presentes nas calhas dos rios Purus, Madeira, Solimões, Japurá e Negro, e Juruá possui alta eficiência de

produção de água em seus sistemas públicos de abastecimento, mas baixa eficiência na distribuição. Como consequência, em geral o Índice De Segurança Hídrica do Abastecimento Urbano - ISH-U no estado do Amazonas é baixo, o que levanta a necessidade de gerar políticas públicas e ações que possam melhorar a segurança no acesso à água. Isso deve ser feito não só para a população das sedes municipais, mas também para as pequenas comunidades ribeirinhas, muitas vezes negligenciadas, mas que estarão cada vez mais expostas à falta de água potável.

A maior parte dos municípios usa água subterrânea como fonte única ou parcial de abastecimento de água. Eventos recentes de secas mostraram uma busca mais intensa da população por poços, por causa da maior resiliência desta fonte durante situações climáticas extremas. Mas isso tende a aumentar a informalidade destas obras de captação, o que não deve ser permitido, uma vez que expõe os usuários a riscos de poços contaminados, e dificulta a gestão adequada do recurso por falta de dados confiáveis.

REFERÊNCIAS

Agência Brasil. (2023). <https://agenciabrasil.ebc.com.br/geral/noticia/2023-09/manaus-decreta-emergencia-por-cao-da-seca-que-afeta-o-rio-negro>. Acesso em 09 de março de 2025

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). (2021). Atlas águas: segurança hídrica do abastecimento urbano. Brasília, ANA. Disponível em: <http://atlas.ana.gov.br>. Acesso em 10 de fevereiro de 2025.

Amazonas Atual (2024). <https://amazonasatual.com.br/seca-no-amazonas-afeta-pocos-e-municipio-de-envira-rationa-agua/>. Acesso em 08 de março de 2025.

Amazonas Atual. (2023). <https://amazonasatual.com.br/seca-e-alta-temperatura-tornam-lago-tefe-am-um-caldeirao/>. Acesso em 09 de março de 2025

Assembleia Legislativa do Estado do Amazonas. Projeto de Lei nº 680/2024. Disponível em: <https://sapl.al.am.leg.br/materia/172564>. Acesso em: 10 de julho de 2025.

Brito A. P. de, Wahnfried I. D., Ferreira S. J. F. & Bastos J. H. B. de. (2021). Análise comparativa entre métodos de estimativa de recarga para uma microbacia na Reserva Florestal Adolpho Ducke, Manaus - AM. *Geologia USP Série Científica*, 21(3), 59-73. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v21-154769>.

Brito, A. P. de, Tomasella, J., Wahnfried, I. D., Candido, L. A., Monteiro, M. T. & Filgueiras, S. J. F. (2020) Relação entre precipitação e recarga de águas subterrâneas na Amazônia Central. *Águas Subterrâneas* 34(1), 39-49.

Broedel, E., Tomasella J., Cândido L.A. & von Randow, C. (2017). Deep soil water dynamics in an undisturbed primary forest in central Amazonia: Differences between normal years and the 2005 drought. *Hydrol Process* 31, 1-11. <https://doi.org/10.1002/hyp.11143>.

CNN. (2023). <https://www.cnnbrasil.com.br/nacional/cidade-do-interior-do-amazonas-decreta-emergencia-pela-seca/>. Acesso em 09 de março de 2025

Costa, F. R. C., Schietti, J., Stark, S. C. & Smith, M. N. (2023). The other side of tropical forest drought: do shallow water table regions of Amazonia act as large-scale hydrological refugia from drought? *New Phytologist* 237 (3). <https://doi.org/10.1111/nph.17914>.

Dai, A., Qian, T., Trenberth, K. E. & Milliman, J. D. (2009). Changes in continental freshwater discharge from 1948 to 2004. *Journal of Climate*, 22 (10), 2773-27922. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2592.1>.

Duarte, M. L., Costa, H.S., Silva, T. A. da, Santos, M. V. dos. (2019). Vulnerabilidade natural à contaminação do aquífero Alter do chão na área urbana de Manaus, Amazonas, Brasil. *Rev. Monografias Ambientais da Universidade Federal de Santa Maria*, 18 (7), 1-10. <https://doi.org/10.5902/2236130837231>.

Espinoza, J. C., Jimenez, J. C., Marengo, J. A., Schongart, J., Ronchail, J., Lavado-Casimiro, W., Ribeiro, J. V. M. (2024). The new record of drought and warmth in the Amazon in 2023 related to regional and global climatic features. *Scientific Reports*, 14, 8107. <https://doi.org/10.1038/s41598-024-58782-5>

Fan, Y., Li, H. & Miguez-Macho, G. (2013). Global patterns of groundwater table depth. *Science*, 339 (6122), 940–943. DOI: 10.1126/science.1229881.

Frappart, F., Papa, F., Güntner, A., Tomasella, J., Pfeffer, J., Ramillien, G., Emilio, T., Schietti, J., Seoane, L., da Silva Carvalho, J., Moreira, D. M., Bonnet, M.-P. & Seyler, F. (2019). The spatio-temporal variability of groundwater storage in the Amazon River Basin. *Advances in Water Resources*, 124, 41-52. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2018.12.005>.

G1. (2023). <https://g1.globo.com/meio-ambiente/noticia/2024/09/30/imagem-de-satelite-impacto-seca-lago-no-am.ghtml>. Acesso em 09 de março de 2025

G1. (2024). <https://g1.globo.com/am/amazonas/noticia/2024/10/04/em-meio-a-maior-seca-da-historia-trabalhador-perfura-poco-onde-antes-era-inundado-pelo-rio-negro-no-am.ghtml>. Acesso em 08 de março de 2025.

G1. (2024b). <https://g1.globo.com/am/amazonas/noticia/2024/09/18/nhamunda-anuncia-acionamento-de-agua-devido-a-seca-que-afeta-os-niveis-dos-pocos-artesianos.ghtml>. Acesso em 08 de março de 2025.

Girard, Y.B.B. Wahnfried, I.D. & Trindade, P.H.D. (2023). Testes de bombeamento e traçador para determinar confinamento e parâmetros hidráulicos do Aquífero Alter do Chão em Manaus. *Geociências*, v. 42 (1), 85 - 95. <https://>

doi.org/10.5016/geociencias.v42i01.17389.

Gloor, M., Barichivich, J., Ziv, G., Brienens, R., Schöngart, J., Peylin, P., Lad-vocat Cintra, B. B., Feldpausch, T., Phillips, O. & Baker, J. (2015). Recent Amazon climate as background for possible ongoing and future changes of Amazon humid forests. *Global Biogeochemical Cycles*, 29 (9). <https://doi.org/10.1002/2014GB005080>.

Hirata, R. & Suhogusoff, A. V. (2019). How much do we know about the groundwater quality and its impact on Brazilian society today?. *Acta Limnologia Brasiliensia*, 31. <https://doi.org/10.1590/s2179-975x4419>.

Marengo, J. A. & Espinoza, J. C. (2016). Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: Causes, trends and impacts. *International Journal of Climatology*, 36 (3). <https://doi.org/10.1002/joc.4420>.

Marengo, J. A., Cunha, A. P., Espinoza, J-C., Fu, R., Schöngart, J., Jimenez, J. C., Costa, M. C., Ribeiro, J. M., Wongchuig, S. & Zhao, S. (2024). The Drought of Amazonia in 2023-2024. *American Journal of Climate Change*, 13 (3), 567-597. DOI:10.423V. V.6/ajcc.2024.133026.

Portal Amazônia. (2024). <https://portalamazonia.com/meio-ambiente/seca-historica-poco-rio-negro>. Acesso em 08 de março de 2025.

Saraiva, M.A. (2015). Evolução do nível de água do Aquífero Alter do Chão no município de Manaus, Amazonas, ao longo de quatro décadas [Monografia, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas].

Schietti, J., Emilio, T., Rennó, C. D., Drucker, D. P., Costa, F. R. C., Nogueira, A., Baccaro, F. B., Figueiredo, F., Castilho, C. V., Kinupp, V., et al. (2014). Vertical distance from drainage drives floristic composition changes in an Amazonian rainforest. *Plant Ecology and Diversity*, 7, 1–2. <https://doi.org/10.1080/17550874.2013.783642>.

Seneviratne, S. I., Nicholls, N., Easterling, D., Goodess, C. M., Kanae, S., Kossin, J., Luo, Y., Marengo, J., McInnes, K., Rahimi, M., Reichstein, M., Sorteberg, A., Vera, C., Zhang, X., Rusticucci, M., Semenov, V., Alexander, L. V., Allen, S., Benito, G., Cavazos, T., Clague, J., Conway, D., Della-Marta, P. M., Gerber, M., Gong, S., Goswami, B.N., Hemer, M., Huggel, C., van den Hurk, B., Kharin, V. V., Kitoh, A., Tank, A.M.G.K., Li, G., Mason, S., McGuire, W., van Oldenborgh, G. J., Orłowsky, B., Smith, S., Thiaw, W., Velegrakis, A., Yiou, P., Zhang, T., Zhou, T. & Zwiers, F. W. (2012). Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment. In: Field, C.B., Barros, V., Stocker, T. F. & Dahe, Q. (eds.) *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*, Cambridge University Press, 109-230. DOI: <https://doi.org/10.1017/CBO9781139177245.006>.

Sousa T. R, Schietti J, Ribeiro I. O., et al. (2022). Water table depth modu-

lates productivity and biomass across Amazonian forests. *Global Ecology and Biogeography*, 31 (8), 1571-1588. <https://doi.org/10.1111/geb.13531>.

Sousa T. R., Schiatti J., Coelho de Souza F., Esquivel-Muelbert, A., Ribeiro, I.O., Emilio, T., Pequeno, P. A. C. L., Phillips, O. & Costa, F. r. C. (2020). Palms and trees resist extreme drought in Amazon forests with shallow water tables. *Journal of Ecology*, 108 (5), 2070-2082. <https://doi.org/10.1111/1365-2745.13377>.

Tomasella J., Borma L. S., Marengo J. A., Rodriguez, D. A., Cuartas, L. A., Nobre, C. A. & Prado, M.C. R. (2011). The droughts of 1996-1997 and 2004-2005 in Amazonia: Hydrological response in the river main-stem. *Hydrol Process*, 25 (8), 1228-1242. <https://doi.org/10.1002/hyp.7889>.

Wahnfried, I. D., & E. A. A. Soares. (2012). Água subterrânea na Amazônia: Importância, estado atual do conhecimento e estratégias de pesquisa. *Ciência e Ambiente*, 44, 30-40.

CAPÍTULO 8

Bolhas de plasma na ionosfera equatorial: teoria e observações

Giorgio Arlan da Silva Picanço^{1,2,5}

Paulo Roberto Fagundes¹

Raphael Di Carlo Silva dos Santos²

Miguel Ângelo Mota Lopes⁵

Clezio Marcos Denardini³

Paulo Alexandre Bronzato Nogueira⁴

Marcio Tadeu de Assis Honorato Muella¹

Resumo

As bolhas de plasma equatoriais (EPBs) são irregularidades ionosféricas caracterizadas por regiões de baixa densidade formadas devido a instabilidades no plasma. Seu desenvolvimento está diretamente associado a condições eletrodinâmicas específicas, como o pico pré-reversão da deriva vertical do plasma (PRE). Este capítulo apresenta uma revisão abrangente dos aspectos teóricos e observacionais das EPBs, abordando sua morfologia, variabilidade sazonal e a influência da atividade solar e geomagnética na sua formação e desenvolvimento. Além disso, são discutidas as principais técnicas de monitoramento, incluindo dados de GNSS, ionossondas, radares VHF e imageadores All-Sky, fundamentais para a caracterização dessas irregularidades. Estudos recentes indicam que a extensão latitudinal das EPBs está intrinsecamente ligada à intensidade da deriva vertical do plasma, sendo mais pronunciada durante períodos de alta atividade solar. Também são analisados fatores como ventos neutros e oscilações termosféricas, destacando a complexidade dos processos envolvidos na formação e evolução dessas estruturas. O capítulo explora ainda desafios e lacunas existentes na compreensão das EPBs, como a previsibilidade desses fenômenos e as assimetrias inter-hemisféricas observadas em sua ocorrência. Finalmente, enfatiza-se a necessidade de pesquisas contínuas para aprimorar modelos preditivos e aprofundar o conhecimento sobre as variações longitudinais e sazonais das EPBs.

Palavras-chave: Ionosfera, Bolhas de Plasma, GNSS, Clima Espacial, Monitoramento.

Abstract

Equatorial plasma bubbles (EPBs) are ionospheric irregularities characterized by low-density regions formed due to plasma instabilities. Their development is directly associated with specific electrodynamic conditions, such as the prereversal enhancement (PRE) of the vertical plasma drift. This chapter provides a comprehensive review of the theoretical and observational aspects of EPBs, addressing their morphology, seasonal variability, and the influence of solar and geomagnetic activity. Additionally, it discusses the main monitoring techniques, including GNSS data, ionosondes, VHF radars, and All-Sky imagers, which are essential for characterizing these irregularities. Recent studies indicate that the latitudinal extent of EPBs is intrinsically linked to the intensity of the

1 Docente IPD-UNIVAP;

2 Docente PPGGEO-UFAM;

3 DGE-INPE;

4 Docente IFSP.il

5 Docente PPGGEO-UFAM

vertical plasma drift, being more pronounced during periods of high solar activity. Factors such as neutral winds and thermospheric oscillations are also analyzed, highlighting the complexity of the processes involved in the formation and evolution of these structures. The chapter further explores challenges and gaps in the understanding of EPBs, including the predictability of these phenomena and the interhemispheric asymmetries observed in their occurrence. Finally, it emphasizes the need for ongoing research to improve predictive models and deepen the understanding of EPB longitudinal and seasonal variations.

Keywords: Ionosphere, Plasma Bubbles, GNSS, Space Weather, Monitoring.

1. INTRODUÇÃO

As bolhas de plasma equatoriais (EPBs, do inglês *Equatorial Plasma Bubbles*) são um fenômeno ionosférico caracterizado pelo surgimento de regiões de baixa densidade de plasma, contrastando significativamente com áreas adjacentes de maior concentração de íons e elétrons (KELLEY, 2009). Nesse contexto, o desenvolvimento das EPBs está associado a instabilidades que se propagam verticalmente na ionosfera, desencadeando um processo dinâmico de redistribuição do plasma. Esse fenômeno está intrinsecamente ligado à Instabilidade Rayleigh-Taylor (RTI, do inglês *Rayleigh-Taylor Instability*), um processo dinâmico que controla a evolução dessas irregularidades na ionosfera equatorial. Adicionalmente, a RTI é desencadeada por variações na deriva vertical da Região F da ionosfera, especialmente no horário do pôr do sol, associadas a mecanismos de perturbação na base dessa região, tais como ondas de gravidade (HARENDEL, 1973; ABDU, 1993; SINGH et al., 1997a; TAORI et al., 2015; TAKAHASHI et al., 2018). Durante eventos de EPBs, a ionosfera pode apresentar variações de densidade superiores a duas ordens de magnitude. As irregularidades ionosféricas geradas nesse processo propagam-se ao longo das linhas do campo magnético terrestre, atingindo latitudes mais elevadas conforme a altura máxima de deslocamento vertical sobre o equador magnético (ABDU et al., 1983; KELLEY, 2009).

Embora as pesquisas sobre irregularidades ionosféricas remontem à década de 1940, quando suas características físicas começaram a ser descritas (ROSS; ERAMLEY, 1949; HINES, 1960), o termo “bolhas de plasma” foi consolidado na literatura científica apenas a partir da segunda metade da década de 1970 (WOODMAN; LA HOZ, 1976). Desde então, o estudo desse fenômeno tem evoluído significativamente, especialmente nos últimos anos, com o avanço das pesquisas baseadas em índices ionosféricos e novos satélites de observação da ionosfera. Esse progresso também tem sido impulsionado pela maior acessibilidade e disponibilidade de dados fornecidos pelos sistemas globais de navegação por satélite (GNSS, do inglês *Global Navigation Satellite Systems*), dentre outros (CHERNIAK; ZAKHARENKOVA, 2016; LI et al., 2022).

A análise das EPBs pode ser realizada por meio de diversos instrumentos e metodologias, incluindo o estudo das variações no conteúdo eletrônico total (TEC, do inglês *Total Electron Content*) da ionosfera, obtido a partir de dados de sistemas GNSS (ABDU et al., 1983; TAKAHASHI et al., 2016). Além disso, eventos de EPBs podem ser investigados utilizando diferentes técnicas, como medições com radares VHF (do inglês *Very High Frequency*) (TSUNODA, 1985; ABDU et al., 2009), ionossondas (HERMAN, 1966; ABDU et al., 1983, 2005; JAYACHANDRAN et al., 1993; RESENDE et al., 2019), imageadores “All-Sky” (PIMENTA et al., 2003; PAULINO et al., 2011), foguetes de sondagem (ABDU et al., 1992; MURALIKRISHNA et al., 2006) e satélites de observação terrestre (HUANG et al., 2002, 2013; MCNAMARA et al., 2013). Nesse sentido, a combinação de diferentes instrumentos possibilita uma caracterização mais detalhada das irregularidades ionosféricas, abrangendo distintas escalas espaciais e altitudes. Essa abordagem integrada permite avanços significativos na compreensão da dinâmica das EPBs, contribuindo para a modelagem desses fenômenos e para a previsão de seus impactos sobre sistemas de comunicação e navegação globais.

Diante da relevância das EPBs para a dinâmica da ionosfera, este capítulo fornece uma análise detalhada sobre os aspectos teóricos e observacionais dessas irregularidades. Inicialmente, é fornecida uma visão geral sobre as EPBs, destacando suas principais características e seu impacto na ionosfera equatorial. Em seguida, são discutidas as condições eletrodinâmicas que favorecem o desenvolvimento dessas estruturas, com ênfase no papel do pico pré-reversão da deriva vertical do plasma e no ambiente ionosférico após o pôr do Sol. O mecanismo da RTI é apresentado como o processo físico fundamental para a formação das EPBs, sendo analisado em termos de suas equações, fatores de crescimento e relação com a elevação da Região F da ionosfera. O capítulo também explora a morfologia e variabilidade das EPBs, abordando aspectos como sua extensão latitudinal e a influência de fatores sazonais e da atividade solar no seu comportamento. No contexto da observação, são apresentadas as técnicas de monitoramento das EPBs, incluindo GNSS, radares VHF, ionossondas, imageadores ópticos e satélites. Por fim, são discutidos resultados recentes e tópicos em aberto sobre o estudo das EPBs, destacando desafios científicos e perspectivas para pesquisas futuras. Assim, este capítulo proporciona uma base teórica e observacional essencial para a compreensão das EPBs, contribuindo para o avanço das investigações sobre a dinâmica da ionosfera equatorial.

2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS SOBRE AS BOLHAS DE PLASMA (EPBS)

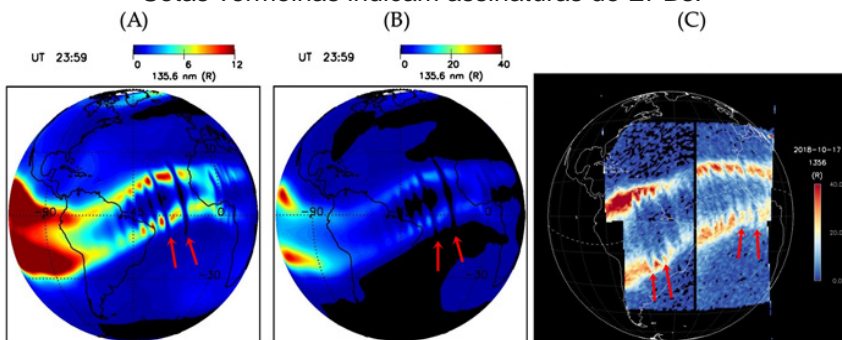
2.1 Visão geral sobre as EPBs

As EPBs têm origem na região equatorial da ionosfera, sendo caracterizadas pela formação de extensas estruturas de baixa densidade em contraste com áreas adjacentes de maior concentração de plasma. Esses fenômenos se originam nas proximidades do equador magnético e estão diretamente relacionados à ocorrência de gradientes verticais de plasma, os quais são gerados pela súbita elevação da Região F da ionosfera logo após o pôr do Sol. Além disso, a presença de mecanismos de disparo, como ondas de gravidade, pode induzir instabilidades no plasma, facilitando a ascensão dessas irregularidades para altitudes elevadas. Durante esse processo, a perturbação se expande e se propaga ao longo das linhas do campo geomagnético, configurando a estrutura típica das EPBs (MARUYAMA e MATUURA, 1984; ABDU, 2001; KELLEY et al., 2003).

Para proporcionar uma visão detalhada da forma de ocorrência das EPBs na ionosfera equatorial, a Figura 2.1 apresenta exemplos desse fenômeno em simulações numéricas (painéis A e B) e em observações diretas (painel C) realizadas em escala global. Em ambas as abordagens, os dados analisados correspondem a emissões na linha espectral do oxigênio atômico na faixa de 135,6 nm (OI-135,6), um parâmetro amplamente utilizado no monitoramento de irregularidades ionosféricas (EASTES et al., 2019; WAUTELET et al., 2019). As simulações foram geradas pelo modelo ionosférico SAMI3 (do inglês *SAMI is Another Model of the Ionosphere*), em conjunto com o modelo climático acoplado da termosfera-ionosfera, WACCM-X (do inglês *Whole Atmosphere Community Climate Model with thermosphere and ionosphere eXtension*), conforme descrito por Huba e Liu (2020). Os dados observacionais, por sua vez, foram adquiridos pelo satélite GOLD (do inglês *Global-scale Observations of the Limb and Disk*) (EASTES et al., 2019).

Figura 2.1 - Comparação entre emissões simuladas (A, B) e observadas (C) do OI-135,6 nm, com dados do modelo SAMI3/WACCM-X e do satélite GOLD.

Setas vermelhas indicam assinaturas de EPBs.



Fonte: Adaptado de Eastes et al. (2019) e Huba e Liu (2020).

Na Figura 2.1, as depleções de plasma associadas às EPBs se manifestam como regiões de menor emissão de OI-135,6 nm, situadas ao longo das bordas internas das cristas da anomalia de ionização equatorial (EIA, do inglês *Equatorial Ionization Anomaly*). Essas depleções aparecem sob a forma de “franjas” meridionais, visíveis em ambos os mapas, representando assinaturas características das EPBs. A diminuição das emissões de OI-135,6 nm nessas regiões indica a presença de áreas de densidade reduzida (setas vermelhas), resultantes de instabilidades formadas no equador magnético, as quais se deslocam em direção às cristas da EIA. À medida que essas irregularidades evoluem, elas se expandem para latitudes magnéticas mais altas. Um aspecto relevante a ser destacado é a simetria meridional dessas depleções em relação ao equador magnético, evidenciada pela distribuição espacial das franjas observadas.

A terminologia utilizada para descrever as EPBs pode variar de acordo com a instrumentação empregada para sua observação. Por exemplo, quando essas irregularidades são detectadas por meio de medições de radar, elas são frequentemente denominadas “plumas ionosféricas” (KELLEY et al., 2003; ABDU et al., 2009). Já nas observações realizadas com ionossondas, o termo “spread F” é amplamente utilizado (ABDU et al., 1981; RESENDE et al., 2019), enquanto a expressão “depleções de plasma” é empregada para descrever essas estruturas em estudos baseados em dados de TEC obtidos por meio de sistemas GNSS (TAKAHASHI et al., 2016). Em contrapartida, a designação “bolhas de plasma” tornou-se mais comum na literatura recente, especialmente em pesquisas que utilizam imageadores do tipo All-Sky (ASI, do inglês *All-Sky Imager*), pois esses instrumentos permitem uma visualização detalhada dos aspectos morfológicos das EPBs sob condições específicas (PAULINO et al., 2011; TAKAHASHI et al., 2015). É importante salientar que, apesar das diferentes nomenclaturas, todos esses termos se referem ao mesmo fenômeno ionosférico equatorial. Entretanto, os resultados obtidos podem variar dependendo do instrumento utilizado na análise, refletindo as distintas formas de detecção e caracterização dessas irregularidades (HICKEY et al., 2020).

Nos últimos anos, os estudos sobre as EPBs têm se concentrado, sobretudo, na investigação de suas características dinâmicas e morfológicas, incluindo a extensão latitudinal (PICANÇO et al., 2024), a frequência de ocorrência (SOBRAL et al., 2002; BARROS et al., 2018) e suas velocidades de propagação (TERRA et al., 2004). No entanto, ainda há desafios a serem superados para uma compreensão abrangente dos fatores físicos que controlam as propriedades morfológicas dessas irregularidades. Em particular, compreender sua variabilidade em diferentes setores longitudinais e em distintos períodos do ciclo solar permanece como um dos principais objetivos da comunidade científica.

2.2 Condições eletrodinâmicas para o desenvolvimento de EPBs

A ionosfera equatorial sofre transformações significativas durante a transição entre o pôr do Sol e o início da noite. Nesse período, a passagem da linha do terminador solar pela ionosfera interrompe abruptamente o processo de fotoionização dos constituintes neutros da atmosfera (RISHBETH, 2000; TAKAHASHI et al., 2015). Um dos fenômenos mais relevantes que ocorrem nesse intervalo de tempo é o pico pré-reversão da deriva vertical do plasma ionosférico (PRE, do inglês *Prereversal Enhancement*). O PRE caracteriza-se por um aumento na velocidade da deriva vertical na Região F, precedendo a inversão de seu sentido, o que normalmente ocorre por volta das 18:00 LT (do inglês *Local Time*) (FARLEY et al., 1986).

O comportamento da deriva vertical do plasma já é bem documentado na literatura científica, havendo consenso de que sua direção é positiva (ascendente) durante o dia e negativa (descendente) à noite, sendo essa variação diretamente influenciada pela direção do campo elétrico zonal (ABDU et al., 1981; BATISTA et al., 1986; FEJER et al., 1991). Dessa forma, a ocorrência do PRE é um fator essencial para o desenvolvimento das EPBs, pois possibilita a elevação rápida da Região F sob condições eletrodinâmicas específicas. A origem do PRE está associada à região próxima ao terminador solar, durante o processo de desenvolvimento do dínamo da Região F (KELLEY, 2009).

O dínamo da Região F corresponde ao mecanismo responsável pela geração de campos elétricos a partir da interação entre os ventos termosféricos zonais e as partículas eletricamente carregadas presentes nessa região (RISHBETH, 1971; KELLEY, 2009). O aquecimento solar induz gradientes horizontais de pressão na termosfera, os quais originam ventos termosféricos horizontais que influenciam o movimento das partículas carregadas na Região F da ionosfera (BATISTA, 1986; FULLER-ROWELL, 1996).

O efeito primário gerado pelos ventos termosféricos é a movimentação de íons e elétrons ao longo das linhas do campo geomagnético, representando a componente do vento na direção do campo. Além disso, existe uma componente secundária de menor magnitude na direção perpendicular tanto ao campo magnético quanto ao vento termosférico. Esse deslocamento é descrito pela seguinte equação (BATISTA, 1986):

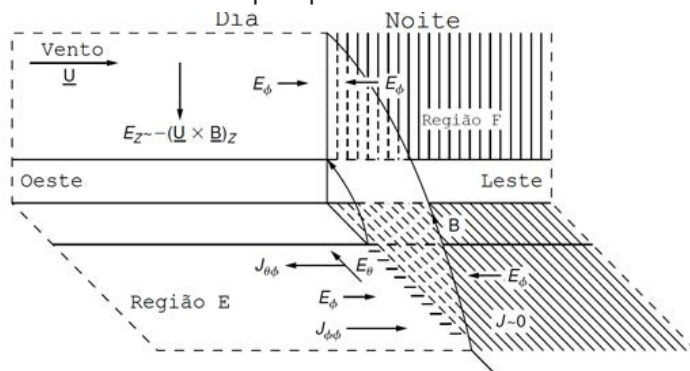
$$\vec{V} = \frac{v\omega}{v^2 + \omega^2} \frac{\vec{U} \times \vec{B}}{B}, \quad (2.1)$$

Onde \vec{V} é a velocidade das partículas carregadas, \vec{U} é a velocidade do vento termosférico, \vec{B} é o vetor de indução magnética, v é a frequência de colisão entre partículas neutras e carregadas, e $\omega = qB/m$ é a girofrequência das partículas, onde q representa a carga e m a massa.

Dado que a velocidade, \vec{V} depende do sinal da carga q , os íons tendem a se mover no sentido de $\vec{U} \times \vec{B}$, enquanto os elétrons seguem na direção oposta. Esse deslocamento diferencial gera um campo elétrico de polarização, que, durante o dia, é neutralizado devido à elevada condutividade da Região E. Entretanto, ao anoitecer, com a redução significativa da condutividade nessa região, esse campo elétrico adicional contribui para a configuração das condições eletrodinâmicas favoráveis ao desenvolvimento do PRE.

A Figura 2.2 apresenta uma representação esquemática dos processos responsáveis pelo desenvolvimento do PRE, destacando a influência dos ventos termosféricos nesse mecanismo.

Figura 2.2 - Modelo simplificado do mecanismo de formação do pico pré-reversão.



Fonte: Adaptado de Kelley (2009).

Com base na Figura 2.2, observa-se que, durante o período diurno, os ventos termosféricos na Região F apresentam direção predominante para leste (\vec{U}). Esse vento interage com o campo geomagnético, resultando no deslocamento de partículas carregadas ao longo da componente vertical (z). Tal movimento de cargas gera um campo elétrico de polarização vertical (E_z) orientado para baixo. Próximo ao terminador solar, devido à interrupção da fotoionização, a Região E apresenta condutividade reduzida, incapaz de neutralizar. Como consequência, o campo elétrico é transportado ao longo das linhas de campo para a Região E, onde se manifesta como um campo elétrico direcionado para o equador (E_θ).

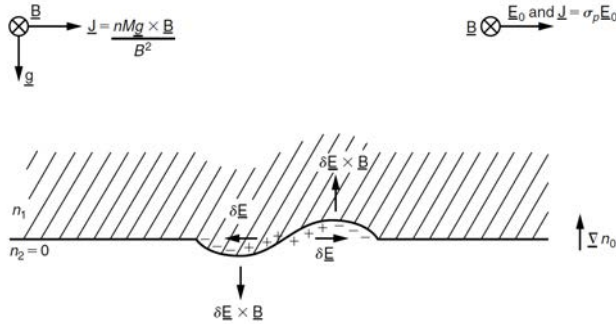
A interação entre E_θ e o campo geomagnético induz uma corrente Hall na Região E, com orientação leste-oeste ($J_{\theta\phi}$). No lado noturno, a intensa recombinação dos íons provoca uma queda acentuada na condutividade elétrica, tornando a densidade de corrente zonal ($J_{\phi\phi}$) praticamente desprezível nessa região. Como resultado, ocorre um acúmulo de cargas na vizinhança do terminador solar, que, por sua vez, gera campos elétricos de

polarização voltados para essa fronteira (E_θ), atuando tanto no lado diurno quanto no noturno. No lado diurno, os campos E_θ originam uma segunda corrente Pedersen (), que atua na compensação da corrente Hall primária ($J_{\theta\phi}$). Como efeito líquido desse sistema de correntes, o campo elétrico de polarização, E_θ , é transportado ao longo das linhas do campo geomagnético até a Região F. Esse campo adicional intensifica a velocidade da deriva vertical do plasma, caracterizando o PRE, que se manifesta entre 18:00 e 19:00 LT. Logo após esse pico, a velocidade da deriva vertical sofre uma rápida redução devido à mudança na direção do campo elétrico de polarização que ocorre durante a noite (FEJER et al., 1991, 2008).

A intensificação da velocidade da deriva vertical, combinada com a formação de gradientes verticais de densidade, estabelece um ambiente propício ao desenvolvimento de instabilidades no plasma. Nessas condições, a presença de um mecanismo de disparo pode desencadear perturbações que evoluem para eventos de EPB, conforme previsto pela teoria da Instabilidade Rayleigh-Taylor (RTI). Dentre os possíveis mecanismos de disparo que favorecem o desenvolvimento das EPBs, destacam-se as ondas de gravidade (ROTTGER, 1973; HUANG; KELLEY, 1996; FAGUNDES et al., 1995; SINGH et al., 1997a) e as MSTIDs (do inglês *Medium Scale Travelling Ionospheric Disturbances*) (TAORI et al., 2015; TAKAHASHI et al., 2015). A teoria da RTI explica como instabilidades na base da Região F geram irregularidades no plasma, que podem se desenvolver até altitudes superiores, caracterizando as EPBs (DUNGEY, 1956; HAERENDEL, 1973; HUDSON e KENNEL, 1975; ABDU, 1993; KELLEY, 2009).

Na Figura 2.3, apresenta-se um esquema do processo pelo qual a RTI promove a propagação das irregularidades de plasma na ionosfera equatorial. Nesse modelo, a ionosfera é representada como uma estrutura estratificada, onde uma camada de maior densidade (n_1) está posicionada sobre uma de menor densidade (n_2). Assume-se que $n_1 \neq 0$ e $n_2 = 0$. O campo gravitacional (\vec{g}) atua na direção descendente, sendo antiparalelo ao gradiente de densidade ($\vec{\nabla}n_0$). O campo geomagnético (\vec{B}) é considerado horizontal, apontando para o interior da figura. Além disso, supõe-se que o plasma seja não-colisional e que uma pequena perturbação inicial na interface entre os dois meios atue como mecanismo de disparo, desencadeando o crescimento da instabilidade.

Figura 2.3 – Ilustração do mecanismo de formação das bolhas de plasma equatoriais pela Instabilidade Rayleigh-Taylor.



Fonte: Kelley (2009).

Na presença do campo gravitacional (\vec{g}), a interação do plasma com o campo geomagnético induz um fluxo de partículas carregadas na direção horizontal, resultando na formação de uma corrente elétrica (\vec{J}). Considerando que a velocidade das partículas é proporcional às suas massas, o comportamento da corrente será predominantemente ditado pelos íons. Dessa forma, a magnitude dessa corrente é descrita pela seguinte equação (KELLEY, 2009):

$$\vec{J} = \frac{nM\vec{g} \times \vec{B}}{B^2} \quad (2.2)$$

Onde n representa a massa dos íons e M a densidade do plasma.

Devido à presença de uma perturbação inicial, haverá uma divergência no fluxo de corrente, resultando no acúmulo de cargas nas bordas da região afetada. Esse acúmulo gera um campo elétrico de polarização ($\delta\vec{E}$), que, por sua vez, induz a deriva do plasma na direção $\delta\vec{E} \times \vec{B}$. Esse mecanismo desloca a região de menor densidade para altitudes superiores, enquanto a área mais densa é transportada na direção oposta.

A taxa de crescimento da RTI é influenciada por diversos fatores, incluindo o campo elétrico do ambiente, a dinâmica dos ventos termosféricos, os gradientes verticais da densidade do plasma e as condutividades Pedersen integradas ao longo das linhas de campo. A equação da taxa de crescimento da RTI é dada por (SULTAN, 1996):

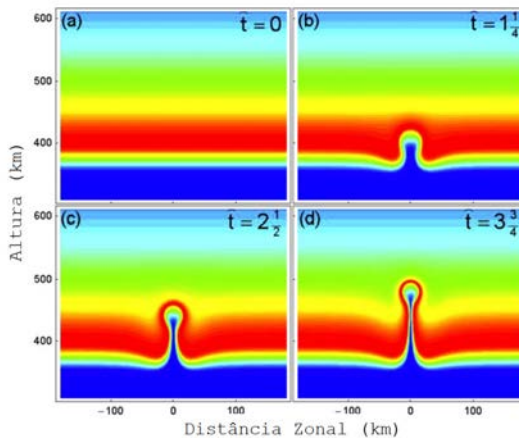
$$\gamma = \frac{\Sigma_P^F}{\Sigma_P^{E,N} + \Sigma_P^F + \Sigma_P^{E,S}} \left(\frac{\vec{E}}{B} - \vec{U} - \frac{\vec{g}}{v_{in}} \right) \frac{\Delta n_0}{n_0} - \beta, \quad (2.3)$$

Onde \vec{E} representa o campo elétrico do ambiente, B é a magnitude do campo geomagnético, \vec{g} é a aceleração da gravidade, v_{in} é a frequência de colisão entre íons e partículas neutras, β é a taxa de recombinação dos íons majoritários e \vec{U} é a velocidade do vento termosférico. Os

termos $\Sigma_p^{E,N}$, Σ_p^F e $\Sigma_p^{E,S}$ referem-se às condutividades Pedersen integradas ao longo das linhas do campo geomagnético para as regiões E e F, nos pontos conjugados ao norte e ao sul de um dado tubo de fluxo.

Na Figura 2.4, ilustra-se a evolução da RTI na ionosfera, destacando o processo de formação de uma EPB. Na escala de cores utilizada, as regiões em vermelho indicam áreas de maior densidade, enquanto as áreas em azul representam regiões de menor densidade. O modelo representado considera a ionosfera como um sistema estratificado, onde uma camada de alta densidade se sobrepõe à de menor densidade (a). No instante , observa-se a ionosfera em seu estado inicial, sem perturbações. No tempo (b), uma pequena instabilidade surge na base da camada mais densa, desencadeando uma perturbação (c). À medida que essa instabilidade evolui, ocorre a formação da bolha de plasma (d), que se propaga para altitudes elevadas.

Figura 2.4 - Ilustração sequencial da evolução da Instabilidade Rayleigh-Taylor na ionosfera.



Fonte: Adaptado de Bernhardt (2007).

Embora o PRE seja amplamente reconhecido como um dos principais fatores que controlam o desenvolvimento das EPBs, apenas sua ocorrência e intensidade não são suficientes para explicar a formação dessas estruturas. Outros parâmetros também desempenham papéis significativos na formação e evolução das EPBs, como a intensidade e direção dos ventos termosféricos, a presença de gradientes verticais de densidade do plasma, a distribuição da condutividade elétrica em regiões magneticamente conjugadas e as condições de acoplamento entre a ionosfera e a magnetosfera. Estudos como o de Abdu (2012) destacam a complexidade dos processos envolvidos, indicando que a formação das EPBs resulta da combinação de

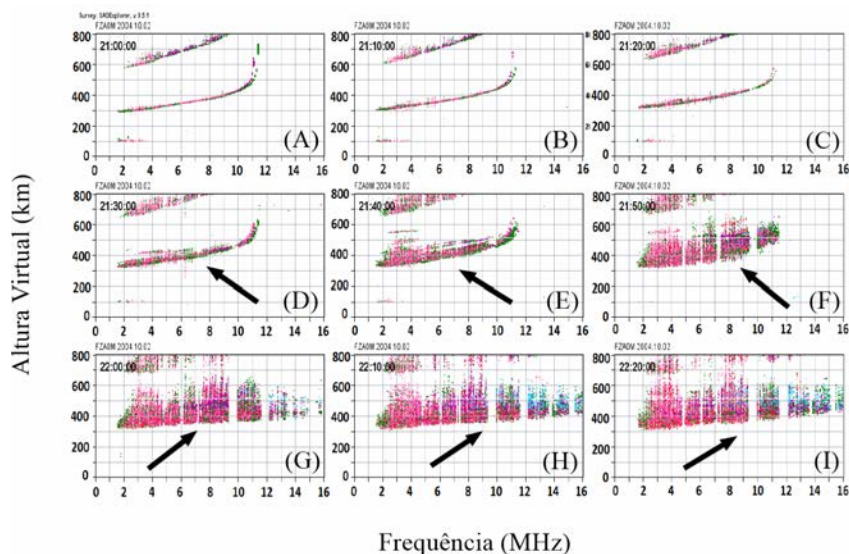
fatores dinâmicos e eletrodinâmicos que modulam o crescimento da RTI no período após o pôr do Sol.

