



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

JÉSSICA DA MATA LIMA

**GÊNESE DE FORMAÇÕES SUPERFICIAIS ARENOSAS E
EVOLUÇÃO DO RELEVO EM TABULEIROS COSTEIROS DO
LITORAL NORTE DO ESTADO DA BAHIA**

Salvador-BA
2024

JÉSSICA DA MATA LIMA

**GÊNESE DE FORMAÇÕES SUPERFICIAIS ARENOSAS E
EVOLUÇÃO DO RELEVO EM TABULEIROS COSTEIROS DO
LITORAL NORTE DO ESTADO DA BAHIA**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, da Universidade Federal da Bahia - UFBA, como requisito para obtenção do título de Doutora em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Alisson Duarte Diniz

Salvador-BA
2024

Ficha catalográfica elaborada pela Biblioteca Universitária de Ciências e Tecnologias Prof. Omar Catunda, SIBI – UFBA.

L732 Lima, Jéssica da Mata

Gênese de formações superficiais arenosas e evolução do relevo em tabuleiros costeiros do Litoral Norte do Estado da Bahia/ Jéssica da Mata Lima. – Salvador, 2024.

237 f.

Orientador: Prof. Dr. Alisson Duarte Diniz

Tese (Doutorado) – Universidade Federal da Bahia.
Programa de Pós-graduação em Geografia. Instituto de Geociências, 2024.

1. Pedogeomorfologia. 2. Grupo Barreiras. 3. Tabuleiros Costeiros. 4. Podzolização. I. Diniz, Alisson Duarte. II. Universidade Federal da Bahia. III. Título.

CDU: 911.9:631.48

TERMO DE APROVAÇÃO

BANCA DE DEFESA - TESE

Gênese de Formações Superficiais Arenosas e Evolução do Relevo em Tabuleiros Costeiros do Litoral Norte do Estado da Bahia

Jéssica da Mata Lima



Dr. Alisson Duarte Diniz (Orientador)
Universidade Federal da Bahia (UFBA)

Documento assinado digitalmente
gov.br CELIA REGINA MONTES
Data: 29/09/2024 17:11:56-0300
Verifique em <https://validar.it.gov.br>

Dr^a. Célia Regina Montes
Universidade de São Paulo (USP)



Dr. Guilherme Taitson Bueno
Universidade Federal de Goiás (UFG)



Dr. Fábio Carvalho Nunes
Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia Baiano (IFBaiano)



Dr. Junia Kacelenbogen Guimarães
Universidade Federal da Bahia (UFBA)

Aprovada em Sessão Pública 19 de agosto de 2024

A

Raimunda, minha amada mãe, pelo amor, apoio e pelos ensinamentos.

Jessé, querido pai, *in memoriam*, cuja inspiração atávica guiou meu caminho.

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, Prof. Dr. Alisson Duarte Diniz, pela oportunidade, confiança e orientação atenciosa, sempre me guiando pelo melhor caminho de forma prestativa e empática.

Aos membros do Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFBA.

À Reserva da Sapiranga, à Prefeitura de Mata de São João e à coordenação do Centro de Educação Ambiental Sapiranga, representada pela coordenadora Jessica Carvalho, pelo apoio e contribuição ao desenvolvimento desta pesquisa.

Ao Laboratório de Estudos Costeiros - LEC, pelo apoio e suporte fornecidos, em especial, agradeço à Prof^a Junia Kacenenbogen Guimarães, por todos os ensinamentos e apoio fundamentais para o meu processo formativo; ao Prof. Dr. José Maria Landim Dominguez, pelo suporte e confiança; e ao João Paulo S. Correia da Silva, pela parceria e importante contribuição na pesquisa.

Ao Laboratório de Plasma, nas pessoas do Prof. Dr. Manoel Jerônimo Moreira Cruz, do técnico, Sales, e da Sr^a Raolina, por me acolherem e auxiliarem significativamente no desenvolvimento da pesquisa de forma sempre solícita e prestativa.

Ao Laboratório de Espectrorradiometria, representado pela coordenadora e amiga, Prof^a Deórgia Tayane Mendes de Souza, e pelos integrantes qualificados e prestativos, Luciana da Luz Silva, Lázaro P. de Britto e Higo B. Ferreira, pelas análises de espectrorradiometria e fluorescência de Raio-x.

Ao Instituto de Energia e Ambiente da USP, em especial à Prof^a Célia Regina Montes, pelas análises de DRX e FTIR.

Ao Prof. Dr. Fábio Carvalho Nunes, pela constante disposição em colaborar com a pesquisa e pelo contínuo incentivo ao meu crescimento profissional.

Aos meus amigos do LEAGET, João Henrique O. Sousa, Ilo Cesar M. de Andrade e Thaina L. Muniz, pela parceria e cooperação. Ao Sr. Basílio e Gilvan, pela generosidade, colaboração e apoio nos trabalhos de campo.

À minha querida mãe, Maria Raimunda da Mata, por todo amor e apoio incondicional em todos os momentos. Ao meu pai, Jessé S. Lima, *in memoriam*, que, apesar do pouco tempo juntos, influenciou profundamente a minha trajetória.

A Cleiton de A. Alves, pelo companheirismo e suporte incansável, especialmente nos momentos mais difíceis e trabalhosos da pesquisa. Seu apoio foi fundamental.

Aos meus familiares, representados pela minha madrinha, Francilina Araújo; meu irmão, Diego Lima; minha avó, Augusta da Mata; minhas tias, Francisca Araújo

Edinete Santana e Evanda Santana; e minha sogra, Jeane Alves, que sempre torceram por mim e me apoiaram, formando uma sólida e importante rede de apoio.

Aos meus amigos de sempre e para sempre, Larisse Gomes, Jordânia Araújo, Daiane Moura, Priscila Pinheiro, Israel Oliveira Júnior, Maiara Beatriz Lima, Aislan Carneiro, Marcos Antônio dos Santos, Daiana Matos, Geiza Santos e Cláudia Alves.

Sem o apoio e a colaboração dessas pessoas, a realização deste trabalho não teria sido possível.

O mar vagueia onduloso sob os meus pensamentos
A memória bravia lança o leme:
Recordar é preciso.
O movimento vaivém nas águas - lembranças
dos meus marejados olhos transborda-me a vida,
salgando-me o rosto e o gosto.
Sou eternamente náufraga,
mas os fundos oceanos não me amedrontam
e nem me imobilizam.
Uma paixão profunda é a boia que me
emerge.
Sei que o mistério subsiste além das águas.

Conceição Evaristo (2008)

LIMA, J. M. Gênese de formações superficiais arenosas e evolução do relevo em tabuleiros costeiros do Litoral Norte do estado da Bahia. 2024. 232f. Tese (Doutorado em Geografia) – Instituto de Geografia. Universidade Federal da Bahia – UFBA, Salvador, BA, 2024.

RESUMO

Os Tabuleiros Costeiros do Litoral Norte do Estado da Bahia possuem, predominantemente, formações superficiais arenosas, entre elas, coberturas pedológicas desenvolvidas sobre depósitos arenosos e solos que passaram pelo processo de podzolização. Assim, essas superfícies são caracterizadas por solos frágeis e muito vulneráveis à degradação, intensificada pela especulação imobiliária associada ao turismo na região. Tal fragilidade reflete uma dinâmica geomorfológica marcada por processos de dissecação, erosão e deposição de materiais arenosos. Pesquisas realizadas nos Tabuleiros Costeiros indicam que a formação dos solos arenosos e podzolizados, com baixa fertilidade e alta suscetibilidade à erosão, como os Espodossolos, ocorre em decorrência da transformação de solos lateríticos a partir da podzolização. Entretanto, em algumas áreas, a podzolização pode ter ocorrido em formações superficiais arenosas de origem alóctone, como os depósitos eólicos e fluviais. Além disso, a dissecação dos Tabuleiros Costeiros tem contribuído para a erosão das superfícies arenosas e podzolizadas, expondo camadas do Grupo Barreiras, que dão origem a solos igualmente frágeis, como os Cambissolos. Diante desse contexto, esta pesquisa teve como objetivo analisar a gênese de solos arenosos e podzolizados e compreender a evolução do relevo em área de Tabuleiros Costeiros Dissecados no Litoral Norte do Estado da Bahia. A partir da análise dos dados morfológicos, físicos, químicos, mineralógicos, morfométricos e morfoscópicos de amostras descritas e coletadas em diferentes unidades geoambientais e em topossequência, foi proposto um modelo evolutivo da paisagem. Este modelo sugere um sistema de transformação Neossolo Quartzarênico-Espodossolo-Cambissolo, influenciado pela presença de uma duricrosta, que se constitui em uma das fácies cimentadas do Barreiras. Assim, processos pedogenéticos foram desencadeados a partir da formação de áreas abaciadas nas interseções de falhas, que favoreceram a convergência de fluxos e a podzolização. Esse processo possibilitou a formação de Espodossolos, facilitada pelos sedimentos arenosos depositados por dinâmica fluvial pretérita sobre a duricrosta. Posteriormente, a incisão dessas depressões e formação dos canais de drenagem permitiram a formação da vertente sob análise e a exposição de uma segunda fácies do Barreiras no compartimento de jusante, dando origem a um Cambissolo. Assim, os estudos realizados demonstraram a importância dessas áreas para a compreensão do processo de podzolização e formação de formações superficiais arenosas nas paisagens tropicais úmidas.

Palavras-chave: Pedogeomorfologia, Grupo Barreiras, Tabuleiros Costeiros, Podzolização.

LIMA, J. M. **Genesis of sandy surface formations and evolution of relief in coastal plateaus on the North Coast of the state of Bahia**. 2024. 232f. Thesis (Doctorate in Geography) – Institute of Geography. Federal University of Bahia – UFBA, Salvador, BA, 2024.

ABSTRACT

The Coastal Tablelands (Tabuleiros Costeiros) of the Northern Coast of Bahia State are predominantly covered by sandy surface formations, including pedological layers developed over sandy deposits and soils that underwent podzolization. These surfaces are characterized by fragile soils, highly vulnerable to degradation, which has been intensified by real estate speculation linked to tourism in the region. This fragility reflects a geomorphological dynamic marked by processes of dissection, erosion, and deposition of sandy materials. Research conducted in the Coastal Tablelands indicates that the formation of sandy and podzolized soils, with low fertility and high susceptibility to erosion, such as Spodosols, occurs due to the transformation of lateritic soils through podzolization. However, in some areas, podzolization may have occurred in allochthonous sandy surface formations, such as aeolian and fluvial deposits. Moreover, the dissection of the Coastal Tablelands has contributed to the erosion of sandy and podzolized surfaces, exposing layers of the Barreiras Formation, which give rise to equally fragile soils, such as Cambisols. In this context, this research aimed to analyze the genesis of sandy and podzolized soils and to understand the landscape evolution in a dissected Coastal Tableland area in the Northern Coast of Bahia. Through the analysis of morphological, physical, chemical, mineralogical, morphometric, and morphoscopic data from samples described and collected in different geoenvironmental units and along a toposequence, an evolutionary model of the landscape was proposed. This model suggests a transformation system from Quartzipsamment-Spodosol-Cambisol, influenced by the presence of a duricrust, which is one of the cemented facies of the Barreiras Formation. Pedogenetic processes were triggered by the formation of concave areas at fault intersections, which favored the convergence of flows and podzolization. This process enabled the formation of Spodosols, facilitated by sandy sediments deposited by past fluvial dynamics over the duricrust. Subsequently, the incision of these depressions and the formation of drainage channels allowed the development of the slope under study and the exposure of a second facies of the Barreiras Formation in the downstream compartment, leading to the formation of a Cambisol. Therefore, the studies demonstrated the importance of these areas for understanding the podzolization process and the formation of sandy surface formations in humid tropical landscapes.

Keywords: Pedogeomorphology, Barreiras Group, Coastal Tablelands, Podzolization.

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|-----|
| Figura 01 Modelo de evolução da abertura do Oceano Atlântico. | 36 |
| Figura 02 Modelo de estádios evolutivos de sedimentação costeira durante o fim do Terciário e o Quaternário do Estado da Bahia. | 38 |
| Figura 03 Representação esquemática em sequência da Transgressão Mais Antiga (A) sobre os sedimentos Barreiras, seguida de regressão marinha e deposição dos Leques Aluviais Pleistocênicos sob clima seco (B e C). | 39 |
| Figura 04 Fotografia aérea das unidades ambientais do Litoral Norte do Estado da Bahia, identificando a presença do Grupo Barreiras, dos Depósitos Quaternários Pleistocênicos de Leques Aluviais (QPIa), dos Depósitos Pleistocênicos Marinhos (QPI) e dos Depósitos Holocênicos Marinhos (QHI). | 40 |
| Figura 05 a) Lineamentos estruturais do Nordeste Brasileiro mapeados por Lima (2014); b) lineamentos estruturais da APA Litoral Norte da Bahia, entre os rios Pojuca e Imbassaí mapeados por Lima (2017); c) anomalias de drenagem observadas por Lima (2017). | 44 |
| Figura 06 Diagrama de rosetas demonstrando os direcionamentos dos lineamentos estruturais. | 45 |
| Figura 07 Modelização parcial do estágio atual dos conhecimentos sobre a evolução da cobertura pedológica dos Tabuleiros Costeiros de acordo com Ribeiro (2001b). | 63 |
| Figura 08 Mapa de localização da área de estudo, situada no município de Mata de São João, incluindo perfil topográfico da vertente sob análise. | 67 |
| Figura 09 Mapa de Unidades Geoambientais do Litoral Norte do Estado da Bahia. | 70 |
| Figura 10 Esquema de unidades físico-ambientais do Litoral Norte. | 71 |
| Figura 11 Mapa de unidades pedogeomorfológicas da Área de Proteção Ambiental Litoral Norte do Estado da Bahia - entre os rios Pojuca e Imbassaí. | 76 |
| Figura 12 Mapa de localização da sub-bacia hidrográfica do Rio Pojuca. | 79 |
| Figura 13 Método de implantação das tradagens no estudo de um segmento de transecção (BOULET, 1993). | 83 |
| Figura 14 Etapas de preparação das amostras para análises de laboratório. | 86 |
| Figura 15 Equipamento de Fluorescência de Raio X XL3t <i>Thermo Scientific of Niton</i> | 88 |
| Figura 16 Análise espectrorradiométrica utilizando o espectrorradiômetro ASD FieldSpec. | 90 |
| Figura 17 Fluxograma metodológico da análise sedimentológica das formações superficiais. | 94 |
| Figura 18 Lupa binocular utilizada para a análise morfoscópica das amostras. | 98 |
| Figura 19 Tabela de grau de esfericidade e arredondamento conforme Wadell (1932) e Powers (1953). | 98 |
| Figura 20 Textura superficial dos grãos de areia conforme Bigarella <i>et al.</i> (1955). I- Sacaróide fosco II- Sacaróide Liso III- Mamelonar Fosco IV- Mamelonar Liso V- Liso Polido VI- Liso Fosco. | 98 |
| Figura 21 Modelo digital de elevação da área de estudo - sub-bacia do Rio Pojuca na APA Litoral Norte do Estado da Bahia. | 101 |
| Figura 22 Mapa de declividade da área de estudo - sub-bacia do Rio Pojuca na APA Litoral Norte do Estado da Bahia. | 102 |
| Figura 23 Representação da vertente sob análise em Topossequência. | 103 |

| | |
|---|-----|
| Figura 24 Neossolo Quartzarênico Órtico típico (P1) localizado no topo da vertente | 104 |
| Figura 25 Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P 2), compartimento intermediário..... | 106 |
| Figuras 26a e 26b Horizonte Cr do Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (Perfil 2). | 107 |
| Figura 27 Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico - Perfil 3, compartimento de jusante. | 108 |
| Figura 28 Radargrama – R1 mostrando a transição Neossolo Quartzarênico Órtico típico (P1) – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico..... | 131 |
| Figura 29 Radargrama – R2 mostrando a transição Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P2) – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico..... | 132 |
| Figura 30 Mapa de prováveis lineamentos estruturais da área objeto de estudo - Sub-bacia do Rio Pojuca - APA Litoral Norte do Estado da Bahia..... | 133 |
| Figura 31 Diagrama de rosetas demonstrando os direcionamentos dos lineamentos estruturais. | 133 |
| Figura 32 Mapa de prováveis lineamentos estruturais demonstrando a influência da tectônica na conformação do curso do Rio Pojuca | 134 |
| Figura 33 Mapa de unidades geoambientais estudadas - Litoral Norte da Bahia. | 135 |
| Figura 34 Perfil topográfico das vertentes A e B, com sequência Neossolos Quartzarênicos-Espodossolos e Latossolos Vermelho-Amarelos – Espodossos. Os perfis indicados foram amostrados para o estudo sedimentológico..... | 136 |
| Figura 35 Rio Pojuca - Leito Fluvial (S3) e Ilha fluvial (S4 e S5). | 141 |
| Figura 36 a. Grãos de areia do leito fluvial (S3); b. Grãos de areia da ilha fluvial (S5). | 143 |
| Figura 37 Depósito de Barra de Pontal (S2). | 143 |
| Figura 38 Grãos de areia da barra de pontal (S2). | 145 |
| Figura 39 Região de Leque Aluvial (S13). | 145 |
| Figura 40 Grãos de areia do leque aluvial (S13)..... | 147 |
| Figura 41 Zona Úmida (S38). | 147 |
| Figura 42 Grãos de areia da zona úmida (S38). | 149 |
| Figura 43 Dunas Inativas Internas sobre couraça ferruginosa do Barreiras – Ponto S12..... | 149 |
| Figura 44 Dunas Inativas Internas – Ponto S21..... | 150 |
| Figura 45 Grãos de areia da zona úmida (S21). | 151 |
| Figuras 46 Duna do tipo <i>Blow-Out</i> (S24, S25 e S26). | 152 |
| Figura 47 Grãos de areia das dunas do tipo <i>blow-out</i> . a. Face Frontal: S24, b. Topo: S25 e c. Retaguarda: S26. | 154 |
| Figuras 48 Bacia de Deflação da Duna do tipo <i>Blow-Out</i> (S23). | 155 |
| Figura 49 Grãos de areia da Bacia de Deflação (S23). | 156 |
| Figura 50 Duna do tipo frontal proeminente (S29, S30 e S31). | 157 |
| Figura 51 Duna do tipo frontal incipiente (S32, S33 e S34). | 157 |
| Figura 52 Grãos de areia representativos das Dunas Frontais Proeminente (topo - S30); b. Grãos de areia representativos das Dunas Incipientes (topo - S33). | 160 |
| Figura 53 Terraços Marinhos Pleistocênicos Internos (S20). | 160 |
| Figura 54 Grãos de areia do Terraço Marinho Pleistocênico Interno (S20). | 162 |
| Figura 55 Terraços Marinhos Pleistocênicos Externos (S22). | 163 |

| | |
|---|-----|
| Figura 56 Grãos de areia do Terraço Marinho Pleistocênico Externo (S22). | 164 |
| Figura 57 Terraço Marinho Holocênico (S27)..... | 165 |
| Figura 58 Cordão litorâneo (S28). | 166 |
| Figura 59 Grãos de areia do Terraço Marinho Holocênico (a. S27) e Cordão Litorâneo (b. S28). | 167 |
| Figura 60 Faixa de Praia atual e as unidades Pós-Praia Berma 1 (S35), Pós-Praia Berma 2 (S36) e Face de Praia (S37). | 168 |
| Figura 61 Grãos de areia da Faixa de Praia Atual: Pós-praia Berma 1 (S35), Pós-praia Berma 2 (S36) e Face de Praia (S37). | 170 |
| Figuras 62a e 62b Couraça Ferruginosa (S12C) em unidade de Tabuleiros Costeiros com sedimentos arenosos (S11 e S12) que a sobrepõem, conforme Dominguez (2006) e Dominguez e Bittencourt (2012). | 171 |
| Figura 63 Grãos de areia da Couraça Ferruginosa do Grupo Barreiras (S12C). | 172 |
| Figura 64 Grãos de areia do Perfil 1 – Neossolo Quartzarênico Órtico típico (P1). | 174 |
| Figura 65 Grãos de areia do Perfil 2 – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P2). | 177 |
| Figura 66 Grãos de areia do do Perfil 3 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico (P3). | 179 |
| Figura 67 Grãos de areia do Perfil 4 – Latossolo Amarelo Distrófico psamítico (P4)..... | 181 |
| Figura 68 Grãos de areia do Perfil 4 – Latossolo Amarelo Distrófico psamítico (P4)..... | 183 |
| Figura 69 Grãos de areia do Perfil 6 – Espodossolo Humilúvico Órtico típico (P6)..... | 185 |
| Figura 70 Duricrosta presente em profundidade no Espodossolo Humilúvico Órtico arênico apresentando raízes fósseis. | 193 |
| Figura 71 Mapeamento Geofísico por Georradar de Penetração no Solo associado aos gráficos de Relação Zr/Ti dos solos dispostos em topossequência. | 194 |
| Figura 72 Diagrama triangular proposto por Bárdossy e Aleva (1990), mostrando os tipos de laterita de acordo com os percentuais de caulinita, oxi-hidróxidos de Fe e Al. | 197 |
| Figura 73 Duricrosta presente em profundidade no Espodossolo Humilúvico Órtico arênico apresentando cor bruno-acinzentada e com a presença de raízes fósseis. | 199 |
| Figura 74 Mapa de prováveis lineamentos estruturais e ortofotografia evidenciando lineamento estrutural perpendicular à vertente analisada e radargrama demonstrando uma possível zona de cisalhamento na vertente entre os compartimentos de montante e intermediário. | 206 |
| Figura 75 a. Feldspato identificado no Perfil 3 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico; b. fragmentos de couraça identificados identificado no Perfil 3 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico. | 209 |
| Figura 76 Ortofotografia representando as variações da fitofisionomia ao longo das vertentes A e B, com o espaçamento e diminuição de porte da vegetação em solos podzolizado da vertente A. | 211 |

LISTA DE QUADROS E TABELAS

| | |
|--|-----|
| Quadro 01 Descrição das associações de fácies do Barreiras..... | 74 |
| Quadro 02 Lista de alguns elementos e seus respectivos comportamentos espectrais (comportamento de onda). | 91 |
| Tabela 01 Dimensão dos grãos em milímetros e Φ correspondente. | 95 |
| Quadro 03 Classificação para grau de Seleção ($\sigma \Phi$), segundo Folk e Ward (1957 apud SUGUIO, 1973). | 96 |
| Quadro 04 Características dos grãos de quartzo segundo a sua origem de acordo com Cailleux e Tricart (1963) e Dias (2004). | 100 |
| Quadro 05 Perfis de solos estudados localizados nos Tabuleiros Costeiros Dissecados com suas respectivas unidades geológicas, posição na vertente, altitude e declividade | 104 |
| Tabela 02 Análises morfológicas e físicas dos solos da sub-bacia do Rio Pojuca - APA Litoral Norte do Estado da Bahia. | 105 |
| Tabela 03 Análises químicas das amostras de solo..... | 110 |
| Tabela 04 Análises químicas das amostras de solo..... | 111 |
| Tabela 05 Teores de Zr e Ti e Relação Zr/Ti das amostras de solos | 120 |
| Tabela 06 Dados granulométricos das formações superficiais arenosas estudadas. | 137 |
| Tabela 07 Dados químicos de FRX das amostras de solos..... | 235 |

LISTA DE GRÁFICOS

| | |
|--|-----|
| Gráfico 01 Dados Químicos por FRX do Compartimento de Montante – Neossolo Quartzarênico Órtico típico (Parte 1 de 4)..... | 112 |
| Gráfico 02 Dados Químicos por FRX do Compartimento de Montante – Neossolo Quartzarênico Órtico típico (Parte 2 de 4)..... | 113 |
| Gráfico 03 Dados Químicos por FRX do Compartimento de Montante – Neossolo Quartzarênico Órtico típico (Parte 3 de 4)..... | 113 |
| Gráfico 04 Dados Químicos por FRX do Compartimento de Montante – Neossolo Quartzarênico Órtico típico (Parte 4 de 4)..... | 114 |
| Gráfico 05 Dados Químicos por FRX do Compartimento Intermediário – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (Parte 1 de 4)..... | 115 |
| Gráfico 06 Dados Químicos por FRX do Compartimento Intermediário – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (Parte 2 de 4)..... | 116 |
| Gráfico 07 Dados Químicos por FRX do Compartimento Intermediário – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (Parte 3 de 4)..... | 116 |
| Gráfico 08 Dados Químicos por FRX do Compartimento Intermediário – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (Parte 4 de 4)..... | 117 |
| Gráfico 09 Dados Químicos por FRX do Compartimento de Jusante – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico (Parte 1 de 4)..... | 118 |
| Gráfico 10 Dados Químicos por FRX do Compartimento de Jusante – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico (Parte 2 de 4)..... | 118 |
| Gráfico 11 Dados Químicos por FRX do Compartimento de Jusante – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico (Parte 3 de 4)..... | 119 |
| Gráfico 12 Dados Químicos por FRX do Compartimento de Jusante – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico (Parte 4 de 4)..... | 119 |
| Gráfico 13 Relação Zr/Ti dos solos estudados. | 121 |
| Gráfico 14 Curvas espectrorradiométricas do Neossolo Quartzarênico Órtico típico (Perfil 1)..... | 123 |
| Gráfico 15 Curvas espectrorradiométricas do Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (Perfil 2). | 124 |
| Gráfico 16 Curvas espectrorradiométricas do Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico (Perfil 3). | 125 |
| Gráfico 17 Curvas espectrais do horizonte Cr do Perfil 2, couraça ferruginosa do Grupo Barreiras, caulinita, goethita e hematita..... | 126 |
| Gráfico 18 Dados de Difractometria de Raio-X do Perfil 1. | 128 |
| Gráfico 19 Dados de Difractometria de Raio-X do Perfil 2 | 128 |
| Gráfico 20 Dados de Difractometria de Raio-X do Perfil 3. | 128 |
| Gráfico 21 Dados de FTIR do Perfil 1. | 129 |
| Gráfico 22 Dados de FTIR do Perfil 2. | 129 |
| Gráfico 23 Dados de FTIR do Perfil 3. | 130 |
| Gráfico 24 Distribuição granulométrica das unidades geoambientais do Litoral Norte do Estado da Bahia. | 140 |

| | |
|--|-----|
| Gráfico 25 Distribuição granulométrica dos solos dispostos em duas vertentes dos Tabuleiros Costeiros Dissecados do Litoral Norte do Estado da Bahia..... | 140 |
| Gráfico 26 Grau de arredondamento do leito fluvial (S3) e ilha fluvial (S5)..... | 142 |
| Gráfico 27 Grau de esfericidade do leito fluvial (S3) e da ilha fluvial (S5)..... | 142 |
| Gráficos 28 a. Textura Superficial das areias do leito fluvial (S3) e da ilha fluvial (S5); b. Textura Superficial das areias do leito fluvial (S3) e da ilha fluvial (S5); c. Grau de polimento das areias do leito fluvial (S3) e da ilha fluvial (S5)..... | 142 |
| Gráfico 29 Grau de arredondamento das areias da Barra de Pontal (S2). | 144 |
| Gráfico 30 Grau de esfericidade das areias da Barra de Pontal (S2)..... | 144 |
| Gráficos 31 a. Textura Superficial das areias da Barra de Pontal (S2); b. Textura Superficial das areias da Barra de Pontal (S2); c. Grau de polimento das areias da Barra de Pontal (S2). | 144 |
| Gráfico 32 Grau de arredondamento das areias do leque aluvial (S13). | 146 |
| Gráfico 33 Grau de esfericidade das areias do leque aluvial (S13)..... | 146 |
| Gráficos 34 a. Textura Superficial das areias do leque aluvial (S13); b. Textura Superficial das areias do leque aluvial (S13); c. Grau de polimento das areias do leque aluvial (S13). | 146 |
| Gráfico 35 Grau de arredondamento das areias da zona úmida (S38). | 148 |
| Gráfico 36 Grau de esfericidade das areias da zona úmida (S38). | 148 |
| Gráficos 37 a. Textura Superficial das areias da zona úmida (S38); b. Textura Superficial das areias da zona úmida (S38); c. Grau de polimento das areias da zona úmida (S38). | 148 |
| Gráfico 38 Grau de arredondamento das areias das Dunas Inativas Internas (S12 e S21). | 150 |
| Gráfico 39 Grau de esfericidade das areias das Dunas Inativas Internas (S12 e S21). | 151 |
| Gráficos 40 a. Textura Superficial das areias das Dunas Inativas Internas (S12 e S21); b. Textura Superficial das areias das Dunas Inativas Internas (S12 e S21); c. Grau de polimento das areias das Dunas Inativas Internas (S12 e S21). | 151 |
| Gráfico 41 Grau de arredondamento das areias das dunas do tipo <i>blow-out</i> (S24, S25 e S26). | 153 |
| Gráfico 42 Grau de esfericidade das areias das dunas do tipo <i>blow-out</i> (S24, S25 e S26). | 153 |
| Gráficos 43 a. Textura Superficial das areias das dunas do tipo <i>blow-out</i> (S24, S25 e S26); b. Textura Superficial das areias das dunas do tipo <i>blow-out</i> (S24, S25 e S26); c. Grau de polimento das areias das dunas do tipo <i>blow-out</i> (S24, S25 e S26)..... | 154 |
| Gráfico 44 Grau de arredondamento das areias da bacia de deflação (S23). | 155 |
| Gráfico 45 Grau de esfericidade das areias da Bacia de Deflação (S23). | 156 |
| Gráficos 46 a. Textura Superficial das areias da Bacia de Deflação (S23); b. Textura Superficial das areias da Bacia de Deflação (S3); c. Grau de polimento das areias da Bacia de Deflação (S23). | 156 |
| Gráfico 47 Grau de arredondamento das areias das Dunas Frontais Proeminente (S29, S30 e S31) e Incipiente (S32, S33 e S34). | 158 |
| Gráfico 48 Grau de esfericidade das Dunas Frontais Proeminente (S29, S30 e S31) e Incipiente (S32, S33 e S34)..... | 159 |
| Gráficos 49 a. Textura Superficial das Dunas Frontais Proeminente (S29, S30 e S31) e Incipiente (S32, S33 e S34); b. Textura Superficial das areias das Dunas Frontais Proeminente (S29, S30 e S31) e | |

| | |
|---|-----|
| Incipiente (S32, S33 e S34); c. Grau de polimento das areias das Dunas Frontais Proeminente (S29, S30 e S31) e Incipiente (S32, S33 e S34). | 159 |
| Gráfico 50 Grau de arredondamento das areias do Terraço Marinho Pleistocênico Interno (S20). .. | 161 |
| Gráfico 51 Grau de esfericidade das areias do Terraço Marinho Pleistocênico Interno (S20). | 161 |
| Gráficos 52 a. Textura Superficial das areias do Terraço Marinho Pleistocênico Interno (S20); b. Textura Superficial das areias do Terraço Marinho Pleistocênico Interno (S20); c. Grau de polimento do Terraço Marinho Pleistocênico Interno (S20)..... | 162 |
| Gráfico 53 Grau de arredondamento das areias do Terraço Marinho Pleistocênico Externo (S22). .. | 163 |
| Gráfico 54 Grau de esfericidade das areias do Terraço Marinho Pleistocênico Externo (S22). | 164 |
| Gráficos 55 a. Textura Superficial das areias do Terraço Marinho Pleistocênico Externo (S22); b. Textura Superficial das areias do Terraço Marinho Pleistocênico Externo (S22); c. Grau de polimento do Terraço Marinho Pleistocênico Externo (S22). | 164 |
| Gráfico 56 Grau de arredondamento das areias do Terraço Marinho Holocênico (S27) e Cordão Litorâneo (S28)..... | 166 |
| Gráfico 57 Grau de esfericidade das areias do Terraço Marinho Holocênico (S27) e Cordão Litorâneo (S28)..... | 167 |
| Gráficos 58 a. Textura Superficial das areias do Terraço Marinho Holocênico (S27) e Cordão Litorâneo (S28); b. Textura Superficial das areias do Terraço Marinho Holocênico (S27) e Cordão Litorâneo (S28); c. Grau de polimento do Terraço Marinho Holocênico (S27) e Cordão Litorâneo (S28)..... | 167 |
| Gráfico 59 Grau de arredondamento das areias da Faixa de Praia Atual: Pós-praia Berma 1 (S35), Pós-praia Berma 2 (S36) e Face de Praia (S37). | 169 |
| Gráfico 60 Grau de esfericidade das areias da Faixa de Praia Atual: Pós-praia Berma 1 (S35), Pós-praia Berma 2 (S36) e Face de Praia (S37)..... | 169 |
| Gráficos 61 a. Textura Superficial das areias da Faixa de Praia Atual (S35, S36 e S37); b. Textura Superficial das areias da Faixa de Praia Atual (S35, S36 e S37); c. Grau de polimento da Faixa de Praia Atual (S35, S36 e S37). | 169 |
| Gráfico 62 Grau de arredondamento das areias da Couraça Ferruginosa do Grupo Barreiras (S12C). | 171 |
| Gráfico 63 Grau de esfericidade das areias da Couraça Ferruginosa do Grupo Barreiras (S12C). .. | 171 |
| Gráficos 64 a. Textura Superficial das areias da Couraça Ferruginosa do Grupo Barreiras (S12C); b. Textura Superficial das areias da Couraça Ferruginosa do Grupo Barreiras (S12C); c. Grau de polimento da Couraça Ferruginosa do Grupo Barreiras (S12C)..... | 172 |
| Gráfico 65 Grau de arredondamento das areias do Perfil 1 – Neossolo Quartzarênico Órtico típico (P1). | 173 |
| Gráfico 66 Grau de esfericidade das areias do Perfil 1 – Neossolo Quartzarênico Órtico típico (P1). | 173 |
| Gráficos 67 a. Textura Superficial das areias do Perfil 1 – Neossolo Quartzarênico Órtico típico (P1); b. Textura Superficial das areias do Perfil 1 – Neossolo Quartzarênico Órtico típico (P1); c. Grau de polimento do Perfil 1 – Neossolo Quartzarênico Órtico típico (P1)..... | 174 |

| | |
|---|-----|
| Gráfico 68 Grau de arredondamento das areias do Perfil 2 – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P2)..... | 175 |
| Gráfico 69 Grau de esfericidade das areias do Perfil 2 - Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P2). | 176 |
| Gráficos 70 a. Textura Superficial das areias do Perfil 2 – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P2); b. Textura Superficial das areias do Perfil 2 – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P2); c. Grau de polimento do Perfil 2 – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P2)..... | 176 |
| Gráfico 71 Grau de arredondamento das areias do Perfil 3 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico (P3)..... | 177 |
| Gráfico 72 Grau de esfericidade das areias do Perfil 3 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico (P3). | 178 |
| Gráficos 73 a. Textura Superficial das areias do Perfil 3 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico (P3); b. Textura Superficial das areias do Perfil 3 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico (P3); c. Grau de polimento do Perfil 3 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico (P3)..... | 178 |
| Gráfico 74 Grau de arredondamento das areias do Perfil 4 – Latossolo Amarelo Distrófico psamítico (P4)..... | 179 |
| Gráfico 75 Grau de esfericidade das areias do Perfil 4 – Latossolo Amarelo Distrófico psamítico (P4). | 180 |
| Gráficos 76 a. Textura Superficial das areias do Perfil 4 – Latossolo Amarelo Distrófico psamítico (P4); b. Textura Superficial das areias do Perfil 4 – Latossolo Amarelo Distrófico psamítico (P4); c. Grau de polimento do Perfil 4 – Latossolo Amarelo Distrófico psamítico (P4). | 180 |
| Gráfico 77 Grau de arredondamento das areias do Perfil 5 – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P5)..... | 182 |
| Gráfico 78 Grau de esfericidade das areias do Perfil 5 – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P5). | 182 |
| Gráficos 79 a. Textura Superficial das areias do Perfil 5 – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P5); b. Textura Superficial das areias do Perfil 5 – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P5); c. Grau de polimento do Perfil 5 – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P5)..... | 183 |
| Gráfico 80 Grau de arredondamento das areias do Perfil 6 – Espodossolo Humilúvico Órtico típico (P6). | 184 |
| Gráfico 81 Grau de esfericidade das areias do Perfil 6 – Espodossolo Humilúvico Órtico típico (P6). | 184 |
| Gráficos 82 a. Textura Superficial das areias do Perfil 6 – Espodossolo Humilúvico Órtico típico (P6); b. Textura Superficial das areias do Perfil 6 – Espodossolo Humilúvico Órtico típico (P6); c. Grau de polimento do Perfil 6 – Espodossolo Humilúvico Órtico típico (P6). | 185 |
| Gráfico 83 Grau de arredondamento das unidades geoambientais. | 186 |
| Gráfico 84 Grau de arredondamento dos solos das vertentes A e B. | 186 |
| Gráfico 85 Grau de arredondamento das unidades geoambientais. | 187 |
| Gráfico 86 Grau de arredondamento dos solos das vertentes A e B. | 187 |
| Gráfico 87 Grau de esfericidade das areias das unidades geoambientais. | 188 |

| | |
|--|-----|
| Gráfico 88 Grau de esfericidade das areias dos solos das vertentes A e B..... | 188 |
| Gráfico 89 Textura Superficial das areias das unidades geoambientais..... | 189 |
| Gráfico 90 Textura Superficial das areias dos solos das vertentes A e B..... | 189 |
| Gráfico 91 Textura Superficial das areias das unidades geoambientais..... | 190 |
| Gráfico 92 Textura Superficial das areias dos solos das vertentes A e B..... | 190 |
| Gráfico 93 Textura Superficial das areias das unidades geoambientais..... | 191 |
| Gráfico 94 Textura Superficial das areias dos solos das vertentes A e B..... | 191 |
| Gráficos 95 a. Desvio entre os horizontes do Neossolo Quartzarênico e o material endurecido (Cr) demonstrando a presença de descontinuidade entre os horizontes mais superficiais (A, AC, C1, C2, 562cm e 725cm) e o horizonte mais profundo em 790cm; b. Desvio entre os horizontes do Espodossolo Humilúvico e o material endurecido (Cr) demonstrando a presença de descontinuidade entre os horizontes mais superficiais (A1, A2, A3, E, Bh e Bhs1) e os horizontes mais profundos compostos pelo material endurecido e um horizonte que o sobrepõe (Bhs2). | 195 |
| Gráfico 96 Coeficiente de Variação dos Perfis de solo estudados, conforme método de Maynard (1992) e Novaes Filho (2012). | 196 |
| Gráfico 97 PCA demonstrando a relação dos dados morfométricos de unidades geoambientais e de solos dispostos em duas vertentes em Tabuleiros Costeiros Dissecados do Litoral Norte da Bahia. 201 | |
| Gráfico 98 PCA demonstrando a relação entre os dados morfoscópicos de unidades geoambientais e de solos dispostos em duas vertentes em Tabuleiros Costeiros Dissecados do Litoral Norte da Bahia. | 202 |
| Gráfico 99 PCA indicando a relação e agrupamento de dados de química total de horizontes de solos da sequência Neossolo Quartzarênico-Espodossolo-Cambissolo e da couraça ferruginosa (S12C).208 | |
| Gráfico 100 PCA indicando a relação e agrupamento de dados de química total e física de horizontes de solos da sequência Neossolo Quartzarênico-Espodossolo-Cambissolo e da couraça ferruginosa (S12C). | 208 |
| Gráficos 101 a. Desvio da Relação Zr/Ti do Cambissolo Háplico, tendo a duricrosta como base de cálculo; b. Desvio da Relação Zr/Ti do Cambissolo Háplico tendo a couraça ferruginosa como base de cálculo. | 210 |