2.3 Técnicas de observação

Diversos métodos são empregados no estudo das EPBs, cada um apresentando suas vantagens e limitações. Dentre os principais, destacam-se as ionossondas, os imageadores “All-Sky”, os radares de espalhamento, a análise de dados de TEC e o uso de índices ionosféricos (ROSS; ERAMLEY, 1949; VALENTIM, 2015; PAULINO et al., 2011; TAKAHASHI et al., 2015, 2016; DENARDINI et al., 2020b; PICANÇO et al., 2024). As ionossondas são instrumentos amplamente utilizados para monitorar a ionosfera em diferentes altitudes. Esses dispositivos emitem pulsos eletromagnéticos em frequências que variam entre 1 e 30 MHz. A resposta desses pulsos é registrada em ionogramas, que representam a altura virtual de reflexão das ondas em diferentes camadas ionosféricas em função da frequência do sinal emitido (REINISCH, 1986). A partir desses registros, é possível identificar a assinatura das EPBs, conhecida como “Spread-F”. Entretanto, as ionossondas apresentam algumas limitações, como a necessidade de instalações fixas e investimentos elevados para sua operação. Além disso, esses instrumentos são capazes de monitorar apenas a parte inferior da ionosfera, uma vez que seu funcionamento baseia-se no princípio da reflexão de pulsos eletromagnéticos (BATISTA et al., 1996).

A Figura 2.5 ilustra uma sequência de ionogramas obtidos entre 21:00 UT e 22:20 UT no dia 02 de fevereiro de 2004, utilizando dados da ionossonda do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), localizada em Fortaleza (FZA0M, -3,71°S, -38,54°W). Nos painéis ‘A’ a ‘C’, as alturas virtuais de reflexão dos pulsos são claramente definidas, permitindo a obtenção precisa dos parâmetros ionosféricos derivados dos ionogramas. Entretanto, a partir das 21:30 UT (painel D), observa-se um aumento expressivo da dispersão dos pontos amostrais, um indicativo da presença de Spread-F. Esse fenômeno se intensifica nos painéis subsequentes (‘D’ a ‘I’), conforme indicado pelas setas. Embora essa dispersão possa dificultar a determinação de parâmetros ionosféricos, a ocorrência do espalhamento nos ionogramas é um indicativo da presença de irregularidades no plasma, sendo uma ferramenta importante para a caracterização local dos efeitos das EPBs.

Figura 2.5 – Sequência de ionogramas obtidos pela ionossonda do INPE em Fortaleza, entre 21:00 UT e 22:20 UT do dia 02 de fevereiro de 2004.



Fonte: Adaptado de Valentim (2015).

Os imageadores “All-Sky” (ASI) têm sido amplamente empregados na detecção de EPBs, pois registram as emissões de aeroluminescência noturna, permitindo visualizar sua dinâmica em grande escala (PAULINO et al., 2011; TAKAHASHI et al., 2015). Entretanto, esses instrumentos apresentam algumas limitações operacionais, pois sua eficiência depende da ausência de fontes intensas de iluminação artificial ou natural, como a lua cheia, além de necessitarem de um céu limpo, sem cobertura de nuvens (WIENS et al., 2006).

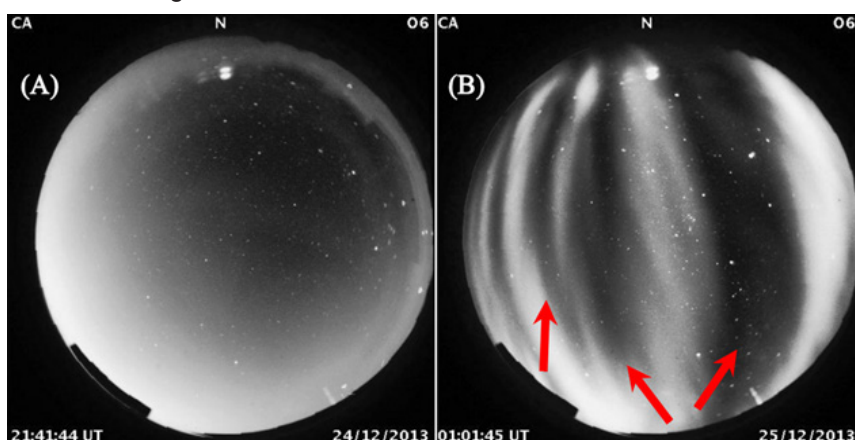
Os ASI registram emissões em diferentes faixas espectrais, sendo a de 630 nm (OI-630) uma das mais relevantes para o estudo da alta atmosfera. Essa faixa espectral está associada à desexcitação do oxigênio atômico no estado metastável (1D), um processo fundamental para a formação das EPBs. Durante a sua excitação, átomos de oxigênio absorvem energia e seus elétrons são levados a níveis superiores, liberando posteriormente essa energia na forma de emissões ópticas.

Nas imagens dos ASI, as bolhas de plasma se manifestam como bandas escuras, pois correspondem a regiões com depleção de densidade de plasma, onde há menor concentração de oxigênio ionosférico excitado e, conseqüentemente, menor emissão na faixa de 630 nm. Essas bandas indicam áreas com reduzida ionização, típicas das estruturas de plasma rarefeito das EPBs. Assim, ao serem detectadas pelos ASI, tais emissões possibilitam o mapeamento das assinaturas das bolhas e o monitoramento

de sua evolução espaço-temporal (MARTINIS et al., 2018; PROL et al., 2018).

A Figura 2.6 ilustra duas imagens adquiridas pelo ASI do INPE em São João do Cariri (CA, -7,39°S, -36,53°W), entre 24 e 25 de dezembro de 2013. No painel esquerdo (A), observa-se o céu noturno sem a presença de EPBs. Já no painel direito (B), as bolhas de plasma são evidentes e se manifestam como estruturas alongadas (“franjas”), destacadas por setas vermelhas. Essas regiões apresentam menor emissão de OI-630, indicando áreas de baixa densidade de plasma.

Figura 2.6 – Exemplos de imagens obtidas pelo ASI localizado em São João do Cariri (CA, -7,39°S, -36,53°W), sem (A) e com (B) a presença de EPBs, registradas entre 24 e 25 de dezembro de 2013.

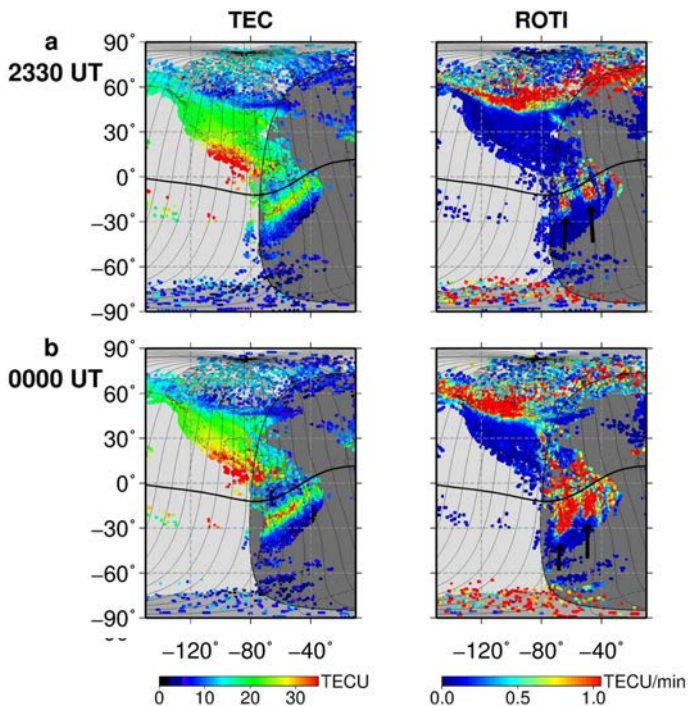


Fonte: Adaptado de Barros (2017).

A análise do TEC é outra abordagem amplamente aplicada no estudo das EPBs. Uma das principais vantagens dessa técnica é sua facilidade de implementação, visto que as estações GNSS são relativamente acessíveis em comparação com ionossondas e ASI. No entanto, a resolução espacial desse método depende da densidade de estações disponíveis na região de interesse. Áreas com baixa cobertura de estações apresentam limitações na detecção detalhada das EPBs. Nesse contexto, o uso de índices ionosféricos derivados de dados de TEC tem se mostrado uma ferramenta promissora para a análise dessas irregularidades. Estudos recentes indicam que o uso combinado de índices ionosféricos (PICANÇO et al., 2022, 2024) e diferentes conjuntos de dados GNSS (MENDOZA et al., 2019) pode melhorar significativamente a cobertura espacial das observações. Essa abordagem tem contribuído para o aprimoramento das metodologias de estudo das EPBs, sendo uma tendência crescente na literatura (DENARDINI et al., 2020a).

A Figura 2.7 exibe assinaturas de EPBs observadas por meio de mapas de TEC e do índice ROTI (do inglês *Rate of Change of Total Electron Content*). Os painéis à esquerda apresentam mapas de TEC, enquanto os painéis à direita mostram mapas de ROTI. O índice ROTI é uma medida da variabilidade temporal do TEC, sendo sensível a irregularidades ionosféricas, tais como as EPBs. Dessa forma, as EPBs são detectadas como regiões de intensa variabilidade do plasma ionosférico, destacadas nos mapas de ROTI por áreas de perturbação significativa concentradas ao longo do equador magnético, principalmente na região noturna (setas pretas).

Figura 2.7 – Exemplos de assinaturas de EPBs detectadas por mapas de TEC (mapas à esquerda) e do índice ROTI (mapas à direita). Setas pretas indicam assinaturas de EPBs.



Fonte: Adaptado de Zakharenkova & Cherniak (2021).

3. MORFOLOGIA E VARIABILIDADE DAS EPBS NA IONOSFERA EQUATORIAL

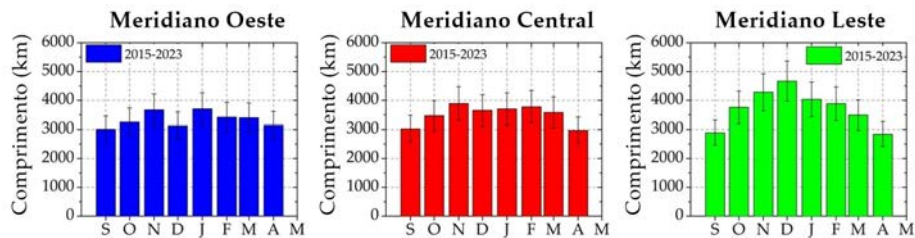
3.1 Principais características morfológicas

As irregularidades ionosféricas abrangem uma ampla gama de escalas espaciais, variando desde alguns centímetros até centenas de quilôme-

tros (FARLEY et al., 1970; WOODMAN e LA HOZ, 1976). No entanto, as EPBs podem se estender por milhares de quilômetros, dependendo da eficiência dos processos físicos responsáveis por sua formação (SOBRAL et al., 2002). As EPBs tendem a se desenvolver de maneira simétrica dentro de uma faixa aproximada de $\pm 20^\circ$ de latitude em torno do equador magnético. Sob determinadas condições, essas irregularidades também podem se manifestar em latitudes médias (SOBRAL et al., 1981, 2009; ABDU, 1993; CHERNIAK; ZAKHARENKOVA, 2016). A expansão latitudinal máxima das EPBs é influenciada pela altura limite de deslocamento das instabilidades sobre o equador magnético, a qual depende da intensidade da deriva vertical da ionosfera. Assim, quanto maior for a altitude atingida por essas perturbações, maior será a latitude alcançada pelas EPBs. Esse fenômeno está intimamente associado à configuração das linhas do campo geomagnético na altura limite de deslocamento. Dessa forma, o desenvolvimento das EPBs será mais expressivo quando a deriva vertical do plasma for mais intensa e, inversamente, será mais limitado quando essa deriva for menos pronunciada (HAERENDEL, 1973; RISHBETH, 2000; KELLEY, 2009).

A Figura 3.1 apresenta a variação mensal da extensão latitudinal das EPBs (em quilômetros, eixo Y) ao longo de três meridianos distintos na América do Sul: costa oeste (painel esquerdo, em azul), região central (painel central, em vermelho) e costa leste (painel direito, em verde). Os dados referem-se ao período de setembro a abril entre os anos de 2015 e 2023, e representam médias mensais da extensão máxima das EPBs em cada um desses setores longitudinais.

Figura 3.1 – Médias mensais da extensão latitudinal das EPBs para três meridianos magnéticos distintos na América do Sul: oeste (painel esquerdo, em azul), central (painel central, em vermelho) e leste (painel direito, em verde). Os dados referem-se ao período de setembro a abril entre os anos de 2015 e 2023.



Fonte: Adaptado de Picanço et al. (2024).

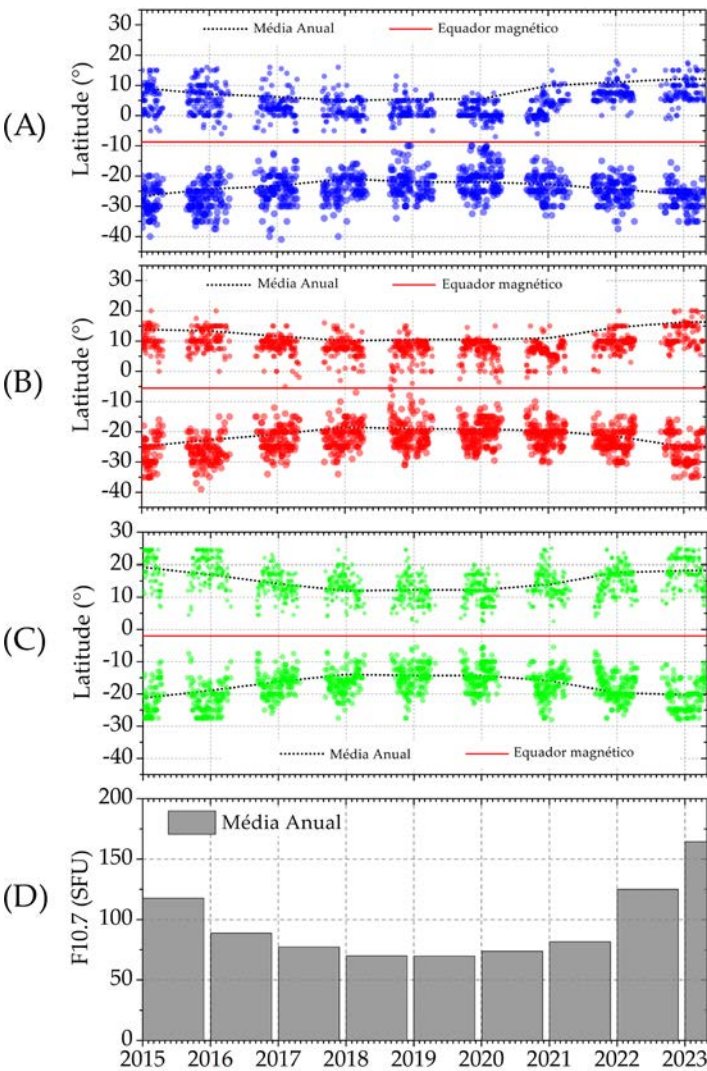
A partir da análise da Figura 3.1, observa-se que a extensão latitudinal das EPBs exibe uma variabilidade sazonal significativa. Ressalta-se que a extensão latitudinal das EPBs refere-se à estimativa do comprimen-

to, em quilômetros, entre a borda sul e a borda norte da estrutura, atravessando o equador magnético, ou seja, de um hemisfério magnético ao outro. Nos três meridianos analisados, os maiores valores de extensão são registrados entre outubro e março, enquanto os menores valores ocorrem nos meses de transição, como setembro e abril. Esse padrão sazonal pode ser explicado pela relação entre o alinhamento do meridiano magnético e o terminador solar, que influencia diretamente a deriva vertical do plasma ionosférico, conforme discutido por Batista et al. (1986) e Fejer et al. (2008). Os resultados indicam, ainda, que o meridiano leste (painel verde) apresenta as maiores extensões latitudinais ao longo do ano, com picos de aproximadamente 5000 km durante os meses de dezembro e janeiro. Essa maior extensão das EPBs na costa leste sul-americana está associada a condições mais favoráveis de deriva vertical do plasma nesse setor, resultado da proximidade entre o meridiano magnético e o terminador solar ao anoitecer, conforme destacado por Abdu et al. (1992). Já no meridiano central (painel vermelho), os valores da extensão latitudinal são ligeiramente menores, variando em torno de 4000 km nos meses de máxima atividade das EPBs. Por outro lado, o meridiano oeste (painel azul) apresenta a menor extensão latitudinal das EPBs, com valores máximos pouco acima de 3000 km. Além disso, nota-se uma queda acentuada nessa extensão nos meses próximos a dezembro.

A Figura 3.2 apresenta a evolução temporal da extensão latitudinal máxima das EPBs ao longo do período de 2015 a 2023, considerando três meridianos distintos na América do Sul: oeste (painel 'A', em azul), central (painel 'B', em vermelho) e leste (painel 'C', em verde). Em cada painel, a linha vermelha representa a latitude geográfica do equador magnético para o respectivo meridiano. Os pontos acima dessa linha indicam a extensão máxima das EPBs no hemisfério magnético norte, enquanto os abaixo correspondem à extensão no hemisfério magnético sul. As linhas pretas tracejadas mostram as médias anuais da extensão latitudinal máxima para cada hemisfério. O painel 'D' exibe a variação anual do índice F10.7, um parâmetro que quantifica a atividade solar ao longo do tempo. Os resultados apresentados nesta figura indicam uma forte relação entre a atividade solar e a extensão latitudinal das EPBs. Durante os períodos de maior atividade solar, como em 2015 e 2023, observa-se que as EPBs atingem maiores latitudes, afastando-se do equador magnético. Por outro lado, em períodos de baixa atividade solar, como em 2019, as EPBs apresentam um desenvolvimento reduzido, concentrando-se em latitudes mais próximas ao equador magnético. Esse comportamento reflete a influência da atividade solar na formação e evolução das EPBs. Dessa forma, a variação da extensão latitudinal das EPBs ao longo do ciclo solar está relacionada ao efeito da atividade solar sobre a deriva vertical do plasma ionosférico. Durante períodos de alta atividade solar, a maior intensidade da radiação ultravioleta-

ta e extrema ultravioleta resulta em um aumento da densidade eletrônica e, consequentemente, em derivas verticais mais intensas na ionosfera equatorial. Esse fator favorece o crescimento da RTI, permitindo que as EPBs se propaguem para altitudes mais elevadas e alcancem maiores latitudes.

Figura 3.2 – Variação temporal da extensão latitudinal máxima das EPBs entre 2015 e 2023 para os meridianos oeste (A, em azul), central (B, em vermelho) e leste (C, em verde). O painel ‘D’ mostra a variação anual do índice F10.7, utilizado como indicador da atividade solar.

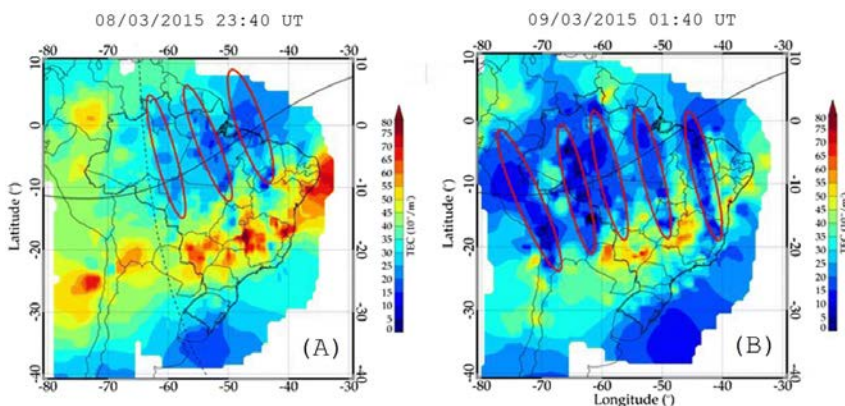


Fonte: Picanço et al. (2024).

As EPBs apresentam velocidades de deriva zonal que variam entre 50 e 200 m/s, conforme relatado em diversos estudos (SOBRAL et al., 1981; BARROS et al., 2017). Além disso, essas irregularidades exibem uma periodicidade longitudinal, com eventos que frequentemente ocorrem em intervalos espaciais de aproximadamente 250 a 2250 km (HUANG et al., 2013; BARROS et al., 2017; TAKAHASHI et al., 2018). No que diz respeito à variabilidade sazonal das EPBs, diversos estudos indicam que esses eventos ocorrem com maior frequência entre os meses de setembro e março na América do Sul (FEJER et al., 1999; ABDU et al., 2000). Além disso, a incidência das EPBs é mais elevada durante períodos de alta atividade solar (SAHAL et al., 2000). Um aspecto relevante a ser destacado é que, no setor brasileiro, a ocorrência de EPBs é significativamente maior durante os meses de verão. Em contrapartida, em outros setores, como no Peru, a maior frequência desses eventos é observada durante os equinócios, evidenciando diferenças regionais na dinâmica das EPBs.

A Figura 3.3 apresenta mapas da distribuição do TEC sobre a América do Sul em dois instantes distintos: (A) no dia 08/03/2015 às 23:40 UT e (B) no dia 09/03/2015 às 01:40 UT. A linha sólida indica a localização do equador magnético, enquanto a linha pontilhada representa a posição do terminador solar. A escala de cores utilizada no mapa reflete a variação da densidade eletrônica, onde 1 TECU equivale a 10^{16} elétrons/m². As regiões associadas às EPBs, caracterizadas por uma menor densidade eletrônica, estão destacadas por elipses vermelhas.

Figura 3.3 - Mapas de TEC sobre a América do Sul em (A) 08/03/2015 às 23:40 UT e (B) 09/03/2015 às 01:40 UT.



Fonte: Adaptado de Takahashi et al. (2018).

Na Figura 3.3, é possível identificar eventos de EPBs em dois momentos distintos, separados por um intervalo de aproximadamente duas

horas. No mapa à esquerda, três regiões de depleção são evidentes, caracterizadas por valores de TEC significativamente reduzidos em relação às áreas vizinhas. Essas regiões se estendem no plano meridional entre aproximadamente 15°S e 5°N, resultando em uma extensão latitudinal de cerca de 2220 km. Nota-se, ainda, que tais estruturas não ultrapassam as cristas da EIA, as quais coincidem com regiões de maior intensidade de TEC, identificadas pelas áreas em vermelho nos mapas. No mapa à direita, cinco regiões de depleção de TEC são destacadas, representando a evolução temporal das EPBs identificadas no primeiro mapa. Além disso, observa-se que a distância entre as bolhas na segunda imagem (650 km) é menor em comparação com a primeira (770 km). Esse comportamento reflete uma possível periodicidade das EPBs, conforme discutido por Takahashi et al. (2018).

Outra característica importante das EPBs é a sua velocidade de deriva zonal, a qual está diretamente associada à dinâmica do plasma ionosférico. Nesse contexto, sabe-se que a deriva zonal do plasma ionosférico é predominantemente controlada pelo campo elétrico vertical gerado pelos dínamos das Regiões E e F da ionosfera (HAERENDEL et al., 1992). Logo após o pôr do Sol, a recombinação química na Região E ocorre rapidamente, resultando na transição do controle dinâmico da ionosfera para o dínamo da Região F, que passa a ser impulsionado pela ação dos ventos neutros zonais (RISHBETH e GARRIOTT, 1969; KELLEY, 2009).

Como consequência, ventos neutros zonais intensos na região F podem aumentar a velocidade de deriva do plasma, influenciando diretamente o deslocamento das EPBs, especialmente nas proximidades do equador magnético. Essa deriva zonal está relacionada ao campo elétrico vertical, que se origina do acoplamento eletrodinâmico entre as regiões E e F e pode ser aproximado, segundo Eccles (1998), por:

$$E_z \approx \frac{J_L^{150}}{\Sigma P}, \quad (3.1)$$

Onde J_L^{150} a densidade de corrente zonal integrada ao longo da linha de campo na altura do ápice (cerca de 150 km), e ΣP é a condutividade Pedersen integrada. Esse campo elétrico vertical gera uma deriva zonal do plasma de acordo com a relação $\vec{V}_\phi = \vec{E}_z \times \vec{B}/B^2$.

Considerando que os ventos neutros zonais são os principais responsáveis pela geração dessa corrente, a velocidade de deriva zonal das EPBs pode ser, em muitos casos, aproximada pela componente zonal média dos ventos neutros ponderados ao longo da linha de campo, como expresso por:

$$V_\phi \approx U_\phi^P, \quad (3.2)$$

Onde U_{ϕ}^P , representa a média ponderada dos ventos neutros zonais ao longo da linha de campo, com o peso dado pela condutividade Pedersen. Essa aproximação é válida para altitudes entre 150 e 1500 km em regiões de baixa latitude, e reflete o acoplamento eletrodinâmico entre a ionosfera e a termosfera (Silva, 2017).

Esse modelo é consistente com observações, como mostrado por Fejer et al. (1991), que verificaram que as velocidades de deriva zonal durante a noite — condição favorável ao desenvolvimento das EPBs — aumentam com o fluxo solar, atingindo valores médios acima de 130 m/s. Na América do Sul, Barros (2017) reportou que a deriva zonal das EPBs diminui quase linearmente com a latitude, indo de cerca de 125 m/s sobre o equador magnético até aproximadamente 65 m/s em 35°S, o que explica a inclinação das estruturas em relação às linhas do campo magnético.

4. SUMÁRIO, RESULTADOS RECENTES E TÓPICOS EM ABERTO SOBRE O ESTUDO DE EPBS

As EPBs têm sido amplamente investigadas desde a segunda metade do século XX, como evidenciado pela vasta literatura científica existente sobre o tema (ROSS; ERAMLEY, 1949; DUNGEY, 1956; HINES, 1960; HAERENDEL, 1973; HUDSON e KENNEL, 1975; SOBRAL et al., 1981; ABDU, 1993). No entanto, apesar dos avanços significativos, muitos aspectos desse fenômeno permanecem pouco compreendidos, demonstrando que este ainda é um campo de pesquisa em evolução. Nos últimos anos, o aprimoramento de metodologias e o desenvolvimento de novas técnicas têm contribuído para uma caracterização mais detalhada das EPBs (DENARDINI et al., 2020a; HUBA; LIU, 2020; CHERNIAK; ZAKHARENKOVA, 2016; PICANÇO et al., 2024). Ainda assim, várias questões fundamentais sobre sua dinâmica permanecem sem resposta, exigindo investigações mais aprofundadas.

Um dos tópicos em aberto refere-se às assimetrias inter-hemisféricas observadas em eventos de EPBs na América do Sul. Barros et al. (2022) demonstraram que ventos meridionais trans-equatoriais exercem um papel fundamental no deslocamento dessas estruturas, podendo levá-las ao hemisfério norte ou sul, dependendo da direção do fluxo. Entretanto, estudos como o de Carrasco et al. (2017) apresentam resultados divergentes quanto à magnitude e persistência dessas assimetrias. Abdu et al. (2009) argumentam que ambos os cenários são plausíveis, mas ressaltam a necessidade de uma abordagem mais abrangente que leve em conta a variabilidade dos mecanismos geradores das EPBs sob diferentes condições eletrodinâmicas. Paralelamente, a evolução das técnicas de análise de irregularidades no plasma tem possibilitado investigações mais detalhadas, revelando aspectos pouco documentados (ZAKHARENKOVA; CHERNIAK, 2020).

Outro aspecto que merece destaque é a influência da atividade geomagnética na ocorrência e modulação das EPBs. Essa questão é essencial para entender a interação entre os campos elétricos perturbados e os processos que favorecem ou inibem a formação dessas irregularidades. Além disso, um dos desafios mais relevantes para a comunidade científica é a determinação da periodicidade das EPBs, um fator crucial para aprimorar modelos preditivos e minimizar impactos em sistemas de comunicação e navegação. Estudos como os de Makela et al. (2010) e Choi et al. (2017) buscaram estabelecer padrões na ocorrência das EPBs. Makela et al. (2010) analisaram o espaçamento entre as bolhas para verificar uma possível correlação com a propagação de ondas de gravidade, enquanto Choi et al. (2017) investigaram a periodicidade desses eventos para identificar um comportamento sistemático. Os resultados indicam que, embora a separação entre as EPBs possa refletir propriedades espaciais de seus mecanismos de disparo, como as ondas de gravidade, não há uma periodicidade dominante associada a ondas planetárias. Isso sugere que a formação das EPBs pode ser altamente irregular, sem um mecanismo gerador evidente.

A dificuldade em estabelecer padrões espaciais e temporais das EPBs decorre da influência de múltiplos fatores. O ambiente espacial está sujeito a efeitos externos, como a penetração de campos elétricos, variações na dinâmica ionosférica, flutuações na densidade do plasma associadas a explosões solares e mudanças no ciclo solar. Além disso, agentes internos, como ondas planetárias, instabilidades ionosféricas e oscilações na termosfera, também desempenham um papel fundamental na variabilidade dessas estruturas (SOBRAL et al., 1981, 2009; ABDU, 1993; CHERNIAK; ZAKHARENKOVA, 2016).

Diante desses desafios, diversas questões permanecem em aberto no estudo das EPBs. Avançar no entendimento desse fenômeno requer uma investigação detalhada de sua variabilidade, uma vez que a ionosfera apresenta diversos mecanismos ainda pouco compreendidos. Além disso, a integração de diferentes técnicas observacionais, combinando dados de GNSS, radares, ionossondas e imageadores ópticos, pode fornecer uma visão mais completa das condições que favorecem ou inibem a formação dessas irregularidades. O estudo das EPBs continuará sendo um tema central na pesquisa ionosférica, dada sua importância para a compreensão dos processos dinâmicos da ionosfera equatorial e seus impactos tecnológicos. O aprimoramento das técnicas de monitoramento, aliado ao desenvolvimento de modelos preditivos mais robustos, contribuirá significativamente para a identificação das condições que favorecem sua formação e evolução. Além disso, a ampliação das redes globais de observação permitirá uma caracterização mais precisa da variabilidade temporal e espacial das EPBs, tornando possível mitigar seus efeitos sobre sistemas de comunicação e navegação. Portanto, este capítulo apresentou um panorama abran-

gente sobre os conceitos teóricos e observacionais das EPBs, além de discutir as perspectivas futuras para sua investigação. A continuidade das pesquisas nesse campo é essencial para o avanço da ciência ionosférica e suas aplicações tecnológicas, reforçando a importância da colaboração científica internacional no desenvolvimento de novas metodologias para o estudo das irregularidades ionosféricas.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos ao Instituto de Pesquisa e Desenvolvimento da Universidade do Vale do Paraíba (IP&D/UNIVAP) e ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas (PPGGEO-UFAM) pelo suporte institucional e infraestrutura disponibilizada para a realização deste estudo. Os autores G. A. S. Picanço, P. F. Fagundes e M. T. A. H. Muella expressam seus sinceros agradecimentos à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo apoio financeiro por meio dos projetos 2023/07518-7 e 2022/14815-5.

REFERÊNCIAS

ABDU, M.; MEDEIROS, R.; SOBRAL, J.; BITTENCOURT, J. Spread F plasma bubble vertical rise velocities determined from spaced ionosonde observations. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 88(A11), 9197–9204. doi: 10.1029/JA088iA11p09197, 1983.

ABDU, M. A., BATISTA, I. S., & SOBRAL, J. H. A. A new aspect of magnetic declination control of equatorial spread F and F region dynamo. *Journal of Geophysical Research*, 97(A10), 14897. doi: 10.1029/92ja00826, 1992.

ABDU, M. A. Equatorial spread F and ionosphere–thermosphere system: a review. *Trends in Geophysics Research*, v. 2, 193-209, 1993.

ABDU, M. A. Outstanding problems in the equatorial ionosphere-thermosphere system relevant to spread F. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 63(9), 869–884. doi: 10.1016/S1364-6826(00)00201-7, 2001.

ABDU, M. A.; BATISTA, I. S.; CARRASCO, A. J.; BRUM, C. G. M. South Atlantic magnetic anomaly ionization: A review and a new focus on electrodynamic effects in the equatorial ionosphere. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, v. 67, n. 17–18, p. 1643–1657, 2005. doi: 10.1016/j.jastp.2005.01.014.

ABDU, M. A., BATISTA, I. S., REINISCH, B. W., DE SOUZA, J. R., SOBRAL, J. H. A., PEDERSEN, T. R., MEDEIROS, A. F., SCHUCH, N. J., DE PAULA, E. R., & GROVES, K. M. Conjugate Point Equatorial Experiment (COPEX) campaign in Brazil: Electrodynamics highlights on spread F development

conditions and day-to-day variability. *Journal of Geophysical Research*, 114(A04308). doi: 10.1029/2008JA013749, 2009.

BARROS, D. S. Formação e desenvolvimento de bolhas de plasma na ionosfera equatorial: observação e simulação. 2017. 223 p. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2017.

BARROS, D., TAKAHASHI, H., WRASSE, C. M., & FIGUEIREDO, C. A. O. B. Characteristics of equatorial plasma bubbles observed by TEC map based on ground-based GNSS receivers over South America, *Annales Geophysicae*, 36, 91–100. doi: 10.5194/angeo-36-91-2018, 2018.

BARROS, D., TAKAHASHI, H., WRASSE, C. M., CARRASCO, A. J., FIGUEIREDO, C. A. O. B., & INOUE JUNIOR, M. H. (2022). Asymmetric development of equatorial plasma bubbles observed at geomagnetically conjugate points over the Brazilian sector. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 127, e2021JA030250. doi: 10.1029/2021JA030250, 2022.

BATISTA, I. S. (1986). Dínamo da região F equatorial: assimetrias sazonais e longitudinais no setor americano. 160 p. Tese (Doutorado em Ciência Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos (INPE-3760-TDL/206).

BATISTA, I. S., DE MEDEIROS, R. T., ABDU, M. A., DE SOUZA, J. R., BAILEY, G. J., & DE PAULA, E. R. Equatorial ionospheric vertical plasma drift model over the Brazilian region. *Journal of Geophysical Research*, 101(A5), 10,887-10,892. doi: 10.1029/95JA03833, 1996.

BERNHARDT, P. A. Quasi-analytic models for density bubbles and plasma clouds in the equatorial ionosphere: 2. A simple Lagrangian transport model. *Journal of Geophysical Research*, 112(A11). doi: 10.1029/2007ja012287, 2007.

CARRASCO, A.; BATISTA, I.; SOBRAL, J.; & ABDU, M. Spread f modeling over brazil. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 98(104). doi: 10.1016/j.jastp.2017.06.015, 2017.

CHERNIAK, I., & ZAKHARENKOVA, I. First observations of super plasma bubbles in Europe, *Geophysical Research Letters*, 43, 11, 137–11, 145. doi: 10.1002/2016GL071421, 2016.

CHOI, J.M., KIL, H., KWAK, Y.-S., PARK, J., LEE, W. K., & KIM, Y. H.. Periodicity in the occurrence of equatorial plasma bubbles derived from the C/NOFS observations in 2008-2012. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 121(12), 12,019–12,030. doi:10.1002/2016JA023528, 2017.

DENARDINI, C. M., PICANÇO, G. A. S., BARBOSA-NETO, P. F., NOGUEIRA, P. A. B., CARMO, C. S., RESENDE, L. C. A., MORO, J., CHEN, S. S., ROMERO-HERNANDEZ, E., SILVA, R. P., & BILIBIO, A. V. Ionospheric scale

index map based on TEC data for space weather studies and applications. *Space Weather*, 18, e2019SW002328. doi: 10.1029/2019SW002328, 2020a.

DENARDINI, C. M., PICANÇO, G. A. S., BARBOSA-NETO, P. F., NOGUEIRA, P. A. B., CARMO, C. S., RESENDE, L. C. A., MORO, J., CHEN, S. S., ROMERO-HERNANDEZ, E., SILVA, R. P., BILIBIO, A.V. (2020b). Ionospheric scale index map based on TEC data during the Saint Patrick magnetic storm and EPBs. *Space Weather*. doi: 10.1029/2019sw002330, 2020b.

DUNGEY, J. W. Convective diffusion in the equatorial F region. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 9(5-6), 304–310. doi: 10.1016/0021-9169(56)90148-9, 1956.

ECCLES, J. V. A simple model of low latitude electric fields. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, v. 103, n. A11, p. 26.699–26.708, 1998.

EASTES, R. W., SOLOMON, S. C., DANIELL, R. E., ANDERSON, D. N., BURNS, A. G., ENGLAND, S. L., MARTINIS, C. R., MCCLINTOCK, W. E. Global-scale observations of the equatorial ionization anomaly. *Geophysical Research Letters*, 46, 9318–9326. doi: 10.1029/2019GL084199, 2019.

FAGUNDES, P., SAHAI, Y., BITTENCOURT, J., & TAKAHASHI, H. Relationship between generation of equatorial F-region plasma bubbles and thermospheric dynamics. *Advances in Space Research*, 16(5), 117–120. doi: 10.1016/0273-1177(95)00180-m, 1995.

FARLEY, D. T., BALSEY, B. B., WOODMAN, R. F., MCCLURE, J. P. Equatorial spread F: Implications of VHF radar observations. *Journal of Geophysical Research*, 75, 7199-7216. doi: 10.1029/JA075i034p07199, 1970.

FARLEY, D. T., BONELLI, E., FEJER, B. G., LARSEN, M. F. The prereversal enhancement of the zonal electric field in the equatorial ionosphere. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, v. 86, n. A12, p. 13723–13728. doi: 10.1029/JA091iA12p13723, 1986.

FEJER, B. G., FARLEY, D. T., WOODMAN, R. F., & CALDERON, C. Dependence of Equatorial F Region Vertical Drifts on Season and Solar Cycle. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 84(A10). doi: 10.1029/JA084iA10p05792, 1979.

FEJER, B. G.; GONZALEZ, S. A.; WOODMAN, R. F. Average vertical and zonal F-region plasma drifts over Jicamarca. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 96(A8), 13.901-13.906. doi: 10.1029/91JA01171, 1991.

FEJER, B. G., DE PAULA, E. R., SCHERLISS, L., & BATISTA, I. S. Incoherent scatter radar, ionosonde, and satellite measurements of equatorial F region vertical plasma drifts in the evening sector. *Geophysical Research Letters*, 23(14), 1733-1736. doi: 10.1029/96GL01847, 1996.

FEJER, B. G., SCHERLISS, L., & DE PAULA, E. R. Effects of the vertical plasma drift velocity on the generation and evolution of equatorial spread F,

Journal of Geophysical Research: Space Physics, 104(A9), 19,859–19,869, doi: 10.1029/1999JA900271, 1999.

FEJER, B. G., JENSEN, J. W., & SU, S. Y. Seasonal and longitudinal dependence of equatorial disturbance vertical plasma drifts, *Geophysical Research Letters*, 35, L20106. doi: 10.1029/2008GL035584, 2008.

FULLER-ROWELL, T. J. The dynamics of the lower thermosphere. In: JOHNSON, R. M.; KILLEEN, T. L. The upper mesosphere and lower thermosphere: a review of experiment and theory. [S.I.]: Geophysical Monograph Series, 1996. P. 23-36.

HAERENDEL, G. (1973). Theory of equatorial spread-f. Report Max-Planck Institute.

HAERENDEL, G., ECCLES, J. V., & CAKIR, S. Theory of modeling the equatorial evening ionosphere and origin of the shear in horizontal plasma flow. *Journal of Geophysical Research*, 97(A2), 1209–1223, 1992

HERMAN, J. R. Spread F and ionospheric F-region irregularities. *Reviews of Geophysics*, v. 4, n. 2, p. 255–299, 1966. doi: 10.1029/RG004i002p00255.

HICKEY, D. A., SAU, S., NARAYANAN, V. L., & GURUBARAN, S. A possible explanation of interhemispheric asymmetry of equatorial plasma bubbles in airglow images. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 125, e2019JA027592. doi: 10.1029/2019JA027592, 2020.

HINES, C. O. Internal atmospheric gravity waves at ionospheric heights. *Canadian Journal of Physics*. 38(11): 1441-1481. doi: 10.1139/p60-150, 1960.