SUMÁRIO

| | |
|--|-----|
| 1. INTRODUÇÃO | 23 |
| 1.1 QUESTÕES DE PESQUISA E HIPÓTESES | 27 |
| 1.2 OBJETIVOS..... | 279 |
| 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA | 31 |
| 2.1 ESTUDOS GEOMORFOLÓGICOS, PEDOLÓGICOS, SEDIMENTOLÓGICOS E A GÊNESE-EVOLUÇÃO DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS | 33 |
| 2.2. AS VARIAÇÕES CLIMÁTICAS E A EVOLUÇÃO DOS AMBIENTES COSTEIROS | 35 |
| 2.3 (NEO)TECTÔNICA E A DINÂMICA PEDOGOMORFOLÓGICA DOS TABULEIROS COSTEIROS | 41 |
| 2.4 SOLOS E SUPERFÍCIES GEOMÓRFICAS DOS TABULEIROS COSTEIROS | 49 |
| 2.4.1 O processo de Podzolização e os Espodossolos dos Tabuleiros Costeiros | 54 |
| 2.4.2 Gênese de solos com horizontes e/ou camadas endurecidas nos Tabuleiros Costeiros | 57 |
| 2.4.3. Horizontes coesos no contexto dos solos dos Tabuleiros Costeiros | 61 |
| 2.5 ESTUDOS DE SEDIMENTOLOGIA E AS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS DOS TABULEIROS COSTEIROS | 64 |
| 3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO | 67 |
| 3.1 CLIMA E USO E OCUPAÇÃO DA TERRA | 68 |
| 3.2 ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS | 69 |
| 3.3 ASPECTOS PEDOLÓGICOS | 75 |
| 4. MATERIAIS E MÉTODOS | 78 |
| 4.1 DIAGNÓSTICO, INVENTÁRIOS PRELIMINARES E DELIMITAÇÃO DA ÁREA DE PESQUISA | 78 |
| 4.1.1 Confecção do mapa de unidades geoambientais | 80 |
| 4.1.2 Confecção do mapa de lineamentos estruturais | 80 |
| 4.2 LEVANTAMENTO DE DADOS EM CAMPO: LEVANTAMENTO TOPOGRÁFICO, AMOSTRAGEM DE SOLOS E MAPEAMENTO GEOFÍSICO COM GPR | 81 |
| 4.2.1 Amostragem | 81 |
| 4.2.1 Levantamento Topográfico | 83 |
| 4.2.2 Mapeamento do Subsolo com Radar de Penetração no Solo (GPR) | 84 |
| 4.3 ANÁLISES LABORATORIAIS DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS | 86 |
| 4.3.1 Análises físicas e químicas | 86 |
| 4.3.2 Análises mineralógicas | 89 |
| 4.3.2.1 Análises de Espectrorradiometria de reflectância VisNIR | 90 |

| | |
|--|------------|
| 4.3.2.2 Análise de Difractometria de Raios-X (DRX) e Espectroscopia na região do Infravermelho por Transformada de Fourier (FTIR)..... | 92 |
| 4.3.3 Análises sedimentológicas da fração areia das formações superficiais..... | 93 |
| 4.3.3.1 Análise granulométrica - morfometria..... | 95 |
| 4.3.3.2 Análise morfoscópica: graus de arredondamento e esfericidade e textura superficial..... | 97 |
| 4.4 SISTEMATIZAÇÃO, INTERPRETAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS..... | 100 |
| 5. RESULTADOS..... | 101 |
| 5.1. CARACTERIZAÇÃO PEDOGEOMORFOLÓGICA..... | 101 |
| 5.1.2 Análises químicas dos solos..... | 109 |
| 5.1.2.1 Análise química de rotina..... | 109 |
| 5.1.2.2 Análise Química elementar por Fluorescência de Raios X..... | 111 |
| 5.1.3 Análises Mineralógicas..... | 122 |
| 5.1.3.1 Espectrorradiometria..... | 122 |
| 5.1.3.2 Difração de Raio-X – DRX e Espectroscopia no Infravermelho por Transformada de Fourier..... | 126 |
| 5.1.4 Investigação geofísica da topossequência por Radar de Penetração no solo – GPR..... | 130 |
| 5.2 LINEAMENTOS ESTRUTURAIS..... | 132 |
| 5.3 SEDIMENTOLOGIA DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS ARENOSAS EM DIFERENTES UNIDADES GEOAMBIENTAIS..... | 134 |
| 5.3.1 Depósitos Fluviais..... | 141 |
| 5.3.1.1 Leito e Ilha Fluviais..... | 141 |
| 5.3.1.2 Barra de Pontal..... | 143 |
| 5.3.1.3 Leque Aluvial..... | 145 |
| 5.3.1.4 Zona Úmida..... | 147 |
| 5.3.2 Depósitos Eólicos..... | 149 |
| 5.3.2.1 Dunas Inativas Internas..... | 149 |
| 5.3.2.2 Dunas <i>Blow-outs</i> | 152 |
| 5.3.2.3 Bacia de Deflação (Duna <i>Blow-out</i>)..... | 154 |
| 5.3.2.4 Dunas Frontais..... | 157 |
| 5.3.3 Depósitos Marinheiros..... | 160 |
| 5.3.3.1 Terraço Marinho Pleistocênico Interno..... | 160 |
| 5.3.3.2 Terraço Marinho Pleistocênico Externo..... | 162 |
| 5.3.3.3 Terraço Marinho Holocênico e Cordão Litorâneo..... | 165 |
| 5.3.3.4 Faixa de Praia..... | 168 |
| 5.3.4 Couraça Ferruginosa..... | 170 |
| 5.3.5 Solos das vertentes A e B..... | 172 |

| | |
|--|------------|
| 5.3.5.1 Neossolo Quartzarênico Órtico típico – Perfil 1 | 172 |
| 5.3.5.2 Espodossolo Humilúvico Órtico arênico – Perfil 2 | 175 |
| 5.3.5.3 Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico – Perfil 3 | 177 |
| 5.3.5.4 Latossolo Amarelo Distrófico psamítico - Perfil 4..... | 179 |
| 5.3.5.5 Espodossolo Humilúvico Órtico arênico – Perfil 5 | 181 |
| 5.3.5.6 Espodossolo Humilúvico Órtico típico – Perfil 6 | 183 |
| 5.3.5.7 Compilação das formações superficiais arenosas estudadas | 185 |
| 6. DISCUSSÃO | 192 |
| 6.1 ORIGEM E EVOLUÇÃO DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS ARENOSAS SOBRE O BARREIRAS..... | 192 |
| 6.2 O PROCESSO DE PODZOLIZAÇÃO E O SISTEMA DE TRANSFORMAÇÃO NEOSSOLO QUARTZARÊNICO-ESPODOSSOLOS..... | 204 |
| 6.3 INCISÃO DA DRENAGEM, FORMAÇÃO DA VERTENTE E EXPOSIÇÃO DE FÁCIES DO BARREIRAS..... | 207 |
| 7. CONSIDERAÇÕES FINAIS..... | 212 |
| REFERÊNCIAS | 215 |
| APÊNDICE A – Descrições Morfológicas..... | 232 |
| APÊNDICE B – Dados de Química total por FRX..... | 235 |

1. INTRODUÇÃO

O relevo de Tabuleiros Costeiros situa-se ao longo de uma extensa área do litoral brasileiro, desde o norte do Rio de Janeiro até o Amapá. Essa feição geomorfológica está associada aos depósitos do Grupo Barreiras, unidade litoestratigráfica de origem continental e marinha, de idade miocênica a pleistocênica inferior que, devido à sua ampla distribuição geográfica, é considerada um importante marco estratigráfico e geomorfológico no Brasil.

As paisagens costeiras possuem grande relevância, notadamente, pela dinamicidade e interação de fenômenos marinhos e continentais e por se constituírem na área mais ocupada, tanto no Brasil, como no mundo. Essa expressiva ocupação resultou no aumento da demanda por recursos naturais, exercendo forte pressão no meio e provocando as mais variadas formas de degradação ambiental. Nesse sentido, há grande relevância e interesse nos estudos sobre as formações superficiais dos Tabuleiros Costeiros, por estarem situadas na faixa úmida costeira, onde as condições climáticas são favoráveis ao desenvolvimento de atividades agropecuárias, além da proximidade com os grandes centros consumidores, com boa rede viária, que favorece o rápido escoamento e absorção da produção. Os solos são, de modo geral, profundos e se distribuem em áreas de relevo plano ou suavemente ondulado, favorecendo, assim, a mecanização agrícola, por um lado, e intensa utilização e degradação por outro.

Além disso, a área estudada também possui grande importância por estar situada na Área de Proteção Ambiental Litoral Norte do Estado da Bahia e nos limites da Reserva Ecológica da Sapiranga, formada por 600 hectares de Mata Atlântica e habitat natural de diferentes espécies faunísticas e florísticas nativas.

A despeito de ser uma Área de Proteção Ambiental, que possui potencialidades e restrições, a degradação ambiental ocorre nesta APA em diversas intensidades. Essa degradação é impulsionada pela ocupação desordenada da terra, pela presença de solos e zonas de transição pedológica frágeis, conforme demonstrado por Santos (2016), Lima (2017) e Villalba (2020), além da falta de um planejamento e gestão ambiental eficientes.

No entanto, para que ocorra esse planejamento ambiental eficiente é necessária uma etapa anterior: a do conhecimento das condições naturais. Também

é importante que haja o reconhecimento da paisagem como a natureza integrada e síntese dos aspectos físicos, bióticos e sociais, favorecendo o desenvolvimento de pesquisas aplicadas que possam levar a metodologias que colaborem com o manejo adequado e sustentável dos recursos naturais, relevantes para as sociedades como um todo (GUERRA; MARÇAL, 2006).

No caso específico dos Tabuleiros Costeiros, há que se considerar que os materiais do Grupo Barreiras, que sustentam essas feições geomorfológicas, possuem diferentes fácies e características físicas, químicas, mineralógicas e deposicionais influenciando, dessa forma, nos diferentes processos pedogenéticos e morfogenéticos que deram origem às paisagens litorâneas. De acordo com Ribeiro (2001), a cobertura sedimentar e pedológica dos Tabuleiros Costeiros se desenvolveu sobre um material de origem bastante evoluído pedogeneticamente, em virtude de, ao longo dos períodos Neógeno e Quaternário, ter sofrido sucessivas fases de sedimentação, pedogênese e eventos neotectônicos, além de suas estreitas relações com a formação e alteração de couraças ferruginosas.

A cobertura pedológica da região possui forte limitação agrícola, como, por exemplo, a baixa reserva de nutrientes. Pode também apresentar horizontes ou camadas subsuperficiais cimentadas, que reduzem a profundidade efetiva do solo e, conseqüentemente, o desenvolvimento do sistema radicular, além de limitarem a circulação da água e do ar que causam a diminuição da aeração do solo, formam lençóis suspensos temporários e ambiente redutor (RIBEIRO, 1996; COSTA-JÚNIOR, 2008).

Em síntese, a presença das limitações físicas supracitadas, associadas aos baixos teores de matéria orgânica, distrofia e horizontes superficiais arenosos dificultam o manejo e favorecem a degradação, especialmente quando utilizados de forma não adaptada.

O estudo da gênese dos solos, em especial, demanda a análise da paisagem a qual eles ocupam, onde as variações do relevo, geologia, clima e da biota, ao longo do tempo, condicionaram os processos pedogenéticos e morfogenéticos e determinaram sua distribuição espacial e atuais características morfológicas, biogeoquímicas, físicas e mineralógicas.

A partir da análise pedogeomorfológica, torna-se possível o estudo de aspectos específicos dos solos dos Tabuleiros Costeiros, como os horizontes e camadas

cimentadas, cuja presença se configura como um dos elementos responsáveis pela arenização superficial dos solos dessas áreas e, conseqüentemente, também contribui com os processos erosivos em função do favorecimento do escoamento superficial (RIBEIRO, 1998).

Pesquisas voltadas para o entendimento da pedogeomorfologia dos tabuleiros Costeiros (ANDRADE; LIMA; DINIZ, 2020; ARAÚJO FILHO; CARVALHO; SILVA, 2001; COSTA JUNIOR, 2008; FORTUNATO, 2004; NUNES *et al.*, 2011; UCHA, 2000) demonstraram que a elevada concentração da fração areia nesses solos pode ser de origem pedogenética. Essa cobertura arenosa, que caracteriza os Neossolos Quartzarênicos e Espodossolos, seria, então, resultado da transformação pedológica de solos originalmente mais argilosos (Latosolos e Argissolos). Segundo autores como Andrade (2018), Andrade, Lima e Diniz (2020), Araújo Filho, Carvalho e Silva (2001), Nunes *et al.* (2011) e Ucha (2000), tal transformação teria se iniciado em áreas de intercruzamento de falhas que viabilizaram a formação e evolução de depressões fechadas. Essas depressões originaram zonas úmidas, caracterizadas por um ambiente redutor e de acumulação de ácidos orgânicos (húmicos e fúlvicos), responsáveis por desestabilizar os minerais de argila dos Latossolos e Argissolos, lixiviar o ferro e o alumínio do sistema pedológico e, portanto, arenizar os solos, transformando-os em Espodossolos.

Assim, de acordo com Fortunato (2004), os Espodossolos foram nucleados nos polos temporariamente mal drenados dessas depressões fechadas, enquanto nos polos bem drenados teriam sido mantidos os Latossolos e Argissolos, sendo, então, os primeiros formados a partir da transformação dos segundos. Dessa forma, extensas superfícies aplainadas e arenizadas de Espodossolos foram desenvolvidas a partir da ampliação dessas depressões em direção às suas bordas latossilizadas.

No entanto, ainda não há consenso sobre a origem do material arenoso dos Espodossolos e Neossolos Quartzarênicos nos Tabuleiros Costeiros. Moreau *et al.* (2006) destacou três hipóteses para a gênese de solos arenosos nos Tabuleiros Costeiros: (a) saída quase completa da argila pelas águas que drenam a área, (b) desenvolvimento a partir de material das fácies de granulometria grosseira do próprio Barreiras, e (c) deposição de material arenoso do quaternário sobre o Barreiras. Klinge (1965), por exemplo, relacionou a formação de Espodossolos em áreas deprimidas

aos sedimentos de origem fluvial, mais arenosos que o Barreiras, depositados sobre a borda dos vales.

Estudos realizados por Andrade (2018), Andrade, Lima e Diniz (2020), Santana (2019) e Santana *et al.* (2022), por exemplo, levantaram questionamentos a partir do estudo de uma vertente com sequência Neossolos Quartzarênicos – Espodossolos, acrescidos de uma outra vertente, ligada à primeira através de um vale, com sequência Latossolos – Espodossolos, respectivamente. Essas vertentes foram estudadas na Reserva da Sapiroanga, em uma área localizada na transição entre os Tabuleiros Costeiros e a Planície Costeira.

Andrade (2015), ao estudar a vertente com sequência Neossolo Quartzarênico – Espodossolo, discutiu sobre a possibilidade do material quartzoso podzolizado ser de origem sedimentar e não resultado de um sistema de transformação solos lateríticos – Espodossolos. Por outro lado, Santana (2019) e Sousa (2020), ao pesquisarem, no mesmo vale, uma sequência de Latossolos – Espodossolos, na vertente oposta àquela estudada por Andrade (2015), levantaram hipóteses de que o material arenoso dos Espodossolos seria resultado de um processo de podzolização que pauperizou os Latossolos em minerais de argila, arenizando-os.

Dessa forma, a partir dos estudos pedogeomorfológicos em topossequência (BOULET *et al.*, 1982; BOULET, 1993), e integrando dados granulométricos, morfológicos, químicos, mineralógicos, morfométricos, morfoscópicos e aspectos geomorfológicos, foi possível aprimorar a compreensão dos mecanismos responsáveis pela formação de solos arenosos e de podzolizados e a evolução do relevo em regiões tropicais, especialmente os da faixa litorânea sobre formações geológicas sedimentares com forte heterogeneidade de materiais. Esses estudos se fundamentaram na análise de características morfométricas e morfoscópicas de diferentes unidades geoambientais para a compreensão da origem do material arenosos dos Neossolos Quartzarênicos e dos Espodossolos.

1.1 QUESTÕES DE PESQUISA E HIPÓTESES

A presente pesquisa visa abordar uma série de indagações fundamentais relacionadas à evolução dos Tabuleiros Costeiros e os solos a eles associados, mais especificamente os Espodosolos e Neossolos Quartzarênicos que se sobrepõem às formações sedimentares dessas áreas tropicais.

As questões norteadoras abrangem a origem do material arenoso presente nesses solos, a evolução do relevo dos Tabuleiros Costeiros Dissecados e a relação entre essa evolução e a gênese da cobertura sedimentar e pedológica. Desse modo, busca-se responder as seguintes questões:

Qual a origem do material arenoso que compõe Neossolos Quartzarênicos e Espodosolos sobrepostos a formações sedimentares de Tabuleiros Costeiros nas regiões tropicais? Como se deu a evolução do relevo dos Tabuleiros Costeiros Dissecados e qual o seu vínculo com a gênese e desenvolvimento da cobertura sedimentar e pedológica? O material arenoso presente nos Neossolos Quartzarênicos e Espodosolos da topossequência em análise tem origem a partir de quais processos? Seria um material alóctone ou autóctone? Os materiais arenosos dos solos dos Tabuleiros Costeiros Dissecados possuem a mesma origem? Há descontinuidades laterais e verticais ao longo da vertente analisada? O processo de podzolização, com gênese de Espodosolos, foi o responsável pela degradação dos minerais de argila? Ou o material já era arenoso quando ocorreu o processo de podzolização? Houve a contribuição dos eventos neotectônicos, que possibilitaram a convergência de fluxos, formação de depressões e desencadeamento do processo de podzolização?

Dentro desse contexto, foram consideradas hipóteses que foram avaliadas através de uma metodologia específica. Inicialmente, considera-se a possibilidade de que a areia que constitui os Neossolos Quartzarênicos e Espodosolos presentes nos Tabuleiros Costeiros e, em especial, na vertente em estudo, possa ter sido depositada durante o Quaternário, através do cavalgamento de dunas sobre os Tabuleiros Costeiros (Grupo Barreiras) a partir do retrabalhamento dos depósitos quaternários pelo vento (DOMINGUEZ; BITTENCOURT, 2012).

Outra hipótese aborda o período de transgressão holocênica, propondo que a morfologia da zona costeira era muito diferente da atual, pois a costa era recortada

por inúmeros estuários e baías, sobretudo na porção inferior dos vales dos principais rios que desaguam na zona costeira (DOMINGUEZ; BITTENCOURT, 2012). Levando-se em consideração que a vertente em análise se encontra relativamente próxima ao rio, e que este também sofreu mudanças em seu curso devido às variações climáticas e às atividades (neo)tectônicas (LIMA, 2017; ANDRADE, 2018), é possível que a dinâmica fluvial tenha contribuído nesse processo de deposição.

A dinâmica dos leques aluviais também é considerada como possível origem das areias, com base em estudos de Villas Boas, Bittencourt e Martin (1985), que sugerem que esses depósitos foram formados nos sopés das elevações a partir de processos de fluxo de detritos em um período de clima seco que afetou o litoral baiano durante o Quaternário.

Por fim, a hipótese de uma origem *in situ* da areia é apresentada, indicando a possibilidade de a areia ter se originado localmente a partir de fácies essencialmente arenosas do Grupo Barreiras ou por alterações químicas e físicas *in situ*, conforme evidenciado em estudos anteriores (FORTUNATO, 2004; NUNES, 2011; SANTANA, 2019; SANTANA *et al.*, 2022; SILVA *et al.*, 2011; UCHA, 2000; UCHA *et al.*, 2002).

Embora a hipótese mais fundamentada seja a da transformação química e física do material de origem, considera-se que, devido à espessura significativa do material arenoso, a hipótese mais viável e condizente com as características observadas na área em estudo é a do depósito sedimentar. Essa escolha é respaldada pela coerência da presença de um volume substancial de material arenoso na região, sugerindo um processo de deposição sedimentar ao longo do tempo. Portanto, esta se constituiu na principal linha de investigação adotada na pesquisa, dada a sua afinidade com as condições locais.

Em relação à gênese dos Espodossolos, hipóteses foram levantadas para elucidar o processo de formação desses solos na região em estudo. Uma das teorias propõe que os lineamentos estruturais do Grupo Barreiras, gerados pela neotectônica, deram origem a depressões fechadas. Essas depressões teriam propiciado a atuação dos ácidos húmicos e fúlvicos, induzindo a migração de materiais orgânicos e metálicos da superfície para a subsuperfície, resultando na formação dos Espodossolos.

Autores como Araújo Filho, Carvalho e Silva (2001), Fortunato (2004) e Nunes (2011) sustentam que essas depressões fechadas facilitaram o processo de alteração

das coberturas pedológicas lateríticas. A atuação dos ácidos húmicos e fúlvicos, responsáveis pela degradação das argilas, teria dado origem aos horizontes espódicos e promovido a arenização dos horizontes mais superficiais dos solos.

Outra hipótese considera a possibilidade de que o material de origem dos Espodossolos já era arenoso. Esse material pode ter se originado a partir da deposição sedimentar por meio de transporte eólico ou fluvial, concordando assim com a hipótese adotada para a origem do material arenoso. Alternativamente, outra hipótese sugere que os horizontes espódicos poderiam, na verdade, ser solos enterrados (paleossolos) que foram posteriormente recobertos pelas dunas que cavalgaram sobre o Grupo Barreiras durante o período Quaternário.

A presença de camadas ou horizontes endurecidos, conforme mencionada na literatura sobre os solos da região, sugere duas possíveis interpretações. Primeiramente, especula-se que sejam duricrostas, material de origem sedimentar que pode ter desempenhado um papel favorável na formação dos Espodossolos (ANDRADE, 2018; ANDRADE, LIMA; DINIZ, 2020; ARAÚJO FILHO; CARVALHO; SILVA., 2001; COSTA JÚNIOR, 2008; FORTUNATO, 2004; NUNES, 2011) ou que ela foi formada a partir do processo pedogenético, principalmente, de podzolização, o que incide na mudança de nomenclatura para um horizonte ortstein, duripã ou fragipã (ARAÚJO FILHO, 2003; FILIZOLA *et al.*, 2001; MOREAU *et al.*, 2006; UCHA; VILLAS BOAS; HADLICH, 2012).

1.2 OBJETIVOS

O objetivo geral deste trabalho consiste em analisar a gênese de solos arenosos e podzolizados e compreender a evolução do relevo em área de Tabuleiros Costeiros Dissecados no Litoral Norte da Bahia, através da investigação das formações superficiais arenosas em diferentes unidades geoambientais e em uma vertente de sequência Neossolos Quartzarênicos-Espodossolos-Cambissolos. Como objetivos específicos, foram propostos:

- 1- Analisar a distribuição espacial e a evolução geológica e morfotectônica da área de estudo, estabelecendo relações com a evolução pedogeomorfológica dos Tabuleiros Costeiros Dissecados no Litoral Norte do Estado da Bahia;

2- Compreender as características morfométricas e morfoscópicas das feições superficiais arenosas do Litoral Norte do Estado da Bahia para identificar padrões distintos e elucidar a origem dos solos arenosos nessa região;

3- Caracterizar os solos em uma topossequência quanto aos seus aspectos morfológicos, físicos, químicos e mineralógicos para subsidiar o entendimento da evolução pedogeomorfológica;

4- Investigar a origem e evolução dos Tabuleiros Costeiros Dissecados, com ênfase nos Espodossolos, utilizando dados e análises específicas para elucidar os processos envolvidos na formação desses solos.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

No Brasil, muitos autores, como Bueno (2009), Bueno, Nascimento e Fritsch (2011), Barbalho (2002), Castro e Salomão (2000), Diniz, Oliveira e Augustin (2005), Espindola (2010), Fortunato (2004), Lohman (2005), Lucas *et al.* (1984), Nunes (2011), Nunes, Ramos e Dilliger (1981), Ross (1992), Queiroz-Neto (2002; 2010), Vidal-Torrado, Lepsch e Castro (2005), Queiroz-Neto (2010), substanciaram a análise da lateralidade dos solos em associação com o relevo e a evolução da paisagem.

De acordo com Kampf e Curi (2012), o solo se constitui em um componente intrínseco de geocossistemas e consiste em um sistema dinâmico, constantemente perturbado por agentes internos e externos. A distinção e análise dessas forças internas e externas dependem dos limites impostos pelo sistema em consideração. Esses limites são definidos a partir dos objetivos do estudo pretendido.

Conforme esses objetivos, o sistema pode ser subdividido para fins operacionais, como proposto por Dijerkman (1974) e Sposito e Reginato (1992), em categorias, sendo elas: pedosfera, paisagem, catena, polipedon, pedon, perfil, horizonte, ped, minerais e solução do solo. Essas categorias podem ser utilizadas de acordo com o objeto a ser investigado e o percurso metodológico que se pretende seguir.

Na paisagem as variações do relevo, geologia, clima e hidrografia condicionam os processos pedogenéticos que determinam a distribuição dos solos em catenas. Essas catenas representam subsistemas que ocupam posições geográficas específicas e abrigam diferentes classes de solos, dependendo da sua localização (KAMPF; CURI, 2012).

O termo catena foi criado por Milne (1935), através do qual amparou a conclusão de que os solos assim agrupados estão ligados por sua relação topográfica. Entende-se que esta categoria propõe uma análise sobre a relação entre os solos e o relevo, tanto para a compreensão da evolução pedogenética, como para a descrição e classificação pedológica. Dessa forma, a catena se constitui em uma das unidades utilizadas para os estudos de Pedogênese.

Outra unidade utilizada para os estudos de Pedogênese é a topossequência, incorporada à pesquisa dos solos por Bocquier (1973) e Boulet (1974). O método proposto por Boulet *et al.* (1982), denominado Análise Estrutural da Cobertura

Pedológica, permite analisar a organização, tanto vertical, quanto lateral de coberturas pedológicas existentes desde o interflúvio até o talvegue próximo. Neste método, a disposição, análise e representação dessa variação pedológica ocorrem por meio da topossequência (BOULET, 1974, 1993; BOULET *et al.*, 1982).

A formulação desses conceitos foi fundamental para a análise da relação solo-paisagem e contribuíram para a formulação da abordagem pedogeomorfológica, a qual prioriza sua relação com o relevo, não olvidando os demais fatores que contribuem para a sua formação, sendo eles: clima, material de origem, organismos, e o tempo.

Muitos estudos foram realizados na tentativa de compreender a relação solos-paisagem no Litoral Norte da Bahia. Temas como o processo de transformação Latossolo-Espodossolo (FORTUNATO, 2004; NUNES, 2011; UCHA, 2000; UCHA; VILLAS BOAS, HADLICH, 2012), Latossolo-Argissolo e Argissolo-Espodossolo (UCHA *et al.*, 2002), interações morfopedológicas nos Tabuleiros Costeiros (ANDRADE; LIMA; DINIZ, 2020; COSTA JÚNIOR, 2008; FORTUNATO, 2004; LIMA, 2017; NUNES, 2011, 2023; SANTANA *et al.*, 2021; SILVA, 2021), entre tantos outros, já foram objetos de investigações científicas.

No entanto, ainda há lacunas a serem suprimidas, notadamente em relação à origem e evolução dos horizontes e camadas cimentadas dos solos presentes no Litoral Norte do Estado da Bahia, como duripãs, fragipãs, duricrostas, couraças ferruginosas, horizontes coesos. Além disso, os processos de transformação pedológica, tais como de Latossolo-Espodossolo e Latossolo-Argissolo, ainda constituem objetos de muitos debates.

Os sub-tópicos dispostos neste capítulo enfatizam temas que podem auxiliar na compreensão da origem dos solos nas áreas costeiras, levando-se em consideração as variações climáticas que, em conjunto com as características geológicas/estratigráficas e geomorfológicas podem atuar diretamente na formação dos solos da área em estudo, contribuindo para a compreensão dos processos pedogeomorfológicos.

2.1 ESTUDOS GEOMORFOLÓGICOS, PEDOLÓGICOS, SEDIMENTOLÓGICOS E A GÊNESE-EVOLUÇÃO DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS

As relações entre os solos, o relevo e o material de origem são importantes para a compreensão da distribuição dos solos na paisagem, sua variabilidade espacial e sua gênese, sobretudo em paisagens dos Tabuleiros Costeiros. Portanto, o diálogo entre as áreas da pedologia, geomorfologia e sedimentologia pode contribuir com o entendimento das paisagens e das formações superficiais, em específico.

Entende-se como formações superficiais os materiais derivados da alteração das rochas pelo intemperismo químico, físico e biológico e que recobrem a porção emersa da crosta terrestre (QUEIROZ NETO, 2001). Podem passar por vários processos de remanejamento e alteração química e física sobre vertentes, superfícies de erosão, planícies fluviais, entre outros (DEWOLF, 1983).

Para Queiroz Neto (2001), esses materiais consistem em um testemunho dos processos pedogenéticos e morfogenéticos que atuam na evolução e dinâmica da superfície terrestre. O estudo das formações superficiais no Brasil teve, em sua origem, a contribuição de profissionais dos ramos da Geomorfologia, Geologia e Pedologia, sendo predominantes os paradigmas oriundos da Geomorfologia, tendo sido aceitos também por pedólogos que buscam compreender o material de origem dos solos.

Os anos 50 e 60 marcaram o surgimento de alguns critérios que orientaram as interpretações da autoctonia ou aloctonia das formações superficiais, com base na presença de cascalheiras e/ou couraças ferruginosas e/ou camadas de concreções ferruginosas; na existência de linhas de pedra (stone-lines) acompanhando a forma das vertentes; na identificação de horizontes enterrados escurecidos por matéria orgânica; e no estabelecimento de cronologias de alteração utilizando as propriedades e características dos solos (QUEIROZ NETO, 2001). No entanto, tais critérios alinhavam-se ao pressuposto antagônico entre a pedogênese e morfogênese, fundamentado na teoria da bio-rexistasia de Erhart (1956). Nesse modelo, estabelecia-se uma oposição entre a formação dos solos e a erosão, entendida como a principal responsável pela formação do relevo.

De acordo com Queiroz Neto (2001), a partir dos anos 80, com a introdução da Análise Estrutural da Cobertura Pedológica, foi possível rever, em primeiro lugar, os critérios para a melhor definição da natureza das formações superficiais como material de origem dos solos, distinguindo-os em alóctones e autóctones, e, também, o importante papel dos processos geoquímicos e pedogenéticos na elaboração do relevo.

A circulação hídrica, por conseguinte, se constitui em elemento indispensável para as transformações pedológicas e do relevo ao longo das vertentes. Associado a este elemento, há a sucessão de perfis de solo nas vertentes, que corresponde, via de regra, a sucessões de estruturas e organizações, resultantes de processos de transformação desencadeados a partir de mudanças das condições ambientais (de caráter climático, tectônico, etc.) (QUEIROZ NETO, 2001).

De acordo com Espindola (2017), uma das dificuldades que o especialista se depara em solos com desenvolvimento acentuado está relacionada com a questão do seu material de origem ser de natureza *in situ* ou transportado. Para o autor, a mineralogia e a sedimentologia podem ajudar a responder essa questão, quando não, pode-se recorrer às datações absolutas para conclusões mais palpáveis.

Assim, para o autor supracitado, a sedimentologia dispõe de técnicas e procedimentos ainda pouco explorados na Pedologia, voltados à caracterização dos materiais de origem dos solos, tais como testes granulométricos acompanhados de apurados recursos estatísticos, mineralogia e morfometria das frações grossas, os quais já tiveram maior atenção nos anos 1970/1980 (MARCONI, 1973, 1974; ESPINDOLA, 2017).

As areias possuem, dessa forma, um importante papel na compreensão do material de origem dos solos, pois apresentam minerais que resistiram a diversos ciclos de alteração e pedogênese (SUGUIO, 1973, 2000). Espindola (2017) considerou alguns parâmetros como de interesse na caracterização dos materiais de origem de solos, sendo eles:

[...] análise química total do solo e de frações de interesse particular, análises químicas seletivas, padrão de distribuição dos minerais resistentes, relação percentual entre minerais resistentes como zircão/turmalina, e/ou dos seus elementos químicos (Z/T), histogramas da distribuição de minerais e gráficos em escala phi de probabilidade lognormal, gráfico de Sahu, esfericidade,

arredondamento, grau de seleção, brilho, opacidade e figuras de corrosão de grânulos (ESPINDOLA, 2017, p. 64).

Para conferir segurança às interpretações dos parâmetros como tamanho médio, desvio padrão, curtose, assimetria, entre outros, são realizadas análises estatísticas específicas, conforme Landim (2003).

No caso da área de estudo, em particular, os estudos da gênese começam pelo entendimento do material de origem, ou seja, os sedimentos Tércio-Quaternários detríticos (RIBEIRO, 1996). Abrange rochas sedimentares que compõem as fácies do Grupo Barreiras e os sedimentos areno-quartzosos e areno-argilosos da Planície Litorânea e dos Leques Aluviais. Nesse sentido, é importante destacar que esses sedimentos já são pré-intemperizados, o que atribui aos solos, a partir deles desenvolvidos, na generalidade, a carência de macronutrientes, baixa Capacidade de Troca Catiônica, baixa Saturação por Bases, o que resulta em baixa fertilidade.

2.2. AS VARIAÇÕES CLIMÁTICAS E A EVOLUÇÃO DOS AMBIENTES COSTEIROS

Na maioria das regiões costeiras brasileiras, as sequências sedimentares presentes, com idades anteriores ao final do Neógeno e início do Quaternário, são representadas pelo Grupo Barreiras e unidades correlatas (TESSLER; GOYA, 2005). Essa unidade geológica, o Grupo Barreiras, que é um importante marco estratigráfico do limite interior das planícies costeiras brasileiras, ocupa uma vasta extensão da área de estudo deste trabalho.

Segundo Nunes, Silva e Villas Boas (2011), a sedimentação do Grupo Barreiras está associada a superfícies de aplainamentos, originadas pela separação do continente africano e sul-americano (Figura 01). Essa sedimentação sofreu interferências das mudanças climáticas intensas no Cenozóico, vinculando a gênese do Grupo Barreiras a ciclos de erosão e deposição, por conseguinte, a sucessivas superfícies de aplainamentos. Essas superfícies de aplainamentos foram definidas por Bigarella e Andrade (1964) em três níveis Pd1, Pd2 e Pd3, da mais recente para a mais antiga, devido a ciclicidade comandada por mudanças climáticas. King (1956) propôs cinco níveis principais definidos por pulsos tectônicos: superfície Gondwana,

do Cretáceo inferior; pós-Gondwana, do Cretáceo superior; Sul Americana, do Terciário Inferior; Velhas, do Terciário superior; e Ciclo Paraguaçu, erosão cíclica do Quaternário responsável pela dissecação final das superfícies baixas e do Barreiras. É importante destacar que a paisagem moderna do continente sul-americano foi formada pela interação entre processos tectônicos e climáticos (NUNES; SILVA; VILAS BOAS, 2011).

Figura 01 – Modelo de evolução da abertura do Oceano Atlântico.



Fonte: Ponte e Asmus (1978).

No período ilustrado na Figura 01, ocorreu a separação do supercontinente Gondwana acompanhada por eventos tectono-magmáticos, com a extrusão de magma alcalino e formação de bacias na área da atual margem continental como na área continental adjacente, que, posteriormente, foram preenchidas por sedimentos (FORTUNATO, 2004).

Os fenômenos astronômicos, geofísicos e geológicos resultaram em complexas variações paleoclimáticas. Para Fortunato (2004), o Quaternário, com enfoque no Pleistoceno, se configurou e se configura como um período em que foram

registradas grandes variações climáticas, acarretando em variações radicais da dinâmica superficial da Terra.

De modo geral, estágios glaciais e interglaciais alternaram e alternam entre si em um ciclo de mudanças climáticas. No estágio glacial ocorre o avanço das geleiras no período frio e no interglacial há o recuo dessas geleiras, marcado por um período quente. Esses estágios determinaram drásticas variações paleoambientais e contribuíram com a conformação das paisagens (FORTUNATO, 2004).

Os objetivos dos estudos paleoclimáticos são análogos aos estudos climáticos, pois possibilitam compreender as mudanças ocorridas através do tempo geológicos no sistema constituído pela atmosfera, hidrosfera e criosfera (SUGUIO, 2010). O período Quaternário, nesse contexto, caracteriza-se como um período de grandes variações climáticas. O início do Pleistoceno, especificamente, marcou o limite final da deposição do Grupo Barreiras e o estabelecimento da modelagem atual das feições geomorfológicas, pedológicas e vegetacionais dessa unidade geológica (FORTUNATO, 2004).

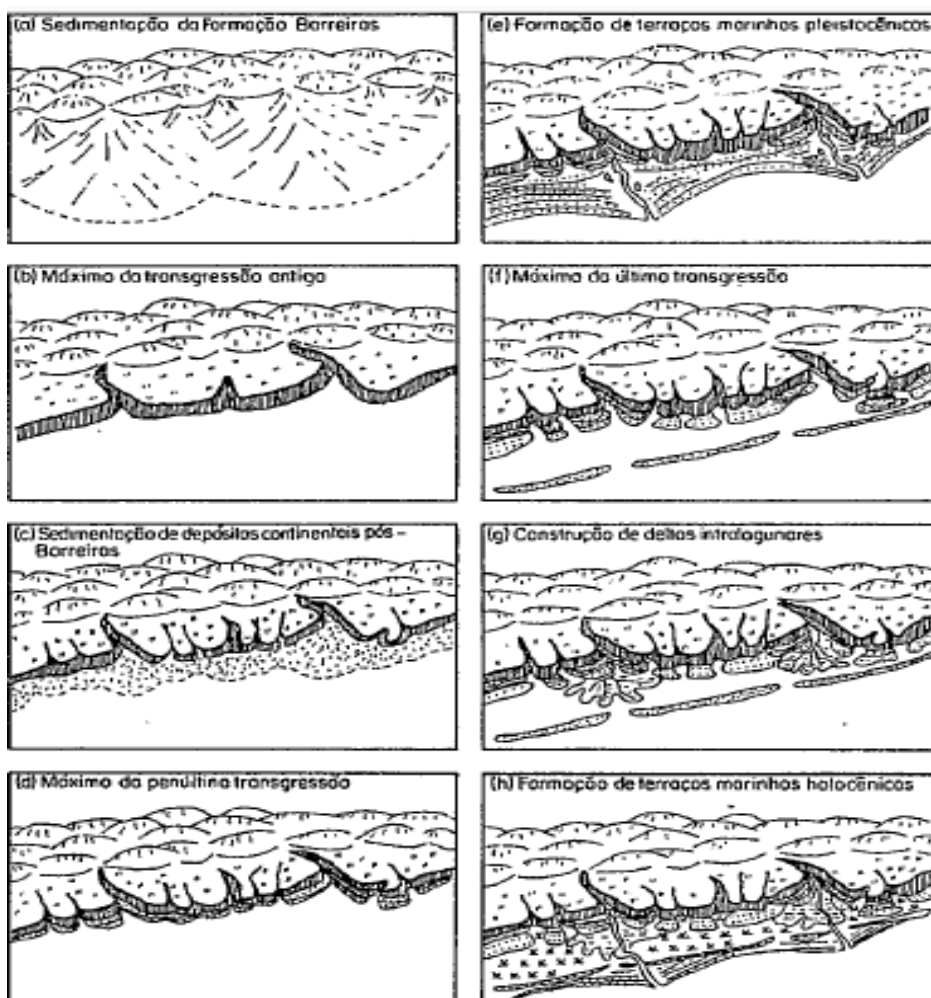
Sugio *et al.* (1985) definiram as fases evolutivas das planícies litorâneas brasileiras, o que pode ser explicado pelas mudanças climáticas, associadas às flutuações do nível do mar que deram origem às feições geológico-geomorfológicas do litoral compreendido entre Macaé (RJ) e Recife (PE), abrangendo, dessa forma, o Litoral Norte da Bahia.