HUANG, C. S., de LA BEAUJARDIERE, O., RODDY, P. A., HUNTON, D. E., BALLENTHIN, J. O., HAIRSTON, M. R. Generation and characteristics of equatorial plasma bubbles detected by the C/NOFS satellite near the sunset terminator. *Journal of Geophysical Research*, 117(A11). doi: 10.1029/2012ja018163, 2012.

HUANG, C. S., de LA BEAUJARDIÈRE, O., RODDY, P. A., HUNTON, D. E., BALLENTHIN, J. O., HAIRSTON, M. R., & PFAFF, R. F. Large-scale quasiperiodic plasma bubbles: C/NOFS observations and causal mechanism. *Journal of Geophysical Research*, 118(6), 3602–3612. doi: 10.1002/jgra.50338, 2013.

HUANG, C. S., KELLEY, M. C. Nonlinear evolution of equatorial spreadF: 2. Gravity wave seeding of Rayleigh-Taylor instability. *Journal of Geophysical Research*, 101(A1), 293–302. doi: 10.1029/95ja02210, 1996.

HUBA, J. D., & LIU, H. L. Global modeling of equatorial spread with SAMI3/WACCM-X. *Geophysical Research Letters*, 47, e2020GL088258. doi: 10.1029/2020GL088258, 2020.

HUDSON, M. K., KENNEL, C. F. Linear theory of equatorial spread F. *Journal of Geophysical Research*, 80(34), 4581–4590. doi: 10.1029/ja080i034p04581, 1975.

JAYACHANDRAN, B.; BALAN, N.; RAO, P. B.; SASTRI, J. H.; BAILEY, G. J. HF Doppler and ionosonde observations on the onset conditions of equatorial spread F. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, v. 98, n. A8, p. 13741–13750, 1993. doi: 10.1029/93JA00302.

KELLEY, M. C., MAKELA, J. J., PAXTON, L. J., KAMALABADI, F., COMBERIATE, J. M., KIL, H. The first coordinated ground- and space-based optical observations of equatorial plasma bubbles. *Geophysical Research Letters*, 30(14). doi: 10.1029/2003gl017301, 2003.

KELLEY, M. C. *The Earth's ionosphere: plasma physics and electrodynamics*. 2.ed. London, UK: Academic Press, 2009. 576 p. ISBN 97-80-12088425-4.

LI, J.; MA, G.; MARUYAMA, T.; WAN, Q.; FAN, J.; ZHANG, J.; WANG, X. ROTI Keograms based on CMONOC to characterize the ionospheric irregularities in 2014. *Earth, Planets and Space*, 74(1), 149. doi:10.1186/s40623-022-01708-0, 2022.

MAKELA, J. J., VADAS, S. L., MURYANTO, R., DULY, T., & CROWLEY, G. Periodic spacing between consecutive equatorial plasma bubbles. *Geophysical Research Letters, Space Sciences*, 37(14), L14103. doi: 10.1029/2010GL043968, 2010.

MARTINIS, C.; BAUMGARDNER, J.; WROTEN, J.; & MENDILLO, M. All-sky-imaging capabilities for ionospheric space weather research using geomagnetic conjugate point observing sites. *Advances in Space Research*, 61(7), 1636– 1651. doi: 10.1016/j.asr.2017.07.021, 2018.

MARUYAMA, T., MATUURA, N. Longitudinal variability of annual changes in activity of equatorial spread F and plasma bubbles. *Journal of Geophysical Research*, 89(A12), 10903. doi: 10.1029/ja089ia12p10903, 1984.

MCMNAMARA, L. F.; CATON, R. G.; PARRIS, R. T.; PEDERSEN, T. R.; THOMPSON, D. C.; WIENS, K. C.; GROVES, K. M. Signatures of equatorial plasma bubbles in VHF satellite scintillations and equatorial ionograms. **Radio Science**, v. 48, p. 89–101, 2013. DOI: 10.1002/rds.20025.

MENDOZA, L. P. O.; MEZA, A. M.; ARAGÓN PAZ, J. M. A multi-GNSS, multi-frequency and near real-time ionospheric TEC monitoring system for South America. *Space Weather*. doi: 10.1029/2019sw002187, 2019.

MURALIKRISHNA, P. Electron temperature variations in developing plasma bubbles – rocket observations from Brazil. *Advances in Space Research*, v. 37, n. 5, p. 903–909, 2006. DOI: 10.1016/j.asr.2005.10.017.

PAULINO, I., MEDEIROS, A. F., BURITI, R. A., TAKAHASHI, H., SOBRAL, J. H. A., & GOBBI, D. Plasma bubble zonal drift characteristics observed by airglow images over Brazilian tropical region. *Brazilian Journal of Geophysics*, 29(2), 239–246. doi: 10.1590/S0102-261X2011000200003, 2011.

PICANÇO, G. A. S., DENARDINI, C. M., NOGUEIRA, P. A. B., RESENDE,

L. C. A., CARMO, C. S., CHEN, S. S., BARBOSA-NETO, P. F., & ROMERO-HERNANDEZ, E. Study of the equatorial and low-latitude total electron content response to plasma bubbles during solar cycle 24–25 over the Brazilian region using a Disturbance Ionosphere index. *Annales Geophysicae*, 40, 503–517. doi: 10.5194/angeo-40-503-2022, 2022.

PICANÇO, G. A. S.; DENARDINI, C. M.; NOGUEIRA, P. A. B.; FAGUNDES, P. R.; MEZA, A. M.; MENDOZA, L. P. O.; et al. On the role of physical processes in controlling equatorial plasma bubble morphology. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, v. 129, p. e2024JA032756, 2024. DOI: 10.1029/2024JA032756.

PIMENTA, A.; BITTENCOURT, J.; FAGUNDES, P.; SAHAI, Y.; BURITI, R.; TAKAHASHI, H.; TAYLOR, M. J. Ionospheric plasma bubble zonal drifts over the tropical region: a study using oi 630nm emission all-sky images. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, v. 65, n. 10, p. 1117–1126. doi: 10.1016/S1364-6826(03)00149-4, 2003.

PROL, F. S. and CAMARGO, P. O. Estimativa da tendência diferencial do código nos receptores GNSS. *Boletim de Ciências Geodésicas*, 20(4), 735–749, doi: 10.1590/S1982-21702014000400042, 2014.

REINISCH, B.W. New techniques in ground-based ionospheric sounding and studies. *Radio Science*, 21(3), 331–341. doi: 10.1029/RS021i003p00331, 1986.

RESENDE, L. C. A., DENARDINI, C. M., PICANÇO, G. A. S., MORO, J., BARROS, D., FIGUEIREDO, C. A. O. B., & SILVA, R. P. On developing a new ionospheric plasma index for Brazilian equatorial F region irregularities, *Annales Geophysicae*, 37, 807–818. doi: 10.5194/angeo-37-807-2019, 2019.

RISHBETH, H.; GARRIOTT, O. K. Introduction to ionospheric physics. *IEEE Transactions on Image Processing*, 1969.

RISHBETH, H. Polarization fields produced by winds in the equatorial F-region. *Planetary and Space Science*, v. 19, n. 3, p. 357–369, 1971. Doi: 10.1016/0032-0633(71)90098-5.

RISHBETH, H. The equatorial F-layer: progress and puzzles. *Annales Geophysicae*, v.18, p. 730–739, 2000. Doi: 10.1007/s00585-000-0730-6.

RÖTTGER, J. Wave-like structures of large-scale equatorial spread-F irregularities. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 35(6), 1195–1206. doi: 10.1016/0021-9169(73)90016-0, 1973.

ROSS, W., ERAMLEY, E. Tilts in the Ionosphere. *Nature*, 164, 355–356. doi: 10.1038/164355a0, 1949.

SAHAI, Y., FAGUNDES, P. R., BITTENCOURT, J. A. Transequatorial F-region ionospheric plasma bubbles: Solar cycle effects. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 62(15), 1377–1383. doi: 10.1016/s1364-

6826(00)00179-6, 2000.

SANTOS, A.M., BRUM, C.G.M., BATISTA, I.S., SOBRAL, J.H.A., ABDU, M.A., SOUZA, J.R., CHEN, S.S., DENARDINI, C.M., DE JESUS, R.; VENKATESH, K., & NOGUEIRA, P. A. B. Anomalous responses of the F2 layer over the Brazilian equatorial sector during a counter electrojet event: A case study. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 127, e2022JA030584. doi: 10.1029/2022JA030584, 2022.

SILVA, R. P. Estudo das derivas zonais de bolhas de plasma utilizando o modelo LTIAM. 2017. 91 p. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2017.

SINGH, S., BAMGBOYE, D. K., MCCLURE, J. P. & JOHNSON, F. S. Morphology of equatorial plasma bubbles. *Journal of Geophysical Research*, 102(A9), 20019-20029. doi: 10.1029/97JA01724, 1997a.

SOBRAL, J. H. A., ABDU, M. A., BATISTA, I. S., ZAMLUTTI, C. J. Wave disturbances in the low latitude ionosphere and equatorial ionospheric plasma depletions. *Journal of Geophysical Research*, 86(A3), 1374. doi: 10.1029/ja086ia03p01374, 1981.

SOBRAL, J. H. A., ABDU, M. A., TAKAHASHI, H., TAYLOR, M. J., DE PAULA, E. R., ZAMLUTTI, C. J., BORBA, G. L. A Study of the ionospheric plasma bubbles climatology over Brazil, based on 22 Years (1977–1998) of OI 630 nm airglow observation. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 64(12–14), 1517–1524. doi: 10.1016/S1364-6826(02)00089-5, 2002.

SOBRAL, J. H. A., ABDU, M. A., PEDERSEN, T. R., CASTILHO, V. M., ARRUDA, D. C. S., MUELLA, M. T. A. H. et al. Ionospheric zonal velocities at conjugate points over Brazil during the COPEX campaign: Experimental observations and theoretical validations. *Journal of Geophysical Research*, 114(A4). doi: 10.1029/2008ja013896, 2009. SULTAN, P. J. Linear theory and modeling of the Rayleigh-Taylor instability leading to the occurrence of equatorial spread F. *Journal of Geophysical Research*, 101(A12), 26875–26891. doi: 10.1029/96ja00682, 1996.

TAKAHASHI, H., WRASSE, C. M., OTSUKA, Y., IVO, A., PAULINO, I., MEDEIROS, A. F., DENARDINI, C. M., SANT'ANNA, N., & SHIOKAWA, K. (2015). Plasma bubble monitoring by TEC map and 630 nm airglow image. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 130-131, 151-158. doi: 10.1016/j.jastp.2015.06.003, 2015.

TAKAHASHI, H.; WRASSE, C.; DENARDINI, C.; PÁDUA, M.; DE PAULA, E.; COSTA, S.; OTSUKA, Y.; SHIOKAWA, K.; MONICO, J.; IVO, A.; SANT'ANNA, N. Ionospheric TEC weather map over South America. *Space Weather*, v. 14, p. 937-949, doi: 10.1002/2016SW001474, 2016.

TAKAHASHI, H., WRASSE, C. M., FIGUEIREDO, C. A. O. B., BARROS, D., ABDU, M. A. A., OTSUKA, Y. & SHIOKAWA, K. Equatorial plasma bubble seeding by MSTIDs in the ionosphere. *Progress in Earth and Planetary Science*, 5(32), doi: 10.1186/s40645-018-0189-2, 2018.

TAORI, A., PARIHAR, N., GHODPAGE, R., DASHORA, N., SRIPATHI, S., KHERANI, E. A., PATIL, P. T. Probing the possible trigger mechanisms of an equatorial plasma bubble event based on multistation optical data. *Journal of Geophysical Research*, 120(10), 8835–8847. doi: 10.1002/2015ja021541, 2015.

TERRA, P. M.; SOBRAL, J. H. A.; ABDU, M. A.; SOUZA, J. R.; TAKAHASHI, H. Plasma bubble zonal velocity variations with solar activity in the Brazilian region. *Annales Geophysicae*, v. 22, n. 12, p. 3123–3128, 2004. DOI: 10.5194/angeo-22-3123-2004.

TSUNODA, R.T., Control of the seasonal and longitudinal occurrence of equatorial scintillations by the longitudinal gradient in the integrated E region Pedersen conductivity, *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 90, 447-456. doi: 10.1029/JA090iA01p00447, 1985.

VALENTIM, A. M. S. Campos elétricos e derivas do plasma na ionosfera equatorial do Setor Americano durante tempestades magnéticas. 2015. 259 p. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial). - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2015.

WAUTELET, G., HUBERT, B., GÉRARD, J.C., & IMMEL, T. J. The OI-135.6 nm nighttime emission in ICON/FUV 1images: A new tool for the observation of classical medium/scale traveling ionospheric disturbances. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 124, 7670–7686. doi: 10.1029/2019JA026930, 2019.

WIENS, R. H., LEDVINA, B. M., KINTNER, P. M., AFEWERKI, M., & MULUGHETA, Z. Equatorial plasma bubbles in the ionosphere over Eritrea: occurrence and drift speed. *Annales Geophysicae*, 24, 1443–1453. doi: 10.5194/angeo-24-1443-2006, 2006.

WOODMAN, R. F., LA HOZ, C. Radar observations of F region equatorial irregularities. *Journal of Geophysical Research*, 81(31), 5447–5466, doi: 10.1029/JA081i031p05447, 1976.

ZAKHARENKOVA, I.; CHERNIAK, I. Effects of storm-induced equatorial plasma bubbles on GPS-based kinematic positioning at equatorial and middle latitudes during the September 7–8, 2017, geomagnetic storm. *GPS Solutions*, v. 25, n. 132, 2021. DOI: 10.1007/s10291-021-01166-3.

CAPITULO 9

Identificação de áreas propensas à remineralização no município de Presidente Figueiredo (AM) a partir de dados geológicos e aerogeofísicos

Lorena Sarmiento Ferreira¹

Solange dos Santos Costa²

Raimundo Humberto Cavalcante Lima²

Afrânio Ferreira Neves Júnior³

RESUMO

O termo rochagem caracteriza-se por ser uma técnica que utiliza o pó de rocha como meio de fertilizante natural, aumentando a eficiência dos minerais no solo agrícola a partir do método de remineralização e enriquecimento por meio da adição de macronutrientes, principalmente NPK (nitrogênio, fósforo, potássio) e micronutrientes (manganês, ferro, zinco, dentre outros). Essa técnica apresenta um menor custo econômico comparando com os insumos industriais. No Amazonas, o setor agrícola é limitado, pois o meio rural é predominantemente constituído pela agricultura familiar, demanda por alternativas que auxiliem no crescimento desse setor é essencial. Tais alternativas surgirão a partir de pesquisas que identifiquem novos insumos para a fertilização do solo, por meio de tecnologias acessíveis que promovam a qualidade alimentar e respeitem a responsabilidade ambiental e socioeconômica do estado. Considerando que o Potássio é um dos principais macronutrientes no processo de fertilização do solo, realizou-se nesse Projeto o mapeamento e caracterização geológica das áreas com alto potencial de concentração do Potássio nas pedreiras localizadas ao longo da BR-174, a partir tanto de rocha sã, quanto do pó de rocha e solo, por meio de dados aerogeofísicos (gamaespectrométricos e magnetométricos), integrados a dados vetoriais e analisados juntamente com dados Topodata. As pedreiras Samauma, Mercês e EBAM foram selecionadas a partir da investigação prévia adquirida através dos mapas do canal de potássio, Fator F e mapa de classificação supervisionada oriunda da imagem ternária RGB. As análises mineralógicas e químicas por meio de DRX e FRX das amostras de pó de rocha dessas pedreiras destacaram uma mineralogia característica de rochas intermediárias a ácidas, condizentes com a litologia pré-existente, e evidenciaram os comportamentos dos radioelementos apresentados nos mapas aerogeofísicos. Os resultados das análises químicas para fertilidade de pó de rocha apontaram que as três amostras são satisfatórias para serem utilizados como remineralizadores.

Palavras-chave: Remineralização, dados aerogeofísicos, pedreiras na BR-174, Presidente Figueiredo.

1 Discente do PPGGEO-UFAM

2 Docente do PPGGEO e DEGEO-UFAM

3 Docente do CED-UFAM

ABSTRACT

Rock powdering is a technique that uses rock powder as a natural fertilizer medium. It increases the efficiency of minerals in agricultural soil through remineralization and enrichment through the addition of macronutrients, mainly NPK (nitrogen, phosphorus, potassium) and micronutrients (manganese, iron, zinc, among others). This technique has a lower economic cost compared to industrial methods. In the Amazon, the agricultural sector is limited, because the rural environment is predominantly constituted by family agriculture, so the demand for alternatives that help grow of this sector is essential. Such alternatives will emerge from research that identifies new inputs for soil fertilization through accessible technologies that promote food quality while respecting the state's environmental and socioeconomic responsibility. Considering that Potassium is one of the main macronutrients in the soil fertilization process, this study aims to map and geological characterize of areas with high potassium concentration potential in quarries located along road BR-174, from both rock and rock and soil powder, using aerogeophysical data (gamma spectrometric and magnetic methods) and vector data integrated with Topodata data. The Quarries Samauma, Mercês and EBAM were selected from the previous investigation based on the maps of the potassium channel, F Factor and supervised classification map derived from the RGB ternary image. Mineralogical and chemical performed through X-ray diffraction (XRD) and X-ray fluorescence (XRF), highlighted a mineralogy characteristic of intermediate to acidic rocks, consistent with the pre-existing lithology. These analyses also confirmed the behavior of radioelements observed in the aerogeophysical maps. The results of the chemical analyses for rock dust fertility indicated that all three samples are suitable for use as soil remineralizers.

Keywords: Remineralization, aerogeophysical data, quarries on road BR-174, Presidente Figueiredo.

INTRODUÇÃO

Nas últimas quatro décadas, o Brasil deixou de ser um importador de alimentos para se consolidar como um dos principais fornecedores globais, conforme aponta a EMBRAPA (Teixeira, 2005). Esse avanço, aliado ao crescimento populacional, impulsionou o desenvolvimento tecnológico e ampliou a demanda por alimentos. Para atender a essa necessidade, o uso de fertilizantes tornou-se indispensável, garantindo a reposição de nutrientes essenciais, como Nitrogênio, Fósforo e Potássio (NPK), nos solos. Como consequência, a agricultura brasileira passou a depender da importação de matérias-primas para a formulação desses insumos (ANDRADE, 2021).

Diante dos impactos ambientais associados ao uso de fertilizantes químicos, a busca por alternativas sustentáveis tornou-se uma prioridade. Uma solução promissora é a utilização de partículas minerais provenientes de resíduos de minerações e pedreiras, estratégia que melhora a eficiência nutricional dos solos agrícolas, reduz a dependência de importações e reaproveita rejeitos da mineração, minimizando impactos ambientais. Essa técnica, conhecida como rochagem, promove a remineralização dos solos de forma natural e gradual, assegurando seu equilíbrio e manutenção da fertilidade a um custo inferior ao dos corretivos industriais (Theodoro, 2000).

Segundo Nunes (2019), estudos agronômicos conduzidos na Amazônia destacam a necessidade de aplicar a remineralização nos latossolos,

que apresentam pH ácido e baixa capacidade de troca de cátions (CTC), características que limitam sua fertilidade.

O potássio é um dos principais constituintes dos minerais formadores de rochas e o sexto elemento mais abundante na natureza. De acordo com Telford et al. (1990), esse radioelemento está presente, sobretudo, em feldspatos e aluvinita, sendo mais abundante em rochas ígneas ácidas, pegmatitos e rochas metamórficas micáceas. Em rochas ígneas intermediárias a basálticas, seus teores variam de baixos a moderados, enquanto em rochas ultramáficas e seus equivalentes metamórficos são considerados muito baixos. Já o urânio e o tório ocorrem, principalmente, em minerais acessórios, como zircão, monazita, esfeno e rutilo (Wilford e Minty, 2006; Dentith e Mudge, 2014).

A distribuição desses radioelementos segue um padrão: o potássio, o tório e o urânio tendem a se concentrar em rochas ácidas e a diminuir em rochas básicas. Dentre eles, o tório é o menos móvel, enquanto o urânio apresenta maior mobilidade. Quando liberado das rochas hospedeiras, o urânio tende a ser adsorvido por minerais argilosos resultantes do intemperismo. Além disso, observa-se empiricamente que, em rochas graníticas, o aumento da concentração desses elementos pode estar associado à maior alcalinidade.

A influência do campo magnético terrestre nos materiais rochosos pode ser detectada por meio de anomalias em dados aeromagnéticos. A susceptibilidade magnética dos minerais varia de nula a alta (Kearey et al., 2009), permitindo a classificação dos materiais magnéticos em diamagnéticos, paramagnéticos, ferromagnéticos, ferrimagnéticos ou antiferromagnéticos.

Os minerais diamagnéticos apresentam baixa ou nula susceptibilidade magnética e incluem fases puras de quartzo, calcita e feldspato, com exceção da halita, que pode exibir anomalias em determinados ambientes, como bacias sedimentares. Os minerais paramagnéticos possuem baixa susceptibilidade positiva e incluem olivina, piroxênios, anfibólios, granada, micas e carbonatos de ferro e manganês. Já os minerais ferromagnéticos apresentam alta susceptibilidade magnética, sendo representados por magnetita, pirrotita monoclinica, maghemita e ilmenita (Kearey et al., 2009).

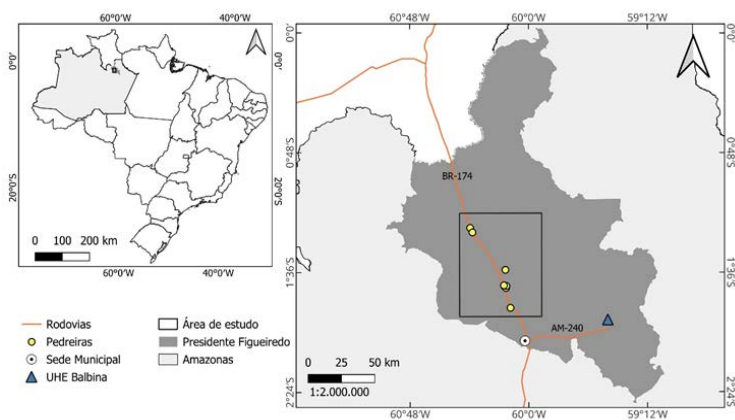
A análise de dados aerogeofísicos do Projeto Pitinga, localizado no nordeste do Amazonas, permite correlacionar os radioelementos potássio, tório e urânio com as unidades litológicas da região por meio de técnicas de Processamento Digital de Imagens aplicadas a dados aerogamaespectrométricos e aeromagnetométricos.

A área de estudo situa-se na porção oeste de Presidente Figueiredo (AM), abrangendo uma extensão de 4.678,93 km², conforme a escala 1:500.000, no sentido norte-sul (Figura 1). O acesso rodoviário a partir de Manaus (AM) ocorre pela BR-174, em um percurso de aproximadamente 130 km.

Geologicamente, a região é composta por três unidades litoestratigráficas do Paleoproterozoico: a Suíte Intrusiva Água Branca, formada por monzogranitos, granodioritos porfíricos e dioritos (Oliveira et al., 1996); o Grupo Iricoumé, caracterizado por rochas vulcânicas e piroclásticas (Valério, 2006); e a Suíte Intrusiva Mapuera, composta por corpos granitóides anorogênicos, variando de monzogranitos a sienogranitos, além de álcali-feldspato granítico (CPRM, 2000; Milliotti et al., 2004).

Este estudo tem como objetivo geral identificar e analisar materiais geológicos com alto teor de potássio ao longo da BR-174, visando sua aplicação na remineralização de solos agrícolas. Para isso, serão utilizadas técnicas de Processamento Digital de Imagens aplicadas a dados aerogeofísicos, integradas a informações do Topodata, dados vetoriais e análises mineralógicas e químicas. Os objetivos específicos incluem o mapeamento das áreas com ocorrência significativa de potássio e a avaliação da concentração desse elemento com base em parâmetros aerogamaespectrométricos e dados do Topodata.

Figura 1. Mapa de localização da área de estudo no município de Presidente Figueiredo

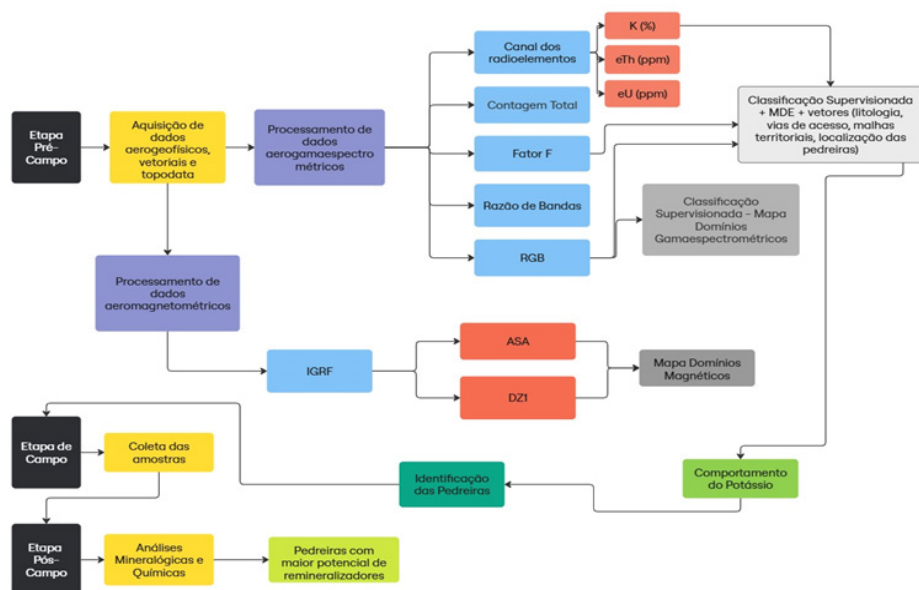


Fonte: GeoSGB, 2020.

MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho foi desenvolvido em três etapas: pré-campo, campo e pós-campo, conforme o esquema resumido apresentado na Figura 2. Na fase de pré-campo, a área de estudo foi identificada por meio da construção de uma base de dados, integrando informações aerogeofísicas, do Topodata e dados vetoriais, o que permitiu o recorte da área de interesse. A etapa de campo consistiu no reconhecimento da área e na coleta de amostras para análises laboratoriais. Por fim, na fase de pós-campo, foram realizadas análises químicas e mineralógicas das amostras coletadas.

Figura 2. Esquema das etapas propostas no trabalho.



Etapa pré-campo

Na etapa pré-campo, foram utilizadas técnicas de processamento digital de imagens aplicadas a dados gamaespectrométricos e magnetométricos. Os dados aerogeofísicos são oriundos do Projeto Pitinga (Código 1075), com linhas de voo espaçadas a 500 m e direção N-S, e altura de voo de 100 m, no formato X, Y e Z. A seleção da técnica mais apropriada para a identificação dos domínios aerogeofísicos e a correlação com as informações geológicas depende do tipo de dado que está sendo processado.

Os dados vetoriais são provenientes da base de Dados SIGMINE, da Agência Nacional de Mineração (ANM), e do Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM), via base de dados GeoSGB. O processamento dos dados aerogeofísicos foi realizado no *software Geosoft Oasis Montaj*, versão 10.4.1, e os dados Topodados das folhas 01S60ZN e 01S615ZN e demais dados vetoriais no QGIS, versão 3.32.3.

Processamento digital dos dados gamaespectrométricos

Os dados aerogamaespectrométricos foram gridados, utilizando o interpolador de Mínima Curvatura, com grids de 63 m, posteriormente, os canais de Tório, Urânio, Potássio e Contagem Total foram processados de forma individual e em conjunto, a partir de imagens ternárias RGB e CMY, de acordo com as técnicas desenvolvidas por Duval (1982), Minty (1997) e Milligun & Gunn (1997). Utilizou-se, também, a razão de bandas e o Fator F para uma melhor identificação litológica.

As técnicas citadas consistem primeiramente na distribuição espacial das concentrações de cada um dos elementos radiométricos (eTh, eU e K) e da Contagem Total (CT – referente à somatória de todas as contagens entre 0,41 e 2,81 MeV). A partir das contagens individuais dos radioelementos, é possível gerar mapas de razões de bandas (U/Th, U/K e Th/K), que destacam as diferenças de concentração de um elemento em relação a outro, principalmente em corpos graníticos de uma região ou identificação de áreas com forte alteração hidrotermal do tipo potássica e/ou sílica (Ribeiro et al., 2014).

No canal de K foi empregado à técnica de classificação supervisionada (pelo complemento *dzetsaka*, no QGIS) utilizando o método de algoritmo *Gaussian*, identificando 3 classes com base em 312 Regiões de Interesse (ROI – *Region of Interest*), com distintos concentrações de K, onde os algoritmos de classificação são utilizados para extrair as feições de interesse na superfície terrestre (Bernardi et al., 2007).

Para Ferreira et al. (2016), o mapa ternário utiliza cores para associar um radioelemento. O padrão RGB associa as cores vermelho, verde e azul (*Red, Green, Blue*) ao potássio (em %), tório e urânio (em ppm) respectivamente, refletindo as intensidades de radiação mais altas. Além disso, cor branca, para concentrações elevadas dos três radionuclídeos e, a cor a preta, para baixos teores dessas variáveis foi empregada à técnica de classificação supervisionada, baseando-se na identificação de 8 classes com base em 3021 ROI's.

O Fator F é uma outra maneira de analisar a razão entre os radioelementos, realçando o enriquecimento de potássio e urânio em relação ao tório, principalmente quando associado a áreas com alteração hidrotermal (Ribeiro et al., 2014). Também foi empregado à classificação supervisionada, com 3 classes e 407 ROI's.

Processamento digital dos dados magnetométricos

Os dados aeromagnetométricos baseiam-se na concentração de minerais magnéticos nas rochas da crosta terrestre, que geram distorções locais no campo magnético da Terra. As medições refletem as respostas dos materiais presentes na subsuperfície. Os dados, já reduzidos ao polo, foram interpolados pelo método de Mínima Curvatura, resultando em grids de 63 m. Em seguida, foram aplicados os filtros de Amplitude do Sinal Analítico (ASA) e Primeira Derivada da componente Vertical em Z (DZ1) para realçar as assinaturas magnéticas.

O filtro de Amplitude do Sinal Analítico tem como principal objetivo a determinação de parâmetros geométricos da fonte, como dimensões e limites geológicos e estruturais (Nabighian, 1972; Nabighian et al., 1984; Roest et al., 1992). Além disso, posiciona um pico positivo sobre as fontes anômalas em baixas latitudes. Quando aplicado aos dados magnéticos do

campo total anômalo, destaca os limites do material magnético por meio de valores máximos.

O filtro da Primeira Derivada da componente Vertical Z (DZ1) realça componentes associadas a fontes rasas (corpos verticais), eliminando feições de componentes mais profundas e preservando as intermediárias. Esse filtro permite definir os limites das anomalias magnéticas e ressaltar altas frequências com baixo comprimento de onda, destacando fontes rasas em relação às mais profundas (Blakely, 1996).

Os resultados aerogeofísicos obtidos foram integrados ao Modelo Digital de Elevação, oriundo dos dados Topodada, e aos dados vetoriais, gerando os mapas de Domínios Gamaespectrométricos e Magnéticos para correlacionar o comportamento dos radioelementos com a topografia da região e com as informações geológicas preexistentes, sendo então possível delimitar a área de estudo do Projeto para realização da coleta de amostras em trabalho de campo e de análises mineralógicas e químicas.

Etapa de campo

Para a etapa de campo, foram utilizados os mapas elaborados na fase pré-campo, por meio do *software* Avenza, materiais como caderneta de campo, caneta, sacola para amostras, pá para coleta de pó de rocha, fita crepe e pincel permanente.

Amostras representativas das três pedreiras foram coletadas diretamente das britadeiras, com aproximadamente 1 kg de pó de rocha cada. Para identificação, adotou-se um código composto pela letra “P” (de pedreira), seguida da primeira letra do nome da pedreira e do número correspondente à amostra. As amostras foram armazenadas em sacolas plásticas específicas para pó de rocha.

Etapa pós-campo

A última etapa do projeto consistiu no preparo das amostras e interpretação das análises petrográficas, químicas e mineralógicas. Para o preparo das amostras de pó de rocha, necessitou-se de um gral/almofariz e pistilo de ágata, além de potes de plástico para amostras de 20ml e 250ml.

Preparo das amostras

As amostras de pó de rocha foram preparadas a partir do peneiramento, para separação granulométrica, até a fração de 200 *mesh*, para realização das análises química (Fluorescência de Raios-X) e mineralógica (Difratometria de Raios-X). A partir desse material, foi selecionada uma alíquota de 15g para cada amostra.

Para análise de fertilidade, seguindo as metodologias de EMBRAPA (2017), foi preciso uma quantidade de 210g para cada amostra, que inicialmente fragmentadas manualmente e submetidas à secagem em estufa a 40 °C. Após esse processo, realizou-se a separação granulométrica por

peneiramento, utilizando peneiras com malhas de 20 mm e 2 mm. Posteriormente, as amostras secas foram pesadas, e os resultados foram registrados. Todas as amostras foram armazenadas em embalagens de potes plásticos limpos e identificados.

Análise mineralógica

Com o objetivo de identificar as fases minerais do pó de rocha e da rocha, foram realizados ensaios por meio da difratometria de raios-X (DRX), segundo a metodologia de Cullity (1978), através de um difratômetro modelo X'PERT PRO MPD (PW 3040/60), da PANalytical, com Goniômetro PW3050/60 (Theta/Theta) e com tubo de raios-x cerâmico de anodo de Cu ($K\alpha_1$ 1,5406 Å), modelo PW3373/00, foco fino longo, 2200W, 60kv. O detector utilizado é do tipo RTMS, Pixcel/1D. A aquisição de dados foi feita com o *software X'Pert Data Collector*, versão 2.1a, e o tratamento dos dados com o *software X'Pert HighScore*, versão 3.0d, ambos da PANalytical. O procedimento foi realizado no Laboratório de Análises Minerais – LAMIN, da CPRM.

Análise química

Foram analisadas as amostras pelo método de espectroscopia de Fluorescência de Raios-X (FRX) com a finalidade da identificação da composição química elementar e determinação da concentração na forma de óxidos (Cullity, 1978). O procedimento foi realizado no Laboratório de Análises Minerais – LAMIN, da CPRM, utilizando espectrômetro WDS sequencial, modelo *Axios Minerals* da marca PANalytical, com tubo de raios X cerâmico, anodo de ródio (Rh) e máximo nível de potência 3,0 KW. Preparação da amostra fundida: 0,5 g de amostra + 7,5 g de fundente. As aquisições e tratamento dos dados foram realizados através do *software SuperQ Manager* da PANalytical.

Análise de fertilidade

O último objetivo para as amostras de pó de rocha é a análise de fertilidade, onde foram realizadas análises químicas, através do Laboratório de Solos (DEAS/FCA), na UFAM, para determinação da Soma de bases, seguindo as metodologias de EMBRAPA (2017) e as interpretações de classes de Ribeiro et al. (1999).

A determinação dos cátions trocáveis (Ca^{2+} e Mg^{2+}) foi realizada por extração com solução de KCl 1 mol L⁻¹, seguida de análise complexométrica na presença do indicador ácido calconcarbônico e sulfato de sódio (calcon). O teor de K^+ foi obtido por extração com solução Mehlich-1 e determinado por espectrofotometria de chama.

A Soma de Bases (SB) corresponde ao somatório das concentrações de cálcio, magnésio, potássio e sódio, expressas em cmolc kg⁻¹, conforme

a equação 1. Para esse cálculo, os demais cátions (micronutrientes) são desconsiderados.

$$SB = Ca^{2+} + Mg^{2+} + Na^{+} + K^{+} \quad (1)$$

Em que SB é soma de bases trocáveis, em cmolc kg⁻¹; Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺ são os teores de cálcio, magnésio, sódio e potássio trocáveis no solo, respectivamente, em cmolc kg⁻¹.

RESULTADOS

Três pedreiras foram selecionadas para este estudo com base no mapeamento e na logística da região: Samauma, Mercês e EBAM, todas localizadas próximas à BR-174. A pedreira Samauma está situada a 10 km no Ramal Novo Rumo, no km 165 da BR-174, à margem direita no sentido Boa Vista, sob as coordenadas 01°35'1,4"S 60°09'24,7"W. Encontra-se no contato entre duas unidades litológicas: o Grupo Iricoumé, composto por rochas vulcânicas (riolitos, riadacitos, andesitos), piroclásticas (tufos, ignimbritos) e corpos subvulcânicos subordinados de composição intermediária a ácida; e a Suíte Intrusiva Água Branca, caracterizada por granitoides como monzogranitos, granodioritos porfiríticos e dioritos (Valério, 2006).

A pedreira Mercês está localizada no km 152 da BR-174, à margem esquerda no sentido Boa Vista, sob as coordenadas 01°41'37,1"S 60°10'11,2"W. Insere-se na unidade litológica da Suíte Intrusiva Mapuera, que é composta por corpos granitoides anorogênicos, variando de monzogranito a sienogranito (CPRM, 2000) e álcali-feldspato granito (Millioti et al., 2004).

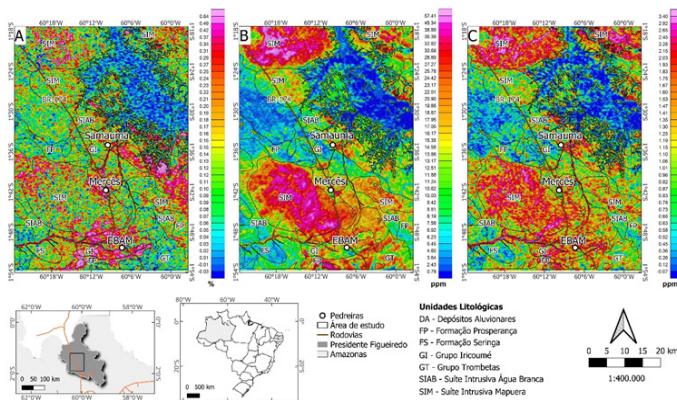
Por fim, a pedreira EBAM encontra-se no km 134 da BR-174, também à margem esquerda no sentido Boa Vista, sob as coordenadas 01°50'15,0"S 60°06'19,0"W. Está inserida na Suíte Intrusiva Água Branca, que compreende uma série de rochas graníticas, incluindo monzogranitos, granodioritos porfiríticos e dioritos (Valério, 2006).

Os mapas aerogamaespectrométricos na Figura 3 representados pelos canais potássio (%), urânio (em ppm), tório (em ppm). A partir dos mapas gerados na figura 4, observa-se que as pedreiras Samauma, Mercês e EBAM estão contidas em áreas com alto teor de potássio (com índices variando entre 0,379 % a 0,471 %). Para o canal do eU, as pedreiras apresentam valores distintos: Samauma apresenta índice variando entre 1,668 ppm e 1,940 ppm, indicando alto valor de urânio; Mercês encontra-se com 1,385 ppm a 1.564 ppm, indicando valor de urânio intermediário; e EBAM apresenta variação entre 0,511 ppm e 0,937 ppm, indicando de baixo a intermediário valor de urânio.

A respeito do canal do tório, Samauma apresenta valores entre 27,334 ppm e 32,834 ppm, indicando uma alta concentração de tório; Mer-

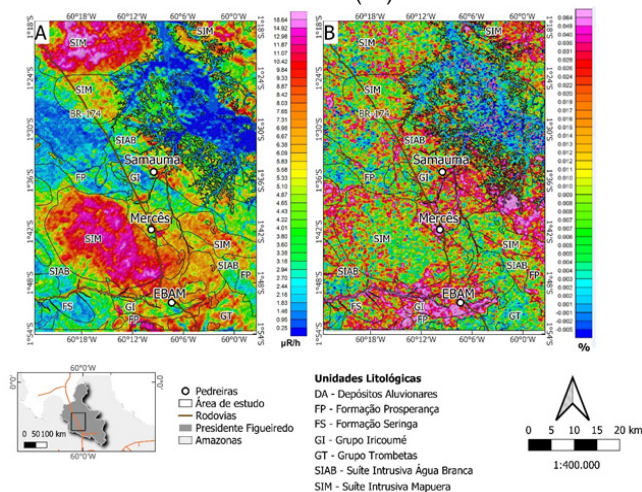
cês e EBAM apresentam valores semelhantes, de baixa a intermediária concentração de tório, com índices entre 8,245 ppm e 5,117 ppm.