No modelo proposto pelos referidos autores (Figura 02) houve 8 fases evolutivas, sendo elas: a) Sedimentação do Barreiras, b) Máximo da Transgressão Antiga, c) Sedimentação da formação continental pós-Barreiras, d) Máximo da Penúltima Transgressão, e) Construção de terraços marinhos pleistocênicos, f) Máximo da última transgressão, g) Construção de deltas intralagunares e h) construção de terraços marinhos holocênicos.

Para Sugio *et al.* (1985), durante o Plioceno ocorreu o primeiro estágio com a sedimentação do Grupo Barreiras em forma de leques aluviais coalescentes sob condições climáticas semiáridas sujeitas a chuvas concentradas e torrenciais. Então, para Bigarella, Becker e Santos (2003), Martin *et al.* (1980), Sugio *et al.* (1985) e Vilas Boas, Sampaio e Pereira (2001), em um período de nível do mar mais baixo que o atual, ocorreu a deposição desses leques aluviais. Entretanto, pesquisas mais

recentes comprovam a influência marinha na sedimentação do “Grupo Barreiras” (ARAI, 2006; ROSSETTI; DOMINGUEZ, 2012).

Figura 02 – Modelo de estádios evolutivos de sedimentação costeira durante o fim do Terciário e o Quaternário do Estado da Bahia.

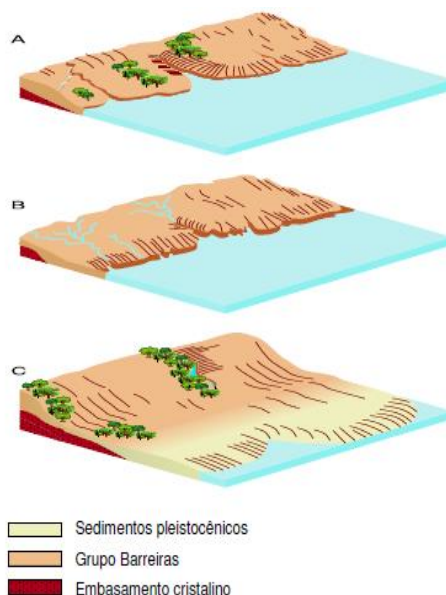


Fonte: Suguio *et al.* (1985).

Assim, para Vilas Boas, Bittencourt e Martin (1985), após a deposição do Grupo Barreiras, houve condições climáticas quentes e úmidas com a transgressão marinha denominada transgressão antiga (estágio 2). Nesse período ocorreu a erosão da parte externa do Barreiras pelo mar, cujo limite máximo alcançado é registrado em alguns locais por linhas de falésias. Após esse momento, houve uma regressão subsequente, com o retorno às características climáticas áridas ou semiáridas (estágio 3).

Após o episódio transgressivo anterior, as condições climáticas de seca possibilitaram a formação de novos depósitos na forma de leques aluviais coalescentes e fluxos de detritos no sopé das elevações, encostas e vales ao longo das falésias escavadas (SUGUIO *et al.*, 1985; VILAS BOAS; BITTENCOURT; MARTIN, 1985). Ao estudar esses leques aluviais da região costeira da Bahia, Vilas Boas, Bittencourt e Martin (1985) assinalaram que a deposição desses materiais representou o último grande período de clima seco ocorrido na faixa do litoral brasileiro durante o Quaternário, acarretando em importantes implicações paleoclimáticas (Figura 03).

Figura 03 – Representação esquemática em sequência da Transgressão Mais Antiga (A) sobre os sedimentos Barreiras, seguida de regressão marinha e deposição dos Leques Aluviais Pleistocênicos sob clima seco (B e C).



Fonte: Costa-Junior (2008).

Posteriormente, no quarto estágio, houve a erosão total ou parcial dos depósitos continentais formados no estágio anterior, devido ao nível máximo da Penúltima Transgressão. Ainda neste estágio, houve a formação de estuários e lagunas a partir do afogamento dos baixos cursos fluviais (SUGUIO *et al.*, 1985).

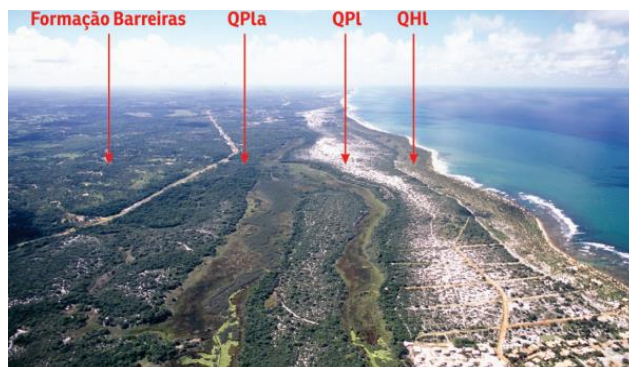
Durante o quinto estágio houve uma regressão marinha que ocasionou a formação de planícies costeiras semelhantes às atuais pelo sucessivo acréscimo de cristas praias (SUGUIO *et al.*, 1985). Essas planícies, após perderem o contato com o mar, originaram os terraços marinhos pleistocênicos (MARTIN *et al.*, 1980).

No máximo da última transgressão (Estágio 6), instalou-se uma rede de drenagem sobre os terraços marinhos pleistocênicos, resultando na sua total ou parcial erosão e na escavação de vales, que, por vezes, atingiram o Grupo Barreiras. A subida do nível do mar favoreceu o afogamento dos cursos fluviais, transformando suas desembocaduras em estuários. Em seguida, formaram-se ilhas-barreiras, isolando lagunas, que atingiram grandes dimensões (SUGUIO *et al.*, 1985). Deltas ligando os rios ao Oceano Atlântico, no sétimo estágio, foram desenvolvidos nas lagunas situadas nas desembocaduras dos principais cursos fluviais. Os sistemas fluviais alimentavam e continuam alimentando esses deltas.

Por fim, no estágio oito, após o máximo transgressivo de 5.150 anos A.P. (antes do presente), ocorreu a descida do nível relativo do mar, levando à construção de terraços marinhos holocênicos a partir de ilha-barreira original e resultando na progradação da linha costeira. Assim, houve a construção de novos terraços marinhos, causando a transformação de lagunas em lagoas e estas em pântanos salobros e, posteriormente, doces (SUGUIO *et al.*, 1985).

Atualmente, as feições formadas a partir dessas oscilações climáticas e do nível do mar estão dispostas como exposto na figura 04, com a presença do Grupo Barreiras na parte mais interiorana, por vezes apresentando Dunas do tipo *Blow-out* que o recobrem. No sopé do Barreiras, há os Depósitos Pleistocênicos de Leques Aluviais, seguidos pelos Terraços Marinhos Pleistocênicos, as zonas de inundação, as dunas do tipo *Blow-out*, os Terraços Marinhos Holocênicos, as dunas frontais e as faixas de praia atuais.

Figura 04 – Fotografia aérea das unidades ambientais do Litoral Norte do Estado da Bahia, identificando a presença do Grupo Barreiras, dos Depósitos Quaternários Pleistocênicos de Leques Aluviais (QPLa), dos Depósitos Pleistocênicos Marinhos (QPI) e dos Depósitos Holocênicos Marinhos (QHI).



Fonte: Dominguez e Bittencourt (2012).

2.3 (NEO)TECTÔNICA E A DINÂMICA PEDOGEOMORFOLÓGICA DOS TABULEIROS COSTEIROS

Os movimentos crustais antigos (tectônica) e recentes (neotectônica) possuem grande relevância na compreensão da evolução da paisagem por influenciar diretamente os aspectos geomorfológicos e pedológicos, principalmente, em função da dinâmica dos fluxos hídricos.

Diversas evidências comprovam a influência da ação tectônica sobre os sedimentos do Grupo Barreiras (BARBOSA; FURRIER, 2015; COELHO; LIMA, 2006; FURRIER; ARAÚJO; MENESES, 2006; LIMA; VILAS BOAS; SILVA, 2006; LIMA, 2010). De acordo com Lima (2010), algumas evidências de um tectonismo atuante durante a deposição do Grupo Barreiras são as estruturas de liquefação nos conglomerados e na interface entre os arenitos e os lamitos, além das falhas com pequeno rejeito, afetando camadas específicas.

Bigarella, Becker e Santos (2003) consideram que a neotectônica corresponde aos eventos tectônicos ocorridos em um intervalo de tempo entre o Terciário Superior e o Quaternário. Esses eventos englobam deformações rúpteis e dúcteis, respectivamente, decorrentes de falhas, devido a sismos e dobras, bem como compressões, tanto por cisalhamento puro, quanto simples.

De acordo com Lima *et al.* (2014), apesar de o papel das falhas neotectônicas na formação da topografia e controle da deposição de sedimentos ao longo da margem continental estável da América do Sul despertar um crescente interesse pelos pesquisadores, o nível de estabilidade tectônica atual dessa margem ainda é uma questão em debate.

Não há consenso em relação ao intervalo de tempo nos quais o movimento pode ser considerado neotectônico (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 2003; SAADI, 1993). No entanto, para Saadi (1993), esse impasse é compreensível, em função das tensões relacionadas com diferentes estágios de evolução tectônica que acometem as mais variadas partes do globo, além de serem localizadas em áreas diferenciadas, com relação ao *puzzle* constituído pelo arranjo das placas litosféricas.

Conforme preconizado por Maia e Bezerra (2014), a tectônica, conjuntamente com o quadro paleoclimático e da configuração do embasamento, contribui significativamente na definição dos modelos evolutivos, sobretudo fluviais.

Para Fortunato (2004), as falhas podem viabilizar a infiltração da água de superfície a grandes profundidades e promover a recarga de aquíferos e o aprofundamento do intemperismo. Assim, a tectônica interfere diretamente nos processos pedogenéticos e morfogenéticos, principalmente em áreas de tectônica ressurgente como a fachada atlântica setentrional nordestina (MAIA; BEZERRA, 2014).

As zonas de cisalhamento, como áreas de deformação tectônica, se formaram em nível crustal profundo. Entretanto, posteriormente, foram reativadas em vários níveis crustais, produzindo deformações no campo dúctil-rúptil. Esses processos se constituem em potenciais geradores de *trends* de lineamentos associados a estruturas de superfície. Geomorfologicamente, essas deformações são consideradas importantes feições relacionadas à deformação tectônica, sendo identificáveis no terreno em campo e através de imagens de sensores remotos (MAIA; BEZERRA, 2014).

A explicação das formas e da morfogênese pelos estudos geomorfológicos recentes tem sido crescentemente atribuída ao fator tectônico. Em razão disso, muitas pesquisas consagradas baseadas na abordagem morfoclimática têm sido revistas com base na constatação da influência preponderante dos controles tectônicos, escalonamento dos terraços fluviais, evolução das bordas de bacias sedimentares e evolução de carstes. Estes controles tectônicos teriam, então, desencadeado processos erosivos, movimentos de massa (deslizamentos e ravinamentos generalizados, voçorocamentos, etc.), além da evolução das linhas de costas, entre outros (SAADI, 1998).

Concordando com Saadi (1998), Bigarella, Becker e Santos (2003) afirmaram que os aspectos tectônicos estão inseridos em um quadro de evolução geomorfológica regional e fornecem subsídios para analisar a evolução da paisagem. Tratando-se do litoral brasileiro, vários autores, como Bezerra (1998), Jacomine (1996), González e Lima (2021), Lima *et al.* (2014), Maia e Bezerra (2014), Rezende (2000), Suguio (1985, 2010) e Tricart e Silva (1968), demonstraram não haver dúvidas sobre a relevância do papel da neotectônica na sua evolução. Nesse sentido, há o reconhecimento de que as feições litorâneas resultam, dentre outros fatores, do fenômeno da tectônica ressurgente, cujo desenvolvimento remonta ao Pré-cambriano (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 2003).

De acordo com Saadi (1993), o controle neotectônico da margem atlântica é um objeto de estudo de grande complexidade em função dos estudos limitados acerca das margens continentais passivas. A margem atlântica brasileira demanda mais estudos, principalmente devido às divergências ligadas ao afastamento desigual em relação à Dorsal Meso-Atlântica, entre as porções meridional e setentrional.

Em suas pesquisas, Fortunato (2004) identificou que os principais elementos estruturais da unidade dos Tabuleiros Costeiros são as falhas e os consequentes movimentos de blocos (movimentos verticais e basculamentos). O Grupo Barreiras foi afetado pelos eventos (neo)tectônicos durante todo o seu processo deposicional. Com o término da deposição, houve a nucleação de novas estruturas a partir da ação dos eventos neotectônicos, com a reativação das linhas de fraquezas das estruturas subjacentes que atravessaram os sedimentos Barreiras afetando até a porção superficial, incluindo os solos que sobrepõem essa unidade geológica. Assim, as descontinuidades estruturais formadas nesta unidade são concordantes com as do substrato rochoso/embasamento cristalino (FORTUNATO, 2004).

Baseando-se, principalmente, em critérios geomorfológicos e fisiográficos, Fortunato (2004) destacou os tipos de evidência do controle estrutural na evolução da paisagem dos Tabuleiros Costeiros: “1) adaptação da drenagem a linhas de falhas; 2) evolução de vales dissimétricos a partir de blocos de falhas basculados; 3) frentes de erosão controladas por falhamentos” (FORTUNATO, 2004, p. 204).

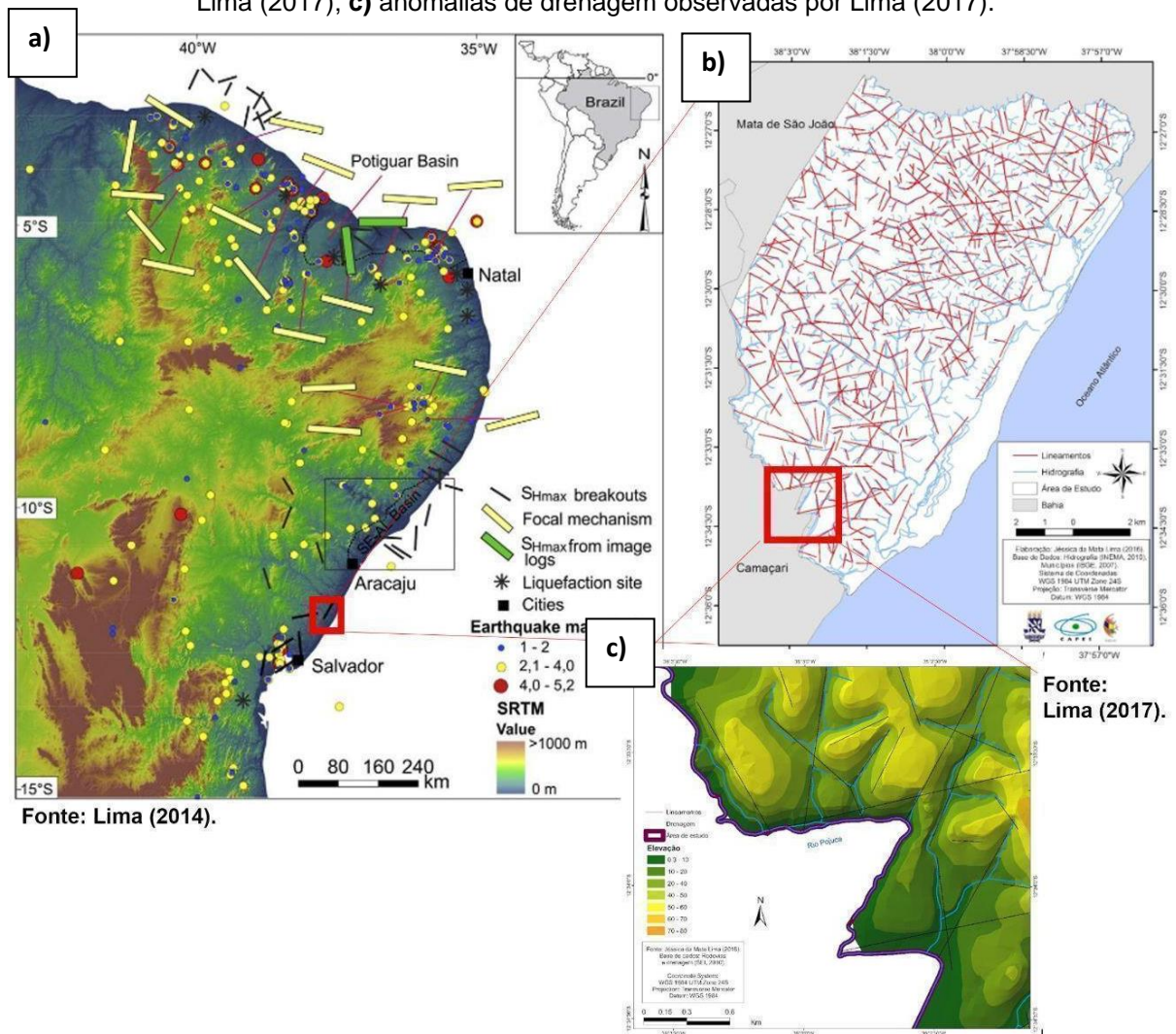
Diversos pesquisadores, utilizando variados métodos, identificaram que as tensões mais recentes da Região Nordeste do Brasil convergem em torno de um vetor compressivo horizontal de direção média NW-SE, com variações em escala local para E-W e N-S, que podem estar relacionadas com tensões residuais locais (SAADI, 1993). Complementarmente, Maia e Bezerra (2014) identificaram a expansão em superfície da deformação brasileira de caráter dúctil/rúptil reativadas no cretáceo e no cenozóico, que, em muitos casos, será representada pelos lineamentos NE-SW e E-W no Nordeste Brasileiro.

Em seus estudos, Lima (2010) e González e Lima (2021) demonstraram que há várias evidências da ação tectônica nos sedimentos do Barreiras e que as análises estatísticas demonstram uma maior densidade de lineamentos e, conseqüentemente, um esforço principal máximo com direcionamento predominante NW-SE e, secundariamente, na direção NE-SW.

Lima (2017) identificou e delimitou 477 prováveis lineamentos estruturais na APA Litoral Norte da Bahia, entre os rios Pojuca e Imbassaí, conforme demonstrado na Figura 05.

A partir do tratamento estatístico preliminar com stereonets (Figura 06), Lima (2017) identificou que as tensões atuais convergem em torno de um vetor compressivo horizontal de direção média NW-SE, com algumas variações locais para E-W, N-S e NE-SW, provavelmente relacionadas a tensões residuais locais, concordando com Saadi (1993), Lima (2010) e Maia e Bezerra (2014).

Figura 05: a) Lineamentos estruturais do Nordeste Brasileiro mapeados por Lima (2014); b) lineamentos estruturais da APA Litoral Norte da Bahia, entre os rios Pojuca e Imbassaí mapeados por Lima (2017); c) anomalias de drenagem observadas por Lima (2017).



Fonte: Lima (2014).

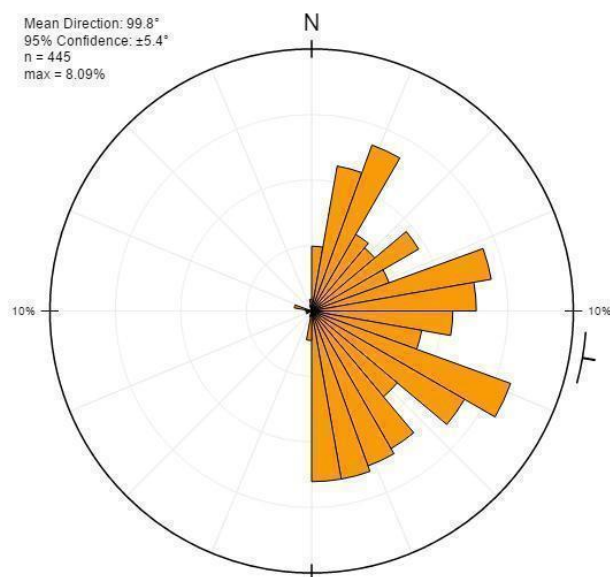
Fonte: Lima (2017).

Fonte: Lima (2017).

Fonte: Lima (2014); Lima (2017).

Para Lima (2017), o controle estrutural na drenagem da área de estudo se dá pelo seccionamento do relevo e pelos rios retilíneos (Figura 05), com padrão de drenagem dendrítico/paralelo e também orientados nas direções preferenciais NW-SE, W-E, NE-SW e N-S (Figura 06). Além disso, o controle estrutural também pode ser observado nas mudanças abruptas dos padrões de drenagens, nas anomalias da drenagem que modificaram o sentido da dissecação, nos falhamentos que afetaram as incisões e a densidade das drenagens, na criação de vales encaixados ou com fundo chato, os quais apresentam vales largos e preenchidos por aluviões e comumente apresentando zonas alagadiças. Segundo Bittencourt *et al.* (1982), Bittencourt, Dominguez e Ussami (1999) e o Ministério das Minas e Energia (BRASIL, 1983), falhamentos perpendiculares e oblíquos ao longo do Litoral Norte da Bahia foram originados a partir dos efeitos tectônicos pós-Barreiras e conduziram e direcionaram a formação de cânions. Estes compartimentos se caracterizam por serem rebaixados e possuírem falhas reativadas que são responsáveis pelos seus limites. Alguns desses cânions são afogados até hoje (COSTA JÚNIOR, 2008).

Figura 06 – Diagrama de rosetas demonstrando os direcionamentos dos lineamentos estruturais.



Fonte: Lima (2017).

Maia e Bezerra (2014) indicaram que a orientação de cristas e vales, segundo os trends de lineamentos nos direcionamentos NE-SW e E-W, é causada por

deformações de caráter dúctil. Por outro lado, a relação entre os lineamentos, o condicionamento da dissecação do relevo dos tabuleiros e a deposição dos sedimentos quaternários da Planície Litorânea resultam de deformações de caráter rúptil (MAIA; BEZERRA, 2014). Assim, há um forte controle estrutural da drenagem que condiciona o direcionamento dos rios ao atravessarem zonas de falhas ativas.

Esses lineamentos exercem significativa influência na evolução geomorfológica, a partir do controle da dissecação, na deposição quaternária e na drenagem, atribuindo a essa, de modo geral, um direcionamento concordante com o direcionamento dos lineamentos de falha, conferindo, dessa forma, à drenagem, padrões retilíneos. Conseqüentemente, a dissecação do relevo acompanha os lineamentos estruturais (FORTUNATO, 2004; SUGUIO, 2010; MAIA; BEZERRA, 2014).

Pesquisadores, como Carvalho e Nunes (2022), Costa-Junior (2008), Fortunato (2004), Lima (2017), Nunes (2011), Nunes *et al.* (2019), Nunes *et al.* (2023), Tricart e Silva (1968) e Ucha (2000), associaram a gênese dos solos presentes nos Tabuleiros Costeiros à neotectônica. Esses autores relacionaram os elementos fisiográficos, depressões e unidades pedológicas (principalmente os Espodossolos e o sistema de transformação Latossolo-Espodossolo) com lineamentos de prováveis falhas no Grupo Barreiras, identificadas a partir de fotografias aéreas e trabalhos de campo.

Lima (2017) identificou a presença de Espodossolos em topos tabulares largos e em suas encostas côncavas. A evolução desses Espodossolos pode ser explicada pela nucleação de processos de podzolização nas áreas depressionárias geradas a partir do intercruzamento de falhas, conforme também discutido por Costa-Junior (2008), Fortunato (2004), Nunes (2011) e Ribeiro (2001). Dessa forma, utilizando-se dados de campo e sensoriamento remoto, é possível interpretar e compreender a evolução pedogeomorfológica e de que forma ela pode ter sido controlada pelas reativações das zonas de cisalhamento, conforme proposto por Maia e Bezerra (2014).

Segundo Fortunato (2004), as falhas influenciam a gênese dos solos a partir da instauração de um regime de umidade diferenciado estabelecido pela infiltração das águas em pontos específicos na superfície, sobretudo, em função da convergência de fluxos, condicionados pelos falhamentos.

Nesse sentido, há a formação de uma polaridade do regime de umidade determinada pelas zonas de falhamentos, com zonas bem drenadas e zonas temporariamente mal drenadas. Essa drenagem condiciona, sobremaneira, a paisagem pedológica, em interação com os aspectos geomorfológicos, geológicos e climáticos. Há, desse modo, a formação de solos hidromórficos quando os pontos de infiltração ficam, a maior parte do ano, saturados por água e, por outro lado, se a hidromorfia for temporária, com períodos alternados de oxidação e redução, há o surgimento de condições para o desencadeamento da ferrólise, mecanismo que favorece a instalação do processo de podzolização, que avança, em seguida, de forma centrífuga (FORTUNATO, 2004).

Nos setores bem drenados, desenvolvem-se, por conseguinte, condições básicas para a evolução de Latossolos e Argissolos. Levando-se em consideração que os pontos preferenciais de infiltração condicionam os condutos naturais gerados por uma rede de descontinuidades estruturais, entende-se que há uma conexão forte entre a evolução da cobertura pedológica e as estruturas regionais, principalmente em áreas onde predomina o relevo plano como em considerável parte dos Tabuleiros Costeiros (FORTUNATO, 2004).

Ao propor uma modelização sobre as formas de relevo dos Tabuleiros Costeiros localizados no litoral norte do Estado da Bahia, Ucha (2000) explicitou os processos que se desenvolveram em duas topossequências. O fraturamento no sentido NW-SE teria sido responsável pelos processos de transformação dos solos desenvolvidos em uma das vertentes estudadas pelo referido autor, a partir da formação de uma depressão. Essa depressão favoreceu a convergência de fluxos dos produtos transportados de montante, como ácidos orgânicos e complexos organometálicos. Com a manutenção do transporte e as variações climáticas de ampla magnitude, durante o Quaternário, houve a formação de horizontes de acumulação e a instalação de outros processos. Nos períodos úmidos ocorreu a instalação das condições de hidromorfia, onde formaram-se os Espodossolos hidromórficos assentados sobre horizontes duros (fragipãs/duripãs), mais tarde identificados como duricrostas (FORTUNATO, 2004; NUNES, 2011). Durante os períodos climáticos mais áridos adveio a interrupção do processo de podzolização e concomitante degradação dos horizontes duripãs e/ou da duricrostas.

Assim, a variabilidade faciológica do Grupo Barreiras, atrelada a uma neotectônica e a um desenvolvimento geomorfológico complexo, atribui à região uma diversa e peculiar cobertura pedológica, como, por exemplo, a existência de Argissolos e Latossolos com horizontes coesos, topos que sofreram a ação da neotectônica e desenvolveram depressões fechadas, com a consequente formação dos Espodossolos com duripãs e fragipãs, inclusive, sobre duricrostas (LIMA, 2017).

Ucha, Vilas Boas e Hadlich (2012), ao estudarem uma topossequência sobre os sedimentos do Grupo Barreiras através da caracterização macro e micromorfológica, identificaram a presença de duas depressões ao longo da vertente, com horizontes duripãs hidromórficos funcionais, cercados por duripãs e fragipãs em processo de degradação e friabilidade, fora da zona de hidromorfia. Para os autores, a exposição dos horizontes endurecidos às condições aeróbicas ocorreu com o rebaixamento do lençol freático em função da atividade tectônica, com consequente instalação das condições óxicas que favoreceram a degradação desses horizontes duripã e fragipã.

Dessa forma, os autores supracitados propuseram um modelo de evolução de uma vertente, considerando um processo de transformação que iniciou do centro da depressão para as bordas, com a nucleação dos Espodossolos com duripãs a partir da diminuição da porcentagem de argila do Latossolo Amarelo, de textura argilosa, passando pela gênese dos duripãs e fragipãs até chegar à degradação dos mesmos.

Considerando que existe uma correlação positiva entre os pontos de interseção de falhas e as ocorrências de Espodossolos, Fortunato (2004) propôs que quando os tabuleiros tinham continuidade e a precipitação era superior à evapotranspiração, ou seja, as condições climáticas eram favoráveis à podzolização, estes pontos de interseções de falhas representavam locais de convergência de fluxos e infiltração, onde se desenvolveram os Espodossolos. Com a progressiva instalação da rede de drenagem, e em função das variações climáticas do Quaternário, parte dessa paleopaisagem foi, provavelmente, transformada total ou parcialmente. Porém, se nessa paleocobertura pedológica ocorreram condições para o desenvolvimento de camadas cimentadas, compactas e extremamente resistentes, elas podem, em parte, ter resistido aos processos erosivos, contribuindo com a preservação dos topos tabulares. Seus remanescentes, desse modo, compõem a atual cobertura pedológica,

inclusive atuando, localmente, como material de origem dos solos (FORTUNATO, 2004).

Em síntese, observa-se uma forte correlação entre os pontos de interseções dos lineamentos estruturais e a evolução dos Espodossolos da atual cobertura pedológica. Este determinismo tectônico também foi responsável pela gênese, evolução e distribuição espacial dos Argissolos Amarelos e Latossolos Amarelos, isso porque nos polos de convergência de fluxos houve a nucleação dos Espodossolos que evoluíram de forma centrífuga, ou seja, expandiram-se lateralmente a partir do seu ponto de nucleação em direção às zonas bem drenadas, onde, por sua vez, ocorrem Argissolos Amarelos e Latossolos Amarelos (FORTUNATO, 2004). Assim, o material de origem, associado aos aspectos tectônicos, também interfere nos processos e mecanismos de formação dos solos, como na ativação de processos de gleização, podzolização, laterização, xantização, entre outros.

2.4 SOLOS E SUPERFÍCIES GEOMÓRFICAS DOS TABULEIROS COSTEIROS

Os solos dos Tabuleiros Costeiros apresentam inúmeras peculiaridades. Destaca-se a presença de Latossolos e Argissolos caracterizados, inclusive, por apresentarem horizontes coesos e concrecionários; presença de duricrostas que condicionam e condicionaram a formação de Espodossolos nos topos planos, a partir da formação de depressões fechadas; além da presença de duripãs e fragipãs que podem ter condicionado a formação dos solos e/ou que foram originados a partir da evolução pedogenética.

Os Latossolos Amarelos, seguidos pelos Argissolos Amarelos, são os mais representativos dos Tabuleiros Costeiros do Brasil. A origem desses solos relaciona-se com os sedimentos do Grupo Barreiras (RIBEIRO; UCHA; PEREIRA, 2005), que se caracteriza por ser constituída de sedimentos de origem continental e marinha (ROSSETTI, 2000; ROSSETTI; SANTOS JUNIOR, 2004; ARAI, 2006).

Nos Tabuleiros Costeiros Preservados, Lima (2017) identificou, na escala de 1:25.000, interações morfopedológicas baseadas na formação e desenvolvimento de Espodossolos Humilúvicos Órticos arênicos e Espodossolos Humilúvicos Órticos dúricos nos topos, como resultado dos processos de podzolização instalados a partir

da formação de depressões, que podem ter evoluído a partir das atividades tectônicas (falhas).

Nas encostas côncavas desses Tabuleiros Costeiros Preservados foram mapeados Espodossolos Humilúvicos Órticos arênicos e Espodossolos Humilúvicos Órticos dúricos, possivelmente gerados a partir da evolução das áreas depressionárias, como áreas de captação de água. Assim, com o aprofundamento dessas depressões, teriam se formado esses Espodossolos. Nas encostas convexas foram identificados Argissolos Vermelho-Amarelos Distróficos abruptos e Cambissolos háplicos Tb Distróficos típicos, originados a partir do maior escoamento superficial, em detrimento da infiltração, e devido ao material de origem sedimentar (diferentes fácies do Grupo Barreiras), que favorece a translocação dos colóides minerais e formação dos horizontes B texturais. Por fim, nos sopés das encostas, encontram-se os Gleissolos, devido à maior influência do processo de hidromorfismo em função da proximidade com o lençol freático (LIMA, 2017).

Nos Tabuleiros Costeiros Dissecados, Lima (2017) pontuou que existe uma dinâmica pedogeomorfológica diferenciada. Duas unidades geológicas estão inseridas nesse compartimento geomorfológico sendo elas: Grupo Barreiras e Leques Aluviais.

No domínio do Grupo Barreiras, os topos dos Tabuleiros Costeiros Dissecados abrigam solos como Argissolos Amarelos Distrocoesos abruptos, que podem ter evoluído a partir da erosão dos Espodossolos e da degradação das duricrostas neles presentes (LIMA, 2017). Nas encostas convexas foram identificados Cambissolos Háplicos Tb distróficos petroplínticos, com gênese semelhante à dos Cambissolos mapeados nos Tabuleiros Costeiros Preservados, porém com presença de petroplintita. Nos sopés das encostas foram mapeados Gleissolos Háplicos. Nos leques aluviais foram mapeados Neossolos Quartzarênicos Órticos típicos e Neossolos Quartzarênicos Órticos latossólicos. O material de origem desses leques pode ser os sedimentos do Grupo Barreiras ou das rochas do embasamento cristalino. Isso atribui uma variação nas características dos solos dos leques aluviais, que, por vezes, pode ter pequeno incremento de argila e alteração da cor pelo teor de Fe (LIMA, 2017).

A Planície Litorânea é dividida em área de inundação (onde existem solos da classe Espodossolo Humilúvico Órtico arênico e Gleissolos Háplicos) e terraços

arenosos, que possuem solos da classe Neossolos Quartzarênicos Órticos típicos. Assim, por ser uma área de captação de sedimentos (zona de acumulação), os solos dessa unidade geomorfológica são essencialmente areno-quartzosos, assim como a unidade dos Leques Aluviais nos Tabuleiros Costeiros Dissecados.

Para Filizola *et al.* (2001), nos platôs litorâneos¹ do nordeste brasileiro há predominância de Latossolos e Argissolos, pouco extensos e com menor índice de dissecação. Entretanto, nesses platôs há numerosas depressões que abrigam, em profundidades maiores que 80cm, horizontes endurecidos (fragipãs e duripãs) e, nas depressões maiores, há a presença de Espodossolos.

Para Costa-Junior (2008), nas superfícies remanescentes dos Tabuleiros Costeiros podem ser encontrados Latossolos e Argissolos. Além destes, e alguns remanescentes, também há a ocorrência de Cambissolos, Neossolos Litólicos e Espodossolos, relacionados à ocorrência de duricrostas.

Em seus estudos, Fortunato (2004) constatou a presença de dois sistemas pedológicos: i) interflúvios aplainados, onde teriam se desenvolvido, de forma predominante, os Latossolos Amarelos e Argissolos Amarelos e, secundariamente, os Espodossolos; e ii) vales em que se destacam solos rasos, localmente erodidos, pedregosos, plínticos, petroplínticos ou concrecionários. Nestes os processos morfogenéticos são mais atuantes em detrimento dos processos pedogenéticos.

Concordando com Filizola *et al.* (2001) e Fortunato (2004), Nunes (2011) afirmou que as classes pedológicas mais comuns desenvolvidas sobre os Tabuleiros Costeiros são as seguintes: Latossolos Amarelos, Argissolos Amarelos, Argissolos Acinzentados, Espodossolos, Neossolos Quartzarênicos e, em acréscimo, Plintossolos.

Os Argissolos Amarelos, de acordo com Nunes (2011), predominam nos ambientes dos Tabuleiros Costeiros, com maior frequência em tabuleiros dissecados sob condições úmidas, visto que o entalhamento do relevo pelos cursos fluviais teria impedido a continuidade do sistema morfogenético anterior. Esses solos se caracterizam por possuírem elevada acidez, baixa capacidade de troca catiônica, além de possuírem horizontes subsuperficiais coesos, fragipãs, duripãs, horizonte plácico, ortstein plácico, ortstein ou caráter dúrico (NUNES, 2011).

¹ Os Tabuleiros Costeiros correspondem aos platôs de origem sedimentar com diferentes graus de entalhamento (EMBRAPA, 2014).

Segundo Costa-Junior (2008), nos sopés ou planícies fluviais, também denominados terraços aluviais, dos Tabuleiros Costeiros, originam-se os Argissolos e Gleissolos. Nas várzeas, particularmente, podem ser encontrados solos Hidromórficos ou, quando há influência da dinâmica das marés, solos de Mangue.

Ainda de acordo com Costa-Junior (2008), os processos pedogeoquímicos diferenciais e o transporte de partículas exercem uma influência direta na evolução da paisagem com Latossolos e Argissolos, que pode ser lentamente transformada em uma superfície rebaixada e aplainada com Espodossolos hidromórficos.

Andrade (2015) buscou relacionar a gênese e distribuição dos solos com a geomorfologia dos Tabuleiros Costeiros Dissecados do Litoral Norte da Bahia, na vertente em estudo no presente trabalho. Para isso, foram realizados o levantamento topográfico, estudos em topossequência, inferência sobre a presença de materiais autóctones e alóctones e a discussão de uma possível evolução pedogeomorfológica da área em questão.

Algumas hipóteses foram levantadas pelo autor, sendo elas:

- A presença de material quartzoso em profundidade no topo da vertente indica que o material de origem da topossequência já era arenoso.
- A compleição das bandas de matéria orgânica que aparecem antes dos Espodossolos podem indicar um processo de translocação de processos organometálicos e, portanto, um início da podzolização do material arenoso, associado à dinâmica de lençol freático;
- A discrepância entre os perfis de solos arenosos e os perfis mais argilosos é passível de duas justificativas, uma voltada para a dinâmica do rio Pojuca e outra como resultado do retrabalhamento eólico dos sedimentos quaternários, que deu origem aos leques aluviais pleistocênicos, em que o Neossolo Quartzarênico e o Espodossolo, formados a partir do material quartzoso, estariam sofrendo um processo gradual de erosão, sendo substituídos, na topossequência, pelos solos de jusante, formados a partir do material areno-argiloso sotoposto aos depósitos arenosos.

Sousa (2020) realizou o estudo de uma vertente que dá continuidade à vertente estudada por Andrade (2015). Visando caracterizar e analisar uma sequência de solos lateríticos-podzolizados da vertente que também está localizada na margem

esquerda do rio Pojuca, na Reserva da Sapiroanga – APA Litoral Norte do Estado da Bahia. As feições pedológicas foram identificadas, caracterizadas e discutidas por Sousa (2020), além de terem sido reconhecidos os processos pedológicos da vertente, construído um modelo bidimensional e verificados os processos atuantes de esculturação do relevo local em conjunto com a gênese e evolução da cobertura pedológica.