Figura 3. Mapas Aerogamaespectrométricos: A) Canal do Potássio (%); B) Canal do Tório (ppm); C) Canal do Urânio (ppm).



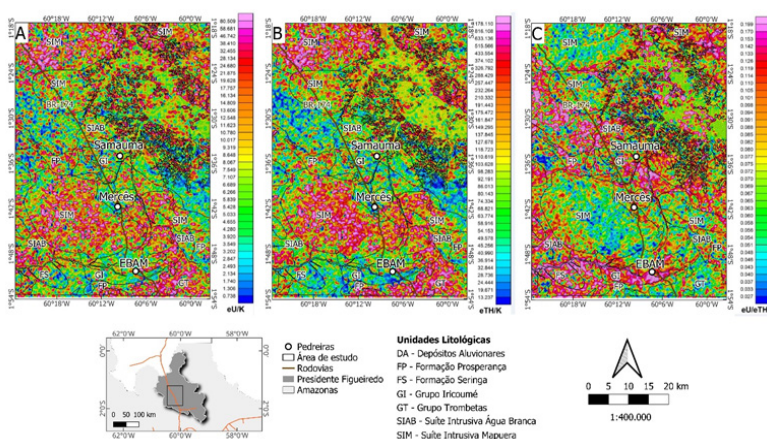
Os dados para a Contagem Total (CT) e Fator F são apresentados na Figura 4. Para Contagem Total (Figura 4A), a pedraira Samauma apresenta valores entre 8,853 $\mu\text{R/h}$ e 11,087 $\mu\text{R/h}$. Mercês e EBAM se encontram em faixas semelhantes, com valores entre 3,182 $\mu\text{R/h}$ e 4,890 $\mu\text{R/h}$. O mapa do Fator F (Figura 4B) realça o aumento de potássio e urânio em relação ao tório. Os altos índices de Fator F para as pedreiras Samauma, Mercês e EBAM assinalam o enriquecimento de potássio e urânio em relação ao tório. As três áreas constituem de valores entre 0,035% a 0,064%.

Figura 4. Mapas Aerogamaespectrométricos: A) Contagem Total ($\mu\text{R/h}$); B) Fator F (%).



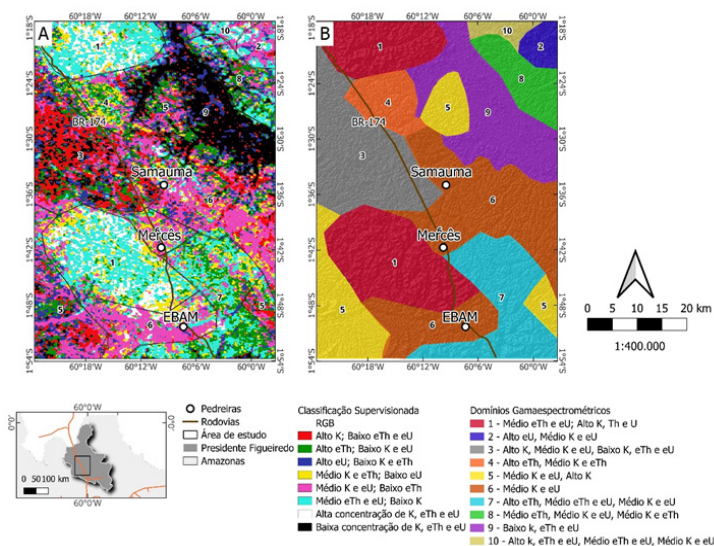
O mapa das razões dos radioelementos (Figura 5) ressalta os contrastes de áreas com as concentrações de dois elementos por vez: eTh/K, eU/eTh e eU/K. As três pedreiras apresentam valores baixos de teores para a razão eU/K (1,740ppm-7,107ppm). Para a razão eTh/K, Samauma e EBAM encontram-se com valores baixos (28,736ppm - 40,990ppm), Mercês apresenta valores próximos do intermediário (49,578ppm - 92,191ppm). A razão eU/eTh mostra que Mercês e EBAM apresentam valores intermediários (entre 0,082ppm e 0,101ppm) e Samauma demonstra valores menores que as demais áreas (0,054ppm a 0,075ppm).

Figura 5. Mapas Aerogamaespectrométricos da Razão de bandas: A) eU/K; B) eTh/K; C) eU/eTh.



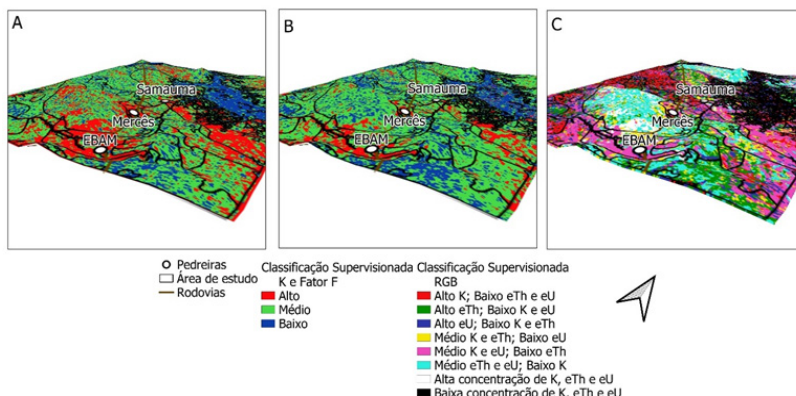
Utilizando a classificação supervisionada na imagem ternária RGB (Figura 6A), desenvolveu-se o mapa de domínios gamaespectrométricos (Figura 6B) a partir de zonas homólogas. Nota-se que as três pedreiras Samauma, Mercês e EBAM constituem a zona homóloga 6, expressada por conter principalmente valores médios K e eU.

Figura 6. A) Classificação Supervisionada em imagem ternária RGB. B) Mapa com os domínios gamaespectrométricos.



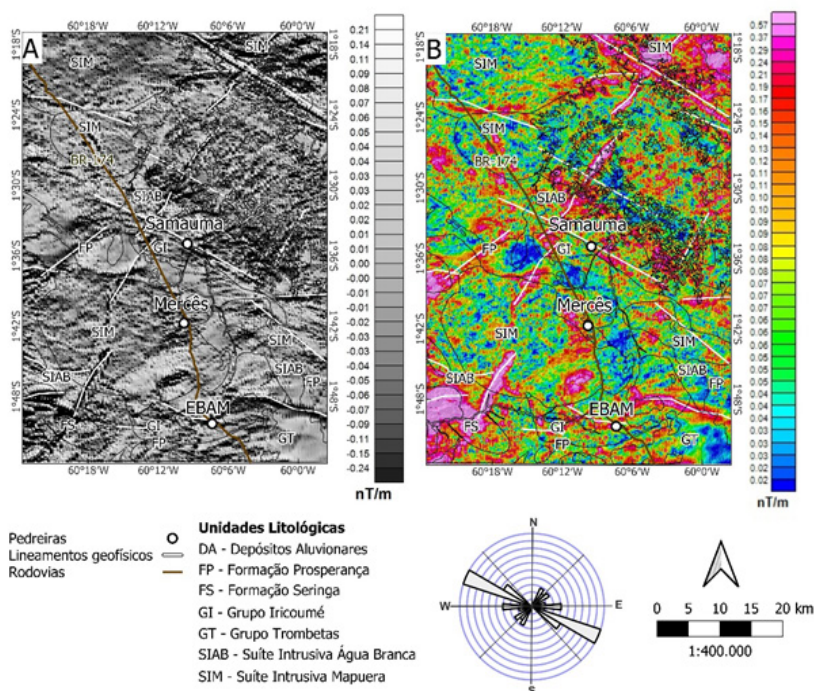
Para melhor análise dos dados e avaliar o deslocamento dos radioelementos no contexto geomorfológico e espacial, a classificação supervisionada foi empregada nas imagens do canal do Potássio, Fator F e imagem ternária RGB integradas ao Modelo Digital de Elevação (MDE) (Figura 7). Observa-se que a região possui pouca elevação e que os altos valores de potássio estão localizados em áreas pouco mais elevadas (provenientes de rochas sãs) e os menores valores em áreas mais baixas, como em sistemas de drenagem, em decorrência da falta de mobilidade desses radioelementos pela ação do intemperismo (químico e físico).

Figura 7. Classificação Supervisionada integrada ao MDE: (A) Canal do Potássio; (B) Fator F; (C) Imagem ternária RGB.



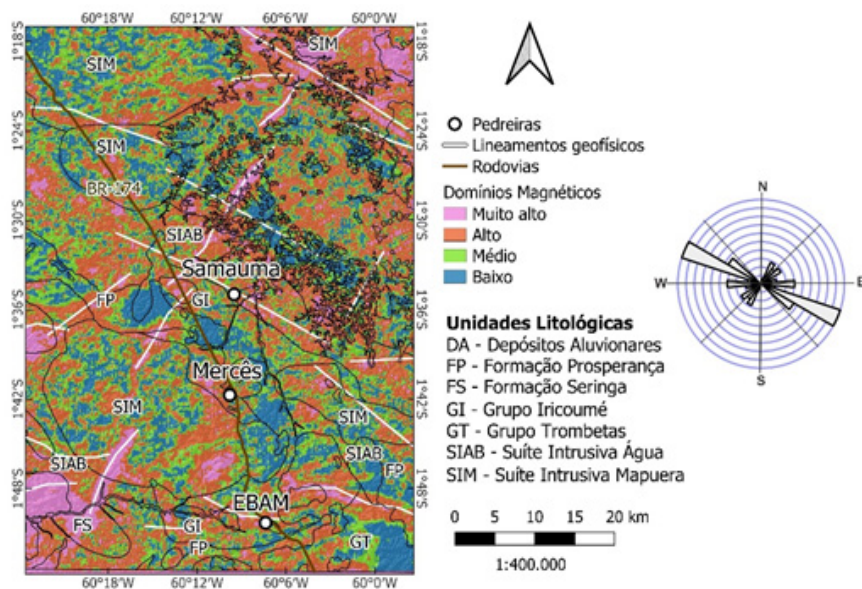
Os mapas aeromagnetométricos da Figura 8 revelam as geometrias e estruturas dos corpos rochosos magnéticos. A Figura 8A apresenta o filtro da Primeira Derivada da componente Vertical em Z, que destaca fontes rasas e evidencia os lineamentos magnéticos, os quais demonstram uma tendência predominante na direção NW-SE na região. Observa-se que a pedreira Samauma está situada em um lineamento magnético com essa mesma orientação, enquanto a pedreira EBAM está associada a um lineamento na direção aproximada SE.

Figura 8. Mapas aeromagnetométricos: (A) Primeira Derivada em Z; (B) Amplitude do Sinal Analítico (ASA).



O mapa dos Domínios Magnéticos (Figura 9) foi elaborado com base na interpretação dos mapas da Figura 8, permitindo a definição de quatro classes magnéticas: muito alta, alta, média e baixa resposta magnética. Observa-se que as três pedreiras estão localizadas em áreas de maior índice magnético.

Figura 9. Mapa dos Domínios Magnéticos integrados ao mapa litológico. Corpos com muito alta, alta, média e baixa resposta magnética, extraídos do ASA. Os lineamentos geofísicos foram extraídos de DZ.



Composição Mineralógica do Pó de Rocha

A análise mineralógica das amostras por Difractometria de Raios X (DRX) revelou distintas composições para cada pedreira (Figura 10). Na amostra PS-04 (Figura 10A), proveniente da Pedreira Samauma, identificou-se predominância de quartzo (SiO_2), com frações moderadas de feldspato potássico (microclina) e plagioclásio (albita), além de pequenas quantidades de caulinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$).

Para a amostra PM-03 (Figura 10B), da Pedreira Mercês, a DRX indicou uma composição majoritariamente constituída por plagioclásio (albita), feldspato potássico (microclina) e quartzo (SiO_2). Foram também identificadas pequenas frações de anfibólio ($(\text{Na}, \text{K})_{0.1}(\text{Ca}, \text{Na}, \text{Fe}, \text{Mg})_2(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_5(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$), mica (biotita/illita) ($(\text{K}, \text{H}_3\text{O})(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_2(-\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}[(\text{OH})_2, (\text{H}_2\text{O})]$), esmectita ($(\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2)/\text{clorita } ((\text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe})_{12}(-\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{20})$)/vermiculita ($(\text{Mg}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_3(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) e caulinita.

Na amostra PE-03 (Figura 10C), da Pedreira EBAM, observou-se uma predominância de plagioclásio (albita) e quartzo, acompanhada por frações moderadas de feldspato potássico (microclina) e pequenas quantidades de anfibólio, mica (biotita/illita) e caulinita.

Figure 1 displays four X-ray diffraction (XRD) patterns, labeled (a) through (d), showing intensity versus 2-theta (°) from 10 to 60. The patterns represent different stages of sample aging: (a) as-synthesized, (b) after 10 days, (c) after 30 days, and (d) after 60 days. Each plot includes a peak list below the x-axis.

- (a) As-synthesized:** Peak list includes Quartz low, Albite (heat-treated), and Gypsum.
- (b) 10 days:** Peak list includes Quartz low, Albite, and Gypsum.
- (c) 30 days:** Peak list includes Quartz low, Albite, and Gypsum.
- (d) 60 days:** Peak list includes Quartz low, Albite, and Gypsum.

The patterns show a general increase in intensity and a shift of peaks towards higher 2-theta values as aging progresses.

Fluorescência de Raio-X

Tabela 1. Resultado da análise de Espectrometria de Fluorescência de Raios X das amostras.

Análise (%)										
Amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ₃	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	TiO ₂	CaO	MnO	P ₂ O ₅
PS-04	71,41	13,33	3,09	3,33	5,62	<0,1	0,28	1,06	0,05	0,39
PM-03	67,34	13,59	3,53	3,48	4,57	2,18	0,40	3,25	0,17	0,20
PE-03	60,55	15,29	7,18	4,02	3,25	1,90	0,91	4,49	0,11	0,07

- 236 -

ram consideráveis teores de SiO_2 e K_2O , demonstrando a presença principalmente de quartzo e feldspato potássico nas amostras.

A amostra PS-04 é a que apresenta maior concentração de SiO_2 (71,41%) indicando alto teor de quartzo o que reflete também na análise de difratometria, e elevada concentração de Al_2O_3 , K_2O , Na_2O e CaO , provenientes do feldspato potássico, albita, esmectita e caulinita.

A amostra PM-03 apresenta uma concentração de SiO_2 um pouco menor que a amostra PS-04 (67,34%), K_2O a 4,57%, porém concentrações um pouco maiores de Al_2O_3 , Na_2O e CaO , provenientes do feldspato potássico, albita, esmectita e caulinita. Além disso, ocorre um aumento de Fe_2O_3 , MgO , correspondendo a presença desses elementos, principalmente, nas fases minerais de biotita e actinolita.

Os resultados da amostra PE-03 indicam uma menor concentração de SiO_2 (60,55%) e K_2O (3,25%), em comparação com as três amostras. Contudo, aparenta maior teor de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O e CaO , provenientes de minerais como albita, actinolita, biotita e caulinita.

Análise de Fertilidade

Com o objetivo de compreender o nível de fertilidade das amostras de pó de rocha provenientes das pedreiras, foi realizada uma análise química para quantificar a concentração de nutrientes e elementos potencialmente tóxicos. Os resultados apresentados na Tabela 2 foram classificados em cinco categorias: muito baixo, baixo, médio, alto e muito alto, conforme estabelecido Ribeiro et al. (1999).

A soma de bases, que corresponde à soma dos elementos K^+ , Mg^{2+} , Na^+ e Ca^{2+} , é um indicador da fertilidade do solo, sendo que valores mais elevados refletem maior potencial de fertilização (Prezotti & Guarçoni, 2013). As amostras analisadas apresentaram valores de soma de bases variando entre 3,09 cmolc/dm^3 e 4,30 cmolc/dm^3 .

Tabela 2. Caracterização da soma de bases das amostras PS-04, PM-03 e PE-03.

	Amostra PS-04		Amostra PM-03		Amostra PE-03	
Soma de bases	Valor ($\text{cmol}_c\text{dm}^{-3}$)	Classe	Valor ($\text{cmol}_c\text{dm}^{-3}$)	Classe	Valor ($\text{cmol}_c\text{dm}^{-3}$)	Classe
	3,09	Médio	4,30	Bom	3,86	Bom

DISCUSSÃO

A deficiência de estudos que associem os métodos aerogamaespectrométricos aos depósitos com potencial remineralizador na região de Presidente Figueiredo, Amazonas, ressalta a necessidade de uma análise integrada dos mapas temáticos aerogeofísicos com a litologia local.

Os dados gamaespectrométricos revelaram uma correlação entre os maiores índices de potássio nos mapas de K(%) e Fator F com as litologias das pedreiras, além de uma associação com valores médios de eTh e eU. A resposta do mapa dos domínios gamaespectrométricos indica que as três pedreiras estão situadas em áreas com valores médios de K(%) e eU. Essa tendência também foi confirmada pelas análises mineralógicas de DRX, que identificaram a presença significativa de minerais como quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, característicos de rochas intermediárias a ácidas, pertencentes à Suíte Intrusiva Mapuera, Suíte Água Branca e ao Grupo Iricoumé (Valério, 2006). A integração dos mapas com o Modelo Digital de Elevação (MDE) revelou que a região apresenta um relevo predominantemente plano, sem indícios de materiais transportados.

A análise dos mapas magnetométricos permitiu a identificação de lineamentos estruturais predominantes na direção NW-SE, bem como a presença de grandes corpos magnéticos nas pedreiras Mercês e EBAM. Esses corpos foram evidenciados no mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA) e corroborados pelos resultados de DRX, que indicaram a presença de minerais paramagnéticos, como anfibólios e micas (Kearey et al., 2009).

Sobre o uso de remineralizadores, o Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento (MAPA) estabeleceu, através da Instrução Normativa nº 5/2016, alguns critérios mínimos para a regulamentação do uso de remineralizadores de solo (BRASIL, 2016). Segundo essa normativa, o remineralizador deve apresentar: soma de bases totais ($\text{CaO} + \text{MgO} + \text{K}_2\text{O}$) igual ou superior a 9% (conforme análise de fertilidade), teor de K_2O total igual ou superior a 1% (determinado por Fluorescência de Raios-X) e teor de sílica livre (quartzo) inferior a 25% (detectado por Difractometria de Raios-X), devido à sua alta estabilidade.

A sílica livre (SiO_2) corresponde aos minerais quartzo, tridimita e cristobalita, sendo os dois últimos de natureza amorfa. Os resultados obtidos através do DRX indicaram que o teor de sílica livre nas três pedreiras varia entre 26% e 27%, ultrapassando o limite estabelecido pelo MAPA. No entanto, como a técnica de DRX não distingue fases microcristalinas e amorfas, recomenda-se a realização de análises microscópicas para estimar com maior precisão esse parâmetro.

O teor mínimo de K_2O total exigido pela IN nº 5/2016 do MAPA é de 1%. Para as três amostras analisadas no FRX, os valores de K_2O são superiores a 3%, sugerindo um bom potencial para fertilização.

Os resultados das análises químicas de fertilidade indicaram uma boa disponibilidade dos parâmetros analisados. No entanto, a eficácia do remineralizador pode variar conforme as características do solo, influenciando positiva ou negativamente a liberação dos nutrientes. Dessa forma, não é possível determinar diretamente o nível de fertilidade das amostras. Para avaliar sua efetividade no solo, torna-se essencial a realização de ex-

perimentos que envolvam a adição do pó de rocha ao solo, permitindo análises complementares e a verificação do desempenho das amostras como remineralizadores.

CONCLUSÕES

Devido à densa vegetação e às áreas de difícil acesso no município de Presidente Figueiredo (AM), característico da região amazônica, o processamento digital de dados aerogeofísicos gamaespectrométricos mostrou-se uma ferramenta essencial para investigações e mapeamentos geológicos. A integração desses dados com o Modelo Digital de Elevação e informações vetoriais possibilitou a identificação de pedreiras com alta concentração de potássio, destacando o potencial de aproveitamento dos resíduos dessas áreas na remineralização de solos agrícolas.

As pedreiras Samauma, Mercês e EBAM foram selecionadas com base em uma investigação prévia, fundamentada principalmente na análise dos mapas do canal de potássio, do Fator F e na classificação supervisionada obtida a partir da imagem ternária RGB integradas ao MDE.

A geologia da região é composta por granitoides e rochas vulcânicas efusivas e hipabissais, caracterizadas por teores elevados de potássio. Essa característica foi confirmada por meio da descrição macroscópica das amostras de rocha, bem como das análises de Difractometria de Raios X (DRX) e Fluorescência de Raios X (FRX) realizadas nas amostras de pó de rocha.

Recomenda-se pesquisas futuras com objetivo de realizar descrições microscópicas das rochas coletadas, para uma melhor classificação das mesmas; avaliar preliminarmente o processo de intemperismo nas pedreiras alvo, por meio de análise multitemporal a partir de imagens ópticas, pois o intemperismo é um fator importante para remineralizadores; e integrar experimentalmente o pó de rocha com o solo para obter resultados mais coerentes na interpretação da análise química de fertilidade.

AGRADECIMENTOS

O acesso às pedreiras e a autorização para a coleta de amostras, concedidos pelos responsáveis das pedreiras Samauma, Mercês e EBAM, foram fundamentais para a realização deste estudo. Agradecimento também aos laboratórios do DEGEO/UFAM, FCA/UFAM e CPRM-AM contribuíram para a execução das análises. O projeto foi financiado pela Universidade Federal do Amazonas-UFAM.

REFERÊNCIAS

- Associação Nacional Para Difusão De Adubos (ANDAs). Estatísticas. Disponível em: <<http://anda.org.br>>. Acesso em: 10nov2021.
- Bernardi, H. V. F.; Dzedzej, M.; Carvalho, L. M. T.; Acerbi Júnior, F. W. (2007). Classificação digital do uso do solo comparando os métodos “pixel a pixel” e orientada ao objeto em imagem QuickBird. In: *Anais do XIII Simpósio Brasileiro De Sensoriamento Remoto*. Florianópolis. São José dos Campos: INPE, p. 5595-5602. ISBN: 9788517000317
- Blakely, R.J. (1996). Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. *Cambridge University Press*, Cambridge, 464 p. ISBN: 9780521575478
- CPRM. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – Serviço Geológico Do Brasil. (2000). Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Caracará, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D inteiras e parte das folhas NA.20-Z- 16 A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A. Estado de Roraima. Escala 1:500.000. Brasília. CD-ROM.
- Cullity, B.D. (1978). Elements of X-Ray Diffraction. 2nd Edition, *Addison-Wesley Publishing Company Inc.*, Phillippines. ISBN: 0201011743
- Dentith, M., & Mudge, S.T. (2014). Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist. Cambridge: *Cambridge University Press*. ISBN: 9780521809511
- Duval, J.S. (1982). Composite Color Images of Aerial Gamma-Ray Spectrometric Data. *Geophysics*. 48 (6): 722-735. <https://doi.org/10.1190/1.1441502>
- Embrapa - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. (2017). *Manual de métodos de análise de solo* / Paulo César Teixeira ... [et al.], editores técnicos. – 3. ed. rev. e ampl. – Brasília, DF.
- Ferreira, F.J.F.; Weihermann, J.D.; Barão, L.M.; Fedalto, G.; Castro, L.G.; Stevanato, R. (2016). Tópicos especiais em Cartografia Geológica. Edição 2, capítulo: *Gamaespectrometria Aérea e sua aplicação na Cartografia Geológica*. Editor: Rubens José Nadalin, pp 303-334.
- Kearey, P.; Brooks, M; Hill, I. (2009). Geofísica de exploração. *Oficina de textos*. São Paulo, Brasil. ISBN: 9788586238918
- Milligan. P.R. & Gunn. P.J. (1997). Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17 (2): 63- 75. ISSN: 1320-1271
- Millioti, C.A.; Carvalho, A.S.; Souza, V.S.; Freitas, M.E.; Valério, C.S.; Faria, M.S.G. (2004). O Embasamento Proterozoico da Borda Norte da Bacia Do Amazonas, Município de Presidente Figueiredo-AM. In: *Anais do XLII Congresso Brasileiro de Geologia*, Araxá-MG. CD-ROM.
- Minty, B.R.S. (1997). Fundamentals of Airborne Gamma-Ray Spectrometry.

ASGO *Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17 (2): 39-50. ISSN: 1320-1271

Nabighian, M.N. (1972). The analytical signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, v. 37, p. 507-517. <https://doi.org/10.1190/1.1440276>

Nabighian, M.N. et al. (1984). Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms—Fundamental relations: *Geophysics*, 49, 780–786. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1441706>

Nunes, C.G. (2019). Potencial do Pó da Rocha do Arranjo Produtivo Local (APL) de Base Mineral em Presidente Figueiredo (AM) para Uso de Rocha-gem. *Trabalho Final de Graduação. Departamento de Geociências/UFAM*. 56 p.

Oliveira, M.J.R.; Almeida, M.E.; Luzardo, R.; Faria, M.S.G. de. (1996). Lito-geoquímica da Suíte Intrusiva Água Branca - SE de Roraima. In: *Anais do SBG XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia*, 39, Salvador, Bahia, v. 2.

Press, F.; Grotzinger, J.; Siever, R.; Jordan, T. H.; Menegat, R.; Fernandes, P. C. D.; Fernandes, L.A.D.; Porcher, C.C. (2006). *Para Entender a terra*. 4 ed. Porto Alegre: Bookman. 656 p.

Prezotti, L. C. & Guarçoni, A. (2013). Guia de Interpretação de Análise de Solo e Foliar. Vitória, ES: *Incapar*, 104 p. Disponível em: <<https://biblioteca.incapar.es.gov.br/digital/bitstream/item/40/1/Guia-interpretacao-analise-solo.pdf>>

Ribeiro, A.C.; Guimarães, P.T.G.; Álvares, V.H. (1999). Recomendações para o uso de corretivos e fertilizantes em Minas Gerais. 5a aproximação. *Comissão de Fertilidade do Solo de Minas Gerais*, Viçosa, MG. 359p.

Ribeiro, V.B.; Mantovani, M.S.M.; Louro, V.H.A. (2014). Aerogamaespectrometria e suas Aplicações no Mapeamento Geológico. *Terra e Didática*. 10(1): 29 – 51. <https://doi.org/10.20396/td.v10i1.8637386>

Roest, W.R.; J. Verhoef, E.M; Pilkington. (1992). Magnetic interpretation using the 3D analytic signal: *Geophysics*, 57, 116–125. <https://doi.org/10.1190/1.1443174>

Teixeira, J.C. (2005). Modernização da agricultura no Brasil: Impactos econômicos, sociais e ambientais. *Revista Eletrônica da Associação dos Geógrafos Brasileiros*; 2(2):21-42.

Theodoro, S.H. (2000). A Fertilização da Terra pela Terra: Uma Alternativa de Sustentabilidade para o Pequeno Produtor Rural. (*Ph.D. Thesis, University of Brasilia*, 231 p. DOI: <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.1675.2240>

Valério, C. da S. (2006). Magmatismo Paleoproterozóico do Extremo Sul do Escudo das Guianas, Município de Presidente Figueiredo (AM): Geologia,

Geoquímica, e Geocronologia Pb-Pb em Zircão. 112 f. *Dissertação (Mestrado em Geociências)* - Universidade Federal do Amazonas, Manaus. <https://tede.ufam.edu.br/handle/tede/3281>

Wilford, J.; Minty, B. (2006). The Use of Airborne Gamma-ray Imagery for Mapping Soils and Understanding Landscape Processes. *Developments in soil Science*, v. 31, p. 207-218. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0166-2481\(06\)31016-1](https://doi.org/10.1016/S0166-2481(06)31016-1).

CAPÍTULO 10

Contribuição à geodiversidade do Alto Rio Negro: Caracterização mineralógica e química de materiais geológicos da região de São Gabriel da Cachoeira (AM).

Lucindo Antunes Fernandes Filho¹

Ramon Rodrigo de Andrade Cabral²

Cisnea Menezes Basílio³

Raimundo Humberto Cavalcante Lima⁴

RESUMO

Foram realizadas análises químico-mineralógicas em 21 lotes de amostras geológicas provenientes do município de São Gabriel da Cachoeira, no noroeste do estado do Amazonas, com o objetivo de ampliar o conhecimento técnico sobre a geodiversidade do Alto Rio Negro. As amostras, coletadas com o apoio de comunidades indígenas locais e da Secretaria de Planejamento (SEPLAN), foram analisadas por meio de técnicas de difração de raios X (DRX) e fluorescência de raios X (FRX), revelando uma diversidade mineral significativa e a presença de elementos estratégicos. Os resultados apontaram para ambientes geológicos influenciados por processos hidrotermais e pegmatíticos em granitos do tipo S altamente fracionados, além de contextos associados a rochas máficas e metassedimentares da Província Rio Negro, inserida no Cráton Amazônico. Dentre os minerais identificados destacam-se crisoberilo, columbita, wodginita, monazita, xenotímio, além de representantes dos grupos das granadas (almandina, piropo, majorita e katoíta) e das turmalinas (schorlita, olenita, dravita e uvita). Associações mineralógicas incomuns, como crisoberilo-bavenita-piropo, indicam estágios avançados de cristalização e processos hidrotermais tardios. Também foram registradas concentrações relevantes de elementos terras raras (ETR), como cério, lantânio, ítrio e disprosio, e de metais de elevado valor tecnológico, como nióbio, tântalo, tungstênio, tório, urânio e bismuto. A ocorrência de minerais com essas composições químicas, especialmente em lotes provenientes das comunidades do Cabeçudo e Caruru Cachoeira, aponta para potenciais alvos de interesse acadêmico e aplicação industrial. As granadas e turmalinas identificadas apresentam características químicas que reforçam a existência de ambientes de baixa oxidação e alto grau de diferenciação magmática, compatíveis com pegmatitos do tipo LCT. A complexidade composicional e estrutural observada nas amostras evidencia o potencial estratégico da região para fins de pesquisa mineral e desenvolvimento sustentável. Além da relevância geocientífica, os dados obtidos fornecem suporte técnico para a formulação de políticas públicas voltadas à mineração sustentável, à valorização da geodiversidade e à proteção de territórios indígenas e áreas ambientalmente sensíveis. A atuação interinstitucional entre universidades, órgãos de fiscalização e comunidades tradicionais demonstrou a viabilidade de um modelo cola-

1 Docente do DEGEO-UFAM

2 Discente PPG-Geociências- UNICAMP.

3 Egressa do PPGGEO-UFAM

4 Docente do PPGGEO-UFAM

borativo de investigação geológica que integra ciência, conservação e desenvolvimento local. Os resultados desta pesquisa reforçam a importância do Alto Rio Negro como uma região-chave para estudos geológicos no contexto amazônico e contribuem de forma direta para o planejamento territorial e a gestão responsável dos recursos naturais.

Palavras-chave: Geodiversidade, mineralogia, elementos terras raras, nióbio, mineração sustentável, São Gabriel da Cachoeira.

ABSTRACT

Chemical and mineralogical analyses were conducted on 21 geological sample batches from São Gabriel da Cachoeira, located in the northwestern Amazon region of Brazil, with the aim of expanding technical knowledge of the Alto Rio Negro's geodiversity. Samples were collected with the collaboration of local Indigenous communities and the Municipal Planning Secretariat (SEPLAN), and analyzed using X-ray diffraction (XRD) and X-ray fluorescence (XRF) techniques. Results revealed significant mineral diversity and the presence of strategic elements, indicating geological environments influenced by hydrothermal and pegmatitic processes in highly fractionated S-type granites, as well as mafic and metasedimentary units within the Rio Negro Province of the Amazonian Craton. Key minerals identified include chrysoberyl, columbite, wodginite, monazite, xenotime, and representatives of the garnet (almandine, pyrope, majorite, katoite) and tourmaline (schorlite, olenite, dravite, uvite) groups. Unusual paragenetic associations, such as chrysoberyl-bavenite-pyrope, suggest late-stage crystallization under low-oxidation conditions and high fluid activity. Significant concentrations of rare earth elements (REEs), including cerium, lanthanum, yttrium, and dysprosium, were identified, as well as technologically important metals such as niobium, tantalum, tungsten, thorium, uranium, and bismuth. These elements were especially concentrated in samples from the Cabeçudo and Caruru Cachoeira communities, indicating potential new mineral occurrences of scientific and industrial interest. The identified garnets and tourmalines reflect geochemical conditions characteristic of evolved LCT-type pegmatites and provide insights into the petrogenetic processes of the region. The compositional and structural complexity observed in the mineral phases reinforces the strategic importance of the area for mineral exploration, scientific research, and the promotion of sustainable development. In addition to its academic contribution, the study provides technical data to support public policies for responsible mining, geodiversity preservation, and protection of Indigenous lands and environmentally sensitive areas. The collaboration among academic institutions, regulatory agencies, and traditional communities highlights the feasibility of a participatory and interdisciplinary approach to geological investigation that integrates science, environmental stewardship, and local development. The findings reinforce the Alto Rio Negro region's status as a key area for geological research in the Amazon and contribute directly to land-use planning, mineral monitoring, and sustainable resource management.

Keywords: Geodiversity, mineralogy, rare earth elements, niobium, sustainable mining, São Gabriel da Cachoeira.

1. INTRODUÇÃO

A mineração desempenha um papel estratégico na economia global e, particularmente, no Brasil, onde o setor representa um dos principais motores de geração de divisas. Em 2024, a indústria mineral respondeu por 47 % do saldo da balança comercial brasileira, percentual que subiu para 77 % no primeiro trimestre de 2025, evidenciando sua relevância crescente (IBRAM, 2024; 2025). Essa importância econômica está diretamente associada à notável geodiversidade do território brasileiro, considerada uma das maiores do mundo, que abriga uma ampla variedade de recursos mi-

nerais. Contudo, os desafios socioambientais contemporâneos impõem a necessidade urgente de uma exploração pautada na sustentabilidade, no uso de tecnologias de menor impacto e na valorização das comunidades tradicionais e do conhecimento técnico-científico como base para o desenvolvimento responsável.

Inserido nesse contexto, o município de São Gabriel da Cachoeira, localizado na região amazônica da América Latina, se destaca por sua relevância geológica e mineral. É o terceiro maior município brasileiro em extensão territorial (IBGE, 2020) e abriga uma expressiva diversidade de minerais e minérios, incluindo tantalita-columbita, ouro, cassiterita, crisoberyl, berilo e rutilo. A região é ainda conhecida por conter a maior reserva de nióbio do mundo, localizada em Seis Lagos.

Apesar do potencial mineralógico, muitos desses recursos ainda são pouco estudados do ponto de vista químico-mineralógico, especialmente aqueles coletados por populações tradicionais. Essa lacuna compromete a identificação e o aproveitamento racional dos depósitos minerais, além de dificultar a formulação de políticas públicas que integrem desenvolvimento econômico, valorização da geodiversidade e proteção socioambiental.

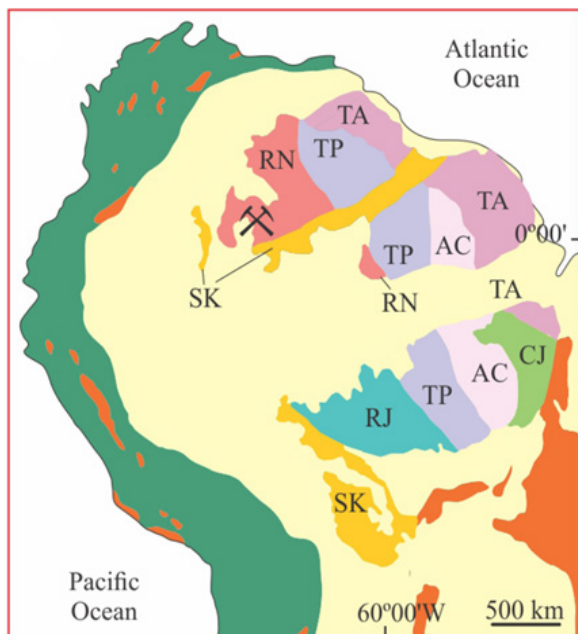
Este estudo teve como objetivo realizar a caracterização químico-mineralógica de 21 lotes de materiais geológicos distintos, coletados por comunidades locais em parceria com a Secretaria de Planejamento de São Gabriel da Cachoeira (SEPLAN). A análise dos materiais contribui para o conhecimento técnico sobre a geodiversidade do Alto Rio Negro, com potencial aplicação em futuras ações de fiscalização e educação ambiental, inclusive com o apoio da Polícia Federal do Amazonas. O trabalho visa, assim, fornecer subsídios científicos para o uso sustentável dos recursos minerais na região.

1.1 Contexto Geológico

O município de São Gabriel da Cachoeira está inserido no Cráton Amazônico, de idade Arqueana/Proterozoica, o qual abrange uma área de aproximadamente 4.500.000 km² e é delimitado a leste e sudeste pelo Cinturão Móvel Araguaia, de idade Neoproterozoica, ao norte, onde seus limites estão cobertos por sedimentos Fanerozoicos, e a oeste pela Cordilheira dos Andes (Almeida & Hasui, 1984; Coutinho, 2008).

Proposto por Santos et al. (2000; 2006; 2008), o modelo de compartimentação geocronológica do Cráton Amazônico foi posteriormente atualizado por Santos et al. (2006). Essa atualização baseia-se em datações U-Pb em zircões (método SHRIMP), que permitiram identificar sete províncias distintas (Figura 1): Província Carajás (3,0–2,5 Ga), Província Amazônia Central (1,88–1,70 Ga), Província Transamazonas (2,26–2,01 Ga), Província Tapajós-Parima (2,03–1,88 Ga), Província Rio Negro (1,82–1,52 Ga), Província Rondônia-Juruena (1,82–1,54 Ga) e Província Sunsás-K'Mudku (1,45–1,10 Ga).

Figura 1 - Compartimentação do Cráton Amazônico a partir do modelo de Santos et al. (2006, 2008) com a área de estudo de São Gabriel da Cachoeira em destaque. CJ - Carajás, TA - Transamazonas, TP - Tapajós-Parima, RN - Rio Negro, RJ - Rondônia-Juruena, SK – Sunsás-K'mudku.

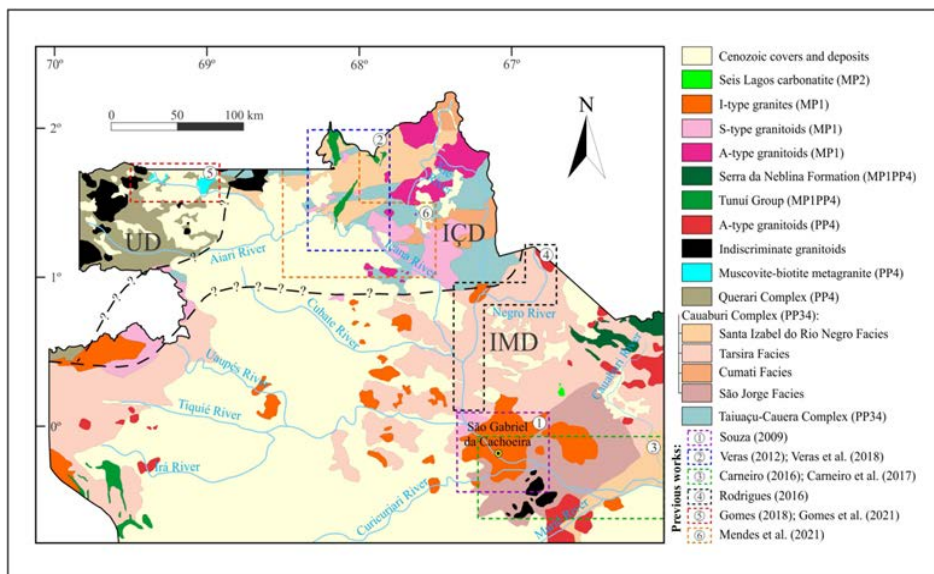


Fonte: Mendes et al. (2021).

Dentro dessa grande estrutura, a Província Rio Negro se destaca, sendo composta por rochas com idades entre 1,82 e 1,52 Ga, registrando eventos de colisão continental e reciclagem magmática (SANTOS et al., 2000). Essa província é subdividida em três domínios tectono-estratigráficos principais: Alto Rio Negro, Imeri e Içana (CPRM, 2006). O Domínio Alto Rio Negro é composto por ortognaisses e paragnaisses altamente deformados e migmatizados (ALMEIDA et al., 2002), enquanto os domínios Imeri e Içana apresentam granitos cálcio-alcalinos e metavulcanossedimentos do Grupo Tunuí, respectivamente (CPRM, 2006; ALMEIDA et al., 2013).

Na região ocorrem importantes intrusões graníticas, como as Suítes Rio Uaupés, Inhamoin e Tiquié, que apresentam características metaluminosas e enriquecidas em elementos como Nb, Ta e Zr (CPRM, 2006). Além disso, destaca-se a Suíte Intrusiva Seis Lagos, uma intrusão alcalina circular associada a altos teores de nióbio, cuja reserva estimada é de 2,9 bilhões de toneladas (CPRM, 2019). Estudos indicam que essa intrusão pode estar relacionada ao evento tectônico K'Mudku, datado entre 1,1 e 1,2 Ga (PROJETO UAUPÉS, 1983).

Figura 2 - Mapa geológico simplificado da região do Alto Rio Negro, baseado na concepção atual de Almeida (2006), Almeida et al. (2013), Carneiro et al. (2017), Veras et al. (2018), Mendes et al. (2021) e Gomes et al. (2021). MP1 = Calymmiano; MP1PP4 = Statheriano-Calymmiano; PP4 = Statheriano; PP34 = Orosiriano-Statheriano.



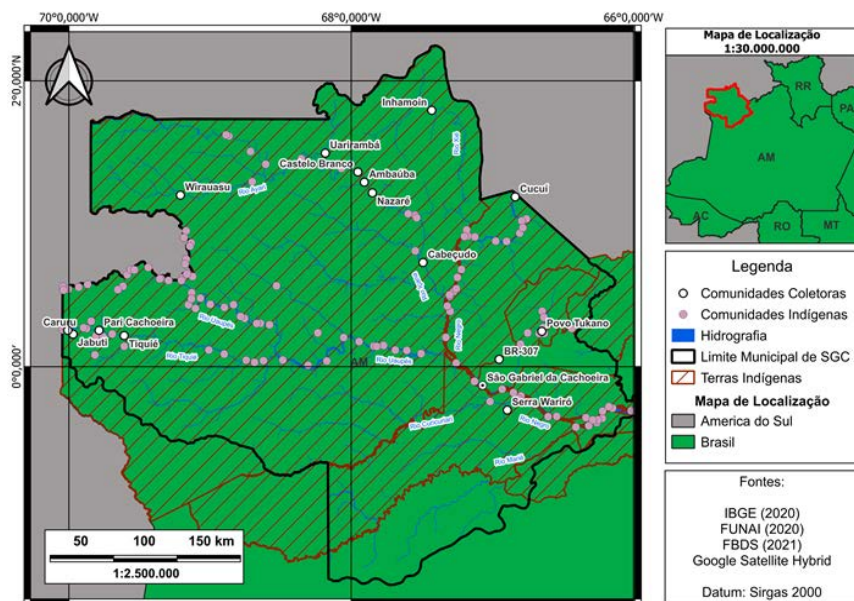
Fonte: Mendes et al. (2021).

A complexidade geológica da região (Figura 2) influencia diretamente o potencial econômico da mineração, tornando São Gabriel da Cachoeira um ponto estratégico para estudos mineralógicos e geológicos.

1.2 Povos indígenas do Alto Rio Negro

São Gabriel da Cachoeira é um dos municípios mais extensos do Brasil e abriga uma das maiores populações indígenas do país. Aproximadamente 89% de seus habitantes pertencem a povos indígenas, distribuídos em mais de 23 etnias, incluindo Baniwa, Tukano, Yanomami e Desana (IBGE, 2022), nas quais estão incluídas as comunidades colaboradoras que realizaram as coletas de amostras para este trabalho (Figura 3). Grande parte dessas comunidades vive em territórios demarcados, protegidos pelo Art. 231 da Constituição Federal de 1988, que reconhece os direitos originários dos indígenas sobre suas terras e determina que a União deve demarcá-las e protegê-las (BRASIL, 1988).

Figura 3 - Mapa de Terras Indígenas na região de São Gabriel da Cachoeira-AM e comunidades coletoras de amostras.



Além dos territórios indígenas, a região de São Gabriel da Cachoeira abriga importantes áreas de proteção ambiental, como o Parque Nacional do Pico da Neblina e a Reserva Biológica Morro dos Seis Lagos.

O Parque Nacional do Pico da Neblina, criado em 1979, cobre aproximadamente 2,2 milhões de hectares e foi reaberto em 2022 com um projeto de ecoturismo liderado pelos Yanomami. A iniciativa busca promover a economia local, preservar a cultura indígena e fortalecer a proteção ambiental contra ameaças como o garimpo ilegal (ICMBio, 2025).

Já a Reserva Biológica Morro dos Seis Lagos protege uma área de 36.900 hectares, abrigando formações geológicas únicas e significativas reservas minerais, incluindo ferro, manganês e nióbio (CPRM, 2019). Ambas as áreas desempenham um papel essencial na conservação da biodiversidade e na valorização das comunidades indígenas.

Diante da riqueza mineral da região, torna-se fundamental conciliar a exploração dos recursos naturais com a preservação ambiental e o respeito aos direitos das comunidades indígenas. A gestão territorial deve considerar não apenas o potencial econômico da mineração, mas também os impactos sociais e ecológicos dessa atividade. Nesse contexto, a participação ativa das comunidades nos processos de decisão, aliada a um monitoramento ambiental eficaz, é essencial para minimizar os impactos da atividade minerária e garantir um desenvolvimento sustentável para a região (LUBEL, 2020).

1.3 Impactos ambientais por meio da mineração ilegal

A concessão de direitos minerários no Brasil é dominada pelo setor privado, com pouca integração entre licenciamento ambiental e autorização de exploração. O Projeto de Lei nº 5.807/2013 propôs medidas para tornar o processo mais transparente e sustentável, incluindo licitações públicas e critérios ambientais mais rigorosos. No entanto, a implementação dessas mudanças ainda enfrenta desafios burocráticos.

No contexto dessas dificuldades regulatórias, a atividade mineradora no Alto Rio Negro destaca-se pelo interesse econômico associado à presença de minerais estratégicos, como nióbio, ouro e cassiterita. Entretanto, grande parte dessa exploração ocorre em territórios indígenas e áreas de proteção ambiental, o que intensifica os desafios sociais e ambientais. A ausência de um controle efetivo e de mecanismos integrados de licenciamento contribui para a ampliação dos impactos negativos sobre as comunidades locais e os ecossistemas da região (LUBEL, 2020).

Muitas comunidades indígenas da região relatam promessas não cumpridas por empresas mineradoras, o que gera desconfiança e conflitos internos (DURÇO & FARIA, 2019). Além disso, a exploração ilegal de minérios e a degradação ambiental afetam a qualidade da água, dos solos e da biodiversidade local. O monitoramento e a regulamentação dessas atividades são fundamentais para evitar impactos irreversíveis ao meio ambiente e garantir que a exploração mineral ocorra de maneira sustentável e respeitosa às populações tradicionais (LUBEL, 2020).

2. METODOLOGIA APLICADA

O levantamento dos pontos de interesse foi conduzido pela Secretaria de Planejamento do município (SEPLAN), enquanto a coleta das amostras foi realizada por membros das comunidades indígenas da região, de forma terceirizada.

As amostras foram catalogadas e divididas em 21 lotes de amostras, conforme suas características macroscópicas e composição mineralógica aparente. Após a triagem inicial, os materiais geológicos passaram por um processo de preparo laboratorial, incluindo secagem, pulverização e peneiramento, garantindo a uniformidade granulométrica necessária para análises precisas.

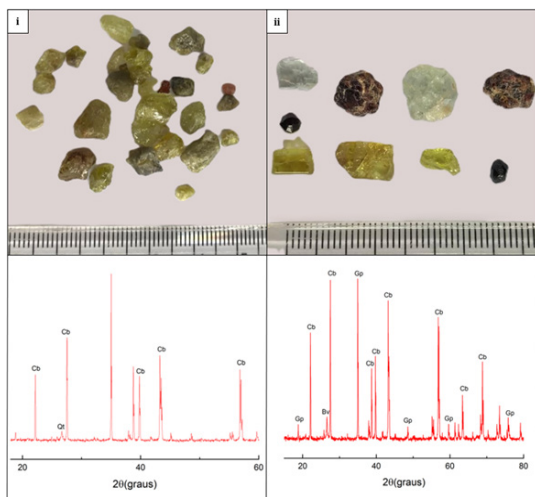
Foram aplicadas técnicas de Difração de Raios X, para determinação de fases minerais, e Fluorescência de Raios X, para determinar a composição química das amostras. Ambas foram conduzidas em equipamentos especializados do Laboratório de Materiais do Departamento de Física da UFAM e da Superintendência da Polícia Federal do Amazonas, com suporte técnico de peritos criminais, reforçando a confiabilidade dos dados obtidos.

3. RESULTADOS E DISCUSSÕES

3.1 Análise de gemas de valor econômico

Dentre os minerais analisados, o crisoberilo (BeAl_2O_4) se destacou pela sua relevância gemológica como gema de alto valor e pela composição química diferenciada. Foram identificadas compostos os quais apresentam variações de coloração e transparência, no entanto a composição não varia. Em um dos lotes de amostra, o crisoberilo ocorre junto a granada piropo ($\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$) e bavenita ($\text{CaBe}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}(\text{OH})_2$), formando uma associação incomum. A análise de difração de raios X revelou uma estrutura bem definida, com ausência de fases secundárias em grande proporção (Figura 4). A paragênese específica de crisoberilo-bavenita-piropo indica, para esta variação de crisoberilo, uma forte hidrotermalização tardia, na qual a bavenita se formou através do mesmo.

Figura 4 - (i) Crisoberilo heterogêneo e pouco transparente correlacionado a seu difratograma compondo fases minerais; (ii) Crisoberilo homogêneo com alta transparência associado a dois tipos de minerais distintos correlacionados em seu difratograma. Bv = bavenita; Cb = crisoberilo; Gp = granada piropo; Qt = quartzo.



Outra variação do crisoberilo foi identificada em um lote de amostra distinto, o qual apresenta maior concentração e acompanhado somente de quartzo em uma paragênese simples. A análise de DRX confirmou uma composição mais homogênea, quando comparada a outra variação.

No entanto, quando há a comparação a partir da análise de FRX (Tabela 1), não há variações exacerbadas de composição, sendo ambas semelhantes com alta concentração de óxidos de Mg, Al, Fe e Si, além de elementos traços com óxidos de Ti, Nb e Ta, ainda que pontuais. Com isto, a única desigualdade entre ambos lotes de amostras seria o teor de óxido de Mn, presente em concentração interessante apenas no primeiro lote.

Tabela 1 - Tabela gerada a partir das análises de Fluorescência de Raios X (FRX), apresentando a relação dos elementos químicos, em forma de óxidos, com concentrações percentuais. Inclui análise qualitativa de elementos maiores e traços. Valores “< LOD” indicam concentrações abaixo do limite de detecção do equipamento.

	Crisoberilo 1	Crisoberilo 2
Mg	10,28	9,94
Al	52,32	56,56
Si	16,93	18,53
K	0,01	-
Ca	0,01	0,02
Ti	0,13	0,02
Cr	-	0,01
Mn	0,14	-
Fe	19,97	14,86
Ni	-	-
Nb	0,01	0,1
Hf	-	-
Ta	0,17	0,04
Total	99,97	99,99

Além do crisoberilo, quartzos e ametistas são amplamente localizados na região e compõe grupos variados de lotes de amostras, identificados tanto em forma isolada quanto associado a outros minerais. Entre suas variedades gemológicas, destacam-se ametista e quartzo fumê (Figura 5).

A ametista apresenta um hábito prismático bem desenvolvido, com transparência variável e tonalidade violeta intensa. A análise de DRX (Figura 5) confirmou sua composição como variante de quartzo ausente de paragéneses que, para esta variação, ocorrem como inclusões. A análise química (Tabela 2) apontou teores de ferro compatíveis com o mecanismo de coloração violeta, característico dessa variedade.

Figura 5 - (i) Quartzo fumê identificado macroscopicamente em lote de amostras; (ii) Grupo de ametistas identificados macroscopicamente em lote de amostras.



O quartzo fumê identificado nos lotes de amostras apresenta características distintas, incluindo uma coloração acinzentada e variações na transparência. A análise por DRX (Figura 6) indica uma estrutura cristalina bem ordenada, sem a presença de fases minerais secundárias. Isso é evidenciado pelas reflexões bem definidas no difratograma, o que reforça que o arranjo cristalino do espécime é altamente organizado, compatível com um cristal bem formado e de alta pureza estrutural.

O quartzo fumê apresenta elevada concentração de Mg em sua composição, possivelmente associada à presença de minerais aciculares como inclusões, embora nenhuma fase mineral secundária tenha sido identificada pelo equipamento de DRX. Da mesma forma, a ametista, presente no mesmo lote, exibe composição química semelhante, com teores de Mg acima da média, associado a presença de Fe em concentração reduzida. Há, em quantidades menores, porém presentes, ocorrência de Cr e Y. Esses resultados sugerem que as ametistas da região podem incorporar esses elementos como traços em sua estrutura cristalina.

Figura 6 - Difratogramas dos lotes de amostras contendo quartzo fumê e ametista, respectivamente. Q = quartzo.

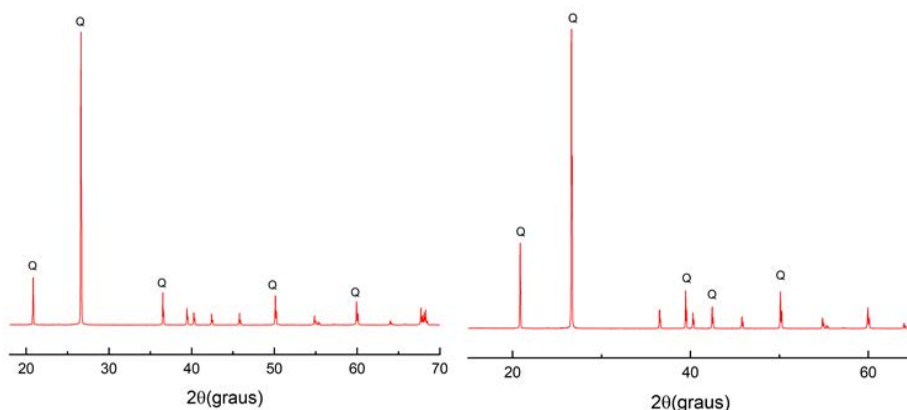


Tabela 2 - Tabela gerada a partir das análises de Fluorescência de Raios X (FRX), apresentando a relação dos elementos químicos, em forma de óxidos, com concentrações percentuais. Inclui análise qualitativa de elementos maiores e traços. Valores “< LOD” indicam concentrações abaixo do limite de detecção do equipamento.

	Quartzo Fumê	Ametista
Mg	6,48	5,35
Al	0,05	-
Si	93,44	94,59
Fe	0,01	0,03
Total	99,98	99,77

3.2 Análise de minerais do grupo da granada

Os minerais identificados do grupo da granada incluem almandina, granada majorítica, katoíta e piropo. Todas essas fases minerais ocorrem em fases paragêneses distintas, dificultando a definição de uma associação mineralógica comum.

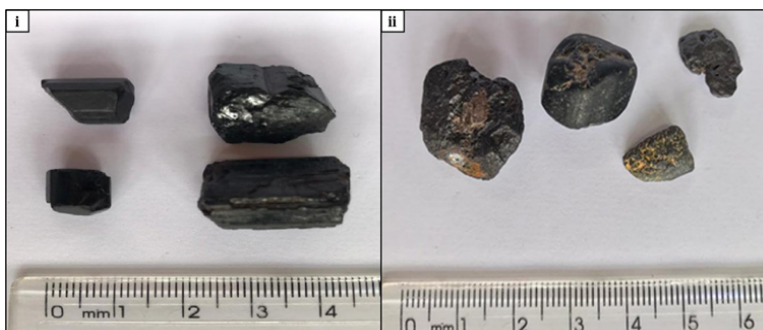
A almandina ($\text{Fe}^{2+}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$) é observada exclusivamente em ambientes altamente aluminossilicáticos, associada a zircão e quartzo, e apresenta altos teores de Ti, Fe e Mn. Sua composição química se assemelha à do piropo, porém, enquanto a almandina está vinculada a paragêneses ricas em alumínio nos lotes de amostras, o piropo ocorre em paragênese com o crisoberilo, sugerindo ambiente de coleta de *placers*.

Já a granada majorítica ($\text{Mg}_3(\text{MgSi})(\text{SiO}_4)_3$) se diferencia das demais pela razão $\text{Al}_2\text{O}_5/\text{SiO}_2$ inferior a 1, característica de ambientes pobres em alumínio e com maior proporção de sílica (SiO_2) (Bindi, 2011). Esse mineral é encontrado em associação com minerais raros de baixa aluminosidade e alto teor de Mg, Fe e Mn, geralmente como fase acessória em paragêneses de minerais relacionados a óxidos de Nb e Ta, como a wodginita ($\text{Mn}^{2+}(\text{Sn},\text{-Ta})(\text{Ta},\text{Nb})_2\text{O}_8$) e o rutilo (TiO_2).

3.3 Análise de minerais do supergrupo da turmalina

Foram identificadas quatro espécies minerais do grupo das turmalinas (Figura 7), sendo schorlita (ou afrisitita), olenita, dravita e uvita. Dentre elas, a schorlita é a mais comum, enquanto as demais são consideradas minerais raros, especialmente em concentrações significativas.

Figura 7 - Lotes de amostras contendo turmalinas variadas que, macroscopicamente, foram identificados como uma única variedade, a turmalina schorlita ou afrisitita.

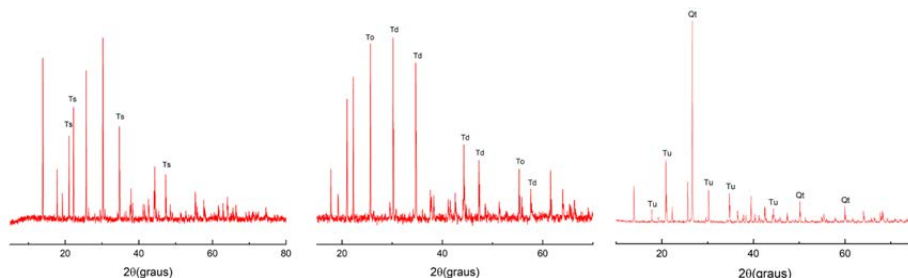


Embora não estejam necessariamente associadas nos mesmos contextos geológicos, essas turmalinas apresentam interação química entre si. A dravita ($\text{NaMg}_3\text{Al}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3(\text{OH})$) e a uvita ($\text{CaMg}_3(\text{Al}_5\text{Mg})(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3(\text{OH})$) pertencem à mesma série Dravita-Uvita, sugerin-

do que podem estar inseridas na mesma unidade litoestratigráfica, assim como ocorre com a olenita ($\text{NaAl}_3\text{Al}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3(\text{OH})$) e a schorlita ($\text{NaFe}^{2+}_3\text{Al}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4)$), ambas mais frequentemente encontradas em diferentes contextos geológicos (Navarro & Zanardo et al., 2017).

A identificação dessas turmalinas foi desafiadora devido às semelhanças nas características físicas, já que todas apresentam hábito prismático e coloração preta. A única distinção visível entre elas é o grau de intemperismo avançado na uvita, tornando-a a mais alterada do grupo. A distinção dos quatro tipos de turmalinas presentes somente fora possível por meio de análises de DRX, gerando assim seus respectivos difratogramas (Figura 8).

Figura 8 - Difratogramas dos lotes de amostras contendo as fases minerais compondo o grupo das turmalinas e suas paragênese, os quais identificam isoladamente a schorlita (diagrama 1), a paragênese entre a dravita e olenita (diagrama 2) e a associação entre a uvita com o quartzo (diagrama 3). Qt = quartzo; Td = turmalina dravita; To = turmalina olenita; Ts = turmalina schorlita.



Do ponto de vista químico (Tabela 3), as quatro amostras apresentam composição bastante semelhante, caracterizadas por altos teores de Mg, Al, SiO_2 e Fe, além de níveis significativos de Ti. No entanto, a uvita se destaca por sua aparente de Rb e Zr como elemento traço, além de apresentar a menor concentração de Fe e Mn, diferenciando-se das demais em termos de composição elementar.

Tabela 3 - Tabela gerada a partir das análises de Fluorescência de Raios X (FRX), apresentando a relação dos elementos químicos, em forma de óxidos, com concentrações percentuais. Inclui análise qualitativa de elementos maiores e traços. Valores “< LOD” indicam concentrações abaixo do limite de detecção do equipamento.

	Schorlita	Olenita + Dravita	Uvita
Mg	7,46	5,35	6,27
Al	10,41	12,27	7,33
Si	25,11	27,91	59,44
K	-	-	~0,01

Ca	~0,01	~0,01	-
Ti	~0,01	~0,01	~0,01
Fe	57,01	54,44	26,94
Zn	~0,01	~0,01	~0,01
Rb	-	-	~0,01
Zr	-	-	~0,01
Nb	-	-	~0,01
Ta	~0,01	~0,01	-
Total	99,99	99,97	99,98

3.4 Análise de potenciais minerais ricos em Nb

As associações de óxidos de Nb identificadas neste estudo incluem columbita, ferberita (FeWO_4), Fe-tapiolita ($\text{Fe}(\text{Ta},\text{Nb})_2\text{O}_6$) e wodginita ($\text{Mn}^{2+}(\text{Sn},\text{Ta})(\text{Ta},\text{Nb})_2\text{O}_8$), esta última acompanhada por rutilo subordinado.

A columbita rica em Mn se destaca por sua ocorrência frequente em associação com ferberita e tapiolita, apresentando composição semelhante à série columbita-tantalita, mas cristalizando em sistema tetragonal. Essa relação sugere uma origem ligada a pegmatitos do tipo LCT (Lítio-Césio-Tântalo), formados a partir de magmas graníticos (Černý, 1991). A presença de ferberita indica um ambiente de baixa oxidação, enquanto a associação com Mn-columbita e wodginita sugere estágios finais da cristalização magmática, pois o Mn tende a se concentrar nos últimos estágios de diferenciação de magmas fracionados e residuais (Černý & Ercit, 2005).

Por outro lado, a variedade férrica da columbita mostra forte relação com processos hidrotermais, possivelmente associados a zonas pegmatíticas, em função do intenso retrabalhamento estrutural e do grande volume de intrusões graníticas e hidrotermais registrados regionalmente (Almeida, 2020). Esse contexto sugere um enriquecimento em Ca e Mg na rocha hospedeira, influenciado por fluidos tardios durante a alteração hidrotermal.

3.5 Análise de potenciais minerais ricos em ETR

Foi identificada uma associação mineral rica em Elementos Terras Raras (ETR) em dois lotes de amostras localizados próximos a Comunidade do Cabeçudo e da Caruru Cachoeira, composta por Fe-gahnita, monazita (variedade rica em Ce), xenotímio (variedade rica em Y e Dy) e magnetita, formando uma combinação mineralógica específica e ainda não relatada na literatura. Essa associação sugere origem granítica enriquecida, influenciada por fluidos hidrotermais ou processos de cristalização pegmatítica, fenômenos recorrentes na região (Almeida, 2020).

A caracterização química (Tabela 4) revela valores elevados de Mg, Fe, Al e Zn, além de concentrações significativamente altas Y e Ce, indica a presença expressiva de ETR. Adicionalmente, foram detectados Bi, Th e U em níveis muito acima da média registrada em outras amostras.

Enquanto algumas amostras apresentaram menores concentrações de Mg, os teores de Al e Ti se mantiveram elevados, sempre associados ao Fe. Pequenas quantidades de Zr, Sn e Pb também foram identificadas. O alto teor de ETR se destacou, com níveis expressivos de Y, Ce e La. O comportamento do La mostra correlação diretamente proporcional de W e U e inversamente proporcional ao Zr, sugerindo um padrão geoquímico específico para essas mineralizações

Tabela 4 - Tabela gerada a partir das análises de Fluorescência de Raios X (FRX), apresentando a relação dos elementos químicos, em forma de óxidos, com concentrações percentuais. Inclui análise qualitativa de elementos maiores e traços. Valores "< LOD" indicam concentrações abaixo do limite de detecção do equipamento.

	Caruru	Cabeçudo
As	~0,01	-
Rb	-	0,36
Y	57,61	12,46
Zr	-	0,88
Nb	-	58,90
Rh	~0,01	0,61
Sn	-	0,69
La	~0,01	3,69
Ce	15,73	6,84
Hf	-	-
W	26,64	2,85
Pb	-	1,57
Bi	~0,01	3,02
Th	~0,01	4,48
U	~0,01	3,59
Total	99,98	99,94

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A presente pesquisa possibilitou uma análise aprofundada de compostos minerais do Alto Rio Negro, município de São Gabriel da Cachoeira-AM, onde foram realizadas caracterizações químico-mineralógicas de amostras coletadas, destacando a presença de minerais de elevado interesse econômico e acadêmico, como crisoberilo, columbita, wodginita, monazita e xenotímio, além de significativa ocorrência de ETR.

As análises mineralógicas indicam um ambiente geológico fortemente influenciado por processos hidrotermais e pegmatíticos em granitos do tipo S, bem como em rochas máficas e metamórficas paraderivadas, o que é evidenciado por associações minerais complexas, como crisoberilo-piropo-bavenita, além da presença de diquita e katoíta em paragênese. A

correlação entre os lotes analisados e as unidades litoestratigráficas locais reforça o entendimento sobre a evolução geológica da região, sugerindo que os materiais estudados estão associados a granitos do tipo S altamente fracionados e a sistemas hidrotermais tardios (Černý & Ercit, 2005).

A presença de turmalinas aluminossilicáticas e granadas majoríticas aponta para ambientes de baixa oxidação e enriquecidos em elementos incompatíveis, características que se encaixam no contexto de pegmatitos do tipo LCT (Černý, 1991). Esses achados ampliam a compreensão sobre a mineralogia da área e fornecem subsídios técnicos para pesquisas futuras, além de oferecer dados relevantes para o setor de mineração responsável.

A pesquisa reforça a importância de investigações científicas voltadas para a geodiversidade amazônica e destaca a necessidade de políticas públicas que conciliem a exploração sustentável dos recursos minerais com a preservação ambiental. Os dados gerados servem como base para o monitoramento e fiscalização de atividades minerárias, auxiliando instituições como a Secretaria de Planejamento de São Gabriel da Cachoeira e a Polícia Federal do Amazonas. Assim, este estudo não apenas contribui para o conhecimento acadêmico da região, mas também oferece suporte para a gestão territorial e ambiental, promovendo um modelo de desenvolvimento que respeite tanto o meio ambiente quanto as populações locais.

5. AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho só foi possível graças à colaboração interinstitucional entre a Universidade Federal do Amazonas, a Secretaria de Planejamento de São Gabriel da Cachoeira (SEPLAN) e a Superintendência da Polícia Federal do Amazonas.

Agradeço à SEPLAN de São Gabriel da Cachoeira, que possibilitou o levantamento e acesso ao material de interesse geológico, realizando o contato com as comunidades locais e contribuindo para a coleta terceirizada das amostras analisadas. À Superintendência da Polícia Federal do Amazonas, expresso gratidão pelo suporte analítico e pelo acesso às instalações laboratoriais, que permitiram a realização das caracterizações químicas, sob supervisão do Perito Geol. Ricardo Marques.

Por fim, sou grato à UFAM, que forneceu a base acadêmica e científica necessária para a realização deste estudo, promovendo a pesquisa geológica na Amazônia e incentivando a busca pelo conhecimento sobre a geodiversidade da região.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA J. et al. Geologia Regional do Alto Rio Negro. Journal of the Geological Society of Brazil, v. 6, n. 3, p. 217-237, 2023.

ALMEIDA M.E. 2006. Província Rio Negro. In: Reis N.J., ALMEIDA M.E., Riker S.L., Ferreira A.L. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas. Manaus, Serviço Geológico do Brasil, p. 48-66.

ALMEIDA M.E., Luzardo, R., Fraga, L.M.B., Silva, M.A., Brito, M.F.L. 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Serra Imeri, Folhas NA.20-Y, SA.20V-A e SA.20-V-B. Escala 1:500.000. Manaus, Serviço Geológico do Brasil, 93 p.

ALMEIDA M.E., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Nascimento R.S.C., Paquette J.L. 2013. Evolução crustal do noroeste do Cráton Amazônico (Amazonas, Brasil) baseada em dados de campo, geoquímicos e geocronológicos. In: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 201-204.

ALMEIDA M.E., Macambira M.J.B., Scheller T. 1997. Içana Intrusive Suite: Age Pb/Pb (zircon evaporation) of muscovite-bearing granite, Amazonas State, Brazil. In: 1º South American Symposium on Isotopic Geology. Campos do Jordão, p. 31-33.

ANGÉLICA, R. S.; CALADO, W. M. Gênese de bauxitas nodulares do Platô Miltônia-3, Paragominas-PA. 2017.

BEURLIN, H.; THOMAS, R.; BARRETO, S. B.; SILVA, M. R. R. Nova ocorrência de ferrowodginite em associação com cassiterita, strüverita e tapiolita na Província Pegmatítica da Borborema, Nordeste do Brasil. 2003.

BINDI, L.; DYMSHITS, A. M.; BOBROV, A. V.; LITASOV, K. D.; SHATSKYI, A. F.; OHTANI, E.; LITVIN, Y. A. Crystal chemistry of sodium in the Earth's interior: the structure of Na₂MgSi₅O₁₂ synthesized at 17.5 GPa and 1700°C. Am. Mineral., 96, 447–450. 2011. 81

ČERNÝ, P. (1991). Rare-element granitic pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. Geoscience Canada, 18(2), 49–67.

DURÇO, K. A.; FARIA, E. F. Direito Minerário e sustentabilidade: por um modelo normativo

de outorga que prestigie a proteção ambiental. Revista Jurídica da Presidência. Brasília, v. 22 n. 126, p. 164-190. 2020

DYMSHITS, A.M.; BOBROV, A. V.; BINDI, L.; LITVIN, Y. A.; LITASOV, K. D.; SHATSKYI, A. F.; OHTANI, E. Na-bearing majoritic garnet in the Na₂MgSi₅O₁₂Mg₃Al₂Si₃O₁₂ join at 11–20 GPa: Phase relations, structural peculiarities and solid solutions. 2013.

ERCIT, T.; ČERNÝ, P.; HAWTHORNE, F. THE WODGINITE GROUP. II. CRYSTAL CHEMISTRY. The Canadian Mineralogist, 30, 613-631. 1992.

GOMES, P. J.; NASCIMENTO, R. S. C.; ALMEIDA, M. E. GEOLOGIA DO EMBASAMENTO DO DOMÍNIO UAUPÉS, PROVÍNCIA RIO NEGRO, CRÁ-

TON AMAZÔNICO. 2018.

HASUI Y., CARNEIRO C.D.R., ALMEIDA F.F.M., BATORELLI A. Geologia do Brasil. São Paulo: Beca, p. 167-175, 2012.

IBRAM – INSTITUTO BRASILEIRO DE MINERAÇÃO. Mineração responde por 47% do saldo da balança comercial; investimentos sobem para US\$ 6,84 bi. Brasília: IBRAM, 2024. Disponível em: <https://ibram.org.br>. Acesso em: (03/07/2025). 2025.

INSTITUTO CHICO MENDES DE CONSERVAÇÃO DA BIODIVERSIDADE (ICMBio). Inaugurada nova estrutura de trilhas ecológicas no Parque Nacional de Brasília. [Data da publicação]. Disponível em: <https://www.gov.br/icmbio/pt-br/assuntos/noticias/ultimas-noticias/inaugurada-nova-estrutura-de-trilhas-ecologicas-no-parque-nacional-de-brasilia>. Acesso em (07/03/2025). 2025.

JUSTO, L. J. Projeto Alto Rio Negro: Relatório Preliminar. Manaus: CPRM, 1993, 4 v.

KLEIN, C.; DUTROW, B. Manual de Ciência dos Minerais. Bookman Editora, 2009.

LEMONS, W. T.; SALOMÃO, M. S.; NEUMANN, R. Investigação das mineralizações de cassiterita e minerais do subgrupo da columbita em Cristiano Ottoni e Caraníba - MG. 2020

LOEFFLER, B.M.; BURNS, R.G. Lançando luz sobre a cor de gemas e minerais. Am. Scientist, 64, 636-647. 1976

LUBEL, A. F. Mineração e(m) Terras Indígenas: reflexões a partir do alto rio Negro. Universidade Estadual de Campinas. 2020

MARCIANO, V. et al. Berilos de pegmatitos de Santa Maria de Itabira, Minas Gerais-Brasil. Geonomos, v. 2, n. 2, p. 41-50, 1994. 82

MELO, A. F.; VILLAS BOAS, P. F. Projeto Alto Rio Negro: Relatório Preliminar. Manaus: CPRM, 1993, 4 v. MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA.

Disponível em:<http://antigo.mme.gov.br/pt/web/guest/todas-as-noticias//asset_publisher/pdAS9lCdBICN/content/setor-mineral-registra-superavit-de-us-219-bilhoes-em2019/pop_up?_101_INSTANCE_pdAS9lCdBICN_view-Mode=print&_101_INSTANCE_pdAS9lCdBICN_languageId=pt_BR>, acesso em (25/08/2024). 2020.

MENDES, T. A.; NASCIMENTO, R. S. C.; VERAS, R. S.; ALMEIDA, M. E.; KNAUER, L. G. Geological knowledge advances on the Alto Rio Negro region, northwestern Amazonian Craton, Brazil: a review. Journal of the Geological Survey of Brazil, [S. l.], v. 4, n. 3, p. 209–222, 2021. DOI: 10.29396/jgsb.2021.v4.n3.2. Disponível em: <https://jgsb.sgb.gov.br/index.php/journal/article/view/161>.

MORI, E. K.; DEL LAMA, E. A. Caracterização de pinturas do Artista Alfredo

Volpi por meio de métodos não destrutivos: espectrofotômetro, EDXRF, MEV e imageamento multiespectral. 2015.

NAPOLITANO, H.B.; CAMARGO, A.J.; MASCARENHAS, Y.P.; VENCATTO, I. e LARIUCCI, C. Análise da difração dos Raios X. Revista Processos Químicos, 1, 1 (jan. 2007), 35-45.

NAVARRO, R.; ZANARDO, A.; MONTIBELLER, C. C. Livro de referência de Minerais Comuns e Economicamente Relevantes. Museu de Minerais, Minérios e Rochas “Prof. Dr. Heinz Ebert”. 2017.

NATIONAL GEOGRAPHIC BRASIL. Pico da Neblina: Yanomamis levam turistas de volta ao cume mais alto do Brasil. 19 maio 2022. Disponível em: <https://www.nationalgeographicbrasil.com/meio-ambiente/2022/05/pico-da-neblina-yanomamis-levam-turistas-de-volta-ao-cume-mais-alto-do-brasil>. Acesso em (07/03/2025). 2022.

PINHEIRO S. S., FERNANDES P. E. C. A., PEREIRA E. R., VASCONCELOS E. G., PINTO A. C., MONTALVÃO R. M.G., ISSLER R. S., DALL’AGNOL R., TEIXEIRA W., FERNANDES C. A. C. Projeto radar na Amazônia. Geologia. Folha NA. 19-Pico da Neblina: Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro, 11: 19-137, 1976.

PRALON, A. Z. et al. Guia de Serviços da Perícia Criminal Federal, Brasília, p. 100, 2011.

REIS, N.J.; ALMEIDA, M. E.; RIKER, S.R.L.; FERREIRA, A.L.F. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas. Escala 1:1.000.000 Manaus: CPRM, 2006.

RINALDI, R.; PASSAGLIA, E. Katoite, a new member of the $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})_{12}$ series and a new nomenclature for the hydrogrossular group of minerals. 1984 83

ROSSETTI, D. F. Application of SRTM images and sedimentology to characterize Neogene and Quaternary deposits of the Brazilian Amazon. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 12., Anais ... Goiânia, Brasil, 2005. INPE, p.1869 1874.

ROSA, G., GAUTO, M., GONÇALVES, F. Química Analítica: Práticas de Laboratório – Série Tekne. Bookman, 2013.

SANTOS, E. S. et al. Espectrometria de Fluorescência de Raios X na Determinação de Espécies Químicas. 2013.

SANTOS, J.O.S., HARTMANN, L.A., FARIA, M.S.G. DE, RIKER, S.R.L., SOUZA, M.M.DE, ALMEIDA, M.E., MCNAUGHTON, N.J. A Compartimentação do Cráton Amazonas em Províncias: Avanços ocorridos no período 2000-2006. 2006.

SILVA, M. G.; ROCHA NETO, M. B.; JOST, H.; KUYUMJIAN, R. M. Meta-

logênese das províncias tectônicas brasileiras. Belo Horizonte: CPRM, p. 285-291, 2014.

TASSINARI, C.C.G., MACAMBIRA M.J.B. Geochronological Provinces of the Amazonian Cráton. Episodes, 22 (3):174-182, 1999.

TAKEHARA, L. (org) Projeto avaliação do potencial de terras raras no Brasil: área Morro dos Seis Lagos, Noroeste do Amazonas. Brasília: CPRM. Informe de Recursos Minerais. Série Minerais Estratégicos, n. 4. 2019.

VAN GRIEKEN, R. & MARKOWICZ, A. Handbook of X-ray Spectrometry. CRC, press, 2001.

VERAS, R. S.; NASCIMENTO, R. S. C.; ALMEIDA, M. E. PETROLOGIA DE GRANITÓIDES DOS ARREDORES DA MISSÃO TUNUÍ, NW DO AMAZONAS, PROVÍNCIA RIO NEGRO, CRÁTON AMAZÔNICO. 2012.

VEIGA, M. M.; SILVA, A. R. B.; HINTON, J. J. O Garimpo de Ouro na Amazônia: Aspectos Tecnológicos, Ambientais e Sociais, Universidade de British Columbia, p. 268-295, 2022. 84

VIEGAS FILHO, José de R; BONOW, Carlos Wetterle de. Projeto Seis Lagos: relatório final. Manaus: CPRM, 1976, 2 v.

VAN GRIEKEN, R. & MARKOWICZ, A. Handbook of X-ray Spectrometry. CRC Press, 2001.