As principais características analisadas por Sousa (2020) foram a posição na vertente, cor, textura e estrutura. O autor identificou a presença de Latossolo Amarelo distrófico no topo da vertente, Espodossolo Humilúvico Órtico arênico na meia vertente e Espodossolo Humilúvico Órtico típico da baixa vertente. Neste último, ainda foi identificada a presença de uma possível duricrosta em subsuperfície.

Para dar base à classificação dos solos e realizar uma análise geomorfológica, Santana (2019) estudou os solos das duas vertentes supracitadas, buscando um vínculo entre a evolução pedológica e geomorfológica a partir de um estudo em catena. Para alcançar esse objetivo, foram realizadas análises da disposição de diferentes classes de solos ao longo das vertentes, considerando seus aspectos morfológicos, físicos e químicos. Santana (2019) produziu hipóteses sobre a evolução dos solos e relevo da área de estudo, sendo elas:

- Presença de material alóctone no topo da vertente A, provavelmente referente aos Depósitos Eólicos Antigos identificados por Dominguez (2006), como resultado do retrabalhamento dos Leques Aluviais Pleistocênicos ou da deposição fluvial de um antigo curso do Rio Pojuca, alterado por um controle estrutural existente na área de estudo;
- Apresentação de um sistema de transformação pedológica de Latossolo a montante para Espodossolo a jusante na vertente B.

Dessa forma, muitas lacunas ainda existem para serem dirimidas. Os estudos pedológicos, geológicos, sedimentológicos, geológicos, climáticos e paleoclimáticos, hidrográficos e de uso e ocupação, em análise integrada, permitem a interpretação da gênese e evolução da paisagem.

2.4.1 O processo de Podzolização e os Espodossolos dos Tabuleiros Costeiros

O processo de podzolização consiste na migração vertical ou lateral de compostos orgânicos complexados ou não, acompanhados por Fe e Al complexados, produzindo horizonte eluvial (E) com concentração de quartzo e secundariamente de sílica e horizonte iluvial (Bh ou Bhs) com acumulação de Fe, Al e matéria orgânica (KAMPF; CURI, 2012).

Existem três principais teorias que explicam o processo de podzolização: a teoria da complexação, a teoria da proto-imogolita e a teoria da redução de metais. Estas teorias demandam condições específicas, incluindo acidólise para a liberação de Fe e Al de minerais primários ou argilosos, e níveis reduzidos de cátions que promovam a dispersão da matéria orgânica (BUOL; HOLE; MCCRACKEN, 1980; DE CONINK, 1980; FARMER; SKJEMSTAD; THOMPSON, 1983; LUNDSTRÖM; VAN BREEMEN; BAIN, 2000; SAUER *et al.*, 2007).

A teoria da complexação aborda a formação de complexos de Fe e Al no horizonte superficial, provenientes da atuação da matéria orgânica, transportados pela percolação da água, devido à alta permeabilidade do solo. Esses quelados são transportados para o subsolo e precipitados por diferentes processos de imobilização, culminando na formação de um horizonte espódico (BUOL *et al.*, 1980; DE CONINK, 1980; LUNDSTRÖM *et al.*, 2000; SAUER *et al.*, 2007).

Na teoria da redução de metais, o Fe presente nos óxidos é reduzido pela presença de substâncias orgânicas redutoras liberadas da serrapilheira de diferentes espécies, formando complexos férrico-orgânicos que podem ser translocados, resultando na formação do horizonte espódico (SAUER *et al.*, 2007). Por outro lado, a teoria da proto-imogolita afirma que a mobilização de cátions polivalentes está associada à formação de ortossilicatos móveis hidróxi-Al-Si-Fe (proto-imogolita), com cargas positivas, causados pelo intemperismo dos horizontes A e E (FARMER; SKJEMSTAD; THOMPSON, 1983). Esses silicatos são transportados pela água e precipitados no horizonte B na forma de óxidos de Fe ou Al, ou como materiais do tipo imogolita. Em uma etapa posterior, os ácidos orgânicos são mobilizados e seu acúmulo no horizonte B ocorre devido à adsorção de ácidos orgânicos carregados negativamente na fração inorgânica (MENEZES *et al.*, 2022).

De acordo com Menezes *et al.* (2022), assim como nas regiões de clima temperado, os solos com horizontes espódicos no Brasil apresentam principalmente textura arenosa, com acúmulo subterrâneo de carbono orgânico, pH(H₂O) na faixa ácida e baixa saturação por bases. Porém, em Espodossolos brasileiros os teores de óxidos de Fe e Al e de carbono orgânico (C org) são muito mais baixos do que em ambientes temperados. Na maioria dos ambientes livremente drenados, os perfis apresentam horizonte superficial com baixo teor de C org e horizonte eluvial espesso (MENEZES *et al.*, 2022).

Pesquisadores como De Conink (1980), Farmer, Skjemstad e Thompson (1983), Lundstrom *et al.* (2000), Buurman e Jongmans (2005) e Sauer *et al.* (2007), criaram hipóteses sobre o processo de podzolização em Espodossolos do hemisfério Norte (Zonas Temperadas). Silva *et al.* (2012) destacaram que, para ambientes tropicais, a presença de material de origem essencialmente quartzoso e de impedimento subsuperficial, como o lençol freático elevado e, ou, horizonte cimentado, representa condição comum de ocorrência de horizontes espódicos.

Nesse sentido, Coelho (2008) propôs uma adaptação da teoria da complexação para solos tropicais, na qual os íons de Al e Fe são complexados pelos materiais orgânicos a partir de evidências encontradas na participação da MO segregada de raízes e precipitada em forma de horizontes espódicos.

Silva *et al.* (2012), ao estudarem solos de áreas de depressão de topo dos Tabuleiros Costeiros do Nordeste Brasileiro, observaram que os solos, associados a essas depressões, são diferenciados sob vários aspectos ainda não estudados no Brasil. No entanto, há evidências de que, à medida que se aproxima dessas depressões, a textura torna-se mais arenosa e o hidromorfismo mais acentuado, sendo comum a ocorrência dos Espodossolos.

Estes autores também identificaram, a partir dos extratores diotonito-citrato-bicarbonato de sódio, extrato de amônio e pirofosfato de sódio, além do fracionamento químico da matéria orgânica, que houve aumento em Fe e Al amorfos e complexados à MO nos horizontes iluviais, o que reflete a importância do processo de podzolização nos solos situados nas depressões dos topos dos Tabuleiros Costeiros.

Araújo Filho (2003) identificou que os raios de influência das depressões dos topos dos Tabuleiros Costeiros sobre os Espodossolos podem estar restritos a poucos metros ou se fazerem presentes na quase totalidade da superfície. De acordo com

Ribeiro, Ucha e Pereira (2005), o sistema de podzolização existente sobre os Tabuleiros Costeiros tem sua gênese promovida, inicialmente, pelo abatimento do relevo, seguido da formação dos horizontes cimentados (o qual delimita os duripãs e fragipãs) e da consequente manutenção da hidromorfia por vários meses durante o ano, criando uma relação mútua entre a alimentação do processo de formação dos fragipãs e duripãs e o estabelecimento da hidromorfia.

Fortunato (2004) chamou atenção para a presença das duricrostas, as quais ocorrem nos Tabuleiros Costeiros e foram classificadas erroneamente por alguns pesquisadores, como duripãs e fragipãs. Dessa forma, as variações climáticas pós-deposição do Grupo Barreiras ocorreram concomitantemente à instalação de diferentes processos pedogenéticos. Dentre estes processos, é possível citar a podzolização e o desenvolvimento da paleocobertura pedológica e das duricrostas, cujo material hospedeiro são os diamictitos, com os géis de alumínio e sílica atuando como material cimentante (COSTA-JUNIOR, 2008; FORTUNATO, 2004; NUNES, 2011; UCHA, 2000). Com a exumação das duricrostas, afetadas por esforços geodinâmicos, foram gerados novos condutos naturais nas intersecções de falhas, onde desenvolveram-se depressões no relevo e, com isto, condições para a gênese dos Espodossolos.

Ribeiro, Ucha e Pereira (2005) propuseram uma sequência evolutiva complexa para os solos dos Tabuleiros Costeiros, tendo início na gênese das couraças, seguida pela alteração das mesmas e formação de solos lateríticos; posteriormente há o aplainamento e formação dos Tabuleiros Costeiros e Interioranos. Com a reativação do antigo sistema de falhamento do embasamento cristalino por tectônica ressurgente, há a formação das depressões fechadas, que proporciona nova pedogênese com organização de uma sequência de solos do centro para a borda: Espodossolo, Argissolo Acinzentado, Argissolo Amarelo e Latossolo-Amarelo; ação da neotectônica com a evolução do relevo e rebaixamento do nível freático e, por fim, a degradação dos duripãs com formação dos Latossolos Amarelos e Argissolos Amarelos, proporcionando o fechamento do ciclo.

2.4.2 Gênese de solos com horizontes e/ou camadas endurecidas nos Tabuleiros Costeiros

Uma das peculiaridades dos solos dos Tabuleiros Costeiros é a presença de horizontes ou camadas cimentadas, sejam elas duripãs, fragipãs, duricrostas ou horizontes coesos. Cada um desses confere, aos solos, resistências à penetração das raízes, o que os torna limitantes do ponto de vista agrícola e de desenvolvimento da vegetação de modo geral. Além disso, ao mesmo tempo que esses horizontes/camadas conferem uma certa estabilidade para a paisagem, também podem funcionar como agente influenciador na erosão das camadas superficiais dos solos.

De acordo com Fortunato (2004), inicialmente, pesquisadores como Boulet *et al.* (1996), Ucha (2000) e Filizola *et al.* (2001) confundiram duricrostas com os duripãs e fragipãs. Deve-se considerar que estes pesquisadores concluíram que os duripãs e fragipãs formam-se nas áreas levemente deprimidas dos Tabuleiros Costeiros associados a processos redutores, portanto nos mesmos ambientes da gênese dos Espodosolos.

É importante enfatizar que o horizonte fragipã consiste em um horizonte mineral subsuperficial, endurecido quando seco, usualmente de textura média ou arenosa, raramente de textura argilosa, baixo teor de matéria orgânica e alta densidade aparente dos horizontes subjacentes. O fragipã possui consistência dura, muito dura ou extremamente dura e geralmente está abaixo de um horizonte B espódico, B alábico ou B textural. Quando úmido, o fragipã apresenta uma quebradice de fraca a moderada e, sob pressão, seus elementos estruturais ou fragmentos rompem-se subitamente. Ao ser submerso em água, o fragmento seco do fragipã torna-se menos resistente e pode desenvolver fraturas com ou sem desprendimento de pedaços, além de se esboroar em curto espaço de tempo (aproximadamente 2 horas) (SANTOS *et al.*, 2018).

O duripã consiste em um horizonte mineral subsuperficial, cimentado, contínuo ou presente em 50% ou mais do volume de outro horizonte. Possui grau variável de sílica e pode possuir óxido de ferro e carbonato de cálcio. Quando úmido, apresenta consistência muito firme ou extremamente firme e são sempre quebradiços. Desse modo, a cimentação do referido horizonte é suficientemente forte e seus

fragmentos secos não se esboroam, mesmo durante um prolongado período de umedecimento (SANTOS *et al.*, 2018).

De acordo com o SiBCS (SANTOS *et al.*, 2018), os revestimentos de sílica do duripã, que podem estar presentes em alguns poros e em algumas faces estruturais, são insolúveis em solução concentrada de HCl 1 mol L⁻¹, mesmo durante prolongado tempo de saturação, porém em solução concentrada e aquecida de KOH ou com adição alternada de ácido e álcali, tornam-se solúveis.

Filizola *et al.* (2001), ao analisarem a formação de materiais endurecidos em depressões do Grupo Barreiras, concluíram que a gênese desses horizontes, denominados por eles de fragipãs e duripãs, é induzida pelo processo de formação e intemperização das bandas ferruginosas. De acordo com os autores, as bandas ferruginosas desempenham um papel fundamental na modificação do solo, influenciando diretamente a presença de ferro e os processos químicos associados. Nesse contexto, os fragipãs e duripãs desenvolvem-se inicialmente com a formação das bandas ferruginosas a partir da migração do ferro derivado das linhas de plaquetas, sob a forma de géis alumino-ferruginosos, e, posteriormente, como oxi-hidróxidos de ferro. Essas bandas, ao restringirem a drenagem do solo, desencadeiam o processo de desferruginização e a hidrólise da caulinita (fonte dos géis aluminosos, alumino-silicosos ou alumino-ferruginosos). Dessa forma, esses materiais são responsáveis pelas características dos materiais endurecidos.

No entanto, Fortunato (2004) chamou a atenção para o fato de as unidades cimentadas ocorrerem praticamente contínuas e subjacentes a grande parte da paisagem pedológica, indicando que não apresentam uma relação direta com as áreas abaciadas nem com as ocorrências dos Espodossolos. Com isso, essas camadas cimentadas preexistem em relação à atual cobertura pedológica dessas áreas, o que as classificam como duricrostas.

Desse modo, a principal distinção entre os duripãs/fragipãs e a duricrosta é que os primeiros, conceitualmente, são de natureza iluvial, oriundos de processos pedogenéticos relacionados à instalação de hidromorfia temporária nos horizontes superficiais, concomitante à degradação do plasma argiloso e, por fim, precipitação em subsuperfície. Nestes casos, os minerais instáveis não costumam estar presentes. O estudo dos minerais pesados em horizontes denominados de fragipãs/duripãs oferece, dessa forma, respostas convincentes a respeito da origem não estar

relacionada aos processos pedogenéticos, em especial quando identificados os minerais instáveis (NUNES *et al.*, 2013).

Nesse sentido, é importante e necessário conceituar e diferenciar os horizontes/camadas cimentadas dos Tabuleiros Costeiros a partir da sua gênese e características, haja vista a confusão conceitual existente, principalmente, entre os fragipãs, duripãs e duricrostas e por estes horizontes/camadas influenciarem diretamente a evolução dos solos e a composição da paisagem.

- **Fragipã:** Horizonte subsuperficial aparentemente cimentado, com consistência dura a muito dura, quando seco e, quando molhado, torna-se quebradiço. Possui baixo teor de matéria orgânica e alta densidade do solo (SANTOS *et al.*, 2018). A textura do horizonte é predominantemente média e arenosa e raramente argilosa (MOREAU *et al.*, 2006). A natureza compacta possui como explicação de maior destaque a presença da sílica como agente cimentante (FRANZMEIER; NORTON; STEINHARDT, 1989), além da participação do Al (FILIZOLA *et al.*, 2001). O fragipã possui natureza iluvial, sendo resultado de processos pedogenéticos relacionados à instalação de hidromorfia temporária nos horizontes superficiais, degradação do plasma argiloso e precipitação em subsuperfície (NUNES *et al.*, 2013).
- **Duripã:** Diferencia-se do fragipã quanto ao grau de coesão, avaliado pela dureza e capacidade de fragmentação do material imerso em água, pois no duripã, a cimentação é suficientemente forte, de modo que fragmentos secos não se esboroam, mesmo durante prolongado período de umedecimento (MOREAU *et al.*, 2006).
- **Duricrosta:** Termo “duricrust” originalmente criado por Woolnough (1927) para aplicação em crostas superficiais na Austrália. Sua origem está associada, de modo geral, a regiões tropicais úmidas (MARTINI; CHESWORTH, 1992) e é resultado da cimentação de sedimentos soltos por agentes cimentantes e, portanto, as composições químicas desses agentes ditam seu nome, como, por exemplo, silcrete (SiO₂), alcrete (Al), ferricrete (Fe), calcrete (CaCO₃) (AMIN *et al.*, 2005). De acordo com Fortunato (2004) e Nunes *et al.* (2013), as duricrostas têm sua origem associada a processos sedimentares.
- **Plintita:** formada a partir de oscilações na umidade do solo, criando condições propícias para a segregação de ferro. Essa segregação é sucedida pela

importação resultante da mobilização, transporte e concentração final dos compostos de ferro. Consiste, então, em uma formação constituída da mistura da argila, pobre em carbono orgânico e rica em ferro, ou ferro e alumínio, com grãos de quartzo e outros minerais. Essa formação apresenta-se comumente sob a forma de mosqueados vermelhos, vermelho-amarelados e vermelho-escuros. No solo úmido, a plintita é macia, podendo ser cortada com a pá, além de ser firme quando úmida e dura a muito dura quando seca, tendo diâmetro >2 mm e podendo ser separada da matriz do solo. Quando submersa em água, por período de duas horas não esboroa, mesmo submetida a suaves agitações periódicas, mas pode ser quebrada ou amassada após ter sido submersa em água por mais de duas horas. Situam-se nos matizes de 10YR a 7,5YR, com cromas altos (EMBRAPA, 2017).

- **Petroplintita:** nódulos ou concreções ferruginosas consolidadas, originados a partir de repetidos ciclos de umedecimento seguidos de ressecamento acentuado da plintita, que sofre consolidação vigorosa, dando lugar à formação de nódulos ou de concreções ferruginosas (ironstone, concreções lateríticas, canga, tapanhoacanga) de dimensões, formas e posicionamentos variados (SANTOS *et al.*, 2018). Dependendo da sua forma de ocorrência e espessura da seção de controle considerada, a petroplintita é usada pelo SiBCS para identificar caráter concrecionário, horizonte concrecionário, caráter litoplíntico e horizonte litoplíntico (OLIVEIRA, 2011). O qualificativo “concrecionário” é utilizado para designar solos com significativa porcentagem de petroplintita, seja ela predominante ou não, constituída por nódulos ou concreções, sendo os nódulos resultado de um suprimento contínuo de Fe (estrutura interna difusa) e as concreções resultado de um suprimento periódico de Fe (estrutura interna concêntrica) (OLIVEIRA, 2011).
- **Couraça ferruginosa:** Para Tardy (1993), refere-se ao sinônimo de ferricrete. englobando tanto horizontes nodulares, como crostas contínuas dentro do manto regolítico. Definido por Ollier (1991, p. 171), como “depósitos ricos em ferro que são duros ou cimentados. Ferricretes podem se formar numa ampla variedade de situações, tanto *in situ* como em materiais transportados”.
- **Carapaça:** Camada de transição com endurecimento nas zonas de concentração de ferro e exportação de sílica, localizada entre um horizonte

mosqueado e uma couraça composta principalmente de caulinita, goethita e hematita, às vezes com grandes proporções de quartzo (TARDY, 1993; MACHADO, 2018).

- **Horizonte coeso:** Terminologia utilizada para designar um estado de coesão manifestado quando o solo está seco, que desaparece ou torna-se bem menos expressivo quando o solo está úmido (MOREAU *et al.*, 2006). Dessa forma, o horizonte coeso é um horizonte pedogenético, adensado, muito duro ou extremamente duro quando seco e normalmente friável quando úmido. Uma amostra de um horizonte coeso, quando seco, desmancha-se ao ser imersa na água. Quando úmida, a amostra deforma-se lentamente ao ser pressionada (JACOMINE, 1996). Normalmente, o horizonte coeso é encontrado entre 30 e 60 cm de profundidade, podendo, no entanto, atingir até 1 m ou pouco mais, sobretudo nos solos com horizonte B textural (Argissolos ou Espodossolos) (JACOMINE, 1996).

2.4.3. Horizontes coesos no contexto dos solos dos Tabuleiros Costeiros

Uma vez formados, os horizontes ou camadas adensadas influenciam diretamente na evolução da paisagem dos Tabuleiros, pois dificultam a infiltração de soluções, aumentam o escoamento superficial e intensificam a degradação do plasma argiloso dos horizontes superficiais. A pedogênese implica, desse modo, na evolução do modelado (NUNES, 2011).

De acordo com Jacomine (1996), os solos coesos dos tabuleiros estão estreitamente relacionados com os sedimentos do Barreiras, tipicamente, materiais argilosos, argilo-arenosos ou arenosos, porém, sempre bastante meteorizados, tipicamente caulíníticos e pobres em ferro.

Ainda para Jacomine (1996), os perfis de solos coesos, seja Latossolos ou Argissolos, tem mostrado que são horizontes pedogenéticos nos quais há aumento da densidade global e decréscimo da macroporosidade em relação aos horizontes adjacentes do mesmo perfil. Há ainda a presença de argila iluvial em horizontes coesos dos solos com B textural, observado a partir da micromorfologia.

Moreau *et al.* (2006) destacaram a complexidade e contraditoriedade presente nas tentativas de explicação da gênese de horizontes coesos. Buscando justificar a

evolução dos horizontes coesos, alguns autores como Araújo Filho, Carvalho e Silva (2001), Filizola *et al.* (2001); Lima *et al.* (2004) e Romero *et al.* (2003) associam a gênese dos horizontes coesos, nos Tabuleiros Costeiros, à cimentação química promovida pelos teores de Si, Al e Fe. Por outro lado, outros autores defendem que a gênese desses horizontes coesos não está relacionada à participação de agentes cimentantes químicos, podendo ser devido à distribuição granulométrica (ACHÁ PANOSO, 1976; ANJOS, 1985; MOREAU *et al.*, 2006; CORRÊA *et al.*, 2008; LIMA NETO *et al.*, 2010; SILVA *et al.*, 2011; NUNES *et al.*, 2011b).

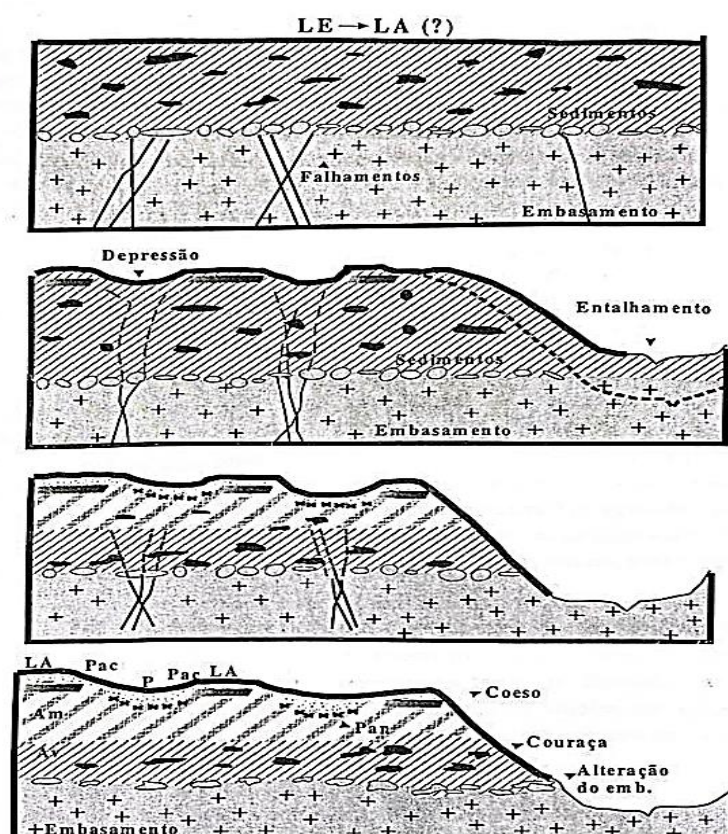
Ribeiro (1998) associou a gênese dos horizontes coesos ao material de origem da cobertura pedológica, que se caracteriza por ser bastante evoluído pedogeneticamente, em virtude das sucessivas fases de pedogênese, erosão e sedimentação ocorridas nos períodos Neógeno e Quaternário. Acrescenta-se, também, a estreita relação entre a formação desses horizontes coesos e a gênese e alteração de couraças ferruginosas. Tudo isso torna o material de origem complexo.

Ribeiro (1998, 2001a) também identificou a influência da matéria orgânica na formação dos horizontes coesos, a partir das substâncias leves ou pouco humificadas e os ácidos fúlvicos, capazes de alterar quimicamente os argilominerais e viabilizar a liberação de sílica, alumínio e ferro, destruindo ou modificando essas estruturas. Desse modo, as estruturas do solo são desorganizadas. A partir desses processos, ocorre a acumulação da sílica proveniente da degradação das argilas, dos grãos de quartzo e dos outros silicatos, preenchendo vazios e compondo a massa do solo, promovendo constantes modificações até a constituição dos horizontes coesos (RIBEIRO, 2001a).

Para Ribeiro (2001a), a gênese dos horizontes coesos se inicia sobre uma cobertura latossólica, que não necessariamente apresentava coloração amarela que hoje, na maioria dos casos, se observa. A partir de um relevo aplainado, os entalhes promovidos pelas bacias de drenagens e o início da geração das depressões fechadas, geram uma alteração na dinâmica hídrica. Essa dinâmica hídrica, associada com a ação da matéria orgânica e o material de origem, funciona como o veículo principal das transformações pedológicas, iniciando pelo ataque aos argilominerais, destruindo-os ou modificando suas estruturas e provocando a desorganização dos elementos da estrutura do solo (Figura 07).

Assim, de acordo com Ribeiro (2001a), o Si se associa à presença de alumínio e de pequena quantidade de ferro, todos pouco cristalizados ou amorfos. A partir da alteração dos Latossolos, forma-se um gradiente textural, que, em alguns casos, pode estar relacionado ao processo de transformação Latossolo-Espodossolo ou mesmo Latossolo-Argissolo. São processos que promovem, por um lado, a formação de espodossolos no centro das depressões sobre a cobertura latossólica que, em certos casos, ainda existe sob os horizontes Bh, Bs ou sob os duripãs e fragipãs. Por outro lado, entretanto, os processos superficiais que levam à degradação do plasma, se difundem por grandes extensões em torno das depressões.

Figura 07 – Modelização parcial do estágio atual dos conhecimentos sobre a evolução da cobertura pedológica dos Tabuleiros Costeiros de acordo com Ribeiro (2001b).



Fonte: Ribeiro (2001b).

Ribeiro (2001b) chamou atenção para a distinção entre os horizontes coesos e os fragipãs e duripãs, que também apresentam altos níveis de coesão, porém possuem pedogênese diversa, ocorrem em profundidades distintas e possuem

diferentes implicações em relação ao manejo. Dessa forma, o autor propôs a seguinte definição para o caráter coeso:

O termo coeso é usado para distinguir horizontes subsuperficiais adensados, de textura média, argilosa ou muito argilosa, muito resistentes à penetração da faca, do martelo pedológico ou trado, sem uma organização estrutural visível, geralmente maciços moderadamente coesos a coesos, com consistência a seco, muito dura a extremamente dura, passando a friável ou firme, quando úmido, não apresentando quebradice dos fragipãs, mas sim uma lenta deformação, quando submetidos à compressão. Em condições naturais, estes horizontes são encontrados entre 30 e 70 cm, correspondendo normalmente ao horizonte BA, podendo se prolongar até o Bw1, ou Bt, apresentando densidade global mais elevada que a dos horizontes sobrejacentes e subjacentes. Nos solos com B textural este adensamento pode atingir profundidades maiores (RIBEIRO, 2001b, p. 167).

Essa característica, típica dos Latossolos e Argissolos Amarelos predominantemente cauliniticos, se desenvolveu a partir dos sedimentos do Grupo Barreiras e formações correlatas (RIBEIRO, 2001a, 2001b; SOUZA et al., 2001). O entendimento dessa característica é, portanto, indispensável para a compreensão da evolução das paisagens as quais eles estão inseridos.

2.5 ESTUDOS DE SEDIMENTOLOGIA E AS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS DOS TABULEIROS COSTEIROS

A identificação de ambientes sedimentares tem sido realizada de forma eficiente a partir de métodos clássicos de sedimentologia, isto porque as características impressas nos grãos trazem uma série de informações sobre as condições ambientais em que os depósitos foram formados (REBOUÇAS; CASTRO, 2019).

De acordo com Dias (2004), há uma grande variedade de dimensões das partículas sedimentares. Os depósitos sedimentares são constituídos por elementos de decímetros a metros de diâmetro, até sedimentos compostos por partículas extremamente pequenas.

O Grupo Barreiras, em específico, constitui-se em uma sequência de sedimentos compostos, principalmente, de quartzo e feldspato oriundos da destruição de outras rochas (ARAI, 2006). De acordo com Vilas Boas (1996) e Vilas Boas, Sampaio e Pereira (2001), esses sedimentos são pouco ou não consolidados, de cor variegada e mal selecionados, ou seja, pouco trabalhados/transportados de seu local de origem, com uma relativa variabilidade textural, que varia de areias finas a grossas. Há predomínio de grãos angulosos, argilas cinza-avermelhadas, com matriz caulínica e ocorrência escassa de estruturas sedimentares (BIGARELLA, 1975; LIMA, 2002; MABESOONE *et al.*, 1972).

As medidas de tendência central (como a mediana, a média e a moda), segundo Dias (2004), permitem saber se, em média, as partículas que constituem uma distribuição, são mais ou menos grosseiras do que as de outra distribuição. Essa distribuição possui relação com a intensidade do agente de transporte e/ou com os níveis energéticos do ambiente deposicional. Assim, analisando os sedimentos da zona costeira, Dominguez (2009) e Dominguez *et al.* (2009) concluíram que a principal fonte de sedimentos para a zona costeira é fluvial, seguida da erosão de unidades mais antigas aflorantes ao longo da linha de costa e por sedimentos presentes na plataforma continental (DOMINGUEZ; BITTENCOURT, 2012).

As formações superficiais e os solos, em específico, estudados neste trabalho situam-se nos Tabuleiros Costeiros, que possuem como base geológica os sedimentos do Barreiras. Para Rosseti e Dominguez (2012), os sedimentos dessa unidade geológica se caracterizam pela angularidade dos grãos e por estes serem mal selecionados e com granulometria variando de areias finas a grossas. Para os autores, essas características também podem ser aplicadas para os leques aluviais e para os depósitos pós-Barreiras.

No entanto, essas formações superficiais podem também ter sido influenciadas pelos depósitos pós-Barreiras, do período Quaternário. Dominguez e Bittencourt (2012) elencaram diferentes tipos de depósitos quaternários, sendo eles: Depósitos de Leques Aluviais Pleistocênicos (QPla), Depósitos de Areias Litorâneas Regressivas Pleistocênicas (QPI), Depósitos de Areias Litorâneas Regressivas Holocênicas (QHI), Depósitos Argilo-Orgânicos de Planícies de Maré (QHpm), Depósitos Argilo-Orgânicos de "Terras Úmidas" (QHtu), Depósitos Arenos-Argilosos Fluviais (QHfl), Depósitos Eólicos Pleistocênicos (QPe), Depósitos Eólicos

Holocênicos (QHe), Recifes de Corais (QHrc), Rochas de Praia (QHrp) e outros ainda não aflorantes, como depósitos lagunares e de preenchimento de estuários e baías associados ao máximo da Transgressão Holocênica.

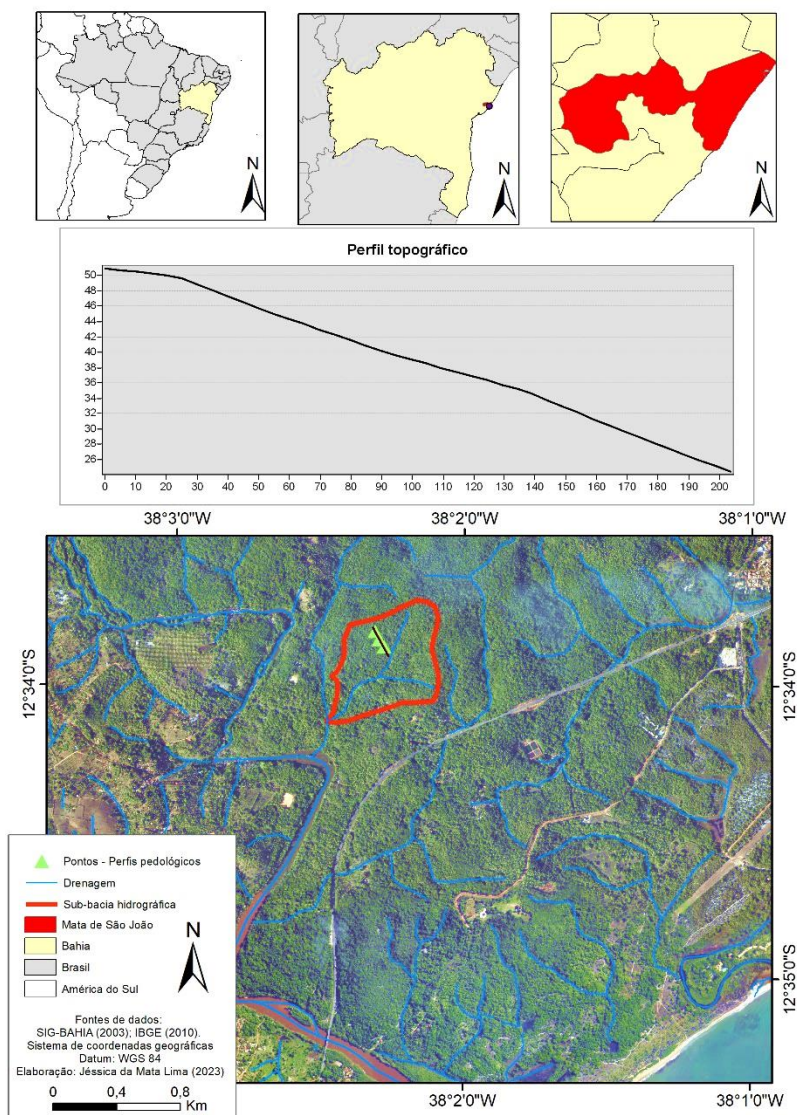
Os efeitos da erosão e do transporte, que dão origem aos mais diversos tipos de depósitos, ficam impressos na textura superficial dos grãos de quartzo. Geralmente, grãos transportados em meio hidráulico, como rios e praias têm a superfície polida, e grãos transportados pelo vento apresentam superfície fosca (PETTIJOHN; PETTER; SIEVER, 1972). Para Friedman e Sanders (1978), a quantificação do arredondamento dos grãos, associada ao estudo da sua textura superficial, são ferramentas importantes para a interpretação de ambientes sedimentares.

Tais estudos permitem compreender, dessa forma, a origem desses sedimentos, a evolução da paisagem, bem como evitar problemas de erosão costeira e garantir a conservação ambiental e a segurança das pessoas e do patrimônio paisagístico (REBOUÇAS; CASTRO, 2019).

3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área designada para a realização desta pesquisa está localizada no Nordeste da Bahia, mais especificamente na Área de Proteção Ambiental (APA) Litoral Norte do Estado da Bahia, na Reserva da Sapiranga, situada no município de Mata de São João. Está inserida em uma sub-bacia do Rio Pojuca, abrangendo o quadrante com coordenadas geográficas de 38°2'30"W a 38°2'00"W e 12°33'40"S a 12°34'10"S (Figura 08). O acesso principal pode ser realizado pela Linha Verde (BA-099), distante 75km de Salvador.

Figura 08 – Mapa de localização da área de estudo, situada no município de Mata de São João, incluindo perfil topográfico da vertente sob análise.



Fonte: Organizado pela autora a partir de dados do SIG-BAHIA (2003).

3.1 CLIMA E USO E OCUPAÇÃO DA TERRA

A partir do Balanço Hídrico elaborado por Lima (2017) e de acordo com dados do município de Mata de São João obtidos pela SEI (1999), a área objeto deste estudo possui clima B₁ r A' a': úmido, com deficiência de água pequena ou nula, megatérmico e com evapotranspiração acumulada no verão muito baixa (classificação climática de Thornthwaite).

As chuvas são regulares durante o ano, com uma maior concentração no outono e inverno. Possui temperatura média de 24,7°C, com amplitude térmica de 4,1°C e os índices pluviométricos anuais atingidos são de aproximadamente 1688mm (SEI, 1999; LIMA, 2017).

A área está inserida no bioma da Mata Atlântica, com vegetação de Floresta Ombrófila Densa de Terras Baixas e Floresta Ombrófila Densa Aluvial (VELOSO; RANGEL FILHO; LIMA, 1991). De acordo com o IBGE (2012), a Floresta Ombrófila ocorre em ambientes ombrófilos que influenciam a formação da “região florística florestal”.

Para Nogueira Junior, Dompieri e Crus (2019), a Floresta Ombrófila Densa representa o “core” do bioma Mata Atlântica. A Floresta Ombrófila Densa das Terras Baixas, em específico, possui uma apresentação faunística bastante típica, com ecótipos dos gêneros *Ficus*, *Alchornea*, *Handroanthus* e *pela ochlospécie Tapirira guianensis aubl* e ocupa áreas de planícies costeiras, onde estão localizados os tabuleiros pliopleistocênicos do Grupo Barreiras (IBGE, 2012).

Já a Floresta Ombrófila Densa Aluvial, floresta ciliar ou mata ciliar, ocorre ao longo dos cursos hídricos, ocupando áreas de planícies costeiras (IBGE, 2012). Essa formação é responsável por proteger os rios contra a erosão e abriga corredores de fauna de montante à jusante das bacias hidrográficas. A remoção dessa vegetação pode desestruturar todo o ecossistema em questão (PRODESU, 2001). É possível observar, sobretudo a partir dos levantamentos realizados por SEI (2010) e ST JEAN (2017), que extensas áreas originalmente ocupadas por matas ciliares tiveram essa vegetação suprimida para dar lugar às atividades agrícolas ou de reflorestamento, que é realizada de forma incorreta, com a inserção de vegetação não-nativa.

ST Jean (2017) mapeou e destacou a elevada taxa de expansão urbana associada à diminuição da área de distribuição espacial das zonas úmidas, com a

perenização dessa área de brejo e a construção de represas que afetam a quantidade de água que afetam as referidas áreas (ST JEAN, 2017). A autora também associou o decréscimo das atividades agrícolas (cultura agrícola mista, pastagem e cultura agrícola permanente) à mudança de uso de várias fazendas para Reservas Ecológicas na década de 80, incluindo a criação da Reserva da Sapiranga nesse período.

O crescimento das atividades relacionadas à indústria do turismo, também impulsionadas pela construção da BA 099, favoreceu o crescimento urbano e a especulação imobiliária por parte das redes hoteleiras, afetando áreas ambientalmente frágeis (ST JEAN, 2017). Algumas áreas desmatadas permanecem sem um novo uso do solo. No geral, são regiões de exploração imobiliária e comercial, que ocorrem principalmente ao longo da Linha Verde e próximo à costa, formando áreas urbanas (ALMEIDA, 2012).

Dessa forma, pesquisas voltadas para a análise detalhada da área de estudo podem viabilizar efetivos planejamentos, gestão e a preservação ambiental desses ecossistemas, além de ajudar nas políticas públicas voltadas para a preservação e desenvolvimento sustentável.

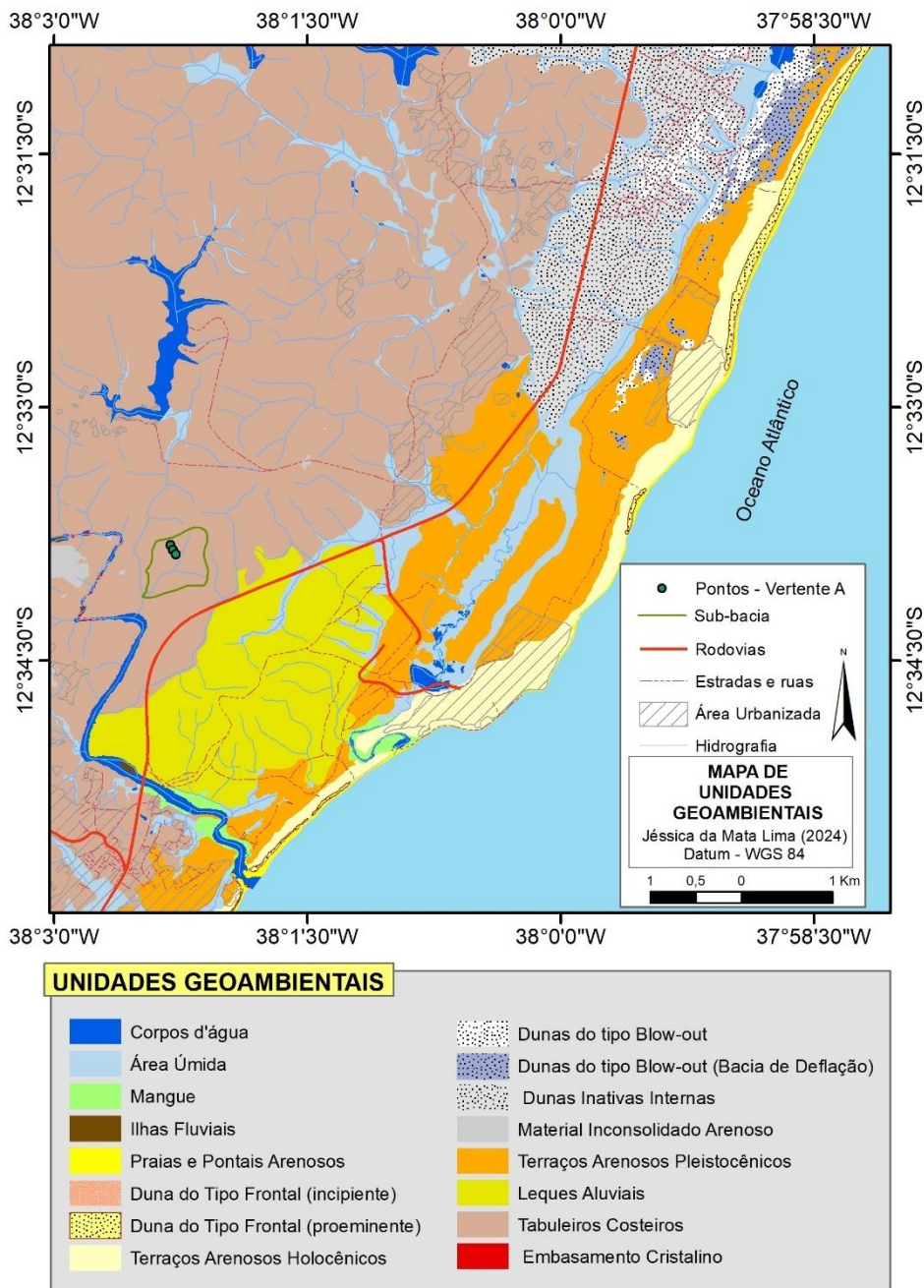
3.2 ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS

Para compreender os processos e interações pedogenéticas e morfogenéticas, faz-se necessária uma interpretação adequada dos compartimentos geológicos e dos materiais de origem. Segundo Martin *et al.* (1980), em seu mapeamento em escala de 1:250.000, o Litoral Norte apresenta 4 domínios geocronológicos: Pré-cambriano (Complexo Salvador-Esplanada), Juro-Cretácico (Bacia do Recôncavo), Neógeno (Barreiras) e Quaternário (Depósitos aluvionares, marinhos e continentais costeiros).

A vertente objeto de estudo desse trabalho, em especial, está inserida na unidade geológica do Grupo Barreiras, cuja unidade geomorfológica são os Tabuleiros Costeiros Dissecados (LIMA *et al.*, 2019). No entanto, outras unidades geológico-geomorfológicas do Litoral Norte da Bahia também foram analisadas para a compreensão da origem dos materiais arenosos dos solos estudados. Dessa forma,

na área de estudo foram identificadas as unidades geoambientais que constam na figura 09.

Figura 09 – Mapa de Unidades Geoambientais do Litoral Norte do Estado da Bahia.

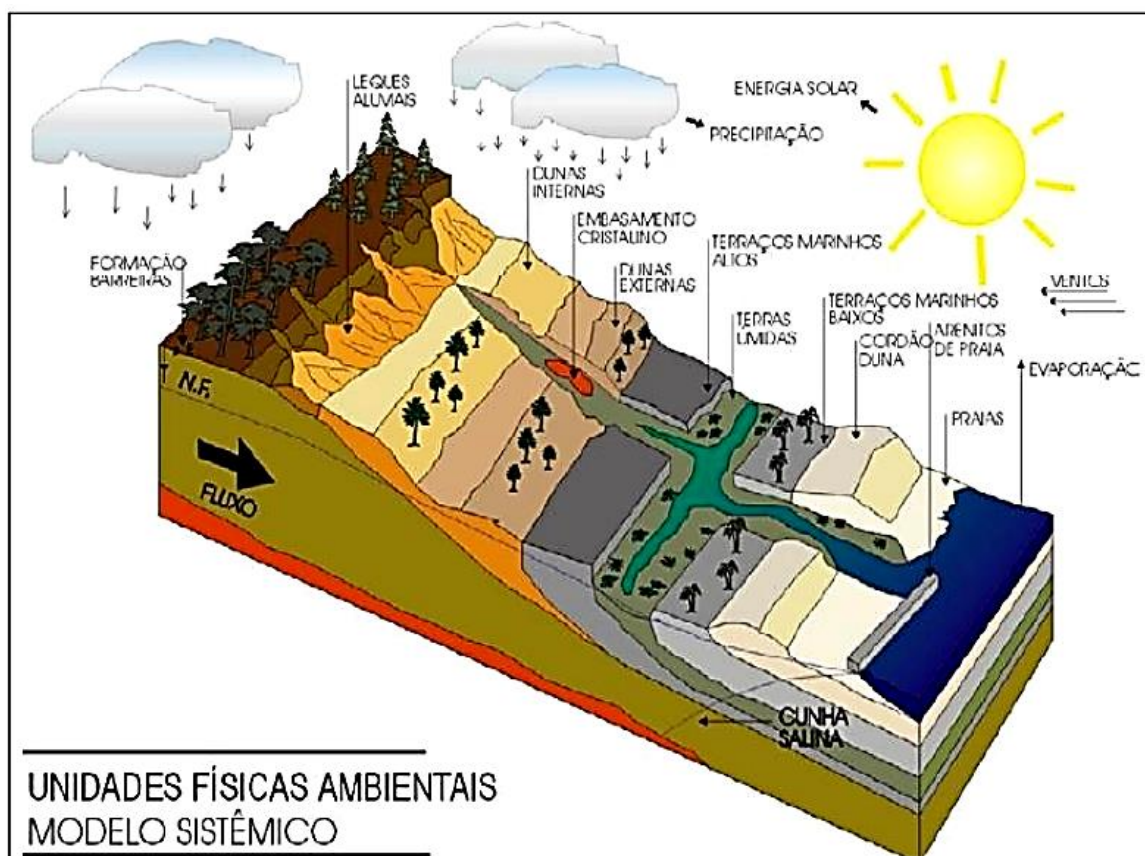


Fonte: Elaborado pela autora

Morfologias diferenciadas são desenvolvidas a partir da interação dos diversos aspectos da paisagem. As unidades geológicas se constituem como importantes componentes naturais que influenciam a evolução das paisagens. Na

área de estudo, as diferentes unidades geológicas determinam diferentes morfologias, como exposto na Figura 10.

Figura 10 – Esquema de unidades físico-ambientais do Litoral Norte.



Fonte: CONDER (1993).

Nesse contexto, a unidade do Embasamento Cristalino, quando aflorante, representa um elevado índice de dissecação pelos cursos de drenagem. As áreas de topo plano possuem como unidade geológica o Grupo Barreiras, variando entre topos largos, na unidade de Tabuleiros Costeiros Preservados e topos estreitos, quando submetidos a maiores índices de dissecação (LIMA *et al.*, 2019). A Planície Litorânea localiza-se no contexto dos depósitos quaternários, abrangendo áreas de dunas, terraços arenosos, áreas de inundação, mangues e zonas praias.

O Grupo Barreiras, unidade geológica que abrange a vertente sob análise, apresenta uma distribuição especial consistente ao longo do litoral brasileiro, estendendo-se desde o Amapá até o Estado do Rio de Janeiro, caracterizando-se por uma geomorfologia peculiar (ARAI, 2006). No Litoral Norte do Estado da Bahia, essa

unidade se distribui nas porções mais internas, com destaque topográfico em relação às feições relacionadas aos depósitos quaternários (CONDER, 1993).

Por muito tempo, a origem do Grupo Barreiras foi atribuída às dinâmicas continentais, depositado pela coalescência de leques aluviais e sistemas fluviais entrelaçados sob clima quente e seco, em um período de nível do mar muito baixo em relação ao nível atual (BARBOSA; DOMINGUEZ, 1996; BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 2003; BRASIL, 1983; FORTUNATO, 2004; LIMA; VILAS BOAS; SILVA, 2006; MABESOONE *et al.*, 1972; MARTIN *et al.*, 1980; VILAS BOAS; SAMPAIO; PEREIRA, 2001). Entretanto, essa unidade geológica possui, de forma predominante, um caráter marinho, conforme estudos sistemáticos realizados por Arai (1997, 2006), Arai *et al.* (1988), Arai *et al.* (1994), Costa *et al.* (1993), Rossetti, Truckenbrodt e Góes (1989), Rossetti, Góes e Truckenbrodt (1990), Rossetti (2000) e Rossetti e Santos Junior (2004).

O Grupo Barreiras organiza-se como um *onlap*² costeiro sobre rochas do embasamento cristalino arqueano-paleoproterozóico e sobre as várias bacias sedimentares de rochas jurássicas e cretáceas originadas da abertura do Oceano Atlântico, a partir da separação dos continentes sulamericano e africano. Variados depósitos quaternários eventualmente sobrepõem o Grupo Barreiras (BARBOSA; DOMINGUEZ, 1996).

A classificação dos sedimentos Barreiras, como um Grupo estratigráfico, foi primeiramente proposta por Bigarella e Andrade (1964) e, posteriormente, confirmada por Bigarella (1975). De acordo com esses autores, o Grupo Barreiras é composto por duas formações, a Guararapes (base) e Riacho Morno (topo), separadas por uma desconformidade erosional.

Os sedimentos do Grupo Barreiras são constituídos predominantemente por areias finas a grossas; argilas cinza-avermelhadas, roxas e arenitos conglomeráticos mal classificados, cinza-esbranquiçados, amarelos e grossos com matriz caulínica. Além disso, podem ocorrer, mas em menor quantidade, conglomerados polimíticos

² *Onlap*: Termo utilizado quando uma sequência estratigráfica de base discordante termina progressivamente contra uma superfície inicialmente inclinada, ou quando estratos inicialmente inclinados terminam progressivamente up dip contra uma superfície originalmente de grande inclinação. (IBGE, 1999, p.143)

com seixos de gnaiss e quartzo leitoso, flutuantes em uma matriz de areia mal selecionada (VILAS BOAS; SAMPAIO; PEREIRA, 2001).

Segundo Vilas Boas, Sampaio e Pereira (2001) e Fortunato (2004), o Grupo Barreiras se subdivide em camadas. Uma dessas camadas possui sedimentos siliciclásticos, amarelo-avermelhados, arenosos, maciços, apresentando estratificação em alguns locais com granulometria fina a grossa, em geral contendo grânulos e seixos em matriz argilosa. De forma intercalada, há camadas compostas de material argilo-arenoso, em geral maciço, de coloração variegada. O contato entre as camadas possui superfícies de erosão e pode estar balizado por leitos de grânulos ou seixos. Frequentemente há ferricretes, ou seja, camadas cimentadas por material ferruginoso (VILAS BOAS; SAMPAIO; PEREIRA, 2001; FORTUNATO, 2004).

A diversidade de associações de fácies do Grupo Barreiras, em especial do Litoral Norte do Brasil, denota sistemas deposicionais de influência fluvial, em período retrogradacional e marinha, em período e/ou trechos progradacionais com desenvolvimento de deltas e sistemas parálicos, com estuários possivelmente dominados por ondas, cuja entrada foi parcialmente impedida por barreiras arenosas (ROSSETTI; DOMINGUEZ, 2012).

Nesse contexto, Rosseti e Dominguez (2012) identificaram uma organização dos depósitos do Grupo Barreiras dispostos em dez associações faciológicas (Quadro 01), que, conjuntamente, representam sistemas deposicionais fluviais a marinhos-transicionais. As associações de fácies são: Canal Fluvial (CF), Planície de Inundação (PI), Barra de Desembocadura (BD), Prodelta (PD), Canal Distributário (CD), Bacia Estuarina/Delta de maré (BE/DM), Praia (P), Antepraia (AP) e Planície de Maré (PM), podendo ocorrer sobre o Grupo Barreiras depósitos quaternários variados (DOMINGUEZ; BITTENCOURT, 2012).

Para Vilas Boas, Sampaio e Pereira (2001), além do controle climático, a disposição do Grupo Barreiras também sofreu influência do controle estrutural, em função das atividades tectônicas intraplaca da plataforma sul-americana a partir do Mioceno Médio, as quais marcam a ação neotectônica no Brasil.

Quadro 01 – Descrição das associações de fácies do Barreiras.

| Associação de Fácies | Descrição | Interpretação Paleambiental |
|-----------------------------|---|------------------------------------|
| CF | Arenitos médios e grossos a conglomeráticos sob forma de lençóis tabulares lateralmente maciços ou com estratificações cruzadas acanalada e tabular, e sucessões de granodecrescência ascendente. | Canal fluvial |
| PI | Argilitos e siltitos maciços e, raramente com laminação plano-paralela, com marcas de raízes e/ou gretas de contração, que intergradam à associação CF. | Planície de inundação |
| BD | Arenitos finos a médios, moderadamente selecionados e arenitos grossos a conglomeráticos moderadamente a mal selecionados, que ocorrem sob forma de lobos sigmoidais ou corpos de base planas a ondulada e topo convexo com disposição horizontal ou, mais comumente, suavemente inclinada. Internamente organizados em ciclos granocrescentes ascendentes, com estruturação maciça ou estratificações cruzadas tabulares e acanaladas, estratificação plano-paralela, em geral suavemente inclinada, e estratificação convoluta. | Barra de desembocadura |
| PD | Argilitos, siltitos e arenitos muito finos, maciços ou intergradados a argilitos laminados e depósitos heterolíticos dos tipos straky, lenticular e wavy. Gradação para a associação CD compondo ciclos granodecrescentes ascendentes. Localmente com adundância de icnofósseis indeterminados. | Prodelta |
| CD | Arenitos com características geométricas similares à associação CD, porém com granulometrias relativamente mais finas que aquela. São abundantes superfícies de reativação separando pacotes de foresets dos estratos cruzados tabulares e acanalados. | Canal distributário |
| AP | Arenitos finos a médios, bem selecionados e pelitos, sob forma de corpos tabulares planares a suavemente ondulante, e contendo uma variedade de estruturas internas, incluindo estratificações cruzadas de pequeno e médio porte dos tipos acanalada e, mais raramente, tabular. Adicionalmente, ocorrem estratificações cruzadas swaley e hummocky e laminações quase planares truncantes. Icnofósseis influem Ophiomorpha, Thallassinoides, Skolithos, Rhizocorallium, Teichichnus, Diplocraterion e Planolites | Antepraia |
| P | Areias finas a médias e muito bem selecionadas, sob forma de estratos contínuos lateralmente e contendo estratificações plano-paralelas e estratificações cruzadas de muito baixo ângulo, suavemente ondulante e truncante, que gradam para a associação AP. Minerais pesados ressaltam planos de acamamento e icnofósseis são comuns, principalmente Ophiomorpha, Thallassinoides, Skolithos e Planolites. | Praia |
| CM | Características geométricas similar às associações CF e CD, porém com composição litológica mais variável, incluindo arenitos de granulações diversas, depósitos heterolíticos e argilitos. Arenitos estratificados com orientações bidirecionais e abundantes superfícies de reativação marcadas por filmes de argilito, localmente formando bandamentos de maré. Bioturbações similares às associações AP e P são abundantes nestes estratos. | Canal de maré |
| PM | Arenitos finos a médios intercalados a depósitos heterolíticos e argilitos maciços, sob forma de pacotes tabulares, arrançados em sucessões granodecrescentes ascendentes.). Gretas de ressecamento e marcas de raízes estão presentes. Observados, com frequência, juntamente com a associação CM. | Planície de maré |
| BE/DM | Argilito negro ou cinza esverdeado, e depósitos heterolíticos de cores variadas, com base planar ou suavemente côncava, ricos em restos vegetais carbonizados associados com lâminas de enxofre. Depósitos argilosos e heterolíticos dos tipos lenticular e, secundariamente wavy, ou lentes de areia fina a média, sob forma de lobos sigmoidais formando sucessões progradacionais de dimensões bem menores do que as observadas na associação BD | Bacia estuarina/delta de maré |

Fonte: Rosseti e Dominguez (2012) [adaptado].

Os agentes climáticos e tectônicos, desse modo, são responsáveis pelo retrabalhamento do Grupo Barreiras durante o Quaternário, dando origem aos Tabuleiros Costeiros. Geomorfologicamente, esses Tabuleiros consistem em um plano inclinado, rígido regular, com trechos marcados por cornijas relativamente abruptas conforme fácies local do elúvio e acima do vale escavado nos sedimentos areno-argilosos (TRICART; SILVA, 1968). A dissecação possui variações regionais, tendo, por um lado, vales mais estreitos e mais espaçados à montante e planaltos mais retalhados a jusante, formando colinas entre largas depressões com fundo ocupado por terraços baixos ou rios (TRICART; SILVA, 1968; LIMA, 2017).

Assim, as feições dos Tabuleiros Costeiros apresentam uma topografia tabular dissecada por vales profundos de encostas com forte declividade. O relevo varia de suavemente ondulado a ondulado e forte-ondulado, quando há maior índice de dissecação (JACOMINE, 2001). Os Tabuleiros Costeiros possuem variadas formas de entalhamento, com desníveis entre 200m e 250m, podendo ocorrer a partir do nível do mar (RIBEIRO, 1996).

Para Nunes, Ramos e Dilliger (1981), os Tabuleiros Costeiros estão submetidos à dissecação intensa e estão dispostos de forma inclinada em direção ao mar. Os interflúvios possuem topos tabulares e podem ter extensões variadas, a depender do grau de dissecação, que é influenciada pela resistência dos materiais que compõem o substrato rochoso e os lineamentos estruturais que definem o direcionamento dos fluxos (NUNES; RAMOS; DILLIGER, 1981).

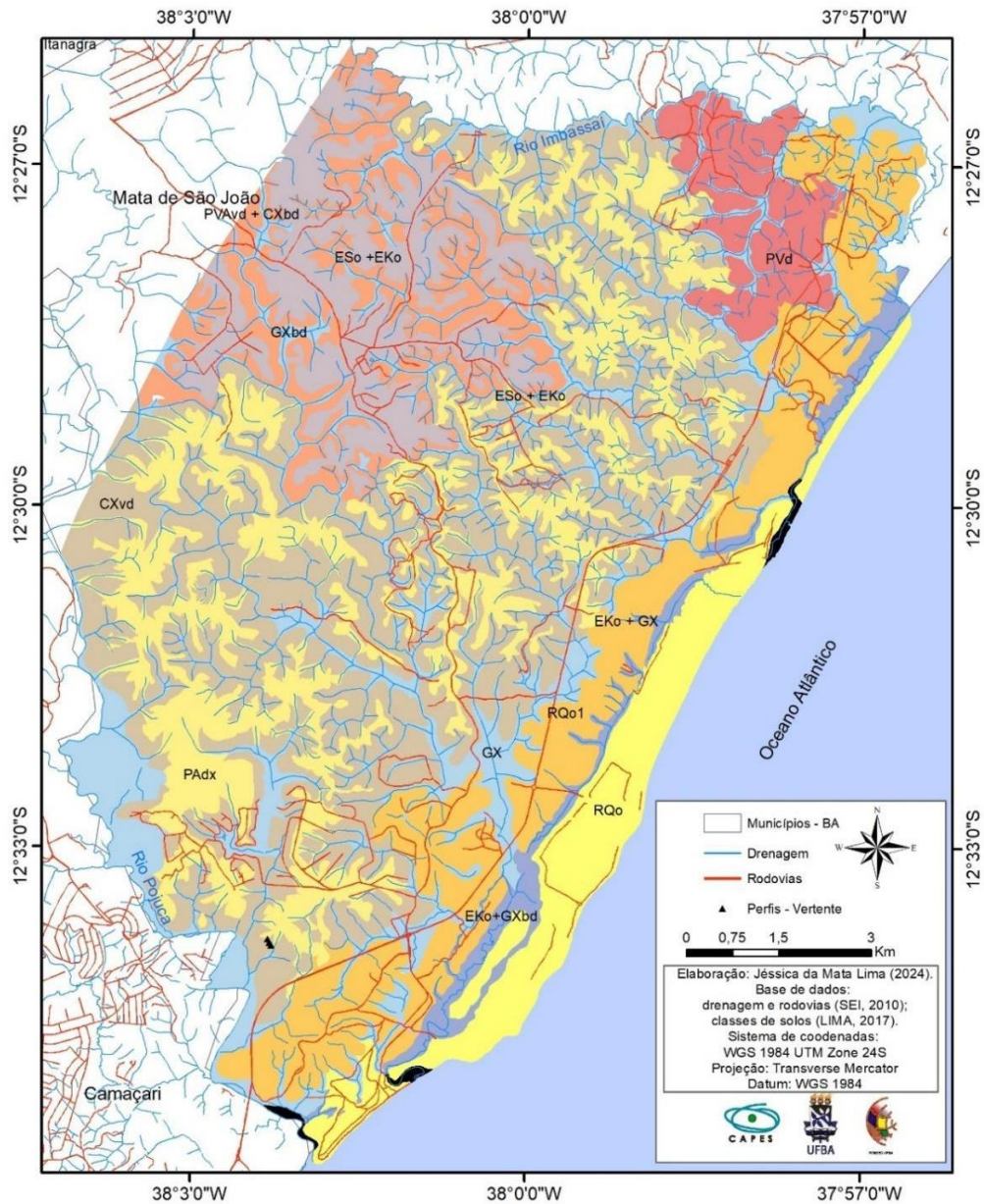
3.3 ASPECTOS PEDOLÓGICOS

De acordo com Fortunato (2004), Fillizola *et al.* (2001) e Costa Junior (2008), os solos que predominam nos Tabuleiros Costeiros são Latossolos e Argissolos Amarelos. Em menor quantidade, há a presença de Neossolos Quartzarênicos e Espodossolos, Argissolos Acinzentados e os Plintossolos (FORTUNATO, 2004).

Lima (2017), ao realizar o levantamento pedogeomorfológico da Área de Proteção Ambiental Litoral Norte da Bahia, no trecho localizado entre os rios Pojuca e Imbassaí (Figura 11), identificou três grandes unidades geológico-geomorfológicas, a saber: Tabuleiros Costeiros Preservados, Tabuleiros Costeiros Dissecados e Planície

Litorânea. Em cada uma dessas unidades há uma dinâmica pedológica diferenciada, o que constitui a dinâmica pedogeomorfológica.

Figura 11 – Mapa de unidades pedogeomorfológicas da Área de Proteção Ambiental Litoral Norte do Estado da Bahia - entre os rios Pojuca e Imbassai.



CLASSES DE SOLOS

- ARGISSOLO AMARELO Distrocóseo abruptico textura média a muito argilosa fase floresta subcaducifolia relevo plano a ondulado (PÁdx)
- ARGISSOLO VERMELHO Distrófico típico textura média a argilosa fase floresta subcaducifolia relevo ondulado a fortemente ondulado (PVd)
- ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico abruptico + CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico textura média fase floresta tropical subcaducifolia relevo suave ondulado a ondulado (PVAdx + CXbd)
- CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico petroplintico textura média a argilosa fase floresta subcaducifolia relevo suave ondulado a forte ondulado (CXbd)
- ESPODOSSOLO FERRILÚVICO Órtico dúrico+ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Órtico arênico+ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Órtico dúrico textura arenosa e média fase floresta tropical subcaducifolia relevo plano a suave ondulado (ESo + EKo)
- ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Órtico arênico + GLEISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico textura arenosa fase vegetação de brejo relevo plano (EKo + GXbd)
- GLEISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico textura média fase floresta tropical subcaducifolia de várzea relevo suave ondulado a plano (GXbd)
- NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico latossólico + NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico textura média a arenosa fase área de transição relevo plano a ondulado (RQo1)
- NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico textura arenosa fase restinga relevo plano a suave ondulado (RQo)
- Solos indiscriminados de mangue

Fonte: Lima (2017).

Nos Tabuleiros Costeiros Preservados, Lima (2017) identificou, na escala de 1:25.000, interações morfopedológicas baseadas na formação e desenvolvimento de Espodossolos Humilúvicos Órticos arênicos e Espodossolos Humilúvicos Órticos dúricos nos topos e nas encostas côncavas. Nas encostas convexas foram identificados Argissolos Vermelho-Amarelos Distróficos abrupticos e Cambissolos Háplicos Tb Distróficos típicos. Já nos sopés, encontram-se os Gleissolos (LIMA, 2017).

Nos Tabuleiros Costeiros Dissecados, Lima (2017) pontuou que existe uma dinâmica pedogeomorfológica diferenciada. Duas unidades geológicas estão inseridas nesse compartimento geomorfológico, sendo elas: Grupo Barreiras e Leques Aluviais.

No domínio do Grupo Barreiras, os topos dos Tabuleiros Costeiros Dissecados abrigam solos como Argissolos Amarelos Distrocoesos abrupticos, nas encostas convexas foram identificados Cambissolos Háplicos Tb distróficos petroplínticos e nos sopés das encostas foram mapeados Gleissolos Háplicos. Nos leques aluviais foram mapeados Neossolos Quartzarênicos Órticos típicos e Neossolos Quartzarênicos Órticos latossólicos (LIMA, 2017).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Para alcançar os objetivos propostos nesta pesquisa, foram estabelecidas as seguintes linhas de ações, seguidas das etapas de execução: 1- diagnóstico, inventários preliminares e delimitação da área de pesquisa; 2- levantamento de dados em campo; 3- análises laboratoriais das formações superficiais; e 4- organização, interpretação e análise dos resultados. Essas etapas são descritas abaixo.

4.1 DIAGNÓSTICO, INVENTÁRIOS PRELIMINARES E DELIMITAÇÃO DA ÁREA DE PESQUISA

O levantamento bibliográfico, etapa fundamental do estudo científico, foi realizado gradualmente com a revisão teórico-conceitual, com a finalidade de buscar suporte teórico e metodológico para o desenvolvimento da pesquisa. Temas como Formações Superficiais, Estudos sedimentológicos, pedogênese e morfogênese nos Tabuleiros Costeiros, Grupo Barreiras, Análise Estrutural da Cobertura Pedológica, Evolução das paisagens, Geomorfologia costeira, (Neo)tectônica e seus impactos na formação do relevo e dos solos, entre outros, foram estudados para possibilitar o desenvolvimento do trabalho.

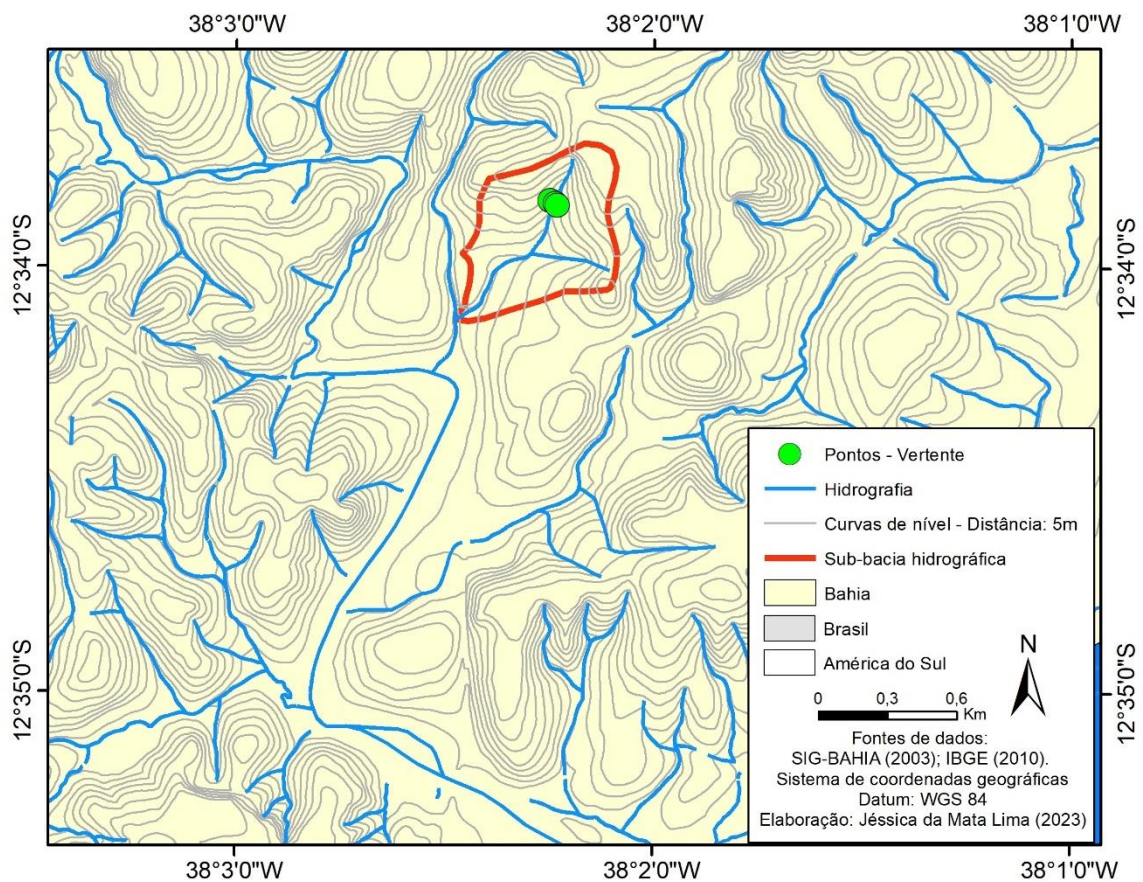
O levantamento de informações pré-existentes e a caracterização da área de estudo também se constituíram em uma etapa fundamental, na qual houve a seleção, análise e interpretação de dados disponíveis para auxiliar no desenvolvimento da pesquisa. Foram utilizados dados regionais, sobretudo os elaborados por Dominguez (2006) e RADAMBRASIL (2010) para a compreensão regional do funcionamento dos elementos paisagísticos, como geologia, geomorfologia, climatologia e hidrografia. Dados em escala local, com maior detalhamento, tais como, mapa de solos (LIMA, 2017), estudos em topossequências (ANDRADE, 2017; SOUZA, 2020), catena (SANTANA, 2019; SANTANA *et al.*, 2022) e sedimentológicos (SANTOS, 2016) realizados na área da pesquisa, mapa de prováveis lineamentos estruturais (LIMA, 2017) e mapas de compartimentos geomorfológicos (LIMA, 2017).

Posterior à análise e interpretação dos dados supracitados, foi realizada a seleção das áreas de interesse para a realização dos estudos em topossequência. Para a escolha da área, foi necessário realizar, primeiro, leituras sobre os problemas

e fragilidade ambiental na região do Litoral Norte da Bahia e levantar as principais questões de pesquisa que envolvem a evolução da paisagem, em especial, a relação morfogênese - pedogênese nos Tabuleiros Costeiros. Ressalta-se que a área selecionada se caracteriza por possuir uma considerável extensão de vegetação secundária (Mata Atlântica), consistindo, dessa forma, em uma área com menor influência antrópica.

A delimitação da sub-bacia hidrográfica (Figura 12) e a identificação dos lineamentos estruturais (vide sub-tópico 4.1.2) se constitui em aspecto de grande relevância para a compreensão dos fluxos hídricos que auxiliaram, em conjunto com os dados geomorfológicos, na compreensão da evolução da pedogeomorfológica. Dessa forma, foi delimitada a sub-bacia do Rio Pojuca que compreende a vertente estudada. Essa sub-bacia apresenta drenagem com fortes controles estruturais e topossequências com sistemas de transformação pedológica de solos podzolizados, além de vertentes com depósitos sedimentares arenosos.

Figura 12 – Mapa de localização da sub-bacia hidrográfica do Rio Pojuca.



Fonte: Elaborado pela autora.

Assim, para compreender a origem das formações superficiais, analisou-se uma vertente localizada em um vale assimétrico, nos Tabuleiros Costeiros Dissecados. Tal vertente foi previamente estudada por Andrade (2015), Santana (2019), Souza (2020), Andrade, Lima e Diniz (2020) e Santana *et al.* (2022) e apresenta uma sequência de Neossolo Quartzarênico - Espodossolo - Cambissolo.

Para contribuir com o entendimento da origem do material arenoso da vertente em questão, também foram investigadas feições arenosas dos Tabuleiros Costeiros e da Planície Litorânea, sendo elas: dunas frontais e *blow-outs*, planícies fluviais, ilhas fluviais, terraços fluviais, terraços marinhos, faixas de praia, leques fluviais, faixas de praia, zonas de inundação e couraças ferruginosas do Grupo Barreiras e horizontes arenosos de uma topossequência de solos lateríticos podzolizados interligada à vertente estudada pelo vale.

4.1.1 Confeção do mapa de unidades geoambientais

A confeção do mapa de unidades geoambientais teve como base os dados georreferenciados pela SEI (2010), que incluíam ortofotografias, curvas de nível e informações sobre a drenagem. Complementarmente foram utilizados os mapas previamente elaborados por Dominguez (2006) e Lima (2017). A metodologia adotada empregou o programa ArcMap 10.8 para a interpretação visual desses dados e a delimitação manual das unidades geoambientais.

Além disso, para garantir a precisão e confiabilidade do mapeamento, uma etapa de trabalho de campo (vide item 4.2) foi conduzida. Durante essa etapa foram realizadas verificações *in loco* para validar as unidades mapeadas e aprimorar a compreensão da área de estudo.

4.1.2 Confeção do mapa de lineamentos estruturais

De acordo com Fortunato (2004), configuram-se como evidências do controle estrutural da paisagem aspectos como a adaptação da drenagem às linhas de falhas e evolução de vales assimétricos, a partir de blocos de falhas basculados e frentes de erosão controladas por falhamentos, por exemplo. Esses aspectos podem contribuir

para a identificação dos lineamentos estruturais em diferentes escalas a partir de dados hidrográficos e geomorfológicos.

Os lineamentos estruturais influenciam, sobremaneira, o controle da dissecação, a deposição quaternária, o direcionamento da drenagem e a dissecação do relevo. Dessa forma, a identificação e o entendimento dos lineamentos estruturais permitem entender a evolução da paisagem.

Técnicas utilizando dados de sensoriamento remoto têm sido utilizadas para a identificação e delimitação dos lineamentos estruturais. No presente trabalho foram utilizadas técnicas de geoprocessamento e os sistemas de informação geográfica. A partir do interpolador irregular network (TIN), convertido em raster, foi gerado o relevo sombreado (*Hillshade*) - que favoreceu uma melhor visualização da superfície de análise. Foi criado um arquivo shape de linhas e os lineamentos estruturais foram identificados e delimitados.

4.2 LEVANTAMENTO DE DADOS EM CAMPO: LEVANTAMENTO TOPOGRÁFICO, AMOSTRAGEM DE SOLOS E MAPEAMENTO GEOFÍSICO COM GPR

Esta etapa englobou inspeções em campo para a coleta de dados e amostras, sendo dividida em seis fases: i) familiarização e reconhecimento da área de estudo; ii) identificação da vertente de interesse, efetuação de levantamento topográfico, seleção dos pontos de amostragem e realização de tradagens; iii) coleta de amostras de formações superficiais arenosas; iv) abertura de trincheiras, descrição de perfis pedológicos e coleta de amostras de solos; v) mapeamento do subsolo com a utilização do radar de penetração no solo (GPR); vi) aferição e validação dos dados obtidos. Detalhes sobre as etapas de amostragem, levantamento topográfico e levantamento do subsolo com GPR estão apresentados a seguir.

4.2.1 Amostragem

A seleção dos pontos de amostragem fundamentou-se na interpretação da base cartográfica previamente elaborada e na prospecção em campo. O levantamento topográfico, realizado por meio de clinômetro e balizas, forneceu dados para a identificação de rupturas de declividade e alterações na forma da vertente,

constituindo um parâmetro importante para a realização de tradagens e análise das transformações pedogeomorfológicas que ocorrem desde o topo até o vale.

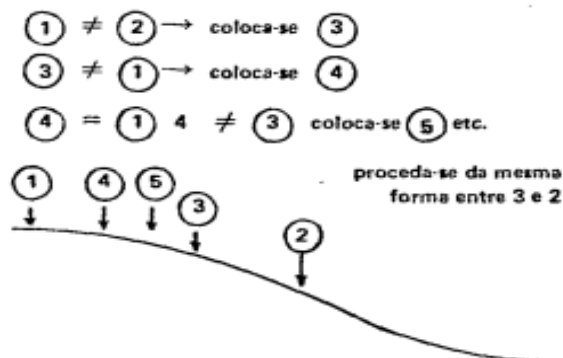
Os critérios utilizados para identificação e seleção da amostragem de solos e sedimentos representativos para este estudo se basearam no método de Boulet *et al.* (1982), no mapeamento preliminar de formas do relevo (LIMA, 2017), no mapeamento de solos (LIMA, 2017) e no mapeamento de unidades geoambientais, além das contribuições de Andrade (2015), Santana (2019) e Souza (2020) Andrade, Lima e Diniz (2020) e Santana *et al.* (2022).

A vertente objeto de estudo do presente trabalho, denominada Vertente A, possui três compartimentos: compartimento de montante, onde localiza-se o Neossolo Quartzarênico Órtico típico (P1); o compartimento intermediário, ocupado pelo Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P2); e o compartimento de jusante, onde se situa o Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico (P3). Complementarmente, para fins de estudos sedimentológicos para dar suporte para a interpretação da Vertente A, também foi realizada a amostragem nos compartimentos de montante, intermediário e jusante de uma segunda vertente (Vertente B), ligada à primeira por um vale e apresentando a sequência de solos Latossolo Amarelo distrófico (P4), Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P5) e Espodossolo Humilúvico Órtico típico (P6), respectivamente.

A primeira vertente (A), por apresentar um expressivo pacote arenoso que pode auxiliar no entendimento da evolução dos Espodossolos nas regiões tropicais, foi selecionada para o estudo pedogeomorfológico e para a análise sedimentológica. A vertente B foi analisada secundariamente como suporte para a interpretação e análise da evolução pedogeomorfológica que teve como foco a vertente A.

Foram realizadas tradagens ao longo das vertentes selecionadas, seguindo rupturas de declividade e alterações na forma da vertente, conforme modelo de Boulet (1993) (Figura 13). Realizadas as tradagens, as trincheiras foram abertas em locais representativos das alterações pedológicas. Os perfis, então, foram descritos morfológicamente (SANTOS *et al.*, 2015) e as amostras dos horizontes coletadas para a realização das análises físicas, químicas e mineralógicas.