CAPÍTULO 11

Geology, Petrology, Geochemistry of the mafic-ultramafic intrusion of the Amajari area, Roraima State, Brazil

Tiago Felipe Arruda Maia¹
Carolina Michelin de Almeida²
Pamela Pavanetto¹

RESUMO

No norte do estado de Roraima, porção oeste do Domínio Surumu, ocorrem várias intrusões máfica-ultramáficas associadas à granitoides cálcio-alcálinos e rochas metasedimentares paleoproterozoicas. Algumas dessas intrusões, correlacionadas a Suíte Uraricaá, localizadas próximo à sede do município de Amajari-RR, foram o objeto de estudo deste trabalho. Assim, este trabalho investigou o contexto geológico, tectônico e potencial metalogenético dessas intrusões máficas-ultramáficas. A metodologia de trabalho consistiu em mapeamento geológico, petrografia de luz fletida e transmitida, geoquímica de rocha total, modelagem petrogenética, investigação metalogenética. Foram mapeados seis corpos semicirculares, com diâmetro de até 4 km, que intrudem os granitoides da Suíte Pedra Pintada, compreendendo olivina-websteritos, olivina-noritos, olivina-enstatita-gabro, enstatita-gabro e gabronoritos, com predominância da textura cumulática, e localmente subofítica. As rochas não apresentam nenhuma estrutura ou feição macroscópica de deformação e/ou hidrotermalismo. A mineralogia principal observada foi de cristais de olivina, enstatita, augita e labradorita, com raros cristais de pirita, calcopirita e magnetita. Entretanto, uma assembleia mineralógica neoformada composta por hornblenda + clorita ± serpentina ± actinolita foi observada, evidenciando metamorfismo estático de baixo grau. As tochas apresentam afinidades toleíticas e sub-alcálinas, com ampla variação em MgO (5%-23%) e de baixo TiO₂ (<1,2%). O comportamento dos óxidos maiores, menores e elementos traços ao longo do processo de cristalização dessas rochas, foi o esperado, em relação ao comportamento compatíveis e compatível. Identificou-se nessas rochas uma assinatura de arco magmático, evidenciado pelo baixo enriquecimento de Nb e Ti. Quanto a investigação do tipo de fonte magmática, foi possível concluir que houve uma possível mistura entre fontes E-MORB e N-MORB, com contribuição de litosfera oceânica subductada em um ambiente de arco magmático.

Palavras-chave: Magmatismo máfico-ultramáfico, Geoquímica e Petrografia

ABSTRACT

In the north of the state of Roraima, in the western portion of the Surumu Domain, there are several mafic-ultramafic intrusions associated with calcium-alkaline granitoids and Paleoproterozoic metasedimentary rocks. Some of these intrusions, correlated to the Uraricaá Suite, located near the seat of the municipality of Amajari-RR, were the object of study of this work. Thus, this work investigated the geological, tectonic, and metallogenetic potential context of these mafic-ultramafic intrusions. The work methodology consisted of geological mapping, flexed and transmitted light petrography, whole rock

¹ Docentes do PPGGEO-UFAM;

² Ex docente do PPGGEO-UFAM.

geochemistry, petrogenetic modeling, and metallogenetic investigation. Six semicircular bodies, with a diameter of up to 4 km, were mapped, which intrude the granitoids of the Pedra Pintada Suite, comprising olivine-websterites, olivine-norites, olivine-enstatite-gabbro, enstatite-gabbro, and gabro-norites, with a predominance of the cumulatic texture, and locally subophitic. The rocks do not exhibit any discernible structure or macroscopic features indicative of deformation and/or hydrothermal activity. The main mineralogy observed was crystals of olivine, enstatite, augite, and labradorite, with rare crystals of pyrite, chalcopyrite, and magnetite. However, a newly formed mineralogical assemblage composed of hornblende + chlorite \pm serpentine \pm actinolite was observed, indicating low-grade static metamorphism. The rocks show tholeiitic and sub-alkaline affinities, with wide variation in MgO (5%-23%) and low TiO₂ (<1.2%). The behavior of major and minor oxides and trace elements throughout the crystallization process of these rocks was as expected, in relation to the compatible and incompatible behavior. A magmatic arc signature was identified in these rocks, evidenced by the low enrichment of Nb and Ti. Regarding the investigation of the type of magmatic source, it was possible to conclude that there was a possible mixture between E-MORB and N-MORB sources, with a contribution from oceanic lithosphere subducted in a magmatic arc environment.

Keywords: *Mafic-ultramafic magmatism, geochemistry, and petrography*

1. INTRODUÇÃO

No Craton Amazônico diversas ocorrências de rochas máficas-ultramáficas posicionadas tanto intercaladas a sequências metassedimentares como intrusões em corpos graníticos deformados ou não, são descritas nas porções norte e noroeste dos estados de Roraima e Amazonas (Montavão *et al.*, 1975; Araújo Neto *et al.*, 1977; Pinheiro *et al.*, 1981). Devido à ausência de mapeamento geológico em escala de semi-detulhe, presença de intensa cobertura vegetal e logística bastante complexa, tanto os dados geológicos quanto a petrogênese dessas litologias são bastante escassos, e consequentemente bastante controversos (Santos & Araújo Neto, 1978; Riker *et al.*, 1999b).

No centro norte do estado de Roraima, várias rochas gabróicas, hornblenditos e piroxenitos foram mapeadas e agrupadas na Suíte Máfica-Ultramáfica Uaricaá, sendo sua gênese associada a magmatismo intraplaca (Riker *et al.*, 1999a). A melhor exposição dessas rochas ocorre ao longo do rio Uaricaá, área-tipo dessa unidade, além de diversas intrusões menores, de forma alongada e algumas semicirculares. Entretanto, poucos estudos foram realizados com a finalidade de identificar a origem, o contexto geológico e o potencial metalogenético dessas rochas máficas-ultramáficas.

Sem desmerecer a importância desses projetos e trabalhos predecessores, com a contínua evolução dos conceitos, o surgimento e aprimoramento de novas ferramentas e técnicas, seguido pela publicação de novos dados sobre a geologia regional e local, faz-se necessário uma abordagem mais integrada quanto a origem geológica desses corpos máficos-ultramáficos e suas implicações econômicas (e.g., a possibilidade de ocorrência de

depósitos minerais associados a essas rochas). Assim, este trabalho vem preencher uma lacuna do conhecimento geológico na área de estudo, pois é único que integra os aspectos geológicos e petrogenéticos. Este trabalho propõe como objetivo principal reconhecer as fontes, processos petrogenéticos e/ou mecanismos de diferenciação magmática, dessa série/associação máfica-ultramáfica aflorante na região de Amajari, Roraima.

2. GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo está localizada na porção norte do estado de Roraima, próxima à sede do município de Amajari. No contexto tectônico, a geologia da região está inserida no Escudo das Guianas, na porção norte do Cráton Amazônico, especificamente na província na Província Ventuari-Tapajós (Tassinari & Macambira, 1999; 2004), ou na Província Tapajós-Parima, (Santos et al., 2000; 2006). Usando como base Santos (2003) e Santos et al. (2000, 2006), Província Tapajós-Parima foi gerada a partir da evolução de orógenos acrescionais entre 2,03 e 1,88 Ga, sendo também composta por granitoides e gnaisses cálcio-alcalinos, com sequências meta-vulcanossedimentares, além de gabros e anfibolitos. A partir da proposta de Fraga et al., (1999) e Reis et al., (2003) que dividem a geologia do estado de Roraima domínios litoestratigráficos, a área de estudo estaria inserida no domínio Surumu e próximo ao limite do domínio Parima (Reis et al., 2004).

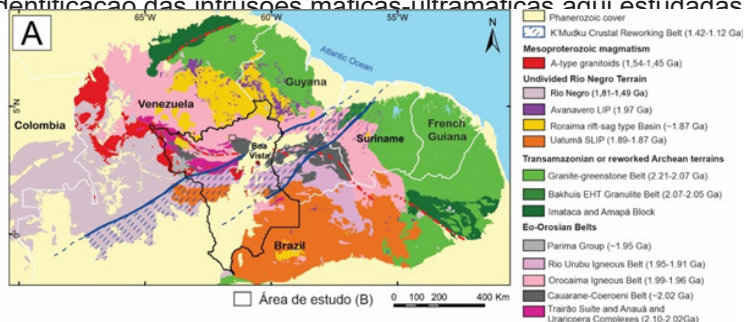
No tectônico no escudo das Guianas, a área de estudo está inserida ao Cinturão Ígneo Orocaima (CIO), proposto por Barbosa, (2020) (Fig. 1A) que é caracterizado por um amplo vulcano-plutonismo cálcio-alcalinas, que, juntamente com os cinturões Cauarane-Coereni e Rio Urubu, compõem o Orógeno Akawai (Fraga *et al.*, 2024), na porção central do Escudo das Guianas, setor norte do Cráton Amazonas (Santos et al., 2006). Onde essas rochas estão associadas a um magmatismo pós-colisional, e estão parcialmente metaforizados regionalmente em fácies xisto verde (Mendes *et al.*, 2022). As principais unidades geológicas que afloram na área de estudo, são a Suíte Trairão, Grupo Caurane, Suíte Pedra Pintada, Grupo Surumu, Suíte Aricamã, Formação Cachoeira da Ilha, Suíte Uaricaá, Diabásio Avanavero e Gabro Igarapé Tomás (CPRM, 2010) (Fig. 1B).

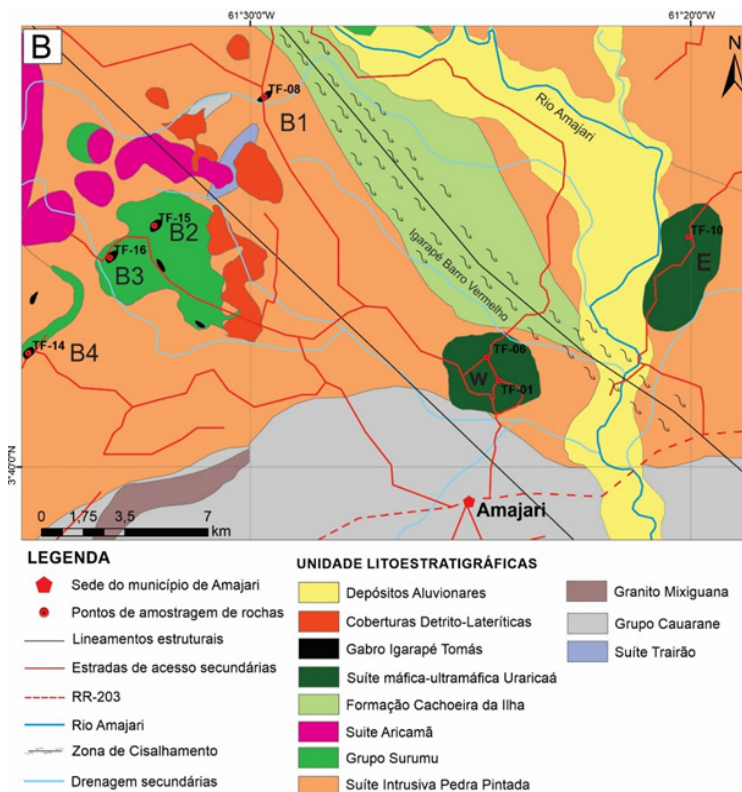
A Suíte Trairão está localizada no noroeste de Roraima, esta unidade, datada de 2.030 a 2.040 Ma (U-Pb em zircão: SHRIMP, CPRM, 2010), compõe o embasamento da região. É formada por granitoides tonalíticos a granodioríticos, com variações de sieno a monzogranitos e quartzo-dioritos, de caráter subalcalino, cálcio-alcalino e enriquecido em elementos móveis. Os granitoides são do tipo I, gerados por processos de subducção (CPRM, 2010). Esta unidade é intrudida pela Suíte Pedra Pintada e pelo Grupo Surumu, e tem relação estratigráfica lateral com o Grupo Caurane (CPRM, 2010).

O Grupo Cauarane é composto por paragneisses migmatíticas, metacherts, gnditos, anfibolitos, mica xistos e rochas calcissilicáticas, além de veios quartzo-feldspáticos sin- a pós- tectônicos (Riker et al., 1999a). Este grupo é descrito nos domínios Guiana Central e Surumu. Idade máxima de sedimentação é de 2.038 Ma (U-Pb, SHRIMP: Santos, 2003), próximo à Suíte Trairão. Rochas supracrustais polidobradas estão na fácies anfibolito a granulito, com retrometamorfismo na fácies xisto-verde (Riker et al., 1999a; Reis et al., 2003; Luzardo & Reis, 2001). O produto de sua anatexia é o Granito tipo S denominado Mixiguana.

A Suíte Pedra Pintada é datada em 1.985 Ma (Pb-Pb: CPRM, 2010), sendo composta por hornblenda-biotita granodioritos a monzogranitos, com variabilidade litológica. Os granitoides são acinzentados, com granulação média a grossa, por vezes porfíricos e foliados, com elevado magnetismo. O Grupo Surumu é composto por Rochas vulcânicas e subvulcânicas predominantemente ácidas afloram no norte de Roraima, com idades U-Pb entre 1.966 e 1.990 Ma (Schobbenhaus et al., 1996; Santos et al., 2003; CPRM, 2010). Ignimbritos, com fenocristais de feldspatos e quartzo, indicam alinhamento NE-SW. Possui contato tectônico com Suíte Pedra Pintada, Grupo Cauarane e Suíte Saracura. O Grupo Surumu é considerado o correspondente vulcânico da Suíte Pedra Pintada (CPRM, 2010). Já a Suíte Aricamã engloba intrusões graníticas tipo A, como álcali-feldspato granitos e sienogranitos (CPRM, 2010; Viana, 2012). Granitos isotrópicos, pouco magnéticos, coloração rosada a avermelhada. Quimicamente, possuem caráter meta a peraluminoso, afinidade alcalina. Intrusiva nos granitoides da Suíte Pedra Pintada e rochas vulcânicas do Grupo Surumu. Correlacionada ao evento vulcano-plutônico Surumu-Pedra Pintada (CPRM, 2010). A Formação Cachoeira da Ilha é formada por diques e derrames riolíticos e subvulcânicos, com idade similar ao Grupo Surumu (1990 ± 5 Ma: Pb-Pb em zircão, CPRM, 2010). Ignimbritos apresentam fenocristais félsicos e partículas de púmice. Quimicamente subalcalinos, metaluminosos a fracamente peralcalinos, com afinidade geoquímica de magmas do tipo A.

Figura 2: Mapa geológico da área de estudo. A – Localização da área de estudo em relação compartimentação tectônica do escudo das Guianas proposto por Fraga et al., (2024) B – Mapa geológico da área de estudo, com identificação das intrusões máficas-ultramáficas aqui estudadas.





A Suíte Uraricaá reúne rochas gabróicas, hornblenditos e piroxenitos nas regiões centro- norte, oeste e leste de Roraima que tem um magmatismo de afinidade toleítica e subalcalina (Riker et al., 1999b). Os seus litotipos estão dispostos em concordância com a estruturação dos Domínios Guiana Central e Surumu, compondo intrusões semi-circulares a alongadas, com idade mínima de 1,88 Ga (U-Pb SHRIMP em amostra coletada no rio Uraricaá, Reis Inf. Verbal). Essas rochas têm geralmente textura melanocráticas a mesocráticas, são magnéticas, de granulação grossa a pegmatítica, e são interpretadas como sendo de origem mantélica com contaminação crustal (CPRM, 2010).

O Diabásio Avanavero ocorre como diques (1.778 ± 12 Ma, U- Pb SHRIMP, Santos et al., 2000), que secciona as unidades da Suíte Trairão, Pedra Pintada, Aricamã, vulcânicas do Grupo Surumu e supracrustais do Grupo Cauarane. Essa unidade é composta por rochas máficas a intermediárias, subalcalinas, de caráter toleítico, geradas por fusão de fontes mantélicas (CPRM, 2010). Outra unidade que aflora na região foi descrita informalmente pela CPRM como Gabro Igarapé Tomás, que são pequenos corpos gabróicos que estão encaixados em paragneisses do Grupo Cauarane, em granitoides das Suítes Trairão e Pedra Pintada e em rochas

vulcânicas do Grupo Surumu (CPRM, 2010).

MATERIAIS E MÉTODOS

Mapeamento geológico

Esta pesquisa abrangeu várias etapas e métodos. A primeira etapa foi o mapeamento geológico, com a execução de campanha de campo realizada em novembro de 2014, com duração de 15 dias, envolveu a coleta, descrição e identificação de rochas máficas-ultramáficas aflorante na área de estudo. As atividades de campo incluíram a descrição de afloramentos, elaboração de perfis geológicos, monitoramento de variações no solo, mapeamento de drenagens e registro fotográfico, com dados organizados em planilhas do Microsoft Office e aquisição de dados topográficos com GPS Garmin GPSMAP 78.

Petrografia

No Laboratório de Microscopia da UFAM, foram descritas 7 lâminas delgadas de rochas em microscópio petrográfico Olympus BX60, com contagem modal de 1200 pontos. As rochas foram classificadas com base em diagramas de Streckeisen (1976) e Le Maitre (2002), e a simbologia dos minerais seguiu Kretz (1986).

Litogeoquímica

Para análise litogeoquímica, 6 amostras de rocha e 2 amostras crosta foram enviadas para a Bureau Veritas Minerals Laboratories, no Chile, onde foram analisados elementos maiores, menores e traços, incluindo terras raras e alguns metais preciosos por espectrometria de emissão atômica por plasma acoplado (ICP-AES) e espectrometria de massa (ICP-MS). Foram feitas as análises para elementos maiores (SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , MnO e Cr_2O_3), elementos traços (Ba, Ni, Sr, Zr, Y, Nb, Sc, Bi, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Ta, Th, Tl, W, U, V, Zr, Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, As, Cd e Sb), elementos terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) e metais preciosos (Au, Pt e Pd).

As análises dos elementos maiores e menores foram realizadas em um espectrômetro de emissão atômica por plasma acoplado (ICP-AES), onde as amostras foram fundidas com 0,2 gramas de LiBO_2 e dissolvidas em 100ml de ácido nítrico. Para os elementos traços a determinação foi feita por um espectrômetro de massa com plasma de acoplamento indutivo (ICP-MS), onde 0,2 gramas de amostra são misturados com 1,4 gramas de LiBO_2 num recipiente de grafite e são fundidos a 1025°C por 25 minutos e em seguida dissolvidas em HNO_3 a 5%. A solução é diluída e então aspirada por um espectrômetro de massa ICP, para determinação de todos os elementos. Já para os elementos Pt, Pd e Au foram efetuadas as análises em 30g de amostra, que foram fundidas (*fire-assay*) usando Pb para a decom-

posição total da amostra, junto com um catalizador a base de Ag, sendo pré-aquecido a uma temperatura de 850°C até 950°C; depois de parcialmente fundido a mistura é separada em um porção mais densa para poder ser totalmente fundida a uma temperatura de 1060°C, para poder, a partir daí, ser analisado num espectrômetro de emissão atômica por plasma acoplado indutivamente (ICP- OES). A escolha da análise desses três elementos em particular, vem da necessidade de se verificar o potencial metalogenético das rochas estudadas para mineralização nesses elementos. A Integração e interpretação dos dados litogeoquímicos permitiu classificar as rochas, inferir indicadores petrogenéticos, definir afinidade geoquímica, inferir ambientes tectônicos e identificar concentrações anômalas de elementos. Para tanto, foram usados os softwares Microsoft Office, GCDKIT, IGPET, Corel Draw e ArcGis.

4. RESULTADOS

Na etapa de campo foram descritos vinte e cinco afloramentos, incluindo exposição de rochas, crostas lateríticas e solos relacionados às rochas máficas-ultramáficas. Identificou-se a ocorrência de seis intrusões máficas-ultramáficas de tamanhos variando de algumas centenas de metros até 4 km de largura. Dentre essas, ocorrem duas intrusões denominadas de E e W, localizadas a margens do rio Amajari. Ambas aparentemente intrudem as rochas da Suíte Pedra Pintada e têm forma semicircular, com 3 a 5 km de comprimento, sendo o corpo E um pouco mais alongado na direção NE-SW. As demais intrusões, nomeadas de B1, B2, B3 e B4, são menores e localizadas próximas a Serra do Aricamã (Fig. 1B).

Os afloramentos são de pequenos blocos *in situ*, como é o caso da intrusão W (Fig. 2) que aflora em forma de blocos com dimensões de 1 X 1,5 metros no máximo, e que se destacam em uma área bastante arrasada e plana, com variações topográficas positivas onde as crostas lateríticas estão expostas, e negativas em locais com drenagens ao longo do ramal do Flecha. Este corpo é composto por rochas de coloração cinza escura esverdeada, fanerítica fina a média, isotrópica e sem alteração hidrotermal visível (Fig 3A). Embora o contato entre a intrusão W e a rocha encaixante não tenha sido encontrado em campo, no cruzamento do igarapé Barro Vermelho, afluente do rio Amajari, e o ramal do Flecha, observou-se que a coloração dos solos nas margens direita e esquerda era distinta.

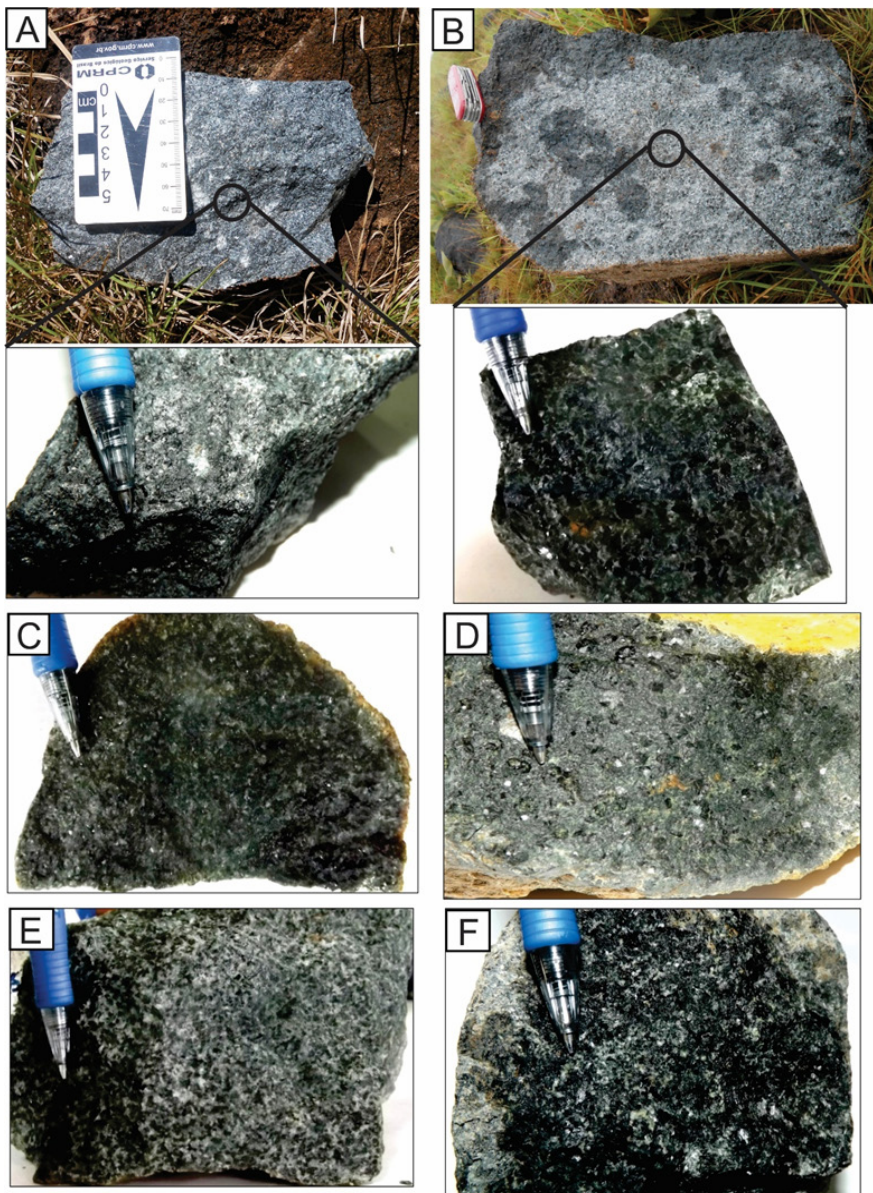
Figura 2: Afloramentos em forma de pequenos blocos. (A) intrusão B1 e (B) intrusão W.



A intrusão E é composta por rocha de coloração cinza escura esverdeada, fanerítica média, inequigranular, isotrópica e sem evidências de alteração hidrotermal (Fig. 3B). Os afloramentos foram encontrados ao longo de ramais secundários dentro da área indígena próximo à maloca do Cajueiro, em forma de pequenos blocos. Nesta área, há o desenvolvimento de solo avermelhado composto por argila e inúmeros pisólitos subarredondados, de granulação variando de finos a médios, com tamanho entre 0,5 e 4,0 cm e crosta ferruginosa pisolítica associada as rochas máficas-ultramáficas do corpo E. A matriz de coloração laranja e esbranquiçada é composta por alta concentração de gibbsita e baixo teor de goethita, observa-se também uma mudança no tamanho e forma dos nódulos e pisólitos hematíticos com bordas de goethita que são menores e mais irregulares. O perfil laterítico completo não foi observado associado a nenhuma das intrusões.

Na área de estudo, intrusões menores, denominadas de B1 a B4 são compostas por rochas gabróicas (B-1 a B-3) e olivina-gabronorito (B-4) (Fig. 3C-3F), foram descritas em quatro afloramentos distintos e distantes entre si (Pontos PF-08, 14, 15, e 16: Figura 1B). Tais corpos correspondem a quatro pequenas intrusões (menores que 1 km de diâmetro) semicirculares, e que aparentam estar alinhados na direção N40E. As rochas afloram na forma de pequenos blocos às margens das vicinais de acesso, alguns em avançado estado de alteração intempérica. Este grupo de rochas possui coloração cinza a cinza esverdeada, sendo fanerítica a porfirítica fina, magnética, e sem evidências macroscópicas de deformação e alteração hidrotermal. Associado à essas rochas há a ocorrência de solo avermelhado com pisólitos associados. Contudo, não foram mapeadas crostas lateríticas. Em campo, não foi identificado o tipo de contato geológico entre as rochas estudadas e as demais litologias aflorantes na área, com exceção do corpo B1 que teve seu contato inferido via mudança de solo abrupta para um típico solo formado a partir de rochas graníticas, com bastante fragmentos de quartzo angulosos e caulinita.

Figura 3: (A) - Rochas ultramáficas da intrusão W aflorando na forma de blocos (ponto TF-01); (B) gabronorito porfirítico, com destaque para os fenocristais de enstatita e para o tom esverdeado da rocha, da intrusão E (amostra TF-10); (C) enstatita-gabro da intrusão B1 (amostra TF-08); (D) quartzo-hornblenda gabro (amostra TF-15) da intrusão B2; (E) olivina-enstatita-gabro da intrusão B3 (amostra TF-16), (F) olivina- gabronorito serpentinizado da intrusão B4 (amostra TF-14).



4.1 Petrografia das intrusões

4.1.1 Intrusão W - olivina websterito e olivina norito

A Intrusão W é composta por duas fácies, uma principal e mais representativa de olivina websterito e outro de olivina norito. Macroscopicamente estas rochas possuem coloração cinza escura esverdeada, de granulação fina, levemente magnética, não deformada e/ou hidrotermalizada (Fig. 3A). Microscopicamente, o olivina-websterito em W, é inequegranular, com textura hipidiomórfica mesocumulática, constituído por enstatita (42,75%), augita (28,15%), olivina (18,90%), labradorita (10,20%) como sua mineralogia principal, tendo ainda <1% de magnetita e pirita como fase acessória e, sericita, epidoto, hornblenda, biotita, magnetita e carbonato compondo as fases secundárias (pós-magmáticos) (Figura 5A-C). Não foram observados minerais dos grupos do espinélio e granada. Nas porções NE e N do corpo foram observadas rochas com maiores porcentagens de olivina e labradorita, classificada como olivina norito. Tal rocha apresenta textura ortocumulática e é constituída por labradorita (47%), olivina (25,4%), enstatita (16,7%) e augita (10,9%), sendo a labradorita a fase intercululus (Fig. 4A-C). Feições ou mudanças texturais e de granulação na borda do corpo não foram identificadas. A olivina (i.e., Forsterita, identificada por MEV-EDS) tem comprimento variando de 0,3 a 1,0 mm, com hábito anedral, apresenta textura em corona quando em contato com cristais de plagioclásio, formado por iddingsita nas bordas e preenchendo fraturas. Possui cor de interferência de alta ordem e contatos poligonais e interlobados com augita, enstatita e labradorita (Fig. 4A). A enstatita tem hábito subedral a anedral, com comprimento variando de 0,10 a 0,50 mm, apresenta cor bege pálida e cor de interferência de baixa ordem. Suas bordas estão uralitizadas, e mostra exsolução de augita ao longo dos planos de clivagem (Figura 4B e C).

A augita é subédrica, com comprimento variando de 0,20 a 0,65 mm, de cor bege pálida, com cor de interferência de alta ordem e, localmente, com inclusões de magnetita. Possui contatos lobados com os demais minerais da rocha. A labradorita (An 55) possui hábito subedral a euedral, compondo a matriz de forma intersticial, apresenta geminação lei da albite e periclina e comprimento variando de 0,10 a 0,65 mm (Fig. 4C). Está levemente saussuritizada para sericita-epidoto-carbonato, da borda para o centro do cristal. A hornblenda é neoformada a partir do processo de uralitização dos piroxênios, tem forma anedral, com comprimento e largura muito pequenos e possui coloração esverdeada (Fig.4A). A biotita é rara, de hábito anedral e placoso, está associada a labradorita, mostrando cor marrom e com forte pleocroísmo, com comprimento inferior a 0,1 mm. Há também epidoto e calcita neoformados. Os minerais opacos identificados na rocha são magnetita, como mineral magmático e neoformado a partir de minerais de olivina, e raros cristais subedrais e diminutos de pirita inclusos em enstatita e olivina. A magnetita neoformada, mais abundante, possui uma forma anedral,

muitas vezes extremamente irregular e formando pequenas ripas alongadas acompanhando a borda da olivina (Fig. 4A). Já magnetita magmática é rara, possui hábito subedral e ocorre inclusa em cristais de enstatita e olivina.

4.1.2 Intrusão B1 - Enstatita-Gabro

A intrusão B1 a rocha é composta por cristais de enstatita, labradorita e quartzo. Microscopicamente a rocha é hipidiomórfica, inequegranular, constituída por labradorita (53,7%), augita (37,96%), enstatita (6,34%), e quartzo (2,0%) como fase primária, magnetita, pirita e calcopirita como minerais acessórios, e clorita, sericita, epidoto e calcita, como minerais secundários (Fig. 4D). A labradorita tem hábito subedral a eudral, com comprimento variando entre 0,10 a 0,72 mm, apresenta geminação lei da albita bem desenvolvida e extinção ondulante. Dispõem-se aleatoriamente compondo a matriz do tipo subofítica e está inclusa em cristais de augita e enstatita. Está levemente saussuritizada, da borda para o centro e desenvolve a textura mimerquita (i.e., intercrescimento de plagioclásio com quartzo vermicular – Fig. 4D).

A augita apresenta hábito anedral a subedral, seu comprimento varia entre 0,10 a 0,60 mm, com contatos interlobados com labradorita e enstatita. Ocorre também exsolvida nos planos de clivagem da enstatita (Fig. 4E), apresenta cor cinza pálido e cor de interferência de alta ordem. Apresenta-se, de forma localizada, alterada moderadamente para clorita e epidoto, do centro para a borda do cristal. A enstatita apresenta comprimento variando de 0,30 a 1,15 mm, com hábito subedral a anedral, geralmente com exsoluções de augita nos planos de clivagem (Fig. 4E). Sua cor varia de um bege pálido a tons pálidos de verde e azul, já de interferência é acinzentada. Possui contatos interlobados entre si e com outros minerais que compõe a rocha, além de inclusões de labradorita compondo a textura poiquilítica (Fig. 4E). Apresenta-se alterada para clorita e epidoto. O quartzo está associado a textura mimerquita com labradorita (Figura 4D), tem granulação fina a muito fina, hábito anedral, extinção ondulante e compondo também a matriz da rocha, intercrescido com o plagioclásio, provavelmente associado a um processo no estado subsólido na presença de fluidos rico em potássio. A clorita ocorre em aglomerados, e é neoformada a partir de augita possui hábito placoso e fibroso, granulação fina a média, cor verde e marrom e com cor de interferência de ordem média a baixa.

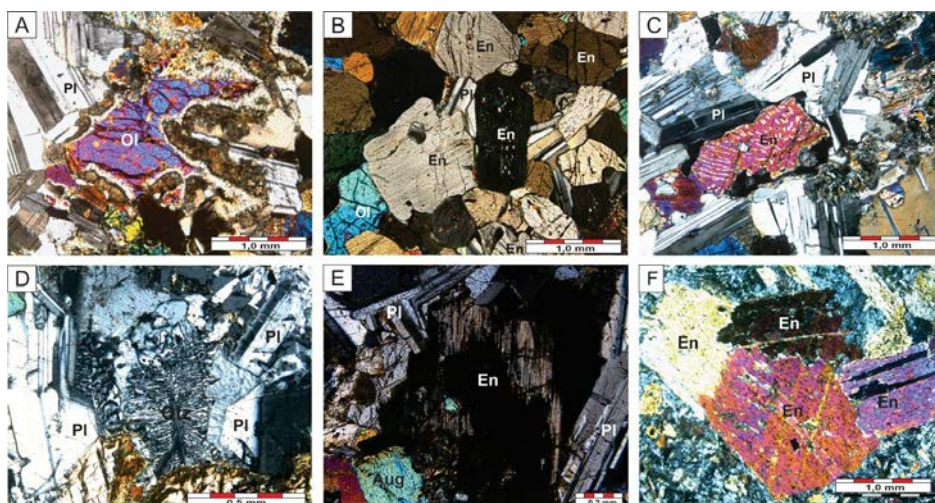
4.1.3 Intrusão E - Gabronorito

O gabronorito da intrusão E é constituído por enstatita e labradorita. Microscopicamente, é uma rocha hipidiomórfica, com textura ortocumulática, composta por plagioclásio (51,00%), enstatita (20,95%), augita (23,85%) e opacos (4,20%) como a fase primária, e hornblenda, clorita, epidoto, sericita e calcita como fase secundária (pós-magmático). Os fenocristais de enstatita compõem a fase cumulática, apresentam hábito sube-

dral, com comprimento variando entre 0,40 a 1,60 mm, e ocorrem frequentemente intercrescidos entre si (Fig.4F). Apresentam cor verde pálida e cor de interferência variando de marrom a azul, com raro desenvolvimento de macla simples e localmente com inclusões de magnetita e pirita. A enstatita é intensamente substituída por hornblenda, modificando a cor natural para verde. O plagioclásio tem hábito anedral com comprimento variando entre 0,10 a 0,30 mm, apresenta geminação lei da albita e extinção ondulante. Dispõem-se aleatoriamente compondo intersticialmente a matriz. Sua composição não foi possível determinar por estar fortemente saussuritizado, tanto da borda para o centro e como do centro para a borda.

A augita é subédrica a anédrica, com comprimento variando de 0,20 a 0,85 mm, de cor bege pálida, com cor de interferência de alta ordem. Possui contatos interlobados entre si e com a enstatita. O mineral também é intensamente substituído por hornblenda, no qual modificou a sua cor natural para um verde, e está alterando levemente e localmente para epidoto e carbonato, sempre do centro para as bordas do mineral (Fig. 4F e 5A). A hornblenda é anédrica e neoformada a partir de cristais de augita pelo processo de uralitização e localmente altera-se para epidoto. Possui cor esverdeada, relevo moderado e cor de interferência de intensidade média.

Figura 4 intrusão W (A-C): das rochas da intrusão W, com nicóis cruzados: (A) Detalhe da textura em coroa em olivina, no olivina-norito; (B) Enstatita com contatos interlobados entre si e entre a labradorita, também no olivina- websterito (C) Exsolução de augita em enstatita circundada por labradorita intersticial, também no olivina-norito; intrusão B1 (D e E) (D) Detalhe da textura mimerquita formada pela labradorita e quartzo vermicular, com nicois cruzados; (E) enstatita extinta com exsolução de augita, com nicois cruzados; Intrusão E (F) Aglomerado de fenocristais de enstatita com inclusão de pirita, nicóis cruzados.



4.1.4 Intrusão B2 - Quartzo-hornblenda gabro

Na intrusão B2, a rocha é constituída por hornblenda, augita, plagioclásio e quartzo. É moderadamente magnética, não deformada e sem indícios de hidrotermalismo (B2 na figura 4 Microscopicamente, a rocha é halotriomórfica, inequigranular, fanerítica fina a muito fina, composta por hornblenda (28,1%), augita (30,24%), plagioclásio (33,35%), quartzo (7,6%), titanita (< 1%) e minerais opacos (< 1%) como minerais primários, hornblenda sericita, epidoto e carbonato como a fase secundária (Fig. 5B-5C). O plagioclásio apresenta geminação lei da albita e periclina bem desenvolvidas, seu comprimento varia entre 0,1 a 0,3 mm, tem hábito eudral a subedral e ocorre intersticialmente na matriz. Apresenta-se parcialmente alterado para sericita, carbonato e epidoto.

A augita apresenta hábito subedral, com comprimento variando entre 0,40 a 1,20 mm. Apresenta cor cinza pálida e cor de interferência de alta ordem, variando de marrom a azul, está alterando nas bordas para hornblenda, clorita, carbonato e epidoto (Fig. 5B). A hornblenda tem coloração esverdeada, sendo fanerítica seriada e comprimento variando de 0,10 a 1,60 mm. Apresenta dois modos de ocorrência: (i) cristais eudrais a subedrais de origem magmática e (ii) cristais anedrais resultantes do processo de uralitização da augita. Em ambos os casos, altera-se para clorita, carbonato e epidoto. A clorita é esverdeada, com hábito placoso, de comprimento pequeno e cor de interferência de baixa ordem. É formada a partir do processo de recristalização de hornblenda, de forma moderada do centro para a borda dos minerais e nos planos de clivagem dos cristais augita. O epidoto ocorre de forma anedral, apresenta cor bege clara e cor de interferência de alta ordem, bem como relevo alto. É produto de alteração de hornblenda, augita e plagioclásio, ocorrendo geralmente no núcleo desses minerais. A titanita é rara, apresenta forma anedral, tamanhos variando de 0,4 a 1,1 mm, apresenta-se levemente fraturada e contato irregulares com cristais de augita, hornblenda e plagioclásio (Figura 5C).

4.1.5 Intrusão B3 - Olivina-enstatita gabro

Na intrusão B3, a rocha é composta por plagioclásio, hornblenda, augita enstatita e olivina. Microscopicamente, observou-se a presença de cristais reliquias de olivina, além de enstatita e augita. Entretanto, a rocha apresenta um intenso grau de alteração deutérica, ou seja, os minerais primários estão intensamente saussuritizados, serpentinizados e uralitizados (Fig. 5D-5E). Como minerais acessórios têm-se magnetita e pirita. A enstatita apresenta hábito anedral, cor bege pálido, cor de interferência acinzentada e tem comprimento entre 0,10 a 0,30 mm. Localmente, encontra-se incluso em cristais de augita e raramente alterando-se para serpentina (Fig. 5D)

Os cristais de olivina são raros e diminutos, apresentam hábito anedral, com cor de interferência de alta. Ocorrem inclusos em enstatita e alte-

rando para serpentina e também com pequenas inclusões de magnetita e pirita. O plagioclásio tem hábito anedral, com comprimento variando entre 0,10 a 0,40 mm, apresenta geminação lei da albite e periclina e extinção ondulante. Os cristais estão intensamente saussuritizado e compõem a matriz aleatoriamente. A augita apresenta hábito anedral, comprimento variando entre 0,50 a 1,10 mm, cor marrom pálida e cor de interferência variando de marrom a azul, de moderada a alta ordem. Altera-se para hornblenda da borda para o centro, clorita do centro para a borda, e também calcita e epidoto (Fig. 5D). Apresenta também inclusões de magnetita, e localmente núcleos preservados de enstatita.

A hornblenda é anedral, tem comprimento variando de 0,2 a 1,1 mm, cor verde clara. É formada a partir da da hidratação de piroxênios, além de estar fortemente cloritizada e epidotizada (Fig. 5E). A serpentina possui hábito fibroso, formando pequenos aglomerados sempre associados à cristais de enstatita, sendo provavelmente produto da hidratação deste mineral. Apresenta relevo baixo, cor bege clara e cor de interferência cinza de primeira ordem (Figura 5). O epidoto é um mineral neoformado a partir de plagioclásio e hornblenda, ocorre de forma anedral e tamanhos variados, mas sempre diminuto. Já a clorita apresenta forma acicular e fibrosa, cor esverdeada clara e cor de interferência cinza a amarelo de primeira ordem. É neoformada a partir da hornblenda ao longo dos planos de clivagem, bordas e núcleo.