Figura 13 – Método de implantação das tradagens no estudo de um segmento de transecção (BOULET, 1993).



Fonte: Boulet (1993).

Além das vertentes, foram estudadas as características sedimentológicas de feições arenosas de diferentes unidades geoambientais previamente mapeadas (vide item 4.1.1): dunas; planícies; ilhas e terraços fluviais; terraços marinhos; faixas de praia; leques aluviais e couraças ferruginosas do Grupo Barreiras.

Na seleção dos horizontes de solos para os estudos sedimentológicos, consideraram-se os horizontes superficiais, com menor influência da matéria orgânica, excluindo, assim, os horizontes A. Em subsuperfície foram selecionados os horizontes mais profundos identificados em trincheiras e tradagens, incluindo horizontes endurecidos.

Para as análises morfológicas, físicas, químicas e mineralógicas foram coletadas amostras de todos os horizontes dos solos da Vertente A em trincheira. As trincheiras foram aprofundadas com tradagens para complementar as análises sedimentológicas, granulométricas, de difratometria de raio-x (DRX) e fluorescência de raio-x (FRX). Todas as amostragens foram devidamente fotografadas e georreferenciadas.

4.2.1 Levantamento Topográfico

A Topografia desempenha um papel crucial na compreensão e representação da configuração do solo por meio de uma projeção ortogonal cotada. Essa técnica possibilita a determinação precisa do contorno, dimensão e posição relativa de uma porção limitada da superfície terrestre. No contexto do estudo pedogeomorfológico, o levantamento topográfico foi conduzido para obter informações sobre o desnível do

terreno, contribuindo para uma compreensão mais clara do transporte de materiais (MARQUES; SANTIL; CUNHA, 2000), além de auxiliar na representação das vertentes em topossequências.

A metodologia empregada para o levantamento topográfico baseou-se na técnica detalhada por Marques, Santil e Cunha (2000), utilizando bússola, clinômetro, metro (baliza) e trena. As balizas foram posicionadas a uma distância de 5 metros entre elas e, com o auxílio do clinômetro, foi possível obter o grau de inclinação do terreno na escala de 5m.

4.2.2 Levantamento do Subsolo com Radar de Penetração no Solo (GPR)

Os estudos geofísicos empregando o Ground Penetrating Radar (GPR) foram conduzidos por meio do equipamento SIR-3000 - Geophysical Survey Systems, Inc (GSSI), com uma antena de frequência igual a 200 MHz, disponibilizado pelo Laboratório de Estudos Costeiros da Universidade Federal da Bahia – LEC/UFBA. Esses estudos auxiliaram na compreensão da distribuição lateral dos horizontes ou camadas adensadas, identificação de estruturas pedogenéticas e sedimentares, análise de materiais de origem e de evidências da possível influência da neotectônica na gênese e evolução dos solos e do relevo da área estudada.

O radar penetrante no solo (GPR) opera por meio da emissão de pulsos de alta frequência eletromagnética em direção ao solo, registrando respostas em intervalos de tempo extremamente curtos, da ordem de nanosegundos. As propriedades elétricas dos materiais, principalmente a umidade, influenciam a propagação desse sinal. Os sinais refletidos resultam das distintas propriedades elétricas dos materiais presentes no subsolo. Esses sinais são detectados, amplificados, digitalizados e armazenados em meio magnético. A penetração do sinal é maior em solos com baixa condutividade elétrica e constante dielétrica, o que possibilita o uso de fontes com frequências mais elevadas, resultando em maior resolução (DAVIS; ANNAN, 1989; UCHA *et al.*, 2002). De acordo com Davis e Annan (1989), solos arenosos são os melhores para a pesquisa com o radar.

Os radargramas gerados constituem um continuum, em que o final de cada imagem corresponde ao início da imagem subsequente. Esse formato proporciona uma visão abrangente das características dos solos nas topossequências. Os

processamentos adotados para o estudo e interpretação dos dados obtidos pelo GPR foram realizados no Reflex-Win Version 7.2.3 e são elencados a seguir:

1. Correção do tempo zero: Eliminação de registros nulos referentes ao período em que a antena receptora capturou leituras, mas os primeiros sinais enviados pela antena transmissora ainda não haviam retornado;
2. Dessaturação (DEWOW): Remoção das componentes de baixa frequência (WOW) que podem acoplar-se à amplitude da onda, causando saturações no sinal e impedindo a percepção de alguns receptores no radargrama.
3. Correção estática: Correção dos efeitos causados por trepidações durante o deslocamento da antena para a aquisição dos dados.
4. Filtragem Espacial (2-D): Utilização de filtros espaciais para realçar ou remover variações espaciais indesejadas, minimizando ruídos relacionados ao deslocamento horizontal das antenas (PORSANI, 1999). Neste caso, foi aplicado o filtro 2-D de Background Removal, um passa-alta, para remover reverberações de baixa frequência e destacar refletores pontuais e inclinados.
5. Correção topográfica: Ajuste para compensar os efeitos topográficos, garantindo uma interpretação mais precisa dos dados em áreas com variações de elevação.
6. Filtro de frequência (passa banda): Eliminação de ruídos indesejados, permitindo a passagem apenas da frequência de interesse para preservar as informações relevantes.
7. Deconvolução: Aprimoramento da resolução visual dos dados, melhorando a capacidade de distinguir detalhes na imagem.
8. Migração: Reconstrução da imagem para representar mais fielmente a subsuperfície. As reflexões aparentes são reposicionadas em sua verdadeira profundidade, e as difrações são colapsadas em um ponto. A técnica de migração de Kirchoff 2-D foi empregada.
9. Conversão tempo/profundidade: Após análise do campo de velocidades, as informações foram convertidas de m/ns para profundidade em metros, proporcionando uma representação mais precisa das características subsuperficiais.

Esses procedimentos combinados resultaram em uma análise mais robusta e detalhada das variações pedológicas e litológicas na área de estudo, contribuindo significativamente para a compreensão do ambiente investigado.

4.3 ANÁLISES LABORATORIAIS DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS

Em laboratório as amostras foram submetidas a procedimentos específicos para viabilizar as análises físicas, químicas, sedimentológicas e mineralógicas, conforme ilustrado na Figura 14. Inicialmente, o volume total de cada amostra passou por um processo de secagem ao ar. Em seguida, as amostras foram destorroadas e submetidas a peneiramento em malha de 2,00mm para remoção dos cascalhos e calhaus e obtenção da terra fina seca ao ar (TFSA). Além disso, foi realizada a etapa de quarteamento para garantir a representatividade nas análises subsequentes.

Figura 14: Etapas de preparação das amostras para análises de laboratório.



Posteriormente, as amostras foram encaminhadas para as análises laboratoriais específicas.

4.3.1 Análises físicas e químicas

As amostras de solos coletadas em trincheiras da vertente sob investigação foram encaminhadas ao laboratório de solos da Universidade Federal do Recôncavo Baiano – UFRB, para a realização das análises químicas de rotina, e da Universidade Federal de Viçosa, onde foram realizadas as análises físicas. As análises físicas, conforme o método de Teixeira *et al.* (2017), basearam-se na quantificação do teor de argila através da velocidade de queda das partículas em suspensão numa solução composta por água e dispersante químico. Por tamização, as frações de areia foram separadas, secas em estufa e pesadas para a obtenção dos percentuais. O teor de silte foi determinado pela diferença em relação às demais frações até atingir o

percentual de 100% (SANTANA, 2019). Dessa forma, os dados físicos correspondem às frações granulométricas (areia grossa, areia fina, silte e argila).

As determinações químicas seguiram os métodos de Donagema *et al.* (2011) para a quantificação dos cátions trocáveis e pH (em água e KCl). A partir dessas análises laboratoriais, obtiveram-se dados como soma de bases (S), obtida pela soma dos valores das bases trocáveis (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+); capacidade de troca catiônica (CTC), obtida pela soma da acidez extraível com a soma de bases; grau de saturação por bases (V), determinado pela fórmula $V=S/T \times 100$; saturação por Al, obtida pela fórmula $(\text{Al}^{3+}/\text{Al}^{3+} + S) \times 100$; e teor de matéria orgânica ($\text{C}\% \times 1,724$), tomando-se como referência que a matéria orgânica possui, em média, 58% de carbono. O teor de carbono orgânico e o percentual de matéria orgânica foram obtidos a partir do método proposto por Yeomans e Bremner (1988).

A análise da composição química total das amostras foi conduzida por meio da técnica de fluorescência de raios X (FRX). Foram incluídas na análise amostras de solos provenientes de trincheiras e de tradagens, totalizando 22 amostras de solos na TFSA. Adicionalmente, uma amostra complementar de couraça ferruginosa do Grupo Barreiras (S12C) foi incorporada para possibilitar uma análise comparativa mais abrangente.

O equipamento utilizado para a execução da análise foi o FRX com detector XL3t *Thermo Scientific of Niton* e tecnologia GOLD+ (Figura 15), disponível no laboratório de Espectrorradiometria (LABESPECTRO) da Universidade Estadual de Feira de Santana. No processo analítico, aproximadamente 20g de cada amostra na TFSA foram pulverizados em almofariz de ágata, assegurando uma fração abaixo de 1mm. Esse procedimento foi adotado para estabelecer um padrão comum em relação ao tamanho máximo de partículas, distribuição granulométrica e homogeneidade entre as amostras. Em seguida, as amostras foram acondicionadas em cápsulas específicas para o equipamento, e o modo *Soil* foi empregado, realizando três disparos de 90 segundos sobre cada cápsula, conforme o método 6200 a *United States Environmental Protection Agency* (EPA, 1998).

Figura 15 – Equipamento de Fluorescência de Raio X XL3t *Thermo Scientific of Niton*



Foto: Jéssica da Mata Lima (2024)

Fonte: <https://www.thermofisher.com/>

A técnica de FRX foi empregada para determinar os teores de macronutrientes e micronutrientes nas amostras de solo e em uma amostra de couraça ferruginosa localizada em um corte de estrada próximo à vertente analisada. Essa técnica é baseada na medição das intensidades dos raios X secundários ou característicos emitidos pelos elementos constituintes da amostra (SCAPIN, 2002). Para identificar a proximidade do material de origem e possíveis discontinuidades litológicas, utilizou-se os teores totais de Ti e Zr obtidos por meio da FRX, aplicando a relação Zr/Ti proposta por Maynard (1992):

$$\text{Relação Zr/Ti} = \left[\% \text{ Zr/Ti} \right] * 10^2$$

O zircão (ZrSiO_4), o rutilo (TiO_2), a ilmenita (FeTiO_3) e a titanita ($\text{CaTiO}(\text{SiO}_4)$) são minerais pesados de elevada estabilidade. Em função disso, os elementos Zircônio (Zr) e Titânio (Ti) têm sido utilizados como indicadores para quantificar a intemperização do material de origem na produção de determinado volume de solo e como indicativo da presença de discontinuidades de materiais (ÁVILLA, 2009, 2012; COOPER; VIDAL-TORRADO; LEPSCH, 2002; CRUZ, 2006; ESPINDOLA, 2017; MAYNARD, 1992; MOREIRA; OLIVEIRA, 2008; NOVAES FILHO *et al.*, 2012; TONUI; EGGLETON; TAYLOR, 2003).

Foi utilizado o método de Maynard (1992), Novaes Filho (2012) e Tonui, Eggleton e Taylor (2003) para analisar a relação Zr/Ti. Tonui, Eggleton e Taylor (2003) propuseram que é possível identificar a presença de material alóctone associada a material de outras origens a partir de mudança abrupta e aumento dos valores da razão Zr/Ti em direção ao topo do solo. Conforme observado por Moreira e Oliveira (2008), a relação Zr/Ti, na TFSA, apresenta leve aumento da rocha para a superfície. Logo, quanto maior o grau de intemperismo, maior será o valor da relação Zr/Ti comparado ao valor do seu material de origem.

De acordo com Maynard (1992), um desvio da relação Ti/Zr superior a 100% em relação ao material de origem pode indicar presença de material alóctone em materiais altamente intemperizados. Novaes Filho (2012) adaptou essa abordagem para a relação Zr/Ti. Assim, para este estudo, a fórmula utilizada para calcular o desvio foi:

$$\text{Desvio} = \left[\% \frac{(Zr/Tis - Zr/Tip)}{Zr/Tip} \right] * 10^2, \text{ onde } s = \text{solo e } p = \text{material de origem.}$$

Seguindo o critério de Wilding e Dress (1983) e Novaes Filho *et al.* (2012), foi calculado o coeficiente de variação (CV) da relação Zr/Ti utilizando a seguinte fórmula:

$$CV = (\text{Desvio Padrão-Média}) * 10^2$$

A variabilidade esperada de atributos de solo na paisagem é assim expressa: baixa (CV < 15%), moderada (CV de 15 a 35%) e alta (CV > 35%).

4.3.2 Análises mineralógicas

A combinação de medidas espectrorradiométricas e de difratometria de Raios-X possibilita análises tanto quantitativas quanto qualitativas do solo. Tradicionalmente, a Difração de Raios-X é reconhecida como a ferramenta mais utilizada para o estudo dos minerais do solo, especialmente aqueles presentes na fração argila (RESENDE *et al.*, 2005). Associadas aos dados obtidos por meio da Difração de Raios-X, as curvas espectrorradiométricas contribuem para a compreensão de diversos elementos da superfície terrestre, como é o caso dos solos (NOVO, 1992).

As duas técnicas foram empregadas para obtenção de informações detalhadas sobre a composição mineral das amostras de solos, sendo descritas nos tópicos seguintes.

4.3.2.1 Análises de Espectrorradiometria de reflectância VisNIR

A análise espectrorradiométrica foi realizada no Laboratório de Espectrorradiometria da Universidade Estadual de Feira de Santana – UEFS, utilizando o Espectrorradiômetro ASD FieldSpec (Figura 16), que abrange o intervalo de 350 a 2500 nanômetros, e os softwares ENVI 5.3 e TSG (The Spectral Geologist), utilizados para processamento, análise e interpretação visual das curvas espectrais e para a identificação automática de minerais, respectivamente. Dezoito amostras de solos de trincheiras de 3 perfis de solos da vertente objeto desta investigação e 1 amostra de uma couraça ferruginosa (S12C) na TFSA, previamente destorroadas, peneiradas em malha de 2mm e secas em estufa a 45° por 24h, conforme Epiphânio *et al.* (1992), foram submetidas a análises espectrais.

O processamento das curvas espectrais ocorreu no software ENVI 5.3, utilizando a técnica de “remoção de ruído”. Em seguida, as curvas foram comparadas com aquelas presentes na biblioteca espectral, que contempla curvas de minerais. Posteriormente, o software TSG foi empregado para realizar a identificação automática dos minerais.

Figura 16 – Análise espectrorradiométrica utilizando o espectrorradiômetro ASD FieldSpec.



Foto: Jéssica da Mata Lima (2015)



Fonte: <http://www.samwoosc.co.kr/fieldspec3.html>.

Devido às variações na composição do solo e ao avanço no entendimento das relações existentes entre reflectância espectral e suas características, é possível

também inferir rapidamente várias características químicas e físicas do solo de maneira confiável e não destrutiva (DALMOLIN *et al.*, 2005).

Epiphânio *et al.* (1992) destacaram a reflectância e a absorbância de alguns elementos de grande importância para o solo, conforme indicado no Quadro 02, que lista elementos e seus comportamentos espectrais em diferentes comprimentos de onda.

Quadro 02 – Lista de alguns elementos e seus respectivos comportamentos espectrais (comportamento de onda).

| Elemento | Comprimento de onda |
|--|--|
| Água | 1400nm e 1900nm |
| Folhas individuais saudáveis | 400nm, 680nm e 550nm |
| Folhas com total falta de absorção dos pigmentos e falta de absorção por água líquida | 700nm e 1300nm |
| Folhas em solos úmidos | 1450nm e 1950nm |
| Distinguir solos expostos de solos cultivados e solos com resíduos de trigo | 750nm e 1300nm |
| Solos úmidos | Menor reflectância geral entre 400 e 2600nm |
| Água no solo | 1450nm, 1950nm |
| Hidroxila | 1450nm (quando não há banda de reflectância de 1950nm) e 2200nm |
| Matéria orgânica | Menor reflectância entre 400nm e 2500nm |
| Ferro férrico, hematita, limonita e goetita | 900nm |
| Íon ferroso | 1000nm |
| Montmorilonita | Fortes bandas de água em 1400nm e 1900 nm; Forte banda do íon ferroso na banda 1000nm. Decréscimo no comprimento de onda em 700nm. Bandas de absorção das hidroxilas em 1400nm e 2200nm. |
| Caulinita | Bandas de hidroxilas centradas em 1400nm e 2200nm, fraca banda de água em 1900nm e sutil banda em 1000nm referente ao íon ferroso |
| Gibbsita | Banda do tipo 2s em 1550nm e do tipo d+s em 2300nm, além das bandas 1400 e 1900nm. |
| Hematita | 885nm, 650nm, 530nm e 445nm |
| Goethita | 1700nm, 650nm, 480nm e 435nm. |
| Magnetita | Minerais tipicamente opacos, praticamente sem eventos ou feições espectrais no visível e no IVP. |
| Quartzo | Não apresenta nenhum evento (feição) espectral no domínio do visível. |

Fonte: adaptado de Epiphânio *et al.* (1992).

Assim, Demattê, Epiphânio e Formaggio (2003) afirmam que a reflectância dos solos é altamente variável ao longo da região de 400nm a 2.500nm do espectro

eletromagnético, onde a maioria dos sensores remotos ópticos opera. Além disso, tem sido demonstrado que a reflectância de solos é influenciada por diversos fatores, como textura e umidade (BOWERS; HANKS, 1965; DEMATTÊ; EPIPHÂNIO; FORMAGGIO, 2003), matéria orgânica e composição mineralógica (BENDOR *et al.*, 1998, apud DEMATTÊ; EPIPHÂNIO; FORMAGGIO, 2003).

4.3.2.2 Análise de Difractometria de Raios-X (DRX) e Espectroscopia na Região do Infravermelho por Transformada de Fourier (FTIR)

A Difractometria de raios-X também possibilita uma análise dos minerais presentes nos solos. Para obtenção dos dados mineralógicos por DRX e espectroscopia na região do Infravermelho por transformada de Fourier, foram quarteados 60g de TFSA das amostras de solos da topossequência, dos quais 50g foram colocados em quatro tubos de falcons para a separação da fração argila e 10g para tratamento e análise da amostra da fração total do solo. Em seguida foi realizada a remoção da matéria orgânica utilizando-se da solução de hipoclorito de sódio. Após isso, procedeu-se à separação das frações granulométricas.

As amostras foram colocadas em mesa agitadora por 16 horas a 150 ciclos por minuto e depois, utilizando-se da peneira 270 mesh, a fração areia foi separada da fração argila + silte. A separação da fração argila foi realizada por centrifugação e posteriormente preparada em lâminas de vidro para análises orientadas por Difractometria de raios-X (DRX), assim como confeccionadas pastilhas, com mistura KBr (brometo de potássio) para ensaios por FTIR. A fração total (TFSA) foi pulverizada e acondicionada em porta amostra de vidro procurando minimizar a orientação preferencial dos cristais na análise por Difractometria de raios-X.

Na Difractometria de raios-X (DRX), as análises foram realizadas em difratômetro Philips PW 1830 operado em potencial de 40kV, corrente de 40mA, com uso de monocromador para eliminação da radiação $K\beta$, e fonte de cobre (radiação $K\alpha$, $\lambda=1,54186 \text{ \AA}$). Tanto as lâminas de argila, quanto as amostras pulverizadas da fração total do solo foram analisadas em amplitude de varredura de 3° a 90° (2θ), com passo de $0,02^\circ$ (2θ) e tempo de acumulação de 1 segundo por passo. Para realizar o tratamento dos resultados obtidos ao DRX, utilizou-se o software X' Pert HighScore Plus versão 2.0a (Panalytical).

Para o FTIR, as pastilhas submetidas foram confeccionadas a partir da mistura da fração argila com KBr (brometo de potássio – excipiente inerte à radiação do infravermelho) em concentrações de 0,17% e 0,33%. As amostras e o KBr foram mantidos em estufa de esterilização e secagem a 150 °C por um tempo mínimo de 24 horas. A mistura resultante da pesagem da amostra e do KBr foi homogeneizada em almofariz de ágata e levada à estufa de esterilização e secagem por 24 horas a 150°C. Ao final deste intervalo, a mistura foi levada à prensa hidráulica e submetida à força de 80 kN por dois minutos, resultando numa pastilha translúcida, que foi levada à estufa a 150 °C por 24 horas. Ao final deste tempo, as pastilhas foram submetidas às análises do espectrofotômetro Shimadzu IR Prestige-21. Os espectros foram obtidos em intervalo de radiação de 400 a 4600 cm⁻¹, 50 varreduras e no modo de absorbância. A partir das bandas de absorção, foi calculado um fator de correção de absorbância para a normalização dos resultados. A identificação das bandas de absorção foi feita com o software Espectragryph 1.2.

4.3.3 Análises sedimentológicas da fração areia das formações superficiais

Os estudos sobre a cobertura pedológica possibilitam a integração da estratigrafia à pedologia e à geomorfologia, formando o campo conhecido como pedoestratigrafia. Conforme Ferreira (2005), a pedoestratigrafia facilita a compreensão dos eventos passados, especialmente aqueles ocorridos no Quaternário.

Nesse contexto, para determinar as características sedimentológicas de formações superficiais, abrangendo tanto os solos da vertente analisada quanto os sedimentos de diferentes unidades geoambientais previamente mapeadas, foi adotada a metodologia proposta por Suguio (1973). A análise visou examinar as propriedades dos grãos de areia relacionadas à granulometria, arredondamento, esfericidade, textura superficial e cor.

Nos estudos sedimentológicos (morfoscopia e morfometria), foram analisadas 43 amostras, sendo 25 provenientes de diferentes unidades geoambientais previamente mapeadas e 18 de solos, com 11 amostras da vertente A e 8 da vertente B (ver item 4.2.1). A cor das amostras foi verificada antes do processamento, com elas

úmidas para a obtenção de um padrão de umidade, e após a remoção dos finos e da matéria orgânica, utilizando a carta de Munsell (2013).

No Laboratório de Plasma da Universidade Federal da Bahia – UFBA, foram realizados os procedimentos de remoção dos finos (argila e silte) com Hidróxido de Amônio (NH_4OH), extração da matéria orgânica por calcinação e análise em lupa; o peneiramento foi efetuado no Laboratório de Estudos Costeiros II – UFBA. As etapas são sistematizadas na Figura 17.

Figura 17 – Fluxograma metodológico da análise sedimentológica das formações superficiais.



Para a remoção dos finos (argila e silte), foram pesados cerca de 70g de cada amostra, em becker de vidro, adicionando-se 5ml de Hidróxido de Amônio (NH_4OH) e 100ml de água deionizada. Posteriormente, a mistura foi submetida à agitação em agitador mecânico por 6 horas ininterruptas, seguido por 18 horas de descanso, totalizando 24 horas, e, posteriormente, peneirada em peneira de 0,063mm. Ao final, as amostras foram secas em estufa por 2 horas a 125°C e pesadas para mensuração da quantidade de material fino descartado, conforme a metodologia adaptada de Lima (2004), Santana e Costa (2008) e Ferreira (2015).

A remoção da matéria orgânica empregou o método da calcinação com mufla por 5 horas a 600°C, método disposto no Manual de Métodos de Análise de Solo (EMBRAPA, 2017). As amostras foram acondicionadas em cadinhos, pesados antes e depois do processo para determinação do teor de matéria orgânica. Ao final, verificou-se a cor das amostras secas.

Esse material foi submetido à separação das frações granulométricas arenosas para análise morfométrica e posterior análise morfoscópica (grau de arredondamento, esfericidade e textura superficial).

4.3.3.1 Análise granulométrica - morfometria

As amostras, após a extração dos finos e de matéria orgânica, foram submetidas ao método de peneiramento a seco, realizado através de mesa agitadora durante 5 minutos (SUGUIO, 1973). A separação das frações baseou-se na escala de Wentworth, obtendo as subdivisões apresentadas na tabela 01.

Tabela 01 – Dimensão dos grãos em milímetros e Φ correspondente.

| DIMENSÃO DOS GRÃOS EM MILÍMETROS E ϕ (Phi) CORRESPONDENTE | |
|---|--------------|
| D (mm) | Φ (Phi) |
| > 2.000 | -1.0 |
| 1.000 | 0.0 |
| 0.500 | 1.0 |
| 0.250 | 2.0 |
| 0.125 | 3.0 |
| 0.063 | 4.0 |

Fonte: Suguio (1983); Dias (2004).

Após a separação das frações granulométricas e a obtenção da distribuição das amostras em classes granulométricas, procedeu-se ao cálculo dos parâmetros estatísticos utilizando o programa Sistemas de Análises Granulométricas – SYSGRAN (CAMARGO, 2006). Frações de cascalho (superiores a 2,0mm) não foram consideradas.

O software Sysgran reconhece as subdivisões das frações granulométricas pela escala phi (Φ)³, com os resultados dos parâmetros obtidos de acordo com o método de Folk e Ward (1957), detalhado por Suguio (1973). Quatro parâmetros estatísticos são gerados: medidas de tendência central, grau de dispersão, grau de assimetria e curtose. Neste estudo, foram analisados dois: tendência central, representada pelo valor médio (diâmetro médio), e o grau de dispersão ou selecionamento (desvio padrão) (Quadro 03), como discutido por Suguio (1973) e Netto (1980). Para o cálculo do diâmetro médio (M_{ϕ}) e do grau de seleção (σ) as fórmulas utilizadas para o cálculo são, respectivamente:

$$\text{Diâmetro médio: } M_{\phi} = \Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}/3$$

$$\text{Seleção: } \sigma_{\phi} = (\Phi_{84} - \Phi_{16}/4) + (\Phi_{95} - \Phi_5/6,6)$$

Quadro 03: Classificação para grau de Seleção (σ_{ϕ}), segundo Folk e Ward (1957 apud SUGUIO, 1973).

| | |
|--------------------------------|------------|
| Muito bem selecionado | <0,35 |
| Bem selecionado | 0,35 – 0,5 |
| Moderadamente selecionado | 0,5 – 1,0 |
| Pobrememente selecionado | 1,0 – 2,0 |
| Muito pobrememente selecionado | 2,0 – 4,0 |
| Extremamente mal selecionado | >4,0 |

Fonte: Suguio, 1973.

Com base nesses dados, foi elaborado o gráfico de curva de frequência cumulativa. No referido gráfico, os valores das unidades Φ , que crescem da esquerda para direita, foram identificados no eixo das abscissas, enquanto no eixo das ordenadas, utilizou-se a frequência acumulativa em percentual, com os valores aumentando para cima.

A classificação (diâmetro médio) auxilia na inferência dos diferentes processos de transporte e deposição. Agentes mais fortes tendem a transportar grãos maiores (WENTWORTH, 1922). A seleção de acordo com Queiroz (2008) e Almeida, Almeida e Almeida (2016), por sua vez, indica o grau de seleção dos sedimentos e se

³ O programa Sysgran considera os limites dados em valores de phi (Φ) obtidos pela fórmula abaixo a partir de valores em milímetros: $(\phi_i)(l_j)(f_i) = -\log_2 d(\text{mm})$ (CAMARGO, 2006).

relaciona à uniformidade ou variação dos tamanhos das partículas em uma amostra e pode ser classificado em:

- **Pobrememente selecionado:** maior desvio-padrão, corresponde a uma distribuição mais ampla de tamanhos de partículas. Isso sugere que os processos de transporte não foram capazes de separar eficientemente as partículas, resultando em uma mistura heterogênea.
- **Bem selecionado:** desvio-padrão menor, indica que a maioria das partículas possui tamanhos semelhantes. Ocorre quando os processos de transporte são suficientemente eficientes para classificar as partículas com base em seus tamanhos, resultando em amostras mais homogêneas.
- **Moderadamente selecionado:** desvio-padrão moderado, indicando uma distribuição de tamanhos equilibrada entre os extremos de pobrememente a bem selecionado. Sugere que os processos de transporte foram capazes de classificar as partículas em certa medida, mas não de maneira tão eficaz quanto em sedimentos bem selecionados

4.3.3.2 Análise morfooscópica: graus de arredondamento e esfericidade e textura superficial

A avaliação da forma dos grãos foi conduzida qualitativamente através de observação individual com um estereomicroscópio (lupa binocular) Olympus SZX7, com uma proporção de zoom de 7:1 e uma objetiva de 1x com intervalo de ampliação de zoom de 8x-56x (Figura 18). Para isso, 100 grãos da fração média, a partir da qual são preservados os registros significativos do transporte dos sedimentos arenosos, foram selecionados e analisados (DIAS, 2004).

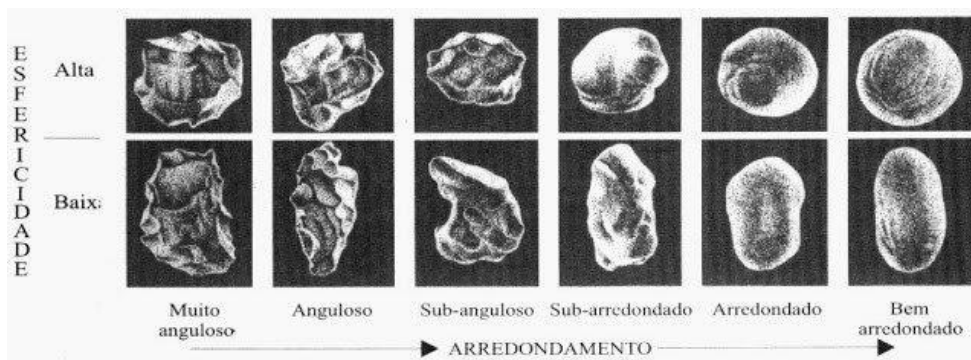
Os grãos foram classificados quanto ao grau de arredondamento e esfericidade, conforme Wadell (1932) e Powers (1953) (Figura 19), e textura superficial, conforme Bigarella *et al.* (1995) (Figura 20), por meio do método de comparação visual.

Figura 18 – Lupa binocular utilizada para a análise morfológica das amostras.



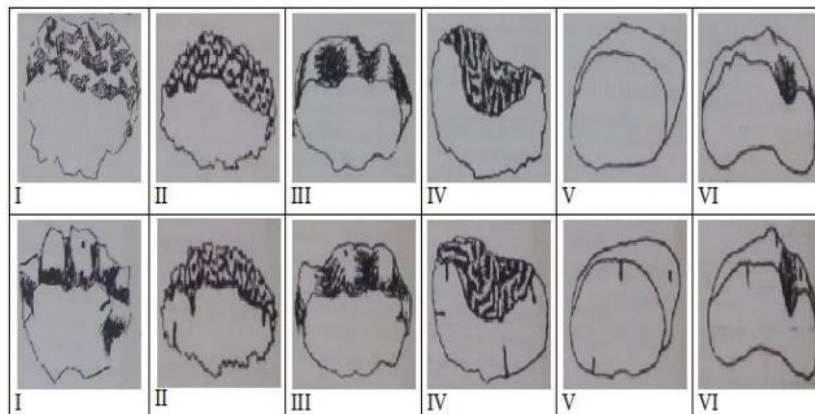
Foto: Jéssica da Mata Lima (2024).

Figura 19 – Tabela de grau de esfericidade e arredondamento conforme Wadell (1932) e Powers (1953).



Fonte: Suguio (1980).

Figura 20 – Textura superficial dos grãos de areia conforme Bigarella *et al.* (1955). I- Sacaróide fosco II- Sacaróide Liso III- Mamelonar Fosco IV- Mamelonar Liso V- Liso Polido VI- Liso Fosco.



Fonte: Bigarella (1955).

O grau de arredondamento, segundo a definição de Wadell (1932) e Powers (1953), representa a razão entre o raio de curvatura médio das arestas e o raio de maior círculo inscrito nos grãos, onde procura-se observar o contorno desses grãos. Para essa avaliação, utilizou-se a tabela-padrão proposta por Wadell (1932) e Powers (1953), que distingue cinco graus de arredondamento: (i) muito anguloso (MAG); (ii) anguloso (AG); (iii) subanguloso (SAG); (iv) subarredondado (SAR); (v) arredondado (AR); e (vi) bem arredondado (BAR), conforme a Figura 19. O arredondamento indica um bom índice de maturidade de um sedimento, geralmente aumentando com a duração do transporte e retrabalhamento. No entanto, destaca-se que a abrasão intensa pode fraturar o grão, originando grãos angulosos.

O grau de esfericidade compara a forma do grão com a forma de uma esfera de mesmo volume, sendo assim classificado como de alta esfericidade (AE) ou baixa esfericidade (BE) (Figura 19). Esse parâmetro reflete as condições de deposição no momento da sedimentação e pode ser afetado pela abrasão. Com o aumento do desgaste e quebra durante o transporte, grãos de areia tornam-se mais e mais esféricos. Contudo, para interpretações ambientais, como as realizadas nesta pesquisa, as medidas de arredondamento são mais significantes que a de esfericidade.

A textura superficial se constitui em feições microscópicas e submicroscópicas, observadas na superfície dos grãos, proporcionando insights sobre o agente e/ou ambiente de deposição. Esse parâmetro foi analisado de acordo com o modelo de Bigarella *et al.* (1955), classificando os grãos em sacaróide fosco (SF), sacaróide polido (SP), mamelonar fosco (MF), mamelonar polido (MP), liso fosco (LF) e liso polido (LP) conforme a Figura 20. Segundo Bigarella *et al.* (1955), a textura fornece uma ideia da quantidade de trabalho sofrido pelo grão e o polimento indica o meio de transporte. Ressalta-se que, com o maior retrabalhamento dos sedimentos, os vestígios primitivos do grão podem ser progressivamente apagados.

Esses parâmetros estão diretamente relacionados com a origem dos grãos e a intensidade do seu transporte e retrabalhamento, como destacado no Quadro 04, elaborado a partir de dados apresentados por Cailleux e Tricart (1963) e Dias (2004).

Quadro 04 – Características dos grãos de quartzo segundo a sua origem de acordo com Cailleux e Tricart (1963) e Dias (2004).

| Origem | Características |
|--|---|
| Desagregação mecânica ou física de rochas cristalinas | <ul style="list-style-type: none"> ● Grãos recentemente inseridos no ciclo sedimentar; ● Não desgastados; ● Baixa Esfericidade; ● Angulosos e de baixo grau de arredondamento; ● Arestas cortantes; ● Com embaixamentos e fraturas – faces cônicas e convexas – fratura conchoidal do Quartzo. |
| Origem hídrica | <ul style="list-style-type: none"> ● Choque entre as partículas pouco violento, devido à viscosidade da água; ● Forma variada, mas sempre com contornos mais ou menos arredondados; ● Polimento na superfície; ● Transparentes e Brilhantes; ● Sem arestas; ● Predomínio de formas convexas; ● Choque entre as partículas resulta em remoção das partes mais salientes. |
| Origem Eólica | <ul style="list-style-type: none"> ● Mais esféricos; ● Muito bem arredondados; ● Superfície uniformemente despolida - Baços/foscas/opaco; ● Superfície com marcas de choques violentos entre os grãos derivados do transporte eólico, devido à baixa viscosidade do ar; ● Liberação de lascas microscópicas e promoção da abertura de fendas, tornando a superfície com aspecto picotado, muito irregular, que inibe a reflexão perfeita da luz. |

4.4 SISTEMATIZAÇÃO, INTERPRETAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

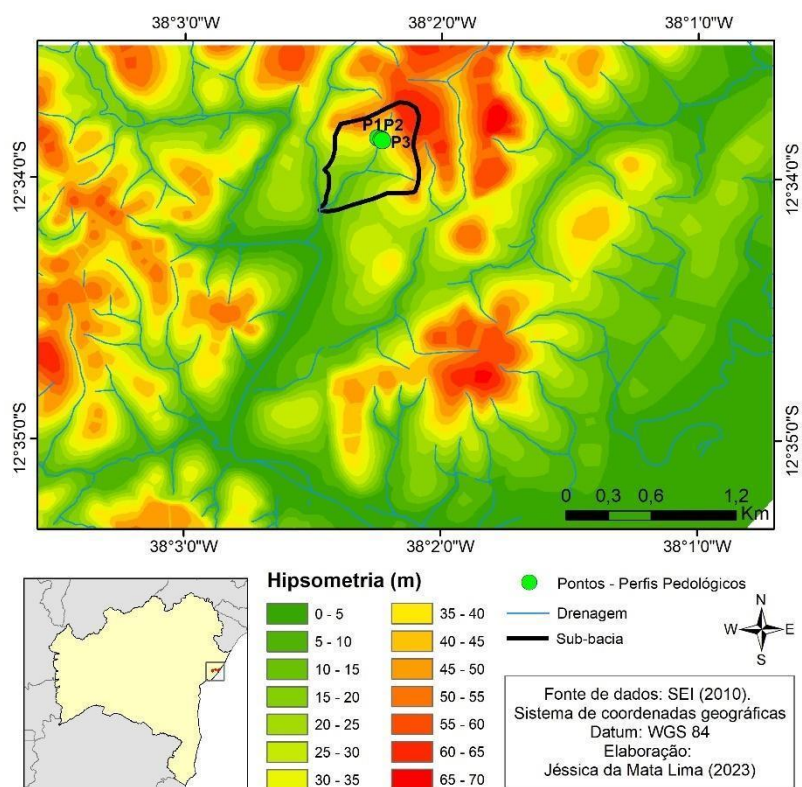
A partir dos dados obtidos por meio de levantamentos bibliográficos e cartográficos, mapeamentos, trabalhos de campo e análises laboratoriais, os resultados foram organizados em tabelas e gráficos. Essa disposição estruturada possibilitou alicerçar a interpretação, análise e discussão aprofundada dos resultados.

5. RESULTADOS

5.1. CARACTERIZAÇÃO PEDOGEOMORFOLÓGICA

A área de estudo está situada em uma região de Tabuleiros Costeiros Dissecados, caracterizada por topos tabulares estreitos. Essa configuração é resultado de processos morfogenéticos intensos influenciados por eventos tectônicos e climáticos, os quais amplificaram a incisão da drenagem na região (LIMA, 2017). Uma análise do modelo digital de elevação (Figura 21) revela variações altimétricas que vão de 0,52m a 68,55m.

Figura 21 – Modelo digital de elevação da área de estudo - sub-bacia do Rio Pojuca na APA Litoral Norte do Estado da Bahia.

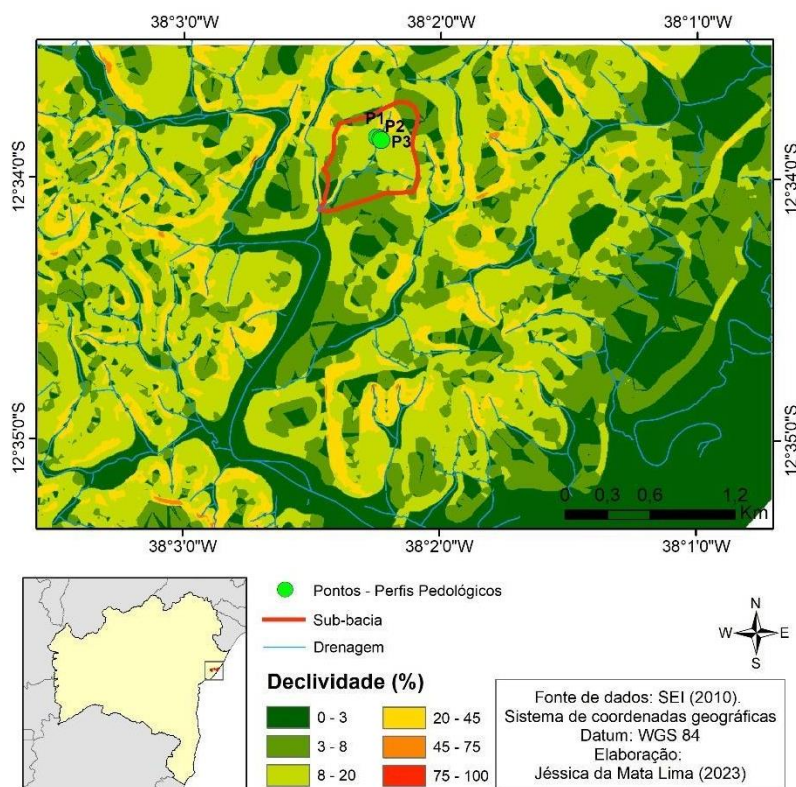


À oeste, localizam-se os Tabuleiros Costeiros Dissecados, que possuem topos com encostas com declividades expressivas e vales em formato de V. À leste encontram-se os leques aluviais, seguidos da planície costeira, onde há os Terraços Pleistocênicos, áreas de inundação, Terraços Holocênicos, bacias de deflação, dunas,

estuário e zonas praias. Essas últimas possuem altitudes mais baixas, o que atribui à área uma média de altitude de 5m.

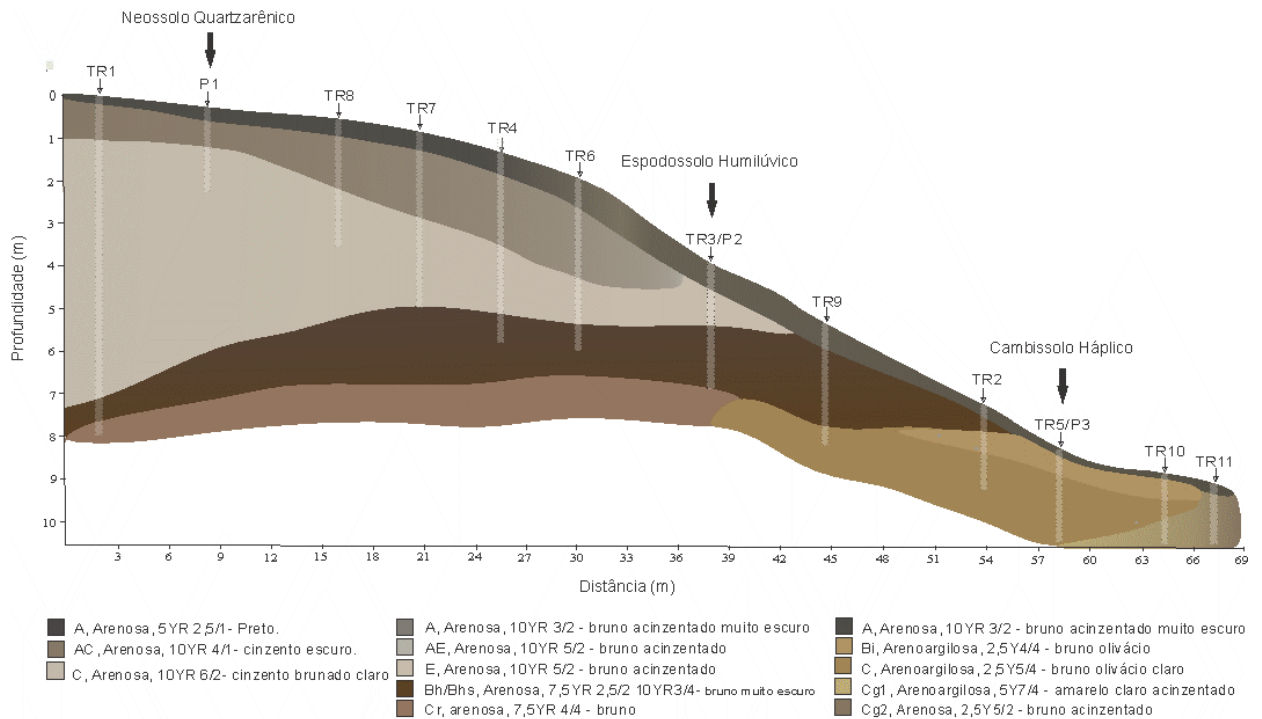
Em relação à declividade (Figura 22), há uma variação de 0% a 37%. Desse modo, o relevo varia do plano ao forte ondulado. A vertente estudada está localizada em relevo de 3% a 30% de declividade, com predominância do ondulado.

Figura 22 – Mapa de declividade da área de estudo - sub-bacia do Rio Pojuca na APA Litoral Norte do Estado da Bahia.



A vertente estudada está inserida em uma das sub-bacias do Rio Pojuca (Figuras 22 e 23), nos limites da Reserva da Sapiranga e na unidade geológica-geomorfológica dos Tabuleiros Costeiros Dissecados (Grupo Barreiras). Tal vertente é caracterizada por um sistema de transformação pedológica composto pelos Neossolos Quartzarênicos (compartimento de montante), Espodosolos (compartimento intermediário) e Cambissolos (compartimento de jusante), segundo representação gráfica em topossequência apresentada na figura 23.

Figura 23 – Representação da vertente sob análise em Toposequência.



5.1.1 Análises Morfológicas e Físicas dos Solos

Os solos investigados foram classificados como: Neossolo Quartzarênico Órtico típico (P1 - compartimento de montante), Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P2 - compartimento intermediário) e Cambissolo Háptico Tb Distrófico típico (P3 - compartimento de jusante), conforme observado na figura 23 e descrito no quadro 05.

Quadro 05 – Perfis de solos estudados localizados nos Tabuleiros Costeiros Dissecados com suas respectivas unidades geológicas, posição na vertente, altitude e declividade.

| Vertente | Perfil | Classe pedológica | Un. Geológica | Posição na vertente | Altitude |
|----------|--------|---|-----------------|---------------------------------------|----------|
| A | P1 | Neossolo Quartzarênico Órtico típico | Grupo Barreiras | Topo – Compartimento de Montante | 44m |
| | P2 | Espodossolo Humilúvico Órtico arênico | Grupo Barreiras | Encosta – Compartimento Intermediário | 24m |
| | P3 | Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico | Grupo Barreiras | Vale – Compartimento de Jusante | 18m |

As análises físicas realizadas nos perfis indicam que os solos desenvolvidos nos Tabuleiros Costeiros Dissecados, em conformidade com observações de Lima (2017), exibem uma textura média a arenosa, com horizontes majoritariamente de textura arenosa (Tabela 02).

No compartimento de montante, ponto mais elevado da vertente, representado pelo Perfil 1 (Neossolo Quartzarênico Órtico típico) (Figura 24), identificou-se um solo com baixo grau de evolução pedogenética, bem drenado e predominantemente composto por uma textura franco-arenosa no horizonte A e areia nos demais horizontes.

Figura 24 – Neossolo Quartzarênico Órtico típico (P1) localizado no topo da vertente.



Foto: Lima (2023).

Tabela 02: Análises morfológicas e físicas dos solos da sub-bacia do Rio Pojuca - APA Litoral Norte do Estado da Bahia.

| Horiz. | Prof. (cm) | Cor úmida | Estrutura | Consistência | | | Trans. | Comp. Granulométrica | | | | Textura |
|--|----------------------|-------------|-----------------------------|--------------|---------|----------------|--------|----------------------|------------|-------|--------|-----------------------|
| | | | | seca | Úmida | molhada | | Areia grossa | Areia fina | Silte | Argila | |
| P 01: Neossolo Quartzarênico Órtico típico | | | | | | | | | | | | |
| A | 0-25 | 10R 2,5/2 | Gs e 2MPGr | S | Fr e Fi | NP e NPe | p/g | 63,4 | 17,7 | 1,6 | 17,4 | Franco-arenosa |
| AC | 25-60 | 10YR 4/1 | Gs e 1PBls | S e Ma | S e MFr | NP e NPe | p/g | 62,0 | 31,0 | 0,9 | 6,1 | Areia |
| C1 | 60-94 | 10YR 6/1 | Gs e 1PBls | S e Ma | S e MFr | NP e NPe | p/g | 86,2 | 10,1 | 1,7 | 2,1 | Areia |
| C2 | 94-180+ | 10YR 6/2 | Gs e 1PBls | S e Ma | S e MFr | NP e NPe | - | 59,4 | 32,6 | 4,3 | 3,6 | Areia |
| 790 | 790+ | 10YR 5/2 | - | - | - | - | - | 69,1 | 23,3 | 1,5 | 6,1 | Areia |
| P 02: Espodosolo Humilúvico Órtico arênico | | | | | | | | | | | | |
| A1 | 0-12 | 10YR 3/2 | Gs e 1MPGr | S | S | NP e NPe | p/g | 60,1 | 30,5 | 2,4 | 7 | Areia |
| A2 | 12-29 (29-34) | 20YR 4/2 | 1MBls, 1PGr e 1MPGr | Ma | Fr | NP e NPe | o/g | 62,1 | 27,8 | 3,8 | 6,4 | Areia |
| A3 | 29-70 | 10YR 3/2 | 2MBls | Ma a LD | Fr | NP e NPe | p/g | 65,4 | 23,8 | 3,8 | 7,1 | Areia |
| E | 70-144 (144-184) | 10YR 5/2 | 1MBls | Ma | MFr | NP e NPe | p/g | 73,6 | 19,4 | 1,8 | 5,2 | Areia |
| Bh | 144-195 (195-231) | 10YR 3/4 | 1PBls, 2PBls e 2PGr | Ma | MFr | NP e NPe | o/g | 73,5 | 19,7 | 1,4 | 5,4 | Areia |
| Bhs1 | 195-252 | 7,5YR 2,5/3 | 2MBls, 2 PBls e 2PGr | Ma | MFr | NP e NPe | p/g | 58,9 | 29,9 | 4,3 | 6,9 | Areia |
| Bhs2 | 252-270 | 7,5YR 2,5/2 | 2MBls e 1PBls | Ma a LD | MFr | NP e NPe | p/g | 50,0 | 31,5 | 2,3 | 16,2 | Franco-arenosa |
| Cr | 270-274+ | 7,5YR 4/4 | 3MBla, 3GBla, 3MGBla | D a MD | MFi | NP e NPe | - | 52,0 | 27,7 | 1,8 | 18,6 | Franco-arenosa |
| P 03: Cambissolo Háptico Tb Distrófico típico | | | | | | | | | | | | |
| A | 0-8 | 10YR 3/2 | Gs e 2MGr | Ma | Fi | LP e Npe a LPe | p/g | 59,1 | 18,3 | 5,1 | 17,5 | Franco-arenosa |
| AB | 8-32 | 2,5Y 3/3 | 2PBls, 2MBls e 2MGr | LD | Fr | Pl e LPe | p/g | 53,2 | 20,7 | 6,9 | 19,2 | Franco-arenosa |
| Bi | 32-54 | 2,5Y 4/4 | 2MBls e 2MBla | LD | Fr | Pl e LPe | p/g | 50,8 | 20,1 | 8,7 | 20,3 | Franco-argilo-arenosa |
| C1 | 54-82 (75-89) | 2,5Y 5/4 | 3MBls, 3MBla, 3GBls e 3GBla | LD | Fr | Pl e LPe | o/g | 51,8 | 19,3 | 7,5 | 21,4 | Franco-argilo-arenosa |
| C2 | 82-115 | 2,5Y 4/3 | 2a3MaGBls e 2a3MaGBla | LD | Fr | Pl e LPe | p/c | 59,3 | 11,4 | 6,9 | 22,4 | Franco-argilo-arenosa |
| C3 | 115-150 | 2,5Y 5/4 | 2PaMBls | LD | MFr | Pl e LPe | p/c | 54,5 | 14,7 | 9,1 | 21,8 | Franco-argilo-arenosa |
| C4 | 150-170+ | 2,5Y 5/6 | 2PBls | LD | MFr | Pl e LPe | - | 51,7 | 13,0 | 11,3 | 23,9 | Franco-argilo-arenosa |

Estrutura: 1: fraca; 2: moderada; 3: forte; MP: muito pequena; P: pequena; Me: média; Gr: granular; Bls: blocos subangulares; Bla: blocos angulares; Gs: Grãos Simples; M: maciça. **Consistência:** Ma: Macio; LD: ligeiramente dura; D: dura; MD: muito duro; ED: extremamente duro; MFr: muito friável; Fr: friável; Fi: firme; MFi: muito firme; EFi: extremamente firme; NP: não plástico; LP: ligeiramente plástico; Pl: plástico; LPe: ligeiramente plástico; NPe: não pegajoso; Pe: pegajoso. **Transição:** p: plana; a: abrupta; g: gradual; c: clara.

A textura desse solo se reflete nas características de estrutura e consistência dos seus respectivos horizontes. Dessa forma, morfologicamente, a estrutura do horizonte A é de grãos simples e moderada muito pequena granular e a dos demais horizontes (AC, C1 e C2) é de grãos simples e fraca pequena de blocos subangulares (Apêndice A). A consistência do horizonte A apresentou-se solta, quando seca; friável a firme, quando úmida; não plástica e não pegajosa, quando molhada. Nos horizontes subsuperficiais, a consistência é solta e macia, quando seca, solta e muito friável, quando úmida, e não-plástica e não-pegajosa, quando molhada.

No compartimento intermediário (meia vertente) foi identificada a presença de Espodossolos Humilúvicos Órticos arênicos - Perfil 2 (Figura 25), com classe textural areia nos horizontes A1, A2, A3, E, Bh e Bhs1, e franco-arenosa nos horizontes Bhs2 e Cr; consistência não pegajosa e não plástica, quando molhada, em todos os horizontes, e quando seca os horizontes variam de solta (horizonte A1) a macia nos horizontes subjacentes, exceto no horizonte A3 e Bhs2 que possuem consistência ligeiramente dura, quando seca.

Figura 25 – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P 2), compartimento intermediário.



Foto: Jéssica da Mata Lima (2023).

O horizonte A3 também apresenta consistência, quando seco, ligeiramente dura. Quando úmido, a consistência varia de solta, no horizonte A1, até friável, nos horizontes A2 e A3 e muito friável nos demais horizontes (E, Bh e Bhs1).

Em posterior investigação de campo, foi aprofundado 25cm do perfil 2, chegando ao horizonte Cr. Foi identificado um horizonte intermediário entre o Bhs1 e o Cr, classificado como Bhs2. Neste, não foi identificada pegajosidade nem plasticidade. A consistência quando seca é macia a ligeiramente dura e, quando úmida, muito friável. Já o horizonte Cr (Figuras 26a e 26b) é duro a muito duro e, quando úmido, muito firme; além de apresentar impregnação de matéria orgânica.

Figuras 26a e 26b – Horizonte Cr do Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (Perfil 2).

a)



b)



Fotos: Jéssica da Mata Lima (2023).

A estrutura do Espodossolo Humilúvico Órtico arênico é do tipo grãos simples a granular entre os horizontes A1 e A2. A partir do horizonte A2 e A3, a estrutura apresenta-se em blocos subangulares. Os horizontes Bh e Bhs1 e Bhs2 possuem estrutura granular em blocos subangulares variando de fraca a moderada e pequena a média.

O horizonte E, por ser eluvial, possui variação de cor desde cinzenta ou acinzentada-clara até praticamente branca (EMBRAPA, 2017). Neste caso, a cor é a 10YR 5/2 (bruno-acinzentado). Já os horizontes iluviais possuem cores 10YR $\frac{3}{4}$ (bruno-amarelado-escuro) no Bh, 7,5YR 2,5/3 (bruno muito escuro) no Bhs1 e 7,5YR 2,5/2 (bruno muito escuro) no Bhs2. O horizonte Cr apresentou cor 7,5YR 4/4 (Bruno).

No compartimento de jusante (sopé da vertente) foi identificado o Cambissolo Háptico Tb Distrófico típico (Perfil 3) (Figura 27). O Cambissolo se caracteriza por ser um solo pouco evoluído com horizonte B incipiente (EMBRAPA, 2017). Nesse caso, foi possível observar a estrutura do horizonte Bi composta por blocos de tamanho médio, angulares e subangulares e grau de desenvolvimento moderado. A textura desse horizonte foi classificada como franco-arenosa nos horizontes A e AB, e franco-argilo-arenosa em Bi, C1, C2, C3 e C4. Por estar a jusante da vertente, o Perfil 3 sofre maior influência dos processos hidromórficos, inclusive, apresenta determinado grau de gleização, o que lhe atribui uma cor bruno-oliváceo-claro em C1, C3 e C4 e bruno-oliváceo em Bi e C2.

Figura 27 – Cambissolo Háptico Tb Distrófico típico - Perfil 3, compartimento de jusante.



Foto: Jéssica da Mata Lima (2023).

5.1.2 Análises químicas dos solos

5.1.2.1 Análise química de rotina

A partir dos dados de análises químicas (Tabelas 03 e 04), observou-se que os solos examinados apresentam baixa concentração de macronutrientes. Conforme destacado por Lima (2017), os baixos valores de saturação por bases e capacidade de troca catiônica expressam a baixa fertilidade dos solos dos Tabuleiros Costeiros. Tais aspectos também foram identificados nos solos estudados, refletindo as características químicas do material de origem e os processos pedogenéticos que neles atuaram.

Os solos possuem pH em água variando de 3,8 (no horizonte A do P1 - Neossolo Quartzarênico Órtico típico) a 5,9 (no horizonte Bh do P2 - Espodossolo Humilúvico Órtico arênico), sendo, desse modo, solos de acidez elevada a média, conforme demonstrado na Tabela 03. Como quanto menor é o pH, maior é a concentração de íons H^+ , a cobertura pedológica em questão possui condições limitantes para o desenvolvimento vegetal, uma vez que a quantidade de íons H^+ na solução do solo influencia na disponibilidade de nutrientes.

De acordo com Meneguetti (2018), nas regiões de alta pluviosidade, os elementos alcalinos Na, Ca, Mg e K são lixiviados e substituídos por íons H^+ e Al^{3+} estabelecendo uma reação ácida ($pH < 7,0$). A presença de grande quantidade de Al trocável e H^+ na solução inibe o desenvolvimento do sistema radicular das plantas e a adequada absorção de outros nutrientes.

Na Tabela 03 é possível observar baixos valores de Ca^{2+} (0,10 a 0,50 cmolc/dm³), Mg^{2+} (0,20 a 1,45 cmolc/dm³), K^+ (0,00 a 0,09 cmolc/dm³) e Na^+ (0,01 a 0,14 cmolc/dm³) em todos os horizontes dos perfis estudados, sendo o Mg^{2+} o íon predominante. Os horizontes que apresentam maiores valores de soma de bases são caracterizados pelo aumento de carbono orgânico (CO), tanto em superfície como em subsuperfície, exceto no perfil 2, onde há valores de soma de bases bem variáveis ao longo dos horizontes.

Tabela 03: Análises químicas das amostras de solo.

| Horizontes | pH | | Δ pH | P | Complexo Sortivo | | | | | | | | CTC argila | Sat. Al | V |
|---|--------|-----|-------------|------|--------------------|-----------|-------|--------|------|-----------|-----------------------|-------|------------|---------|-------|
| | H_2O | KCl | | | Ca^{2+} | Mg^{2+} | K^+ | Na^+ | S | Al^{3+} | $\frac{H^+}{Al^{3+}}$ | T | | | |
| | | | | ppm | $cmol_c$ dm_3 | | | | | | | | % | | |
| P1 – Neossolo Quartzarênico Órtico típico | | | | | | | | | | | | | | | |
| A | 3,8 | 2,4 | -1,4 | <0 | 0,10 | 1,30 | 0,09 | 0,13 | 1,62 | 1,7 | 22,44 | 24,06 | 21,29 | 51,20 | 6,73 |
| AC | 4,8 | 3,5 | -1,3 | <0 | 0,10 | 0,25 | 0,01 | 0,01 | 0,37 | 0,5 | 1,57 | 1,94 | 1,01 | 57,47 | 19,07 |
| C1 | 4,9 | 3,8 | -1,1 | <0 | 0,10 | 0,65 | 0,00 | 0,01 | 0,76 | 0,2 | 0,66 | 1,42 | 0,00 | 20,83 | 53,52 |
| C2 | 4,7 | 4,2 | -0,5 | <0 | 0,10 | 0,65 | 0,00 | 0,01 | 0,76 | 0,2 | 0,83 | 1,59 | 1,14 | 20,83 | 47,80 |
| P2 – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico | | | | | | | | | | | | | | | |
| A1 | 4,5 | 3,2 | -1,3 | <0 | 0,40 | 0,50 | 0,04 | 0,06 | 1,0 | 1,1 | 8,66 | 9,66 | 0,00 | 52,38 | 10,35 |
| A2 | 4,4 | 3,6 | -0,8 | <0 | 0,10 | 0,50 | 0,01 | 0,03 | 0,64 | 0,6 | 3,63 | 4,27 | 3,05 | 48,39 | 14,99 |
| A3 | 4,7 | 3,7 | -1,0 | <0 | 0,10 | 0,65 | 0,01 | 0,03 | 0,79 | 0,6 | 3,63 | 4,42 | 3,56 | 43,17 | 17,87 |
| E | 5,7 | 4,3 | -1,4 | <0 | 0,10 | 0,60 | 0,01 | 0,02 | 0,73 | 0,2 | 3,80 | 4,53 | 30,20 | 21,51 | 16,11 |
| Bh | 5,9 | 4,5 | -1,4 | 0,07 | 0,10 | 0,85 | 0,00 | 0,06 | 1,01 | 0,2 | 3,05 | 4,06 | 0,00 | 16,53 | 24,88 |
| Bhs1 | 4,9 | 4,6 | -0,4 | 1,15 | 0,10 | 0,60 | 0,01 | 0,14 | 0,85 | 0,3 | 4,62 | 5,47 | 0,00 | 26,09 | 15,54 |
| P3 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico | | | | | | | | | | | | | | | |
| A | 5,8 | 4,1 | -1,7 | 1,35 | 0,50 | 1,45 | 0,08 | 0,06 | 2,09 | 0,5 | 8,33 | 10,42 | 20,84 | 19,31 | 20,06 |
| AB | 5,8 | 3,9 | -1,9 | <0 | 0,10 | 0,80 | 0,03 | 0,05 | 0,98 | 1,1 | 6,44 | 7,42 | 4,64 | 52,88 | 13,21 |
| Bi | 5,7 | 4,0 | -1,7 | <0 | 0,10 | 0,70 | 0,06 | 0,06 | 0,92 | 1,1 | 4,79 | 5,71 | 3,97 | 54,46 | 16,11 |
| C1 | 5,6 | 4,2 | -1,5 | <0 | 0,10 | 0,45 | 0,02 | 0,06 | 0,63 | 1,0 | 3,30 | 3,93 | 4,91 | 61,35 | 16,03 |
| C2 | 5,4 | 4,2 | -1,2 | <0 | 0,10 | 0,20 | 0,02 | 0,06 | 0,38 | 0,9 | 3,22 | 3,60 | 16,36 | 70,31 | 10,56 |
| C3 | 5,5 | 4,1 | -1,4 | <0 | 0,10 | 0,30 | 0,01 | 0,06 | 0,47 | 0,9 | 3,96 | 4,43 | 5,54 | 65,69 | 10,61 |
| C4 | 5,7 | 4,0 | -1,7 | <0 | 0,10 | 0,55 | 0,01 | 0,09 | 0,75 | 1,1 | 3,80 | 4,55 | 5,76 | 59,46 | 16,48 |

T: capacidade de troca de cátions total; **CTC argila:** atividade de argila; **Sat. Al:** saturação de alumínio; **V:** saturação por bases.

Tabela 04: Análises químicas das amostras de solo.

| Horizontes | C.O. | M.O |
|---|------|-------|
| g/Kg | | |
| P1 – Neossolo Quartzarênico Órtico típico | | |
| A | 5,00 | 8,60 |
| AC | 0,70 | 1,21 |
| C1 | 0,20 | 0,34 |
| C2 | 0,10 | 0,17 |
| P2 - Espodossolo Humilúvico Órtico arênico | | |
| A1 | 5,80 | 10,00 |
| A2 | 1,80 | 3,10 |
| A3 | 1,30 | 2,24 |
| E | 0,30 | 0,52 |
| Bh | 1,10 | 1,90 |
| Bhs1 | 1,70 | 2,93 |
| P3 – Cambissolo Háptico Tb Distrófico típico | | |
| A | 4,50 | 7,76 |
| AB | 2,30 | 3,97 |
| Bi | 2,00 | 3,45 |
| C1 | 1,30 | 2,24 |
| C2 | 1,30 | 2,24 |
| C3 | 0,80 | 1,38 |
| C4 | 1,00 | 1,72 |

C.O: Carbono Orgânico; **M.O:** matéria orgânica.

Todos os solos estudados são distróficos, com saturação por bases menor que 50%, exceto o horizonte C1 do Neossolo Quartzarênico (P1) que possui 53%. No Espodossolo a saturação por bases é bem variável, sendo o horizonte Bh o que apresenta maior valor.

5.1.2.2 Análise Química elementar por Fluorescência de Raios X

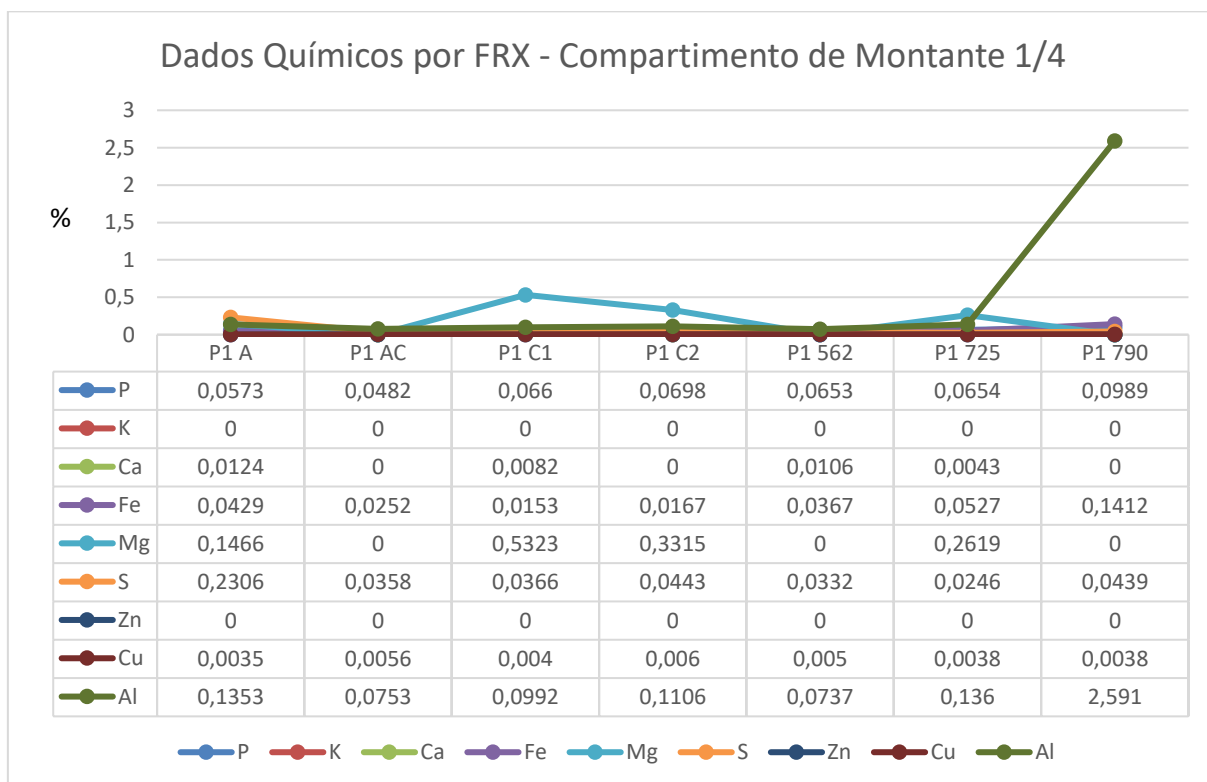
Além das análises químicas de rotina, foram conduzidas análises por Fluorescência de Raios-X (FRX) para determinar a composição elementar dos solos estudados, complementando as informações obtidas nas análises de rotina.

Os resultados da análise de FRX revelaram a presença de diversos elementos em concentrações variadas nos horizontes dos solos estudados. Utilizando Espectrômetro de Fluorescência de Raios X, foram obtidos dados de química dos elementos maiores e dos elementos-traço dos solos, inclusive nos horizontes identificados a partir do aprofundamento dos perfis estudados por Santana (2019). Além disso, foi realizado o estudo da relação Zr/Ti, que permite identificar

descontinuidades litológicas ou a contribuição de materiais alóctones na formação dos solos (MOREIRA; OLIVEIRA, 2008).

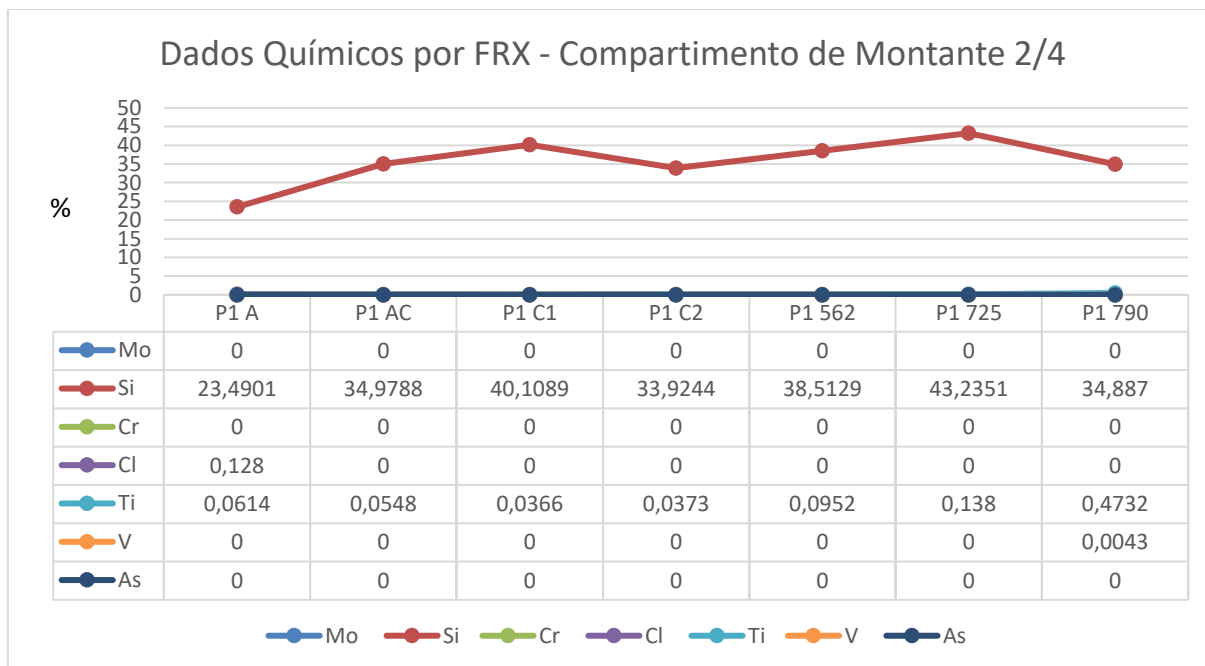
O Neossolo Quartzarênico Órtico típico do compartimento de montante apresenta características distintas em relação aos outros perfis, devido à sua localização, material de origem e processo evolutivo. As análises químicas por FRX desse solo (Gráficos 01, 02, 03 e 04) revelaram baixos teores de elementos químicos, como P, K, Ca e Mg, indicando uma baixa fertilidade natural, assim como verificado nas análises de rotina do solo. Destaca-se o aumento do Fe e do Al no horizonte P1 790, identificado por tradagem e classificado como horizonte Espódico (Bhs). Foi identificada alta concentração de SiO₂, variando de 50,37% no horizonte A a 92,52% no horizonte 725cm (Gráfico 04).

Gráfico 01: Dados Químicos por FRX do Compartimento de Montante – Neossolo Quartzarênico Órtico típico (Parte 1 de 4).



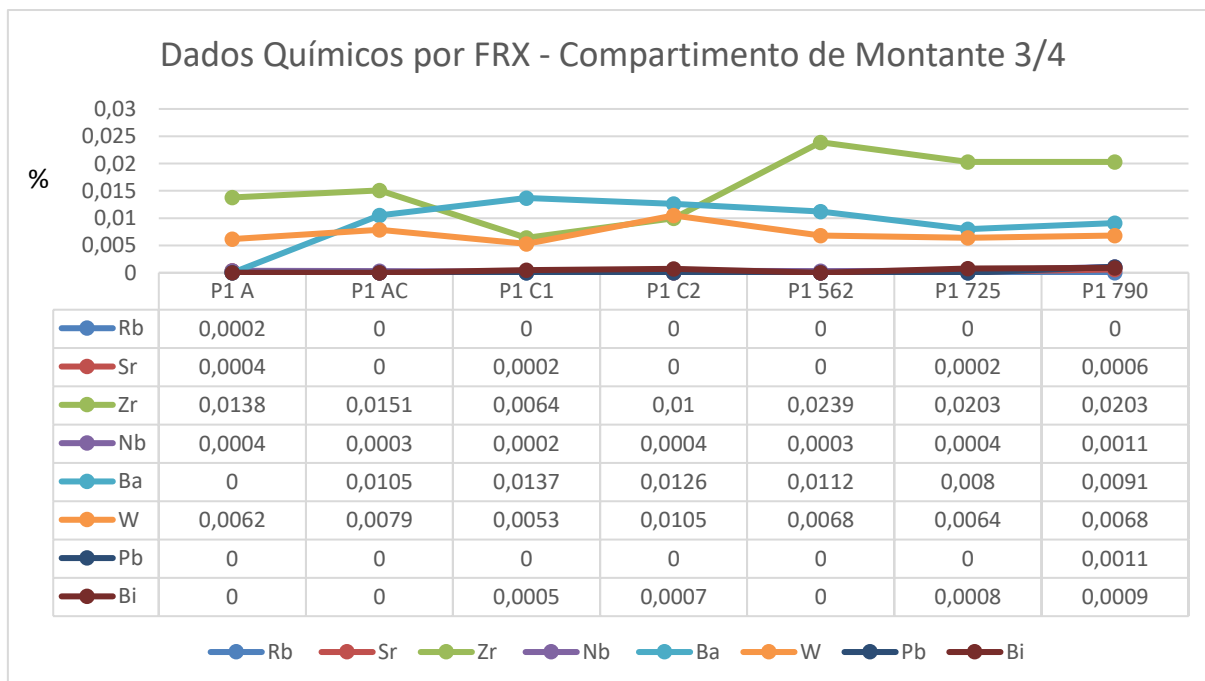
P: Fósforo; **K:** Potássio; **Ca:** Cálcio; **Fe:** Ferro; **Mg:** Magnésio; **S:** Enxofre; **Zn:** Zinco; **Cu:** Cobre; **Al:** Alumínio.

Gráfico 02: Dados Químicos por FRX do Compartimento de Montante – Neossolo Quartzarênico Ôrtico típico (Parte 2 de 4).



Mo: Molibdênio; **Si:** Silício; **Cr:** Cromo; **Cl:** Cloro; **Ti:** Titânio; **V:** Vanádio; **As:** Arsênio.

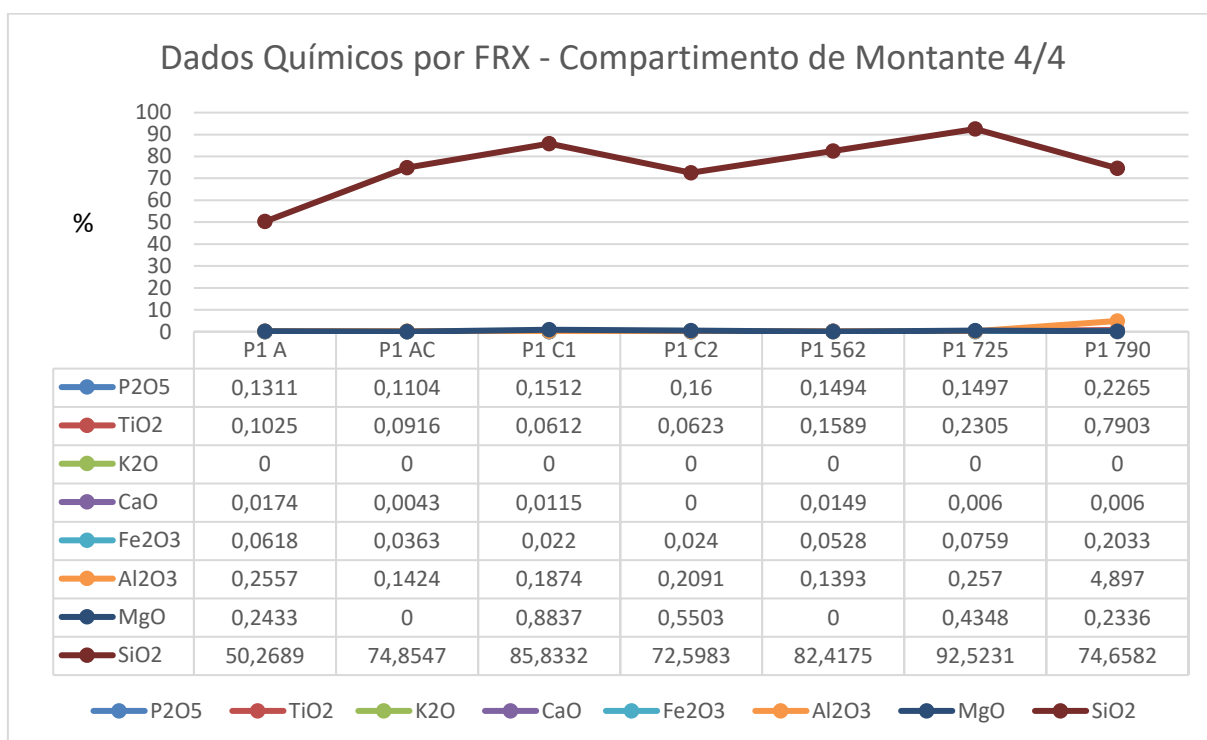
Gráfico 03: Dados Químicos por FRX do Compartimento de Montante – Neossolo Quartzarênico Ôrtico típico (Parte 3 de 4).



Rb: Rubídio; **Sr:** Estrôncio; **Zr:** Zircônio; **Nb:** Nióbio; **Ba:** Bário; **W:** Tungstênio; **Pb:** Chumbo; **Bi:** Bismuto.

Os teores de Rb, Sr, Zr, Nb, Ba, W e Pb (Gráfico 03) são geralmente baixos ou indetectáveis em todas as amostras do Perfil 1. A ausência ou baixos valores desses elementos no solo pode indicar um material de origem mais intemperizado, ou maior distância do sedimento da área fonte que o originou, ou a rocha fonte não possui minerais que contém estes elementos. Isto porque, conforme Oliveira *et al.* (1999), os teores de elementos-traço no solo estão associados à sua matriz mineralógica, pois são constituintes de minerais primários nas rochas ígneas, metamórficas e sedimentares, e em função disso são excelentes indicadores da variabilidade natural na composição dos solos.