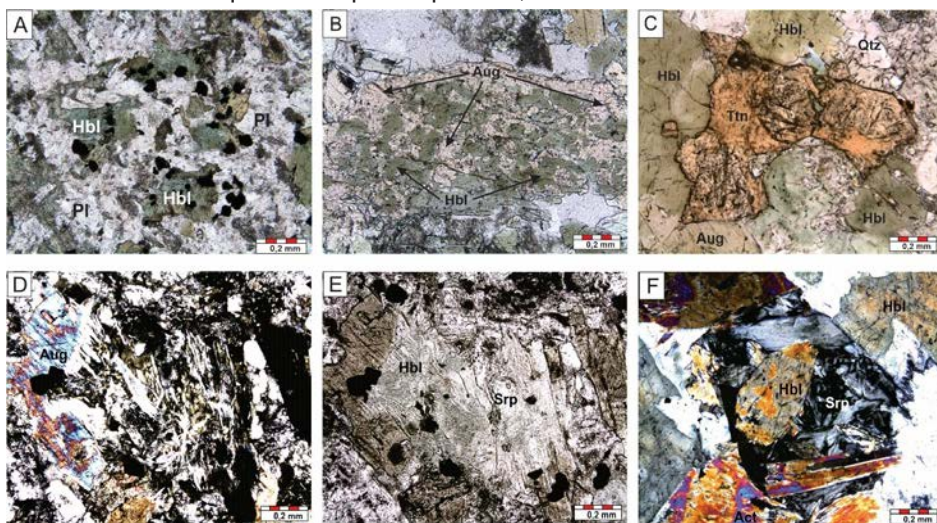
4.1.6 Intrusão B4 – Olivina gabronorito serpentizado

Na última intrusão a B4, a rocha é constituída por hornblenda, serpentina, actinolita e plagioclásio, com base na mineralogia calculada por meio da norma CIPW (Cross, Iddings, Pirsson & Washington, 1903) e classificada como olivina-gabronorito (Le Maitre, 2002) Microscopicamente essa rocha é hipidiomórfica, inequigranular, composta por hornblenda (43,09 %), serpentina (39,48 %), actinolita (13,02 %) e plagioclásio (4,41 %), como minerais principais, e clorita, sericita, epidoto e calcita como minerais secundários (Fig. 5F). A hornblenda tem coloração bege esverdeada, textura fanerítica, com hábito eudral a anedral, com comprimento variando de 0,1 a 0,6 mm. Apresenta contatos justapostos entre si e interlobado com plagioclásio. Está alterando para clorita, calcita, e talco, e também sendo substituída por tremolita-actinolita. A alteração ocorre principalmente da borda para o centro do cristal.

A serpentina possui hábito fibroso, encontra-se disseminada na rocha formando pequenos aglomerados, apresenta relevo baixo, cor bege clara e cor de interferência cinza a amarelo de primeira ordem (Fig. 5F). É produto de alteração, possivelmente, de cristais de olivina e enstatita, porém não observados em lâmina. Os cristais de actinolita-tremolita compõem uma solução sólida, ocorrem comumente intercrescidos, entretanto a actinolita é mais abundante. Apresentam hábito placoso, subedral a anedral, granulação média a fina, cor variando do incolor ao verde pálido, com cores de interferência de alta ordem e sendo substituídos por hornblenda (Fig. 5F).

O plagioclásio tem hábito eudral a subedral, apresenta geminação lei da albita, e o seu comprimento varia de 0,10 a 0,30 mm. Dispõe-se aleatoriamente compondo intersticialmente a matriz e alterando para sericita, calcita e epidoto (i.e., saussuritização). A clorita é rara, apresenta coloração esverdeada, hábito placoso e fibroso, com granulação fina e cor de interferência de baixa ordem. É neoformada a partir da hornblenda, tendo o processo de cloritização variando de moderado a fraco e ocorre do centro para a borda da hornblenda. O epidoto é neoformado a partir do plagioclásio e da hornblenda, tem relevo alto, com forma subedral a anedral, granulação fina a muito fina, e cor de interferência alta.

Figura 5: Intrusão W (A) Cristais de plagioclásio intersticiais entre hornblenda neoformada; B2 (B e C) (B) Augita parcialmente uralitizada para hornblenda; (C) titanita envolvida por hornblenda e augita; B3 (D e E) Cristal de augita alterando para clorita, com núcleo serpentinizado, com nicol paralelo e cruzado respectivamente; B4 (F) aglomerados de cristais de serpentina em contato com hornblenda, com nicois cruzados. Legendas: Pl – plagioclásio, En – enstatita, Ol – olivina, Aug – augita, Hbl – hornblenda, Ttn – titanita, Qtz – quartzo. Srp – serpentina, Act – actinolita.



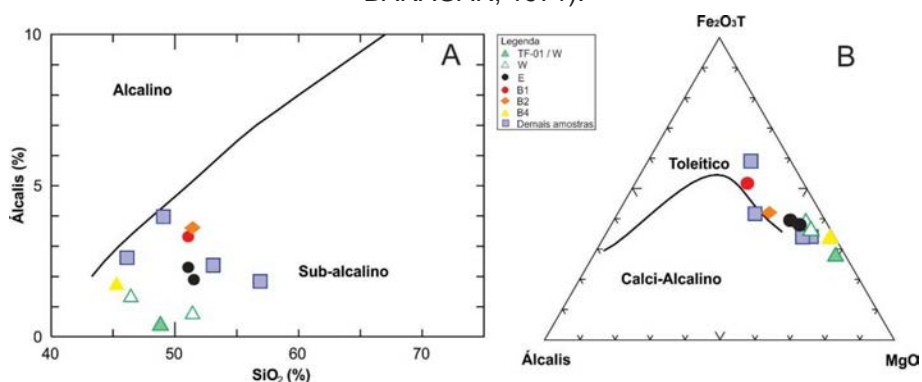
4.2 Litogeoquímica

Neste trabalho foram utilizados 12 (doze) análises de rocha total (Tab. 1), sendo seis deste estudo (TF) e seis publicadas na área de estudo ou muito próximo dela, pela CPRM (1999, 2010). Todos os dados geoquímicos foram utilizados com a finalidade de verificar a natureza da fonte, identificar a afinidade geoquímica e o comportamento geoquímico dos óxidos e elementos analisados, investigar os processos magmáticos envolvidos durante a evolução das rochas estudadas e inferir seus ambientes tectônicos.

Petrograficamente, as rochas incorporadas a este estudo, na sua grande maioria, apresentam textura cumulática e composição gabróica a diorítica. Entretanto, as amostras SR- 40a e LM-07b, nomeadas como hornblenditos pela CPRM, (1999), tiveram sua petrografia refeita e classificadas como gabronorito e diorito, respectivamente. Uma outra informação importante é que as amostras SR-233a e SR-40a pertencem, respectivamente, às bordas das intrusões W e E. A incorporação dessas amostras a este trabalho baseou-se em critérios, como: localização geográfica, composição mineralógica e geoquímica e contexto geológico compatíveis com esse estudo. As amostras do corpo B3 não foram analisadas para rocha total, pois encontravam-se bastante intemperizadas.

Neste trabalho, a amostra TF-01 devido aos altos valores de MgO (23,63 wt%), Cr (1148 ppm), Ni (870 ppm) e Mg# (77,44), e baixa concentração de SiO₂ (48,83%) (Tab. 1) é interpretada como a mais primitiva de todas. Contudo, por ser uma rocha de textura cumulática e a sua composição não representaria, assim, a do magma parental. Em alguns diagramas apresentados, a amostra TF-01 está identificada diferentemente das demais do corpo W, a fim de facilitar a apresentação e discussão dos dados. Diversos estudos petrológicos (POLAT *et al.*, 1999; MA *et al.*, 2016), foram bem-sucedidos usando elementos maiores com o objetivo de verificar a tendência de formação ou não de agrupamentos e associações de rochas, e elementos menores e traços para identificar processos magmáticos e possíveis fontes. As rochas estudadas, quanto a sua composição geoquímica apresentam caráter sub-alcálico (Fig. 6A), sendo provenientes de um magma de composição basáltica toleítica, enriquecido em Fe e Mg e empobrecido em álcalis (Na + K) (Fig. 6B).

Figura 6: A – Diagrama binário SiO₂ vs. Álcalis (Na₂O + K₂O); B – Diagrama ternário que define a afinidade geoquímica das rochas estudadas (IRVINE & BARAGAR, 1971).



Quanto aos óxidos maiores, as amostras apresentam uma variação significativa em MgO (5,82% - 23,67%), Al₂O₃ (3,74% - 18,63%), CaO (6,60% - 17,30%) e Mg# (46,96 – 81,82) e menor em SiO₂ (45,29% - 56,90%) e Fe₂O₃(T) (8,20% - 14,13%) (Tab. 1). Entre as amostras estudadas, as razões de CaO/Al₂O₃ (0,44 - 1,87) e Al₂O₃/TiO₂ (9,17 – 28,24) apresentam valores menores ou próximos as do manto primitivo (i.e. 0,75 e 22,09, respectivamente: McDonough & Sun 1995). Entretanto, a razão Al₂O₃/TiO₂ (116,25) da amostra TF-06 difere-se das demais, devido à baixa concentração de TiO₂ (0,16%).

Por se tratar de rochas máficas-ultramáficas, nos diagramas de Harker o MgO foi utilizado como o índice de diferenciação. A partir da análise dos diagramas binários, é possível identificar *trends* parcialmente alinhados, dispersão moderada de pontos em alguns componentes e a amostra TF- 01 isolada das demais (Fig.7). Para checar se essa amostra TF-01 pertenceria a um grupo distinto de amostra ou não, foi verificado o posicionamento das demais amostras da intrusão W, uma vez que são cogenéticas entre si. Assim, utilizou-se uma simbologia diferente para essas amostras (TF-06 e SR-233a). Nos diagramas, é notório observar que os valores de MgO apresentam comportamento compatível com CaO, Ni e Cr₂O₃ e incompatível com SiO₂, TiO₂, Fe₂O₃(T), MnO, Na₂O, K₂O, P₂O₃ e Zr e Al₂O₃, (Fig. 7). Além disso, diferentes estágios de fracionamento e cristalização de hornblenda e óxidos de Fe e Ti também poderiam explicar as variações observadas (Fig. 7).

Tabela 1: Análises geoquímica de rocha total dos óxidos maiores, menores e elementos traços para as rochas máficas-ultramáficas da região de Amajari, RR.

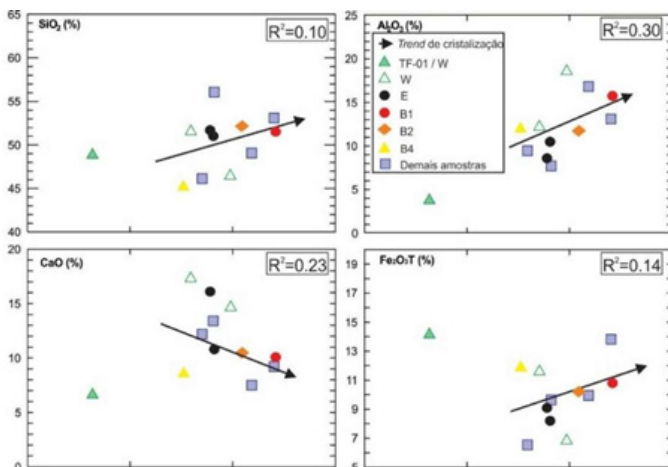
Intrusões	W	B4	W	-	E	E	-	W	B2	-	-	B1
Amostras/ Elemento Websterito	TF-01	TF-14	SR-233a (1)	MF-143 (2)	SR-40a (1)	TF-10	LM-07b (1)	TF-06	TF-15	MF-108c (2)	SR-108b (1)	TF-08
	Gabronorito	Gabro	Gabro	Gabronorito	Gabronorito	Diorito	Norito	Gabro	Gabro	Gabro	Gabro	
Óxidos (% em peso)												
SiO ₂	48.83	45.29	51.50	46.13	51.70	51.05	56.90	46.41	52.16	49.07	53.10	51.49
TiO ₂	0.27	0.88	0.33	0.82	0.53	0.50	0.84	0.16	0.70	0.66	0.96	0.99
Al ₂ O ₃	3.74	12.08	9.32	12.32	8.59	10.48	7.71	18.60	11.74	16.83	13.1	15.75
Fe ₂ O ₃ T	14.13	11.93	6.42	11.7	9.09	8.20	9.63	6.82	10.21	9.95	13.82	10.80
MnO	0.25	0.18	0.17	0.19	0.13	0.15	0.19	0.12	0.22	0.14	0.25	0.16
MgO	23.67	14.78	14.10	12.98	12.2	11.90	11.80	10.28	9.10	8.15	5.97	5.82
CaO	6.60	8.70	17.30	12.18	16.1	13.41	10.80	14.64	10.47	7.50	9.21	10.07
Na ₂ O	0.31	1.22	0.53	1.72	1.21	1.52	1.22	1.24	2.15	2.76	2.12	2.35
K ₂ O	0.06	0.49	0.12	0.9	0.25	0.46	0.62	0.10	1.01	1.22	0.25	0.60
P ₂ O ₅	<0,01	0.06	0.02	0.29	0.09	0.08	0.08	<0,01	0.15	0.42	0.13	0.15
Cr ₂ O ₃	0.34	0.20	-	0.15	-	0.19	-	0.08	0.05	0.02	-	0.02
PF	1.20	3.80	1.21	2.30	0.77	1.50	1.00	1.30	1.70	3.10	0.01	1.70
TOTAL	99.40	99.61	101.02	101.68	100.66	99.44	100.79	99.75	99.66	99.82	98.92	99.90
CaO/ Al ₂ O ₃	1.76	1.85	0.72	0.99	0.89	1.87	1.4	0.79	0.64	0.44	0.7	1.28
Al ₂ O ₃ / TiO ₂	13.85	28.24	13.72	15.02	16.77	16.2	9.17	116.25	15.9	25.5	13.64	20.96
Mg#	77.44	71.74	81.82	75.63	73.34	74.84	71.52	75.54	64.62	69.45	46.96	52.48

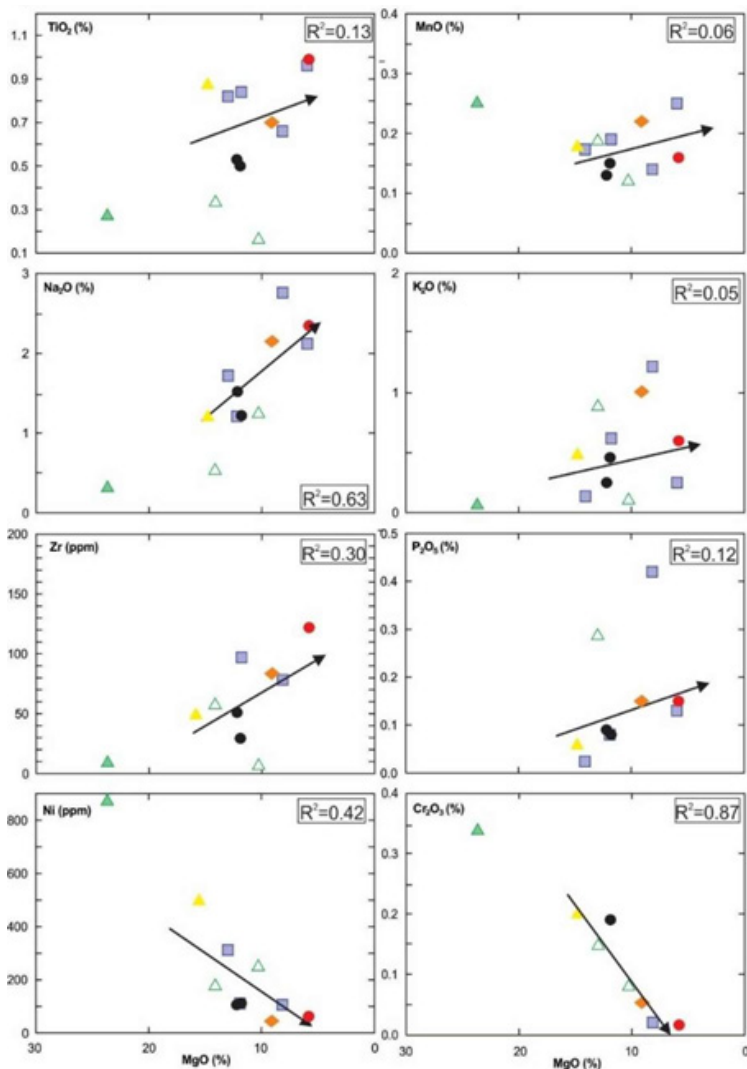
Elementos-traço (ppm)	Ba	84.00	288.00	41.00	1348.50	152.00	240.00	330.00	60.00	646.00	774.50	-	208.00
	Rb	1.60	21.40	-	33.40	13.00	4.50	5.00	0.60	22.70	39.80	-	21.50
	Sr	63.50	110.80	172.00	524.90	232.00	377.90	132.00	456.30	518.50	667.20	-	247.00
	Zr	8.70	50.10	-	58.60	51.00	29.40	97.00	6.30	83.60	78.40	-	122.00
	Nb	0.30	2.10	-	5.30	5.10	1.40	8.10	0.10	3.30	4.30	-	6.30
	Ni	870.00	502.00	176.00	312.00	106.00	111.00	112.00	249.00	45.00	106.00	-	63.00
	Co	114.50	78.20	36.00	59.60	40.00	45.00	51.00	50.40	42.80	43.50	-	51.30
	Zn	36.00	22.00	43.00	26.00	45.00	2.00	71.00	4.00	9.00	52.00	-	51.00
	Cr*	2305.85	1382.14	-	1026.34	-	1300.03	-	540.54	362.64	136.85	-	109.48
	Ti*	1618.61	5275.46	1978.30	4915.77	3177.27	2997.42	5035.67	959.17	4196.39	3956.59	5769.58	5934.89
	Y	8.20	21.10	-	25.20	5.00	9.30	57.00	6.30	16.70	25.20	-	33.20
	Cs	0.30	1.00	-	0.80	-	0.10	-	0.10	0.20	1.10	-	0.90
	Ta	0.10	0.20	-	0.20	-	0.10	-	0.10	0.20	0.20	-	0.40
	Hf	0.40	1.60	-	1.60	-	1.10	-	0.20	2.40	2.60	-	3.30
	U	<0,1	0.20	-	0.70	-	0.50	-	<0,1	0.50	0.60	-	0.60
	Th	<0,2	1.20	-	2.40	-	1.20	-	<0,2	1.50	2.40	-	2.90
	V	152.00	214.00	162.00	252.00	182.00	195.00	142.00	82.00	214.00	159.00	-	244.00
	W	4.50	1.00	-	0.80	-	3.80	-	4.80	5.00	0.60	-	4.60
	Ga	5.90	12.80	-	15.40	-	12.10	-	14.70	15.10	18.00	-	19.00
	Ag	<0,1	<0,1	-	-	-	<0,1	-	<0,1	<0,1	-	-	<0,1
	As	<0,5	1.40	-	-	-	<0,5	-	1.00	<0,5	-	-	1.70
	Bi	<0,1	<0,1	-	-	-	<0,1	-	0.10	0.10	-	-	<0,1
	Cd	<0,1	<0,1	-	-	-	<0,1	-	<0,1	<0,1	-	-	0.10
	Cu	17.00	71.40	43.00	120.20	172.00	56.00	15.00	95.50	17.50	77.60	-	176.90
	Hg	<0,01	<0,01	-	-	-	<0,01	-	0.20	<0,01	-	-	<0,01
	Mo	0.30	0.20	-	-	-	0.30	-	1.30	0.40	-	-	0.60
	Pb	0.50	1.60	15.00	1.50	10.00	0.90	20.00	45.50	1.20	1.70	-	2.50
	Sb	<0,1	<0,1	-	-	-	<0,1	-	0.30	0.40	-	-	<0,1
Elementos-traço (ppb)	La	5,40	9,90	5,31	32,70	6,27	8,40	28,57	2,10	14,90	26,10	5,70	16,60
	Ce	6,90	15,40	13,86	54,40	14,60	14,90	55,28	4,10	31,70	48,80	13,94	33,10
	Pr	1,56	2,38	-	7,70	-	1,86	-	0,59	4,13	7,42	-	4,53
	Nd	6,10	10,70	-	5,30	5,10	8,20	8,10	3,10	17,70	4,30	-	19,40
	Sm	1,38	2,66	2,31	6,40	1,41	1,98	5,23	0,93	3,79	5,90	3,02	4,98
	Eu	0,39	0,90	0,52	1,77	0,45	0,64	1,15	0,36	1,11	1,66	0,91	1,44
	Gd	1,58	3,35	2,11	5,32	1,22	1,98	4,08	1,13	3,83	4,88	3,48	5,83
	Tb	0,27	0,58	-	0,87	-	0,31	-	0,18	0,59	0,80	-	0,96
	Dy	1,63	3,55	2,22	4,23	1,06	1,88	3,58	1,17	3,42	4,04	3,75	5,91
	Ho	0,32	0,75	0,44	0,90	0,20	0,38	0,67	0,22	0,61	0,84	0,70	1,18
	Er	1,01	2,19	1,19	2,56	0,50	1,03	1,59	0,64	1,87	2,38	1,64	3,41
	Tm	0,14	0,31	-	0,33	-	0,15	-	0,08	0,26	0,37	-	0,49
	Yb	0,96	1,93	0,83	2,29	0,33	0,95	1,10	0,59	1,57	2,20	1,08	3,04
	Lu	0,15	0,29	0,11	0,31	0,04	0,14	0,13	0,09	0,23	0,34	0,13	0,45
	ΣETR	27,79	54,89	37,00	125,08	31,18	36,00	109,48	15,28	71,31	110,03	34,35	88,22
ΣETR/ ΣETRP		3,31	2,96	4,29	5,73	7,21	4,18	7,90	2,43	4,67	5,28	1,94	3,08
	Au (ppb)	<2	3,00	-	-	-	<2	-	4,00	<2	-	-	4,00

Pd (ppb)	19,00	5,00	-	-	-	10,00	-	19,00	8,00	-	-	14,00
Pt (ppb)	<3	4,00	-	-	-	12,00	-	21,00	10,00	-	-	18,00
(La/Yb)N	4,04	3,68	4,59	10,25	13,63	6,35	18,64	2,55	6,81	8,51	3,79	3,92
La/Ta	54	49,5	-	163,5	-	84	-	21	74,5	130,5	-	41,5
Eu/Eu*	0,81	0,92	0,72	0,93	1,05	0,99	0,76	1,08	0,89	0,95	0,86	0,82
La/Nb	18,00	4,71	-	6,17	1,23	1,02	3,53	21,00	0,84	6,07	-	0,86
Ti/Yb	182,34	305,12	264,33	232,43	1059,90	354,23	506,41	298,92	202,01	591,94	219,02	
Nb/Yb	0,31	1,09	-	2,31	15,45	1,47	7,36	0,17	2,10	1,95	-	2,07
TiO2/Yb	0,28	0,46	0,40	0,36	1,61	0,53	0,76	0,27	0,45	0,30	0,89	0,33
Th/Yb	-	0,62	-	1,05	-	1,26	-	-	0,96	1,09	-	0,95
Ta/Yb	0,10	0,10	-	0,09	-	0,11	-	0,17	0,13	0,09	-	0,13
Nb/Y	0,04	0,10	-	0,21	1,02	0,15	0,14	0,02	0,20	0,17	-	0,19
Zr/Y	1,06	2,37	-	2,33	10,20	3,16	1,70	1,00	5,01	3,11	-	3,67
Ti/Y	21,35	27,91	-	21,12	69,95	36,18	9,77	17,02	28,10	17,64	-	20,06

Legenda: Fonte dos dados: (1) – CPRM (1999) e (2) CPRM (2010); Fe2O3T (ferro total); PF – (perda ao fogo); (-) ausência de dados analíticos ou informações; (<) indica que o valor obtido foi menor que o limite de detecção do método analítico, em que todos os amostras tiveram valores abaixo do limite para Selênio e Tálcio; (*) no Cr e Ti indica que foram calculados a partir dos seus respectivos óxidos; Eu/Eu* calculado conforme Taylor & McLennan (1985); Mg# ($Mg\# = 100Mg/(Mg+Fe+2)$); razão (La/Yb)N normalizado pelo manto primitivo de Sun & McDonough (1989).

Figura 7: Diagramas binários MgO versus óxidos maiores e menores em %; Ni e Zr em ppm. O sentido da seta indica que o trend é compatível com o aumento da SiO2. A setas foram calculadas por regressão linear no Excel, excluindo a amostra TF-01. As demais amostras são aquelas pertencentes a este estudo que não foram individualizadas nestes diagramas



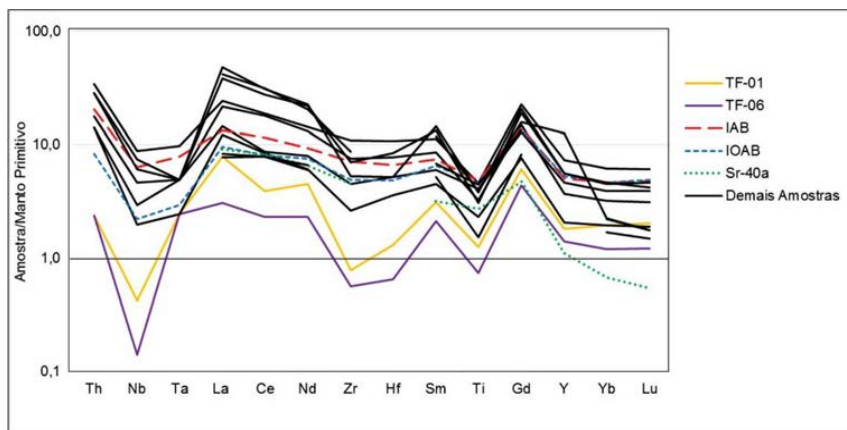


4.3.3 Diagrama multi-elementar

Segundo Li *et al.* (2015), os diagramas multi-elementares que combinam elementos traços de alto potencial iônico (i.e., HFSE: Ti, Th, Nb, Zr, Ta e Hf) e terras raras (i.e., La, Ce, Nb, Sm, Gd, Yb e Lu) têm se mostrado bastante eficientes na discriminação de ambientes geotectônicos e fontes mantélicas atuais de rochas basálticas. De modo geral, nas amostras estudadas, os valores de HFSE, com exceção do Ti, mostram-se enriquecidos quando comparados aos do manto primitivo de Sun & McDonough (1989) (Fig. 8). Entretanto, Nb, Zr e Hf estão empobrecidos em duas amostras (TF-01 e TF-06), e Yb e Lu em uma (SR-40a). Por outro lado, La

apresenta-se fortemente enriquecido, chegando a próximo de 50 vezes em algumas amostras.

Figura 8: Diagrama multielementar das amostras deste estudo, comparadas com fontes basálticas atuais (Li *et al.*, 2015) e normalizados pelo manto primitivo (Sun e McDonough, 1989). Legenda: IAB – Basalto de arco de ilha e IOAB – Basalto de arco intra-oceânico. As demais amostras são aquelas pertencentes a este estudo que não foram individualizadas neste diagrama.



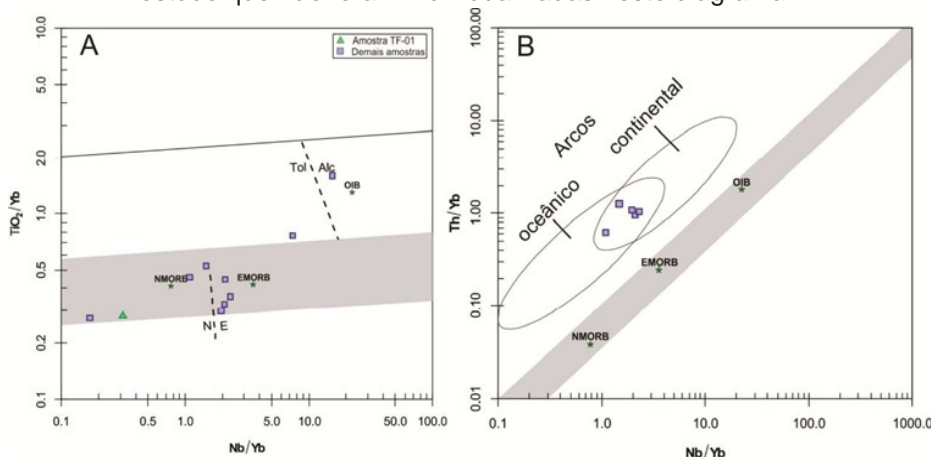
Os resultados obtidos, quando comparados aos dados de fontes e/ou ambientes tectônicos modernos, são compatíveis com aqueles dos basaltos de arco de ilha (IAB) e/ou intra-oceânicos (IOAB) (Fig. 8). Contudo, nesses ambientes, o Ti apresenta-se levemente enriquecido em relação ao manto primitivo. Segundo Pearce (1983), a baixa concentração de Ti em rochas de assinatura de arco, poderia estar relacionada com a retenção de rutilo na fonte. Partindo deste princípio, o empobrecimento de ETRP (i.e., Yb e Lu) para a amostra SR-40a poderia sugerir a retenção de granada na fonte ou, ainda, devido ao fracionamento de hornblenda a partir de um líquido basáltico (Rollinson, 1993).

5. DISCUSSÕES

5.1 Ambiente tectônico

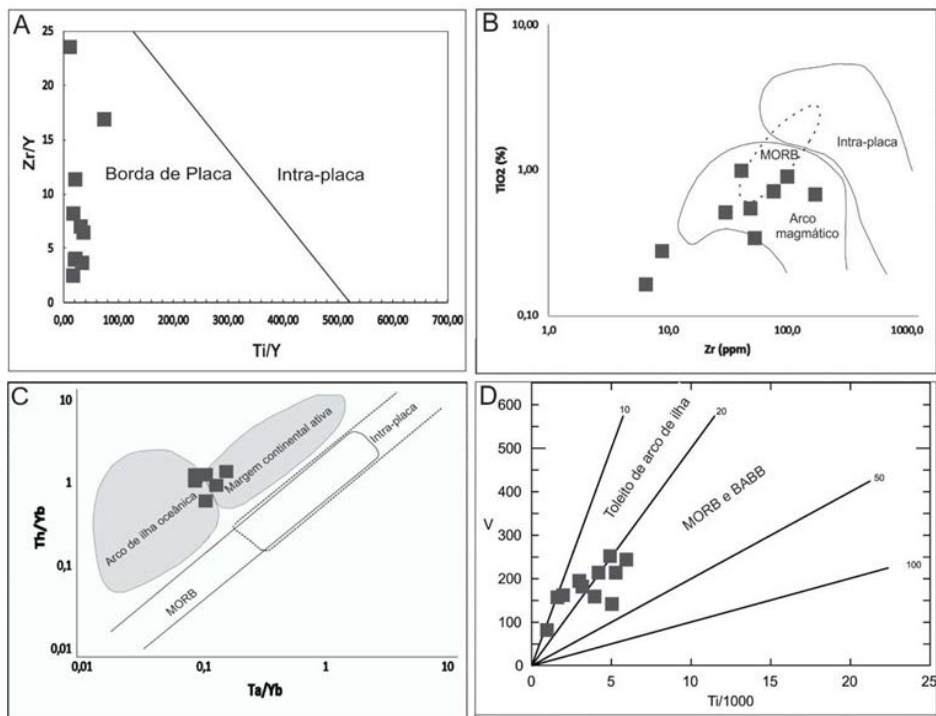
As razões Nb/Yb, Th/Yb e TiO_2/Yb (Tab. 1) quando combinadas em diagramas binários podem inferir diferentes ambientes geotectônicos e tipos de fonte para rochas de composição basáltica (Pearce, 2008). As rochas máficas-ultramáficas estudadas quando plotadas nesses diagramas encontram-se dispersas no campo dos basaltos de cadeia meso-oceânica, entre as fontes empobrecidas (N-MORB) e enriquecidas (E-MORB) em elementos incompatíveis (Fig. 9A), sugerindo uma possível interação entre tais fontes.

Figura 9: Diagrama indicando possíveis fontes magmáticas e suas interações. A - razão Nb/Yb vs. TiO_2/Yb , e B - razão Nb/Yb vs Th/Yb, (Pearce, 2008). Em B, os campos de arcos magmáticos oceânico e continental foram extraídos de Pearce et al., (2014). As demais amostras são aquelas pertencentes a este estudo que não foram individualizadas neste diagrama.



Para as amostras estudadas, a razão Nb/Yb varia significativamente (Tab. 1; Fig. 9A-B) e plotam no campo de arcos magmáticos continental e/ou oceânico e acima das fontes E-MORB (Fig.9B). Essas características sugerem que essas rochas foram geradas em ambiente de arco, associado a zona de subducção. Tal hipótese também é corroborada pelos valores de Zr, TiO_2 e Y e suas respectivas razões (Fig. 10A e B). Entretanto, para alguns autores (Riker *et al.*, 1999b), as rochas máficas-ultramáficas da área de estudo foram geradas por magmatismo intra-placa, aproveitando algumas anisotropias pré-existentes na crosta. Para investigar em qual tipo de arco as rochas poderiam ter sido geradas utilizou-se os diagramas binários Ta/Yb versus Th/Yb (Fig. 10C) e Ti/1000 versus V (Fig. 10D). Nesses diagramas, os dados sugerem fortemente a mesma interpretação que foi feita para os diagramas da figura 9B, rochas associadas a um arco, não sabendo se ele foi de ilha ou margem continental. A interpretação integrada desses diagramas infere que as rochas estudadas foram geradas em ambiente de arco de ilha oceânica ou de margem continental ativa. Essa interpretação também é corroborada por anomalias negativas de Nb e Ti observadas nessas rochas nos diagramas multielementares (Fig. 8), típica de rochas associadas zona de subducção (Wyman, 1999).

Figura 10: Diagrama de dispersão de pontos: A – de Ti/Y vs. Zr/Y (Pearce & Gale, 1977); B – Zr vs. TiO₂ Pearce, (1983); C – Ta/Yb vs. Th/Yb (Pearce, 1983); D – Ti/1000 vs. V (Shervais, 1982). Quadrados negros representam as amostras do banco de dados deste estudo que estão na tabela 1. BABB (basalto de bacia de retro-arco).



Riker et al., (1999b), infere que essas intrusões máficas-ultramáficas encontradas no Domínio Surumu, foram geradas por magmatismo intraplaca não orogênico, relacionando-as à Suíte Uraricaá. Lembrando que, na área tipo, as rochas pertencentes a esta suíte afloram de forma concordante com a estruturação do Domínio Parima (NW-SE) intrudindo às Suítes Trairão e Pedra Pintada (CPRM, 2014), e de idade mínima de cristalização de 1,88 Ga (informação verbal). Sabendo disso, e usando dados e informações do contexto geológico regional, de petrografia, litogeoquímica, com a assinatura de arco associado a subducção que essas rochas possuem, existem algumas possibilidades de ambiente geológico que atuaram na formação dessas rochas. Assim, essas rochas máficas-ultramáficas teriam que ter uma idade de cristalização inferior a essa Suíte, ou seja, inferior a 1,96 Ga. Sendo assim, pensando no contexto geológico regional e com esses dados apresentados, essas rochas não poderiam estar relacionadas à orogenia que deu origem ao Cinturão Cauarane-Coerueni ou associado

a instalação do Arco de Trairão (2,04 Ga.) proposto por CPRM (2010), pois seriam mais jovens.

Dessa forma, a possibilidade mais plausível, a partir de todos os dados obtidos é de um magmatismo máfico-ultramáfico pós-orogênico, de idade próxima ao fim da orogenia, para a origem dessas rochas, e que carregaria a assinatura de uma fonte mantélica com contribuição de litosfera oceânica, subductada pela orogenia que deu origem ao Arco Trairão. Vale salientar também a presença de uma fase mineral composta principalmente por hornblenda + clorita \pm serpentina \pm actinolita que evidencia um evento metamórfico estático de baixo grau ocorrido nessas rochas, que quando associado ao eventos tectono-metamórficos reginais pode ter sido gerado por uma LIP/SLIP, mas essencialmente termal do que de stress.

Essa possibilidade é mais especulativa do que realmente concreta, uma vez que, não existem evidências de campo e eventos tectono-metamórficos descritos para a região que corroborem para tal possibilidade, entretanto não sendo totalmente impossível. Dados de química mineral e geocronologia futuramente obtidos nessas rochas poderiam vislumbrar ou eliminar essa possibilidade. Um último ponto que vale destacar, são as características petrográficas de textura subofítica, textura mimerquítica + quartzo vermicular, fraturas preenchidas por pirita + calcopirita e presença de grandes cristais de magnetita, presentes nas rochas da intrusão B1 (TF-08), serem bastante semelhantes as descritas para outra unidade aflorante na área, o Diabásio Avanavero, descrito na área por CPRM (2010). Essa unidade é associada com uma LIP (*Large Igneous Provinces*) de idade de 1,79 - 1,77 Ga. que ocorreu na região (Reis et al., 2013). Entretanto, por mais que petrograficamente sejam semelhantes os dados e modelagem geoquímicos, via AFC, demonstram que são cogenéticas entre si.

6. CONCLUSÕES

Na área de estudo foram mapeadas 6 (seis) intrusões, de diferentes litologias, com composição variando de olivina-websterito até gabro, mas com predominância de rochas gabroicas e aparentemente todas intrudindo as rochas da Suíte Pedra Pintada. As características magmáticas das rochas estudadas estão bem preservadas, principalmente quanto às feições microscópicas primárias. As texturas ígneas cumuláticas e subofíticas ainda podem ser reconhecidas em escala de afloramento, descartando, assim, qualquer evento deformacional que possa ter afetado essas intrusões. Entretanto, algumas rochas apresentam fases minerais hidratadas, composta principalmente por hornblenda + clorita \pm serpentina \pm actinolita que evidencia um metamorfismo de baixo grau que afetou essas rochas.

A assinatura geoquímica dessas rochas sugere que são cogenéticas, pois é observado um trend no campo de rochas toleíticas, além da maior

parte das amostras apresentar boa correlação nos diagramas binários para óxidos maiores e menores, e elementos traços em relação ao MgO. De maneira similar é observado em relação aos elementos traços e ETRs normalizados ao manto primitivo, os quais apresentam assinatura de arco de magmático com anomalias negativas de Nb e Ti. No geral, rochas com baixo conteúdo de MgO, Ni, Cr, Co e Sc indicam remoção inicial na fonte de olivina e piroxênios. Já as rochas ultramáficas que possuem valores mais elevados contém as fases minerais supracitadas. À medida que as fases minerais se cristalizam os elementos contidos nesses minerais ficam menos abundantes, o que define um processo de cristalização fracionada para essas rochas a partir de um único magma.

Quanto ao contexto geotectônico, as anomalias negativas de Nb e Ti, refletem uma fonte magmática empobrecida em zona de subducção em ambiente de arco para as rochas estudadas. A anomalia negativa de Nb, sugere que as rochas foram geradas a partir da fusão parcial do manto metassomatizado por fluidos derivados do próprio processo de subducção (Pearce, 2008, Dharma Rao et al., 2011). Já a anomalia negativa de Ti pode estar associada a retenção do mesmo na fonte na forma de óxidos (ilmenita e/ou rutilo) em um ambiente oxidante típico de é uma possível mistura de uma fonte E-MORB com uma N-MORB, com contribuição crustal de crosta oceânica subductada, em um ambiente de arco magmático.

Com relação ao modelo geológico proposto para essas rochas, com base nos dados que se têm, admitisse que poderiam representar intrusões pós-orogênicas associado à um arco magmático em seu estágio inicial de estabilidade. Já o contexto de correlação estratigráfica e nomenclatura geológica para essas rochas, sugere-se continuar associando-as à Suíte Máfica- Ultramáfica Uraricaá, até que novos trabalhos definam melhor essa unidade, principalmente na área tipo (i.e., Rio Uraricaá).

AGRADECIMENTOS

Agradeço a UFAM pela disponibilidade de uso das instalações e equipamentos, bem como o CNPq e CAPES, por apoiar o programa de pós-graduação em geociências da UFAM. Agradecer também aos revisores deste texto.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F. F. M; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. & FUCK, R. A. Províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande. Atas, Campina Grande: SGB/Núcleo Nordeste, 363-391, 1977.

AIGNERTORRES, M., BLUNDY, J., ULMER, P. e PETTKE, T. Laser Ablation ICPMS study of trace element partitioning between plagioclase and basaltic

melts: an experimental approach. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 153: 647-667, 2007.

ALBARÈDE, F. Introduction to geochemical modeling. Cambridge University, Press, New York – USA, 543p 1995.

AMARAL, G.; Geologia pré-cambriana da região Amazônica. São Paulo, 212 p. Tese (Mestrado Livre-Docência), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, SP. 1974.

ASHWAL, L. D.; Anorthositites. Springer-Verlag, Berlim, 422pp, 1993.

CORDANI, U.G., TASSINARI, C.C.G., TEIXEIRA, W., BASEI, M.A.S. & KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Congresso Geológico Chileno, 2, Arica. Actas, Chile, 137-148, 1979;

CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B. B. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 12, n. 1/3, 78-88, 1982.

CORDANI, U.G., TEIXEIRA, W., Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. *Geol. Soc. Am. Memoir* 200, 297–32, 2007.

COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. Evolução geológica da Amazônia. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3, INESP/ SBG, 1997. v.1, 142-145, 1997.

CPRM, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - Serviço Geológico do Brasil, Projeto Roraima Central: Geologia e Metalogênese. Folha NA.20-X / NA.21-V. Estado de Roraima. Escala 1:500.000. Manaus, 1 CD-ROM, 1999.

CPRM, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - Serviço geológico do Brasil., Projeto Amajari: Cartografia da Amazônia – Levantamentos Geológicos Básicos: Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila de Tepequém NA.20-X-A-III, CPRM - Manaus, 2010.

CPRM, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - Serviço geológico do Brasil. Mapa da Geologia da Folha Ilha de Maracá, NA.20-X-A, 1:250.000, 2014.

CROSS, W.; IDdings, J. P.; PIRSSON, L. V.; Washington, H. S. Quantitative Classification of Igneous Rocks. University of Chicago Press, 1903.

DHARMA RAO, C.V.; WINDLEY, B.F.; CHOUDHARY, A.K. The Chimalpahad anorthosite Complex and associated basaltic amphibolites, Nellore Schist Belt, India: Magma chamber and roof of a Proterozoic island arc. *Journal of Asian Earth Sciences*, V.40: 1027-1043 pp, 2011.

FARINA, M. Metais do grupo da Platina: Ambiências geológicas e ensaio sobre a gtitologia quantitativa com aplicação para descobrimento de depósitos. In: CONG. BRAS. GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Anais...Belém, Sociedade Brasileira deGeologia, 6 v. v.1 p. 144-154, 1988.

FARINA, M. Programa Nacional de Prospecção de Metais do Grupo da Platina: uma síntese (Parte 2). A Terra em Revista, Belo Horizonte, v.2, n.2, p.50-56, ago.1996.

FRAGA L.M.B., REIS N.J. - A Reativação do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central durante o Episódio K'Mudku. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador, BA, Anais, v. 1, 424-426, 1996.

FRAGA, L. M. B. Geologia Estrutural. In: CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO-DO BRASIL. Roraima Central: folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D(inteiras) e folhas NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Estado de Roraima. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, p. 117-128. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, 1999.

FRAGA, L. M. B., REIS, N.J. DALL'AGNOL, R., ARMSTRONG, R.. Cauarane - Coeroene Belt – The tectonic southern limit of the preserved Rhyacian crustal domain in the Guyana Shield, northern Amazonian Craton In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 33., 2008, Oslo, Noruega. Abstract. Oslo: IUGS, 1 CD-ROM, 2008.

FRAGA, L. M. B., MACAMBIRA, M.J.B, DALL'AGNOL, R, COSTA, J.B.S. 1.94-1.93 Ga charnockitic magmatism from the central part of the Guyana Shield, Roraima, Brazil: single zircon evaporation data and tectonic implications. Journal of South America Earth Sciences, v. 27, p. 247-257, 2009a.

FRAGA, L. M. B.; REIS, N. J.; DALL'AGNOL, R. Cauarane- Coeroeni Belt– the main tectonic feature of the central Guyana Shield, Northern Amazonian Craton. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 11, 2009, Belém Anais Belém: SBG,. 1 CD-ROM, 2009b.

FRAGA, L. M. et al. Evolução geotectônica do Escudo das Guianas e implicações na metalogênese do nordeste da Amazônia. Geologia USP. Série Científica, v. 24, n. 3, p. 15–40, 2024.

GREEN, T., BLUNDY, J., ADAM, J. e YAXLEY, G. (). SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2-7.5 Gpa and 1080-1200C. Lithos 53: 165-187, 2000.

HADDAD R.C., REIS N.J., FARIAM S.G. de, FRAGA L.M.B.- Caracterização Faciológica Preliminar dos Granitóides e Rochas Vulcânicas da Porção Nor-Nordeste de Roraima. In: SBG, Simp. Geol. Amaz.6, Manaus, AM. Resumos Expandidos, 523-526, 1999.

HARTE, B.; HUNTER, R.H.; KINNY, P.D., 1993. Melt geometry, movement and crystallization, in relation to mantle dykes, veins and metasomatism. Philosophical Transactions: Physical Sciences and Engineering, V.342: 1-21 p.

HASUI, Y., ABREU, F.A.M., VILLAS & R.N.N. Província Paraíba, In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blucher, 36-46, 1984.

IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523–548, 1971.

JOHNSON, K.T.M. Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt at high pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 133(1-2): 60-68, 1998.

KRETZ, R. Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.*, 68, 277 – 279, 1983:

LE MAITRE, R. W. (ed.), 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge.

LUZARDO, R; REIS, Nelson Joaquim. O Grupo Cauarane (Estado de Roraima): uma breve revisão litoestratigráfica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, 2001, Belém. Workshop. Belém: SBG, p. 43-45, 2001.

LI, C., ARNDT, N.T., TANG, Q., RIPLEY, E.M. Trace element indiscrimination diagrams. *Lithos* 232: 76-83, 2015.

MA, X.; FAN, H. R.; SANTOSH, M.; GUO, J.; Petrology and geochemistry of the Guyang hornblendite complex in the Yinsha block, North China Craton: Implication for the melting of subduction-modified mantle. *Precambrian Research*, 38-52, 2016.

MACAMBIRA, E. M. B., *Prospecção Geológica e Geoquímica nos Corpos Máfico-Ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté – Pará, CPRM - Superintendência Regional de Belém*, 2001.

MCDONOUGH, W.F. SUN, S.-S., *The composition of the Earth: Chemical Geology*, v. 120, p. 223–253, 1995.

MCKENZIE, D. & O'NIONS, R.K. Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations. *Journal of Petrology* 32: 1.021-1.091, 1991.

MELO, A. F. F. SANTOS, A. J.; CUNHA, M. T. P.; CAMPOS, M. J. F. de; D'ANTONA, R. J. G.. *Projeto Molibdênio em Roraima - Relatório Final*. Manaus: CPRM, v. 1A-1B, 1978.

MENDES, M. A. et al. Estruturação e metamorfismo das rochas metavulcânicas do Grupo Surumu na Serra do Atola, Roraima. *Revista Geociências da Amazônia*, v. 8, n. 2, p. 112–129, 2022.

MIDDLEMOST, E. A. K. *Magmas and Magmatic Rocks*. London: Longman, 1985.

PEARCE, J. A., Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*,

ed. CJ Hawkesworth, MJ Norry, pp. 230-49, 1983.

PEARCE, J. A., Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100, 14–48, 2008.

PEARCE, J. A.; HASTIE, A. R.; LEAT, P. T.; DALZIEL, I. W.; LAWVER, L. A.; BARKER, P. F.; MILLAR, I. L.. Composition and evolution of the Ancestral South Sandwich Arc: Implication for the flow of deep ocean water and mantle through the Drake Passage Gateway. *Global and Planetary Change*, 2014.

PINHEIRO, S. S., NUNES, A. C. B.; COSTI, H. T.; YAMAGUTI, H. S.; FARACO, M. T. L.; REIS, N. J.; MENEZES, R. G.; RIKER, S. R. L.. Projeto Catrimani-Uraricoera: Relatório de Progresso. Manaus: CPRM, 1981. v. II-B, p. 399-401, 1981.

PINHEIRO, S. S., REIS, N. J.; COSTI, H.T.. Geologia da Região de Caburaí, Nordeste de Roraima. Escala 1:100.000. Estado de Roraima. Brasília: DNPM, 1990. 92 p. Convênio DNPM/CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, 1990.

REIS, N.J.; ARAÚJO, R., V. Complexo Vulcânico Apoteri. In: CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Roraima Central: folhas NA.20-X-B e NA. 20-X-D (inteiras) e folhas NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21- V-C (parciais). Estado de Roraima. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, p. 99-105. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, 1999.

REIS, N. J.; FRAGA, L. M.; FARIA, M. S.; ALMEIDA, M. E. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. *Géologie de La France*, nº 2-3-4, p. 121-134, 2003.

REIS N. J.; FARIA M.S.G., ALMEIDA M.E., OLIVEIRA M.A., 2004. Folhas NA.20-Boa Vista e NB.20- Roraima. In: SCHOBENHAUS C., GONÇALVES J.H., SANTOS J.O.S., ABRAM M.B., LEÃO NETO R., MATOS G.M.M., VIDOTTI R.M., RAMOS M.A.B., JESUS J.D.A. de (eds.) Folhas NA.20-Boa Vista e NB.20-Roraima. In: CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Carta Geológico do Brasil ao Milionésimo: sistema de informações geográficas-SIG. Folhas NA.20 Boa Vista e NB.20 Roraima. Brasília: CPRM, CD Rom 2/41. Programa Geologia do Brasil – PGB, 2004.

REIS, N. J.; SZATMARI, P.; WANDERLEI FILHO, J. R. Dois eventos de magmatismo máfico mesozoico na fronteira Brasil-Guiana, Escudo das Guianas: enfoque à região do rift Tacutu-North Savannas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43, Aracaju. Resumos. Aracaju: SBG, 2006.

REIS, N. J.; T. W.; HAMILTON M. A.; BISPO-SANTOS, F.; ALMEIDA, M. E.; D'AGRELLA-FILHO, M. S.; Avanavero mafic magmatism, a late Paleoproterozoic LIP in the Guiana Shield, Amazonian Craton: U–Pb ID-TIMS baddeleyite, geochemical and paleomagnetic evidence. *Lithos*, V.174, P. 175–195, 2013.

RIKER, S. R. L.; ARAÚJO, R. V.; REIS, N. J. Grupo Cauarane. In: CPRM

- SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Roraima Central: folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras) e folhas NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Estado de Roraima. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, p. 20-33. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, 1999a.

RIKER, S. R. L.; ARAÚJO, R. V.; REIS, N. J. Suíte Máfica-Ultramáfica Uraicaá. In: CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Roraima Central: folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras) e folhas NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Estado de Roraima. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, p. 72-79. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, 1999b.

ROLLINSON, H.R. Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group Limited: 352 p. Essex, England, 1993.

RUDNICK, R.L., FOUNTAIN, D.M., Nature and composition of the continental-crust - a lower crustal perspective: Reviews of Geophysics, v.33, p. 267–309, 1995.

RUDNICK, R. L.; GAO S., Composition of the Continental Crust. In The Crust (ed. R. L. Rudnick). Treatise On Geochemistry, volume 3, p 1-64, 2003.

SANTOS, J. O. S., Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil Central. In: BIZZI, L.A. et al. (Ed.) Geologia e Recursos Minerais do Brasil. CPRM: Brasília. p. 169-226, 2003.

SANTOS, J. O. S.; ARAÚJO NETO, H. de. Algumas características químicas do magmatismo Parima/Tapuruquara. Acta Amazônica, v. 8, n. 4, p. 639- 656, 1978.

SANTOS J.O.S., HARTMANN L.A., GAUDETTE H.E., GROVES D.I., MCNAUGHTON N.J., FLETCHER L.R.A. New understanding of the Provinces of Amazon Craton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. Gondwana Research 3(4):453-488, 2000.

SANTOS, J. O. S., HARTMANN, L. A., RIKER S. R., SOUZA, M. M., ALMEIDA, M. E., MCNAUGHTON, N. J.; A compartimentação do Craton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9, 2006, Belém. Anais. Belém: SBG, 1 CD-ROM, 2006

SCHOBENHAUS, C., HOPPE, A., LORK, A., BAUMANN, A. Idade U/Pb do magmatismo Uatumã no norte do Craton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): Primeiros resultados. In: SBG-Congresso Brasileiro de Geologia 38º, Camboriú. Anais, v.2, p. 395-397. 1996.

SHERVAIS J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth Plan. Sci. Let., 59:101-118, 1982.

SOUZA, V. S., SOUZA, A. G., H.; DANTAS, E. L.; VALERIO, C. S.. K'Mudku A-type magmatism in the southernmost Guyana Shield, central-north Amazon Craton (Brazil): the case of Pedra do Gavião syenogranite. *Braz. J. Geol.*, São Paulo, v. 45, n. 2, p. 293-306, June 2015.

SUN, S.-S., McDONOUGH, W.F., Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications* 42, 313–345, 1989.

STRECKEISEN, A., To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12, 1-33, 1976.

TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 174-182, 1999.

TASSINARI C.C.G. & MACAMBIRA M.A. Evolução Tectônica do Craton Amazônico. In: MANTESSO-Neto V., BARTORELLI A., CARNEIRO C.D.R., BRITO NEVES B.B. de (eds.) *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de F.F.M. de Almeida*. São Paulo, BECA, p. 471-486, 2004.

TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 312 pp, 1985.

THOMPSON R. N., MORRISON M. A. Asthenospheric and lower lithospheric mantle contributions to continental extension magmatism: an example from the British Tertiary Province. *JChem Geol* 68: 1–15, 1988.

VIANA, K. L. G. Estudo geoquímico, isotópico e geocronológico de granitóides do tipo S do Domínio Urariquera - Craton Amazônico. Dissertação de Mestrado do Programa de Pós-graduação em geociências da Universidade Federal do Amazonas, 2012.

WILSON, M: *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Chapman and Hall Edit., UK, 1989.

WYMAN, D. A., A 2.7 Ga depleted tholeiite suite: evidence of plume-arc interaction in the Abitibi greenstone belt, Canada. *Precambrian Research* 97, 27-42, 1999.

SOBRE OS(AS) AUTORES(AS)

Linconl Levi Cabral da Silva



Possui Graduação em Geologia pela Universidade Federal do Amazonas (UFAM). Atualmente é Pós-Graduando pelo Programa de Pós-graduação em Geociências (PPGGEO-UFAM). Possui experiência em geociências com ênfase nas áreas de Sensoriamento Remoto, Geoprocessamento e Sedimentologia. E-mail: linconl.levi05@gmail.com, ORCID: <https://orcid.org/0009-0006-6962-2512>, Lattes: <http://lattes.cnpq.br/8624414763499894>.

Evelyn Cortez Rabelo



Possui graduação em geologia, pela Universidade Federal do Amazonas (UFAM). Atualmente é aluna de mestrado pela Universidade Federal do Amazonas (UFAM). Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Sensoriamento Remoto, atuando na Interpretação de imagens ópticas e de Radar, aplicados na área de geociências e meio ambiente. Email: evelyncortezrabelo@gmail.com, ORCID: <https://orcid.org/0009-0008-4841-5025>, Lattes: <http://lattes.cnpq.br/1009030042592452>.

Solange dos Santos Costa



Possui graduação em geologia, pela Universidade Federal do Amazonas (UFAM), mestrado e doutorado em Geociências, pela Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP). Atualmente é professora do Departamento de Geociências da UFAM e orientadora no Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) da mesma instituição. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Sensoriamento Remoto, atuando na Interpretação de dados aerogeofísicos, imagens ópticas e de Radar, aplicados na área de geociências e meio ambiente. Email: solangecosta@ufam.edu.br, ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-3262-7126>. <http://lattes.cnpq.br/0323104732015498>.

Armando Brito da Frota Filho



Professor Licenciado/Bacharel em Geografia pela UFAM, com especializações em Análise Ambiental e Gestão do Território pela ENCE/IBGE, e em Teorias e Práticas da Geografia Escolar pelo Colégio Pedro II. Possui Mestrado em Geografia pelo PPGG/UFAM e Doutorado em Geografia pelo PPGG/UFRJ, além de estágio pós-doutoral em Educação pela FACED-UFAM. Atualmente, é Pesquisador Associado do Lagesolos/UFRJ. E-mail: armando_geomorfo@outlook.com, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-6133-7788>, Lattes: <http://lattes.cnpq.br/0109878188331137>.

Raimundo Humberto Cavalcante Lima



Geólogo formado pela Universidade Federal do Ceará com Pós-doutorado pela Universidade de São Paulo na temática Geoconservação. Professor do Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas (UFAM). Linha de Pesquisa Geoconservação/ Patrimônio Geológico e Serviços ecossistêmicos com foco na geodiversidade. Lider do Grupo de Estudo de Geociências e Meio Ambiente Amazônico Sustentável (CNPq). Email: humbertoclima@ufam.edu.br, Orcid: <https://orcid.org/0000-0002-2302-3921>, Lattes: <http://lattes.cnpq.br/6737520347176569>.

Liliana Sayuri Osako



Possui graduação em geologia pela Universidade de São Paulo e doutorado em Petrologia, Litogeoquímica e Evolução Crustal pela Universidade Federal de Pernambuco. Atualmente é Professora Adjunta do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Santa Catarina. Atua na área de Mapeamento Geológico, Sensoriamento Remoto e SIG. Email: liliana.osako@ufsc.br, Orcid: <https://orcid.org/0000-0002-0635-4833>, Lattes: <http://lattes.cnpq.br/1985229629258398>

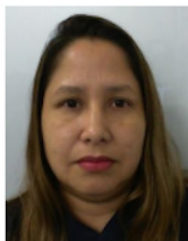
Lucindo Antunes Fernandes Filho



Possui graduação em geologia, pela Universidade Federal do Amazonas (UFAM), mestrado e doutorado em Geociências, pela Universidade Federal do Pará (UFPA). Atualmente é professor do Departamento de Geociências da UFAM, orientador de Trabalhos Finais de Graduação do Bacharelado em Geologia e Coordenador regional e nacional no sistema CREA-CONFEA-MÚTUA.

Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Cristalografia, Mineralogia, Sedimentologia, Estratigrafia, Geologia Forense e de Engenharia. Email: lafernandesf@ufam.edu.br, ORCID: <https://orcid.org/0009-0007-4859-3369>, <http://lattes.cnpq.br/0662732964775000>.

Deborah Natalie Collyer Monteiro



Possui graduação em Geologia pela Universidade Federal do Amazonas (2004) e mestrado em Geociências pela mesma instituição (2023). Experiência Mapeamento Geológico, Hidrogeologia para construção de poços tubulares profundos, em prospecção mineral e coordenação de equipes de sondagem geológica, Mapeamento Digital de Solos por Geoestatística. Deborah Natalie Collyer Monteiro possui graduação em Geologia pela Universidade Federal do Amazonas (2004) e mestrado em Geociências pela mesma instituição (2023). Experiência Mapeamento Geológico, Hidrogeologia para construção de poços tubulares profundos, em prospecção mineral e coordenação de equipes de sondagem geológica, Mapeamento Digital de Solos por Geoestatística.

Raul Roberto Poppiel



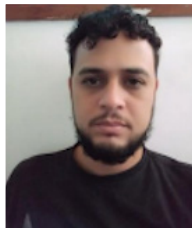
É pesquisador na Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz (ESALQ) da Universidade de São Paulo (USP). Ele possui graduação em Agronomia pela Universidad del Salvador (Argentina) e doutorado em Agronomia pela Universidade de Brasília (UnB). Sua atuação profissional foca em Ciência do Solo, com ênfase em Pedometria, Ciência de Dados Geoespaciais, Sensoriamento Remoto e Espectrorradiometria.

José Alexandre Melo Demattê



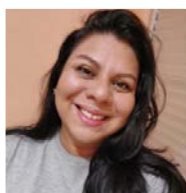
É engenheiro agrônomo formado na Universidade de Lavras (UFLA), com Doutorado na Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo (ESALQ-USP, com pós-doutorado no Arizona, Texas, Califórnia, Israel, Alemanha, Checoslováquia, Austrália e França. Hoje é prof. Titular do Departamento de Ciência do Solo, localizado em Piracicaba, São Paulo, na área de Geotecnologias Aplicadas a Ciência do Solo. Hoje é pesquisador 1B pelo CNPq. Coordenador da Biblioteca Espectral de Solos do Brasil. É coordenador do Grupo de Pesquisa GEotecnologias em Ciência do Solo (Geocis), orcid 0000-0001-5328- 2584, <http://lattes.cnpq.br/6353527276133849>

Erik Taylor Victor dos Santos



Aluno em graduação no curso de geologia na Universidade Federal do Amazonas. <http://lattes.cnpq.br/1492531239241888>, ID Lattes: 1492531239241888

Tamna Gadelha da Silva



Geóloga e Mestra em Geociências pela Universidade Federal do Amazonas. Pesquisadora do Instituto Mamirauá, atuando no Grupo de Pesquisa em Geociências e Dinâmicas Ambientais na Amazônia, com foco no monitoramento ambiental e análise de processos hidrogeomorfológicos. tamnagadelhasilva@gmail.com
ORCID: 0000-0003-4631-0453 Lattes: <http://lattes.cnpq.br/5606916321313572>

Valquiria Porfirio Barbosa



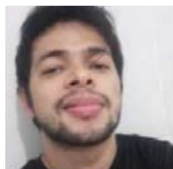
Graduada em Geologia pela Universidade Federal do Amazonas (1995), Mestra em Geociências pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (1998) e Doutora em Geociências pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (2002). Atualmente é Professora Adjunto C4 do Depto. de Geociências da Universidade Federal do Amazonas, atuando na área, desenvolvendo estudos nas subáreas de micropaleontologia, bioestratigrafia, paleoceanografia, paleoecologia e cicloestratigrafia. valquiriapb@ufam.edu.br <http://lattes.cnpq.br/8827735673276142> <https://orcid.org/0000-0003-2162-8035>

Roberto Cesar de Mendonça Barbosa



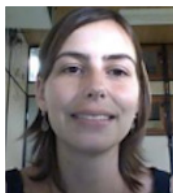
Graduado em Geologia na Universidade Federal do Amazonas (2007) e doutorado no Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica na Universidade Federal do Pará (2014). Atualmente vinculado a UFAM e ao Programa de Pós-graduação em Geociências atuando nas áreas de avaliação faciológica, reconstituição paleoambiental e avaliação da geodiversidade. Membro do Grupo de Estudos de Geociências e Meio Ambiente Amazônico Sustentável. rbarbosa@ufam.edu.br <https://orcid.org/0000-0002-6869-4235> <http://lattes.cnpq.br/4967448811124593>.

Davi Paulo Silva



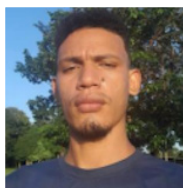
Geólogo e Mestre em Geociências pela Universidade Federal do Amazonas, com ênfase nas áreas de sedimentologia e estratigrafia. Email: davipauloit@gmail.com Orcid: <https://orcid.org/0000-0002-6020-2654>. Currículo Lattes: <http://lattes.cnpq.br/9177905967371702>.

Patrícia Ferreira Rocha



Graduada em Engenharia Geológica pela Universidade Federal de Ouro Preto, Mestrado junto a Universidade Federal do Amazonas, atuando em temas Cronoestratigráficos, especialmente aplicando quitinozoários. E-mail: patriciarochageologia@gmail.com Lattes: <http://lattes.cnpq.br/0001439581713969>.

Wemeson Carlos Santos Araújo



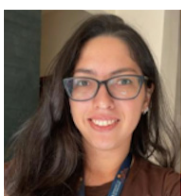
Graduando em Geologia pela Universidade Federal do Amazonas, atua na área de Paleontologia, especialmente acritarcos e miósporos. É estudante de mestrado do PPGGEO-UFAM, vinculado ao Grupo Geologia Sedimentar da Amazônia. E-mail: weme9carllos@gmail.com Lattes: <http://lattes.cnpq.br/0315171031442103>.

Rosemery Rocha da Silveira



Graduada em Geologia pela Universidade Federal do Amazonas, Doutorado junto a Universidade Federal do Rio Grande do Sul, atuando em temas da Paleontologia, especialmente micropaleontologia. É pesquisadora do Grupo Geologia Sedimentar da Amazônia - GSA. E-mail: rrsilveira@ufam.edu.br Orcid: <https://orcid.org/0000-0002-4845-0460>. Lattes: <http://lattes.cnpq.br/8875126184732192>.

Carmem NátaLy Amorim Franco



Geóloga e Mestranda do Programa de Pós-Graduação em Geociências. Tem experiência em sedimentologia, estratigrafia e geoprocessamento. Email: carm.nataly@gmail.com Currículo lattes: <http://lattes.cnpq.br/8939549261563972> ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-8941-9446>.

Emílio Alberto Amaral Soares



Pós-Doutor pela Faculdade de Geologia da UERJ. Professor titular, lotado no Departamento de Geociências da UFAM. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Sedimentologia e estratigrafia das bacias sedimentares do Amazonas e Solimões. Email: easoares@ufam.edu.br. Curriculum lates: <http://lattes.cnpq.br/1764941942803855>. ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-3097-8187>.

Carlos Alejandro Salazar



Doutor em Geociências, área: Geoquímica e Geotectônica – USP. Professor do magistério superior classe D nível 4 da UFAM. Com experiência em Análise da deformação de terrenos cristalinos, estudos de petrotramas, mecanismos de strain, petrogênese e alojamento de plútons, Estilo estrutural de jazidas minerais, morfogênese e geologia ambiental. Grupo de pesquisa: Estudos Geológicos da Amazônia ocidental Email: cslazar@ufam.edu.br Curriculum lates: <http://lattes.cnpq.br/8155820593478605> ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-2228-111X>.

Katherine Andrea León Palma



Possui graduação em Geologia pela Universidade Industrial de Santander- UIS (2008). Mestrado em Geociências pela Universidade Federal do Amazonas (2016), sobre sedimentologia, geoquímica e paleossolos. Tem experiência na prospecção de recursos energéticos (oil & gas, geotermia, hidrogênio) e captura geológico de CO₂. Atualmente é Catedrática Titular da UIS nas áreas de geoquímica e sedimentologia, com especial interesse na Geologia médica. kathedepalma@gmail.co, kleonpal@correo.uis.edu.co <http://lattes.cnpq.br/7841438211036262>.

Ingo Wahnfried



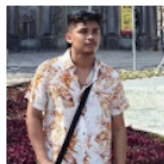
Possui Bacharelado (2003) e Doutorado (2010) em Geociências pelo IGc-USP (2003 e 2010). Atualmente é Professor Associado do Degeo – UFAM, atuando como vice coordenador do grupo de Pesquisas H2A, estudando os aquíferos sedimentares da Amazônia. É representante da UFAM no Conselho Estadual de Recursos Hídricos do Amazonas desde 2014, e conselheiro substituto junto ao CREA. <http://lattes.cnpq.br/5399807455957370>. <https://orcid.org/0000-0002-3427-9447>.

Alderlene Pimentel de Brito



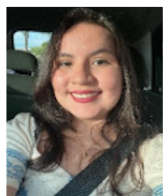
Doutora em Clima e Ambiente pelo Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, mestra em Geociências pela Universidade Federal do Amazonas, graduada em Geologia pela Universidade Federal do Amazonas e Pedagogia pela Faculdade Salesiana Dom Bosco (2011). Tem experiência na área das geociências, com ênfase em Interação Biosfera - Atmosfera, atuando principalmente nos seguintes temas: águas subterrâneas, hidrogeologia, modelagem numérica de fluxo de água subterrânea, microbacias, impacto antropogênico sobre o recurso hídrico subterrâneo, superficial e no balanço hídrico, e potenciais impactos das mudanças climáticas na recarga aquífera para a região Amazônica.

Rubens Samuel da Costa Silva



Formação em Geologia e é mestrando pela UFAM. Está especializando-se na modelagem conceitual da hidrogeologia da região do rio Içana. Seu trabalho concentra-se na análise hidrogeológica, hidroquímica e isotópica em água na comunidade Assunção do Içana no município de São Gabriel da Cachoeira (AM).

Thainá Ferreira de Souza



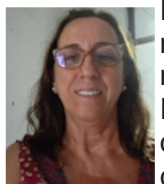
Bacharela em Geologia e Mestranda em Geociências, com enfoque em Hidrogeologia, pelo Programa de Pós-graduação em Geociências da Universidade federal do Amazonas (UFAM), Manaus (AM), Brasil.

Cíntia Lima Eleutério Mendes



Tem formação em Física e mestrado em Geociências pela UFAM. É especialista em inteligência artificial aplicada à hidrologia e ao sensoriamento remoto na Amazônia. Seu trabalho concentra-se na análise de dados ambientais para compreender e modelar a dinâmica dos rios da Amazônia.

Jamile Dehaini



Possui graduação em GEOFÍSICA pelo Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP (1991), mestrado (1995) e doutorado (2001) em Ciências (área de Recursos Minerais e Hidrogeologia) pelo Instituto de Geociências da USP. Atualmente é professora associada no curso de Meteorologia e coordenadora do curso de Tecno-

logia em Mineração da Universidade do Estado do Amazonas (UEA). É professora colaboradora no programa Mestrado da Geociências da UFAM onde ministra a disciplina Geofísica Aplicada à contaminação em subsuperfície. Tem experiência na área de Ciências da Terra, com ênfase em Geofísica Aplicada, atuando principalmente nos seguintes temas: geologia, águas subterrâneas, contaminação em subsuperfície através dos métodos geoeletricos (eletroresistividade, eletromagnético indutivo e radar de solo (GPR)). Tem desenvolvido trabalhos na área de desastres naturais e meteorologia aplicada. Tem contribuído na área de engenharia dos materiais para desenvolvimento de nanocompósitos à base de fibras naturais, argilas organofílicas e grafeno.

Lorena Sarmento Ferreira



Geóloga formada pela Universidade Federal do Amazonas (UFAM), mestranda em Geociências pela Universidade Federal do Amazonas (UFAM), na área de Sensoriamento Remoto. Atualmente faz parte do grupo de pesquisa HYPERSED - Radiometria hiperespectral para o monitoramento da qualidade da água em grandes rios amazônicos por satélites. E-mail: lorenna.sarmiento7@gmail.com / ORCID: <https://orcid.org/0009-0001-3511-5807> / Lattes: <http://lattes.cnpq.br/6896788012300592>.

Afrânio Ferreira Neves Junior



Engenheiro Agrônomo formado pela Universidade Federal do Amazonas (UFAM), com mestrado e doutorado pela Universidade de São Paulo (USP). Atualmente, é Professor Associado 4 lotado no Centro de Educação a Distância (CED), onde desenvolve atividades de ensino, pesquisa, administração, extensão e inovação tecnológica. E-mail: anevesjr@ufam.edu.br / ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-4474-2332> / Lattes: <http://lattes.cnpq.br/4370857660208123>.

Cisnea Menezes Basilio (Wisú)



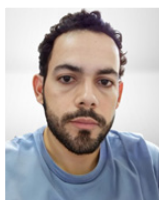
Indígena do povo Desana, possui Bacharelado (2013) e Mestrado (2024) em Geociência pela UFAM (2013 e 2024). Atualmente, coordena o Núcleo Estadual de Fronteira do Estado do Amazonas (NIFFAM) na Secretaria de Estado de Desenvolvimento Econômico, Ciência, Tecnologia e Inovação (SEDECTI).
<http://lattes.cnpq.br/1454168116377127>
<https://orcid.org/0000-0002-4638-5087>

Pamela Pavanetto



Possui doutorado (2012) em Ciências da Terra pela Universidade dos Estudos de Cagliari (Itália). Atualmente é professora visitante no programa de pós-graduação em Geociências da UFAM. Atua nas áreas de geologia regional, mapeamento, geologia estrutural e geocronologia U-Pb. <https://orcid.org/0000-0001-9755-8200> / <https://lattes.cnpq.br/8572664333269442>

Giorgio Arlan da Silva Picanço



Bacharel em Geofísica e Doutor em Geofísica Espacial pelo INPE. Pesquisador de pós-doutorado no Instituto de Pesquisa e Desenvolvimento da UNIVAP e professor colaborador na UFAM. Atua em Física da Ionosfera, Clima Espacial e sistemas GNSS. Participa de grupos de pesquisa no INPE (Brasil), UNLP (Argentina), UANL (México) e UMass Lowell (EUA). E-mail: giorgiopicanco@gmail.com. com ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-3926-396X> Lattes: <http://lattes.cnpq.br/3865836007446677>

Paulo Roberto Fagundes



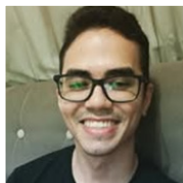
Bacharel em Física e Doutor em Ciência Espacial pelo INPE. Professor e pesquisador na UNIVAP, coordena a rede de observatórios ionosféricos e grupos de pesquisa em Aeronomia. Atua em Física Espacial, Relação Sol-Terra e Clima Espacial. Possui ampla produção científica e colabora ativamente com o COSPAR e a IAGA. E-mail: fagundes@univap.br ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-3764-2202> Lattes: <http://lattes.cnpq.br/2925678920762151>

Raphael Di Carlo Silva dos Santos



Bacharel em Geofísica e Doutor em Processamento e Interpretação de Dados Geofísicos pela UFPA. Professor na UFAM, onde coordena o curso de Geologia e o Laboratório de Geofísica. Atua em Geofísica Aplicada, Modelagem Geofísica e Processamento Sísmico. Integra grupos de pesquisa na UFAM e UFPA. E-mail: raphaelsantos@ufam.edu.br ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-6995-0835> / Lattes: <http://lattes.cnpq.br/1849180192708507>

Miguel Ângelo Mota Lopes



Engenheiro de Petróleo e Gás pela UFAM. Desenvolveu pesquisas sobre materiais porosos e carbonáceos, além de possuir experiência em desenvolvimento de sistemas web. Atua na área de Geociências e Engenharia de Reservatórios. Participa de projetos de pesquisa na UFAM. E-mail: miguelgints@gmail.com ORCID: <https://orcid.org/0009-0001-3147-0633> Lattes: <http://lattes.cnpq.br/0837486778419118>

Clezio Marcos Denardini



Engenheiro Eletricista e Doutor em Geofísica Espacial pelo INPE. Pesquisador sênior em Clima Espacial e Aeronomia, com atuação no monitoramento ionosférico e acoplamento ionosfera-termosfera. Ex-diretor do INPE, possui vasta produção científica e colabora ativamente com instituições como ISES e ONU. E-mail: clezio.denardini@inpe.br ORCID: <https://orci.org/0000-0002-3624-2461> Lattes: <http://lattes.cnpq.br/8030262077949409>

Paulo Alexandre Bronzato Nogueira



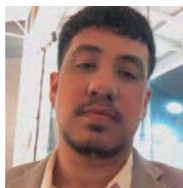
Licenciado em Física e Doutor em Ciência Espacial pelo INPE. Professor no IFSP, desenvolve pesquisas sobre o Sistema Ionosfera-Termosfera Equatorial e de baixas latitudes. Atua em Aeronomia e Clima Espacial. Participa de grupos de pesquisa nacionais e internacionais. E-mail: paulo.nogueira@ifsp.edu.br ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-0810-1044> Lattes: <http://lattes.cnpq.br/6771721527185829>

Marcio Tadeu de Assis Honorato Muella



Engenheiro Eletricista e Doutor em Geofísica Espacial pelo INPE, com doutorado sanduíche na Cornell University. Professor na UNIVAP, atua em Monitoramento Ionosférico, sistemas GNSS, Modelagem Ionosférica e Propagação de Ondas de Rádio. Colabora com grupos nacionais e internacionais. E-mail: mmuella@univap.br ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-3408-6861> Lattes: <http://lattes.cnpq.br/5002025309610920>

Ramon Cabral



Possui bacharelado em Geologia (2025) pela Universidade Federal do Amazonas (UFAM), Atualmente cursa mestrado pelo Programa de Pós-Graduação em Geociências pela Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), com ênfase em Geoquímica Mineral. Lattes: <http://lattes.cnpq.br/4976733531146573>. Orcid: <https://orcid.org/0009-0000-9748-7123>

Tiago Felipe Arruda Maia



Geólogo, professor e pesquisador da Universidade Federal do Amazonas, também marido, ateu e um eterno curioso pela ciência e pela vida. Tem como uma das suas paixões a geologia econômica, onde a conheceu profundamente quando trabalhou como geólogo de exploração mineral antes de entrar para a academia. Além de tudo isso, adora uma boa comida, conversa e conhecer novos lugares, de preferências com muitas rochas. E-mail: tiagotmaia@ufam.edu.br, ORCID: <https://orcid.org/0009-0003-8309-1170>, Lattes: <http://lattes.cnpq.br/8298363687034331>



**RAIMUNDO HUMBERTO
CAVALCANTE LIMA**

Geólogo pela Universidade Federal do Ceará com Pós-Doutorado em Geoconservação pela Universidade de São Paulo. Professor do Programa de Pós Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas (UFAM). Linhas de atuação incluem Geoconservação, Patrimônio Geológico, Serviços Geossistêmicos e etnogeoturismo. Um dos Líderes do Grupo de Estudos em Geociências e Meio Ambiente Amazônico Sustentável (CNPq), membro do Núcleo de Apoio à Pesquisa em Patrimônio Geológico e Geoturismo (NAP - GeoHereditas) e membro da diretoria executiva da Associação Brasileira de Defesa do Patrimônio Geológico e Mineiro (AGeoBR) para o biênio 2023-2025.



SOLANGE DOS SANTOS COSTA

Geóloga pela Universidade Federal do Amazonas e doutora em Geociências pela Universidade Estadual de Campinas. Professora Adjunta do Curso de Geologia do Departamento de Geociências e do Programa de Pós Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas (UFAM). Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Sensoriamento Remoto, atuando principalmente nos seguintes temas: Interpretação de dados aeromagnéticos, aerogamaespectrométricos, imagens ópticas e de Radar, aplicação da geotecnologia na área de geociências e meio ambiente.

O e-book "Processos Geológicos e (Paleo)Ambientais dos Sistemas Litosfera e Hidrosfera na Amazônia" é uma iniciativa do Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) da Universidade Federal do Amazonas (UFAM), financiado pelo Edital Nº 82/2024 da PROPESP/UFAM. A obra reúne pesquisas inéditas desenvolvidas na Amazônia Ocidental, com o objetivo de divulgar resultados de dissertações concluídas, mas ainda não publicadas, além de estudos de docentes e colaboradores do Departamento de Geociências (DEGEO).

Com 11 capítulos, a coletânea aborda temas estratégicos como Petrologia, Sedimentologia, Paleontologia, Geofísica, Recursos Hídricos, Unidades de Conservação, Sensoriamento Remoto, Geoquímica Ambiental e Mineralogia, entre outros. A publicação visa fortalecer a produção científica do PPGGEO, atendendo a recomendações da CAPES para elevar a qualidade e visibilidade do programa, impactando positivamente sua avaliação no próximo quadriênio.

Organizado com rigor acadêmico, o livro segue normas editoriais específicas valorizando a pesquisa regional, como também promovendo a integração entre discentes, docentes e egressos, consolidando o PPGGEO como referência em estudos geocientíficos na Amazônia Ocidental. Uma contribuição importante para o avanço do conhecimento sobre a litosfera e a hidrosfera na região mais biodiversa do planeta.