Gráfico 04: Dados Químicos por FRX do Compartimento de Montante – Neossolo Quartzarênico Órtico típico (Parte 4 de 4).

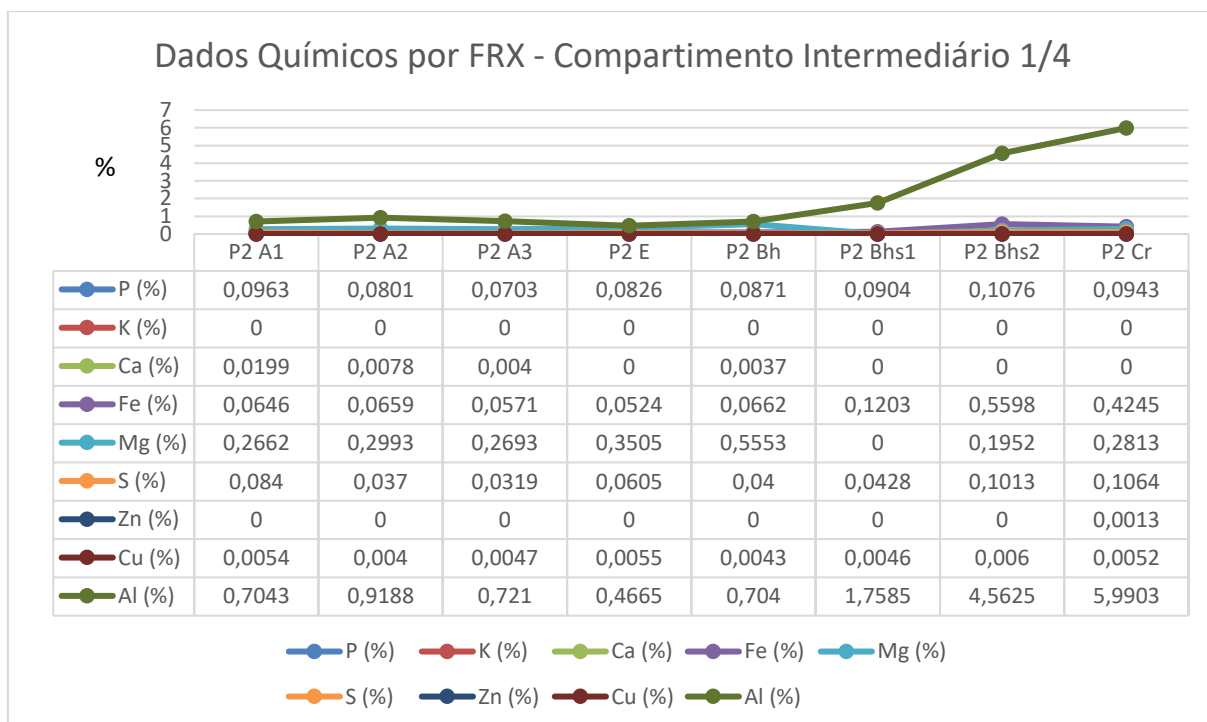


P2O5: Pentóxido de Fósforo; **TiO2:** Dióxido de Titânio; **K2O:** Óxido de Potássio; **Fe2O3:** Óxido de Ferro; **Al2O3:** Óxido de Alumínio; **MgO:** Óxido de Magnésio; **SiO2:** Dióxido de Silício.

O Espodossolo Humilúvico Órtico arênico do compartimento intermediário exibe valores mais altos de elementos químicos que o Neossolo Quartzarênico Órtico arênico, principalmente nos horizontes subsuperficiais (Gráficos 05, 06, 07 e 08). Destacam-se os teores de Fe₂O₃, sendo mais baixos no horizonte eluvial (E), 0,0754%, e mais elevados nos horizontes Bh (0,09%), Bhs1 (0,17%), Bhs2 (0,80%) e Cr (0,61%), além dos horizontes superficiais A1 (0,09%), A2 (0,09%) e A3 (0,08%).

Os teores de Al₂O₃ também são menores no horizonte E (0,88%) e mais elevado, principalmente em subsuperfície, nos horizontes Bhs1 (3,32%), Bhs2 (8,62%) e Cr (11,32%). Os horizontes Bhs2 e Cr, em contrapartida, possuem menores valores de SiO₂, 52,18% e 32,47%, respectivamente, em comparação com os horizontes subjacentes (Gráfico 08). Os horizontes Bh, Bhs1, Bhs2 e Cr do Perfil 2 apresentam teores detectáveis de Rb, Sr, Zr, Nb, Ba, W, Pb e Bi (Gráfico 07), indicando uma possível influência de fontes externas ou maior proximidade do material de origem. A presença desses elementos indica uma composição química característica que difere um pouco dos horizontes A1, A2, A3 e E.

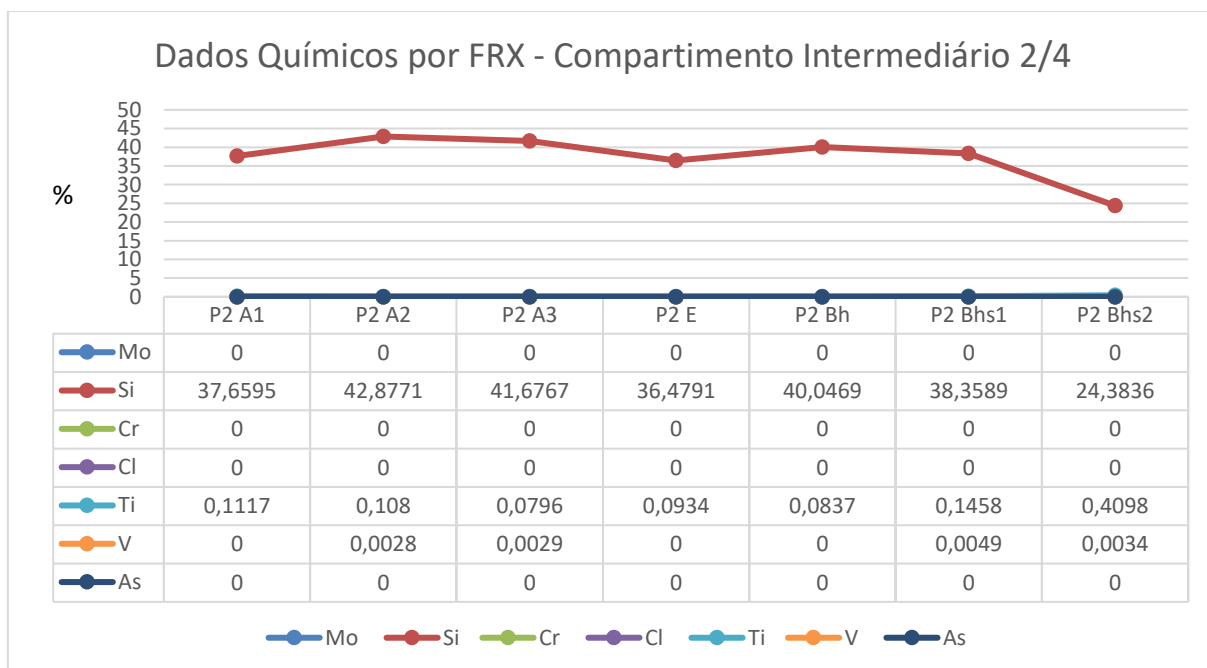
Gráfico 05: Dados Químicos por FRX do Compartimento Intermediário – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (Parte 1 de 4).



P: Fósforo; **K:** Potássio; **Ca:** Cálcio; **Fe:** Ferro; **Mg:** Magnésio; **S:** Enxofre; **Zn:** Zinco; **Cu:** Cobre; **Al:** Alumínio.

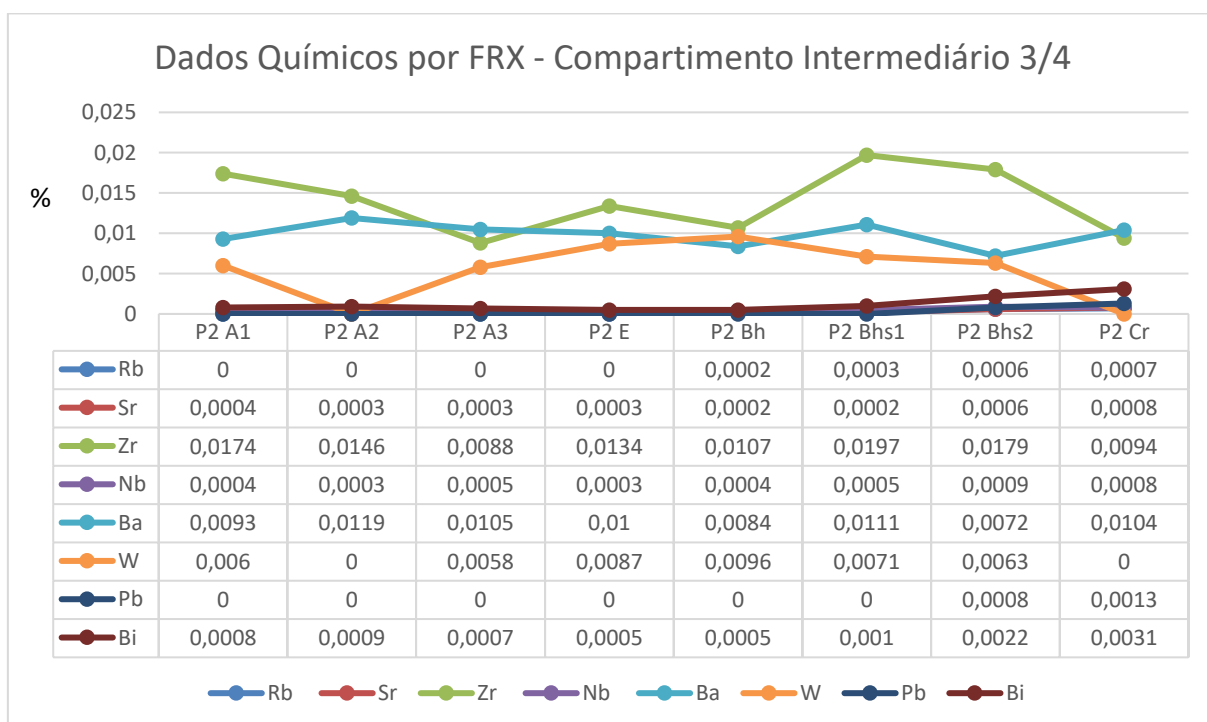
Destaca-se, ainda, o aumento nos teores de Al, Ti, Zr, Rb, Sn, Nb, Pb e Bi nos horizontes Bhs2 e Cr com respectiva diminuição do SiO₂ e CaO nesses horizontes comparados aos horizontes que os sobrepõem (A1 a Bh), o que indica uma variação na composição química e mineralógica do Espodossolo, comparado ao Neossolo Quartzarênico e uma proximidade química com o Cambissolo do compartimento de jusante (Perfil 3).

Gráfico 06: Dados Químicos por FRX do Compartimento Intermediário – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (Parte 2 de 4).



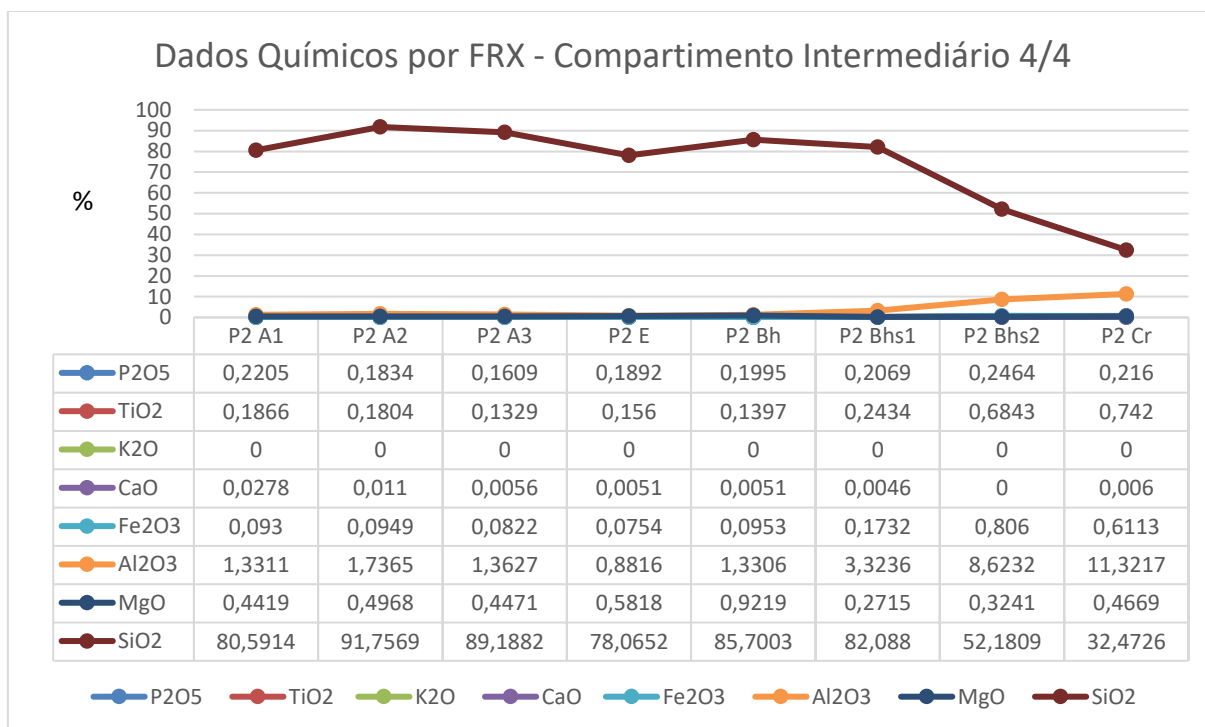
Mo: Molibdênio; **Si:** Silício; **Cr:** Cromo; **Cl:** Cloro; **Ti:** Titânio; **V:** Vanádio; **As:** Arsênio.

Gráfico 07: Dados Químicos por FRX do Compartimento Intermediário – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (Parte 3 de 4).



Rb: Rubídio; **Sr:** Estrôncio; **Zr:** Zircônio; **Nb:** Nióbio; **Ba:** Bário; **W:** Tungstênio; **Pb:** Chumbo; **Bi:** Bismuto.

Gráfico 08: Dados Químicos por FRX do Compartimento Intermediário – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (Parte 4 de 4).

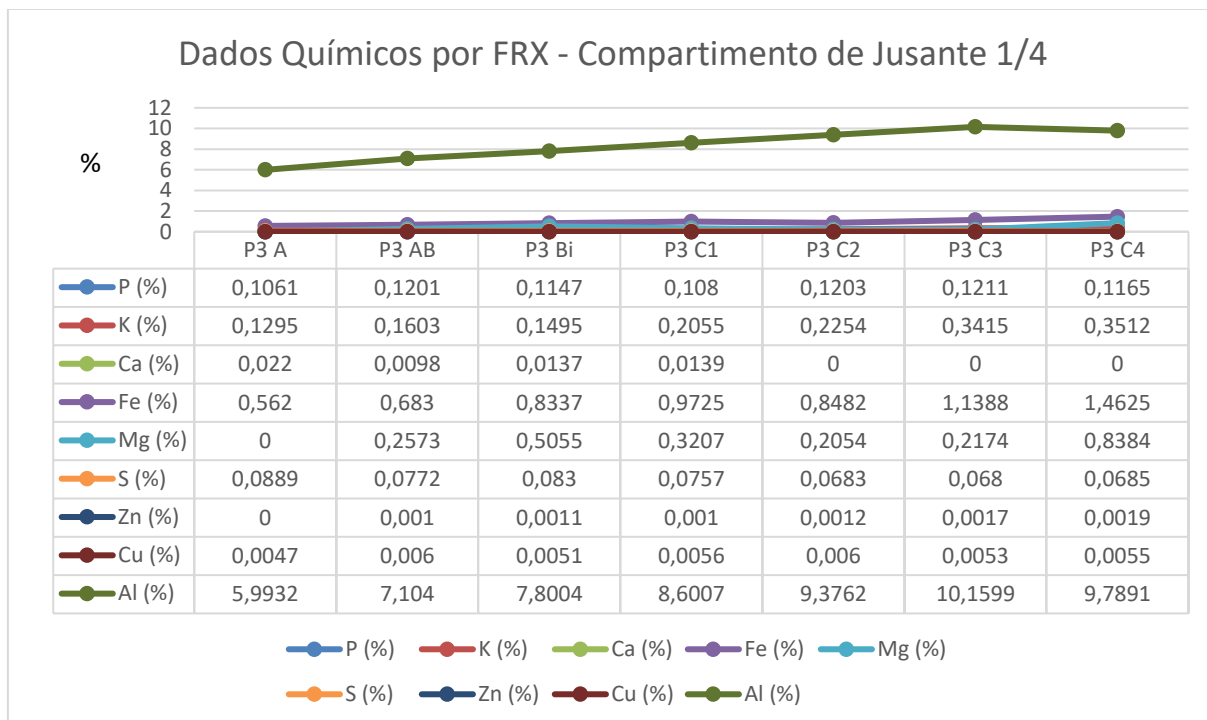


P2O5: Pentóxido de Fósforo; **TiO2:** Dióxido de Titânio; **K2O:** Óxido de Potássio; **Fe2O3:** Óxido de Ferro; **Al2O3:** Óxido de Alumínio; **MgO:** Óxido de Magnésio; **SiO2:** Dióxido de Silício.

O Cambissolo Háplico Tb Distrófico Típico (Perfil 3) (Gráficos 09, 10, 11 e 12), no compartimento de jusante, apresenta maiores teores de bases e relativa proximidade com os horizontes mais subsuperficiais dos Perfis 1 e 2. O potássio aparece somente no Perfil 3 (Gráfico 09), aumentando em profundidade. O zinco aparece apenas nos horizontes AC a C4 do Perfil 3 (Gráfico 09), além de estar presente no Perfil 2 apenas no horizonte Cr. Os teores de Fe2O3 e Al2O3 são expressivamente mais altos no Perfil 3 (Gráfico 12), aumentando da superfície para a subsuperfície. Os teores de SiO2 diminuem no Perfil 3 (Gráfico 12), comparado com os Perfis 1 e 2, seguindo o padrão dos horizontes Bhs2 e Cr do Perfil 2.

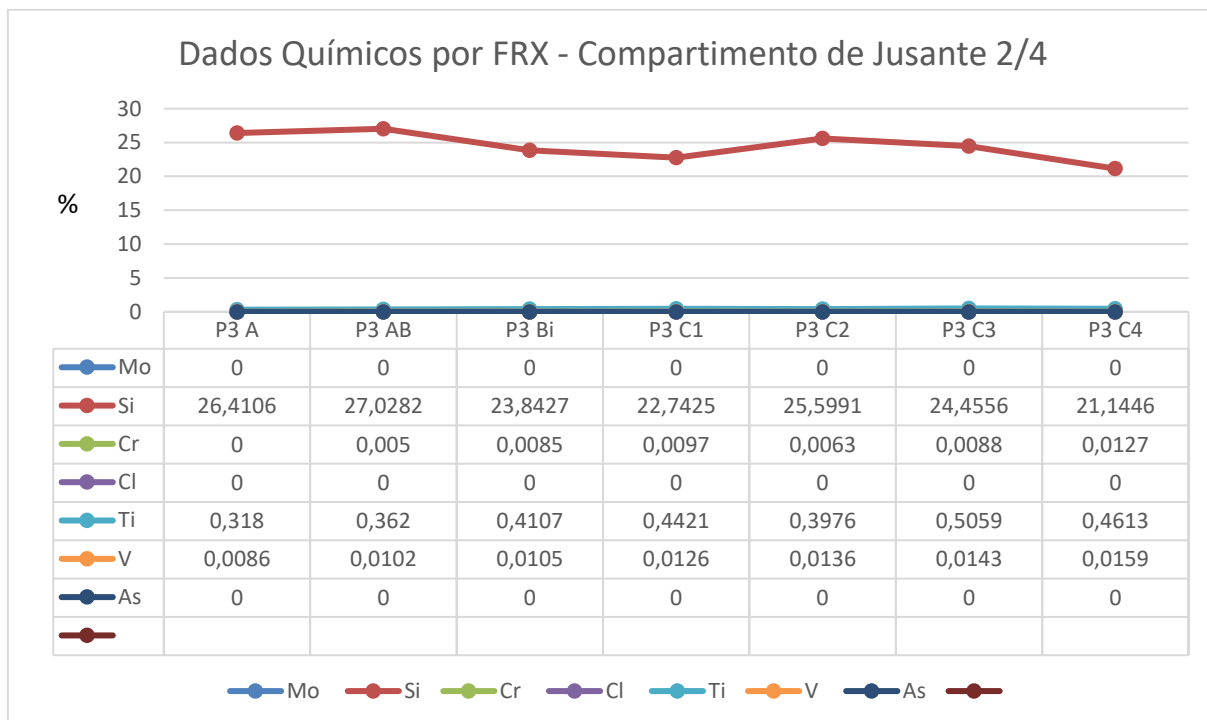
Todas as amostras do Perfil 3 apresentam teores detectáveis de Rb, Sr, Zr, Nb, Ba, W, Pb e Bi, com variações entre as amostras, aumentando em profundidade (Gráfico 11), o que sugere o recebimento desses elementos de montante para jusante e/ou a proximidade com o material de origem.

Gráfico 09: Dados Químicos por FRX do Compartimento de Jusante – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico (Parte 1 de 4).



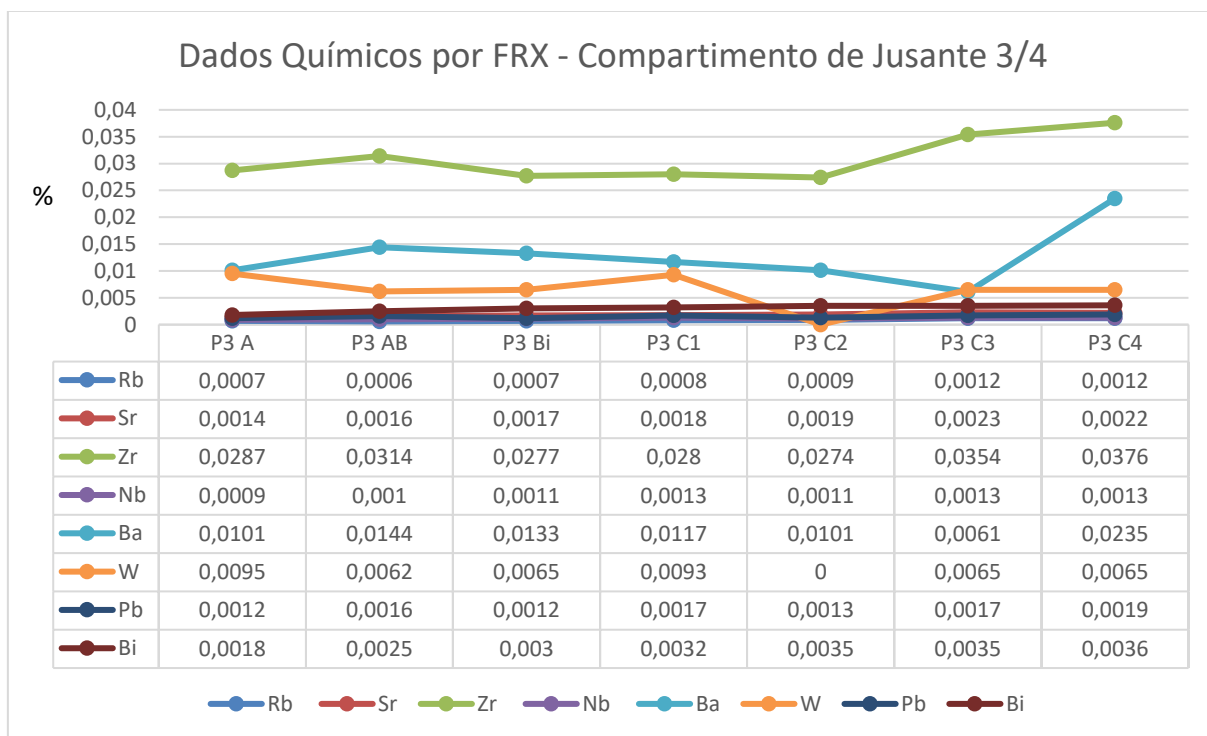
P: Fósforo; **K:** Potássio; **Ca:** Cálcio; **Fe:** Ferro; **Mg:** Magnésio; **S:** Enxofre; **Zn:** Zinco; **Cu:** Cobre; **Al:** Alumínio.

Gráfico 10: Dados Químicos por FRX do Compartimento de Jusante – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico (Parte 2 de 4).



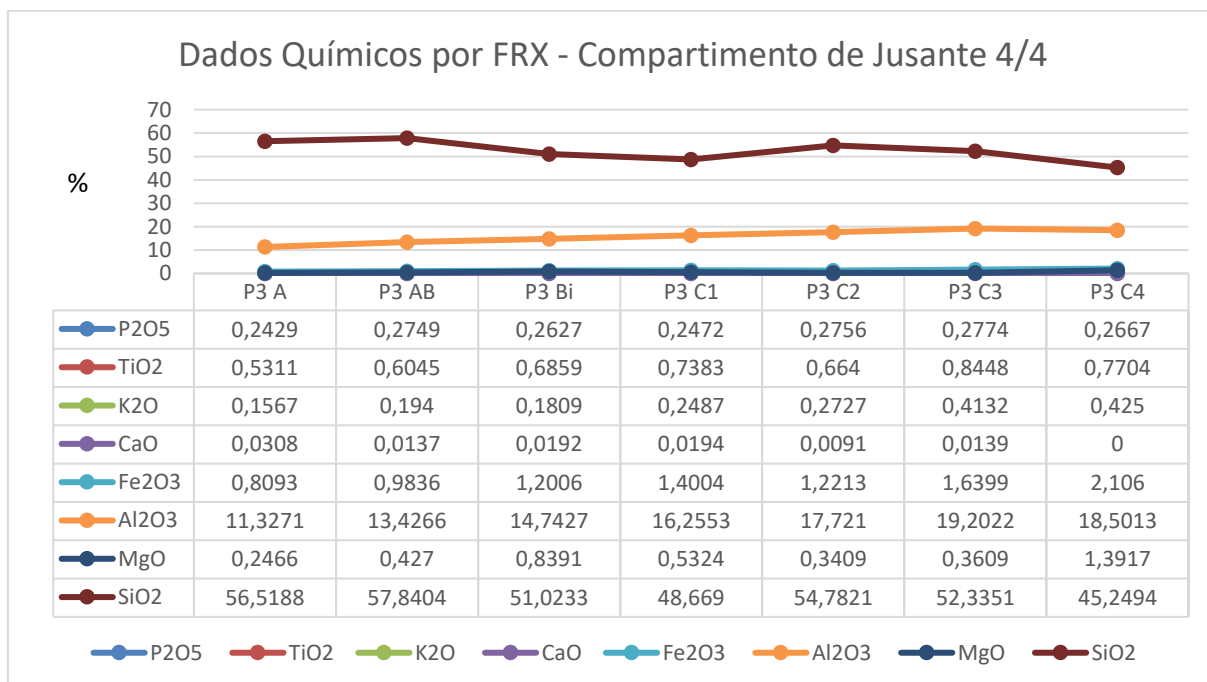
Mo: Molibdênio; **Si:** Silício; **Cr:** Cromo; **Cl:** Cloro; **Ti:** Titânio; **V:** Vanádio; **As:** Arsênio.

Gráfico 11: Dados Químicos por FRX do Compartimento de Jusante – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico (Parte 3 de 4).



Rb: Rubídio; **Sr:** Estrôncio; **Zr:** Zircônio; **Nb:** Nióbio; **Ba:** Bário; **W:** Tungstênio; **Pb:** Chumbo; **Bi:** Bismuto.

Gráfico 12: Dados Químicos por FRX do Compartimento de Jusante – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico (Parte 4 de 4).



P2O5: Pentóxido de Fósforo; **TiO2:** Dióxido de Titânio; **K2O:** Óxido de Potássio; **Fe2O3:** Óxido de Ferro; **Al2O3:** Óxido de Alumínio; **MgO:** Óxido de Magnésio; **SiO2:** Dióxido de Silício.

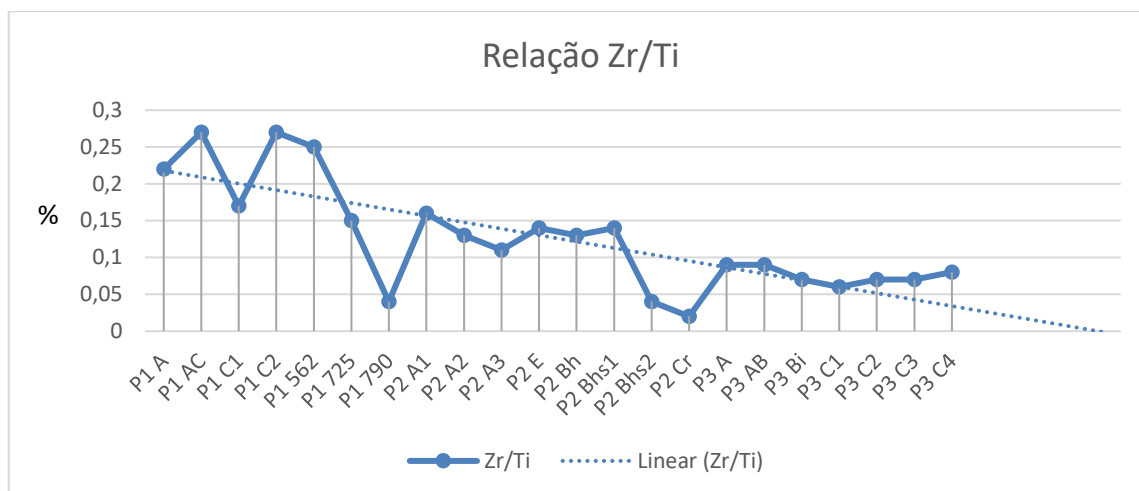
Com base nos valores de Zr/Ti obtidos para cada amostra (Tabela 05 e Gráfico 13), observa-se que as amostras com valores mais altos de Zr/Ti, acima de 0,2, correspondem aos horizontes A, AC, C2 e 562cm do Perfil 1. Valores intermediários, acima de 0,1 são observados em C1 e 725cm do Perfil 1 e nos horizontes A1, A2, A3, E, Bh e Bhs1 do Perfil 2. Por outro lado, os horizontes 790cm do Perfil 1, Bhs2 e Cr do Perfil 2, além de todos os horizontes do Perfil 3, apresentam valores baixos de Zr/Ti, inferior a 0,1.

Tabela 05 – Teores de Zr e Ti e Relação Zr/Ti das amostras de solos.

| Amostra | Zr | Ti | Zr/Ti * 10² |
|---|-----------|-----------|-------------------------------|
| Perfil 1 – Neossolo Quartzarênico Órtico típico | | | |
| A | 0,0138 | 0,0614 | 22,47557 |
| AC | 0,0151 | 0,0548 | 27,55474 |
| C1 | 0,0064 | 0,0366 | 17,48634 |
| C2 | 0,01 | 0,0373 | 26,80965 |
| 562 | 0,0239 | 0,0952 | 25,10504 |
| 725 | 0,0203 | 0,138 | 14,71014 |
| 790 | 0,0203 | 0,4732 | 4,289941 |
| Perfil 2 – Espodosolo Humilúvico Órtico arênico | | | |
| A1 | 0,0174 | 0,1117 | 15,57744 |
| A2 | 0,0146 | 0,108 | 13,51852 |
| A3 | 0,0088 | 0,0796 | 11,05528 |
| E | 0,0134 | 0,0934 | 14,3469 |
| Bh | 0,0107 | 0,0837 | 12,78375 |
| Bhs1 | 0,0197 | 0,1458 | 13,51166 |
| Bhs2 | 0,0179 | 0,4098 | 4,367984 |
| Cr | 0,0094 | 0,4443 | 2,115688 |
| Perfil 3 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico | | | |
| A | 0,0287 | 0,318 | 9,025157 |
| AB | 0,0314 | 0,362 | 8,674033 |
| Bi | 0,0277 | 0,4107 | 6,744582 |
| C1 | 0,028 | 0,4421 | 6,333409 |
| C2 | 0,0274 | 0,3976 | 6,891348 |
| C3 | 0,0354 | 0,5059 | 6,99743 |
| C4 | 0,0376 | 0,4613 | 8,150878 |

Zr: Zircônio; Ti: Titânio; Zr/Ti: Relação Zircônio/Titânio.

Gráfico 13 – Relação Zr/Ti dos solos estudados.



Mudanças abruptas na relação Zr/Ti foram identificadas no Perfil 1, principalmente, entre 725cm e 790cm; no perfil 2 nos horizontes Bhs1 e Bhs2, e Bhs2 e Cr (Tabela 05 e Gráfico 13). No entanto, no Perfil 3 não foram observadas mudanças abruptas entre os horizontes. A presença de mudanças abruptas pode indicar que há contribuição de material externo nos Perfis 1 e 2. Por outro lado, os horizontes mais profundos possuem menor valor de Zr/Ti. Variações abruptas na relação Zr/Ti refletem discordância entre material coluvial e aluvial, encontrado na base (Tabela 05 e Gráfico 13).

No Perfil 3, os valores de Zr/Ti (Tabela 05 e Gráfico 13) são menos elevados que os horizontes superficiais dos Perfis 1 e 2, mas um pouco mais elevado do que o horizonte Cr do Perfil 2. Isso pode indicar que nesse perfil a duricrosta encontra-se exposta e já sofreu um relativo grau de intemperismo.

Uma tendência de aumento do valor da relação Zr/Ti da base para o topo do solo é observada nos Perfis 1 e 2, indicando a contribuição de materiais alóctones para a formação do solo (Tabela 05 e Gráfico 13). No entanto, essa tendência não é observada no Perfil 3, o que pode indicar que seu material de origem está *in situ*.

Em relação ao desvio, os horizontes do Perfil 1, com maiores desvios, cujos valores estão acima de 100%, conforme critério estabelecido por Maynard (1992), estão entre as amostras AC e 790cm (542,3%), assim como entre as profundidades 725cm e 790 cm (242,9%). Entre os horizontes C1 e C2, AC e C1, 562cm e 725cm do Perfil 1 também foram observados valores elevados de desvio, embora tenham sido menores que 100%, sendo, respectivamente, 53,3%, 57,6% e 70,7%. No Perfil 2, os

maiores desvios foram entre os horizontes A1 e Cr (636%), Bhs1 e Bhs2 (209,3%) e Bhs2 e Cr (106,5%). No Perfil 3, o maior valor de desvio foi entre os horizontes A e C1, sendo de 42,5%. Entre os Perfis também foram observados valores de desvio consideráveis, principalmente entre os horizontes AC do Perfil 1 e Cr do Perfil 2, com desvio de 1202,4%; Cr do Perfil 2 e C4 do Perfil 3 com 285,3%; e Cr do Perfil 2 e C1 do Perfil 3, sendo de 199%.

5.1.3 Análises Mineralógicas

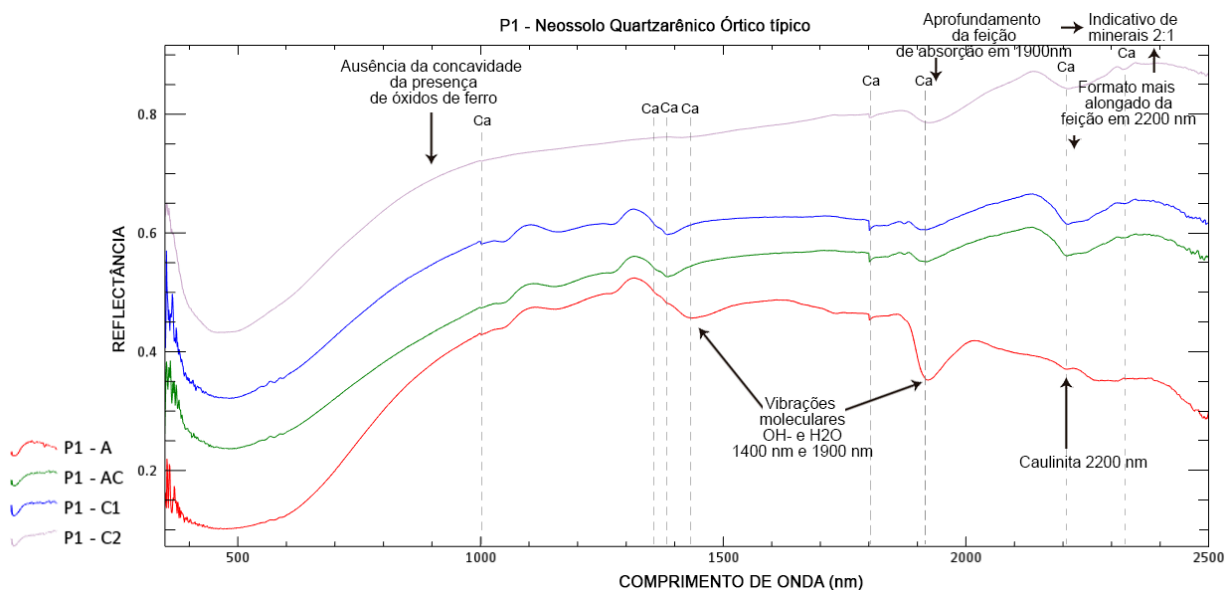
5.1.3.1 Espectrorradiometria

As curvas espectrorradiométricas do Neossolo Quartzarênico Órtico típico do compartimento de montante (Gráfico 14) apresentam morfologia semelhante em relação às feições de absorção e reflectância, variando principalmente em profundidade devido ao teor de matéria orgânica (MO) nos horizontes analisados. Observa-se que o horizonte A apresenta menor reflectância, enquanto o horizonte C2 possui maior reflectância, o que está alinhado com a teoria de que a presença de matéria orgânica reduz a reflectância em todo o espectro do visível ao infravermelho (JENSEN, 2009).

No compartimento de montante, as curvas espectrais dos Neossolos Quartzarênicos Órticos típicos (Perfil 1) resultam em elevada intensidade de reflectância, principalmente devido à sua composição quartzosa, conferindo um albedo elevado a esses solos (SOUSA JUNIOR *et al.*, 2008). Jensen (2009) destaca que o aumento da reflectância está relacionado ao incremento da concentração de areia.

Analisando os espectrogramas do Perfil 1, observam-se as feições de absorção em 1400nm, 1900nm e 2200nm, com uma sutil banda presente em 1000nm, sugerindo a presença de caulinita, conforme o Gráfico 14. As feições de absorção indicativas da presença de argilominerais do tipo 2:1 são observadas de forma muito discreta nos horizontes AC e C1. Nos demais horizontes elas não foram identificadas. Em todos os horizontes também não foram identificadas feições de absorção indicativas de óxidos de ferro.

Gráfico 14 – Curvas espectrorradiométricas do Neossolo Quartzarênico Órtico típico (Perfil 1).



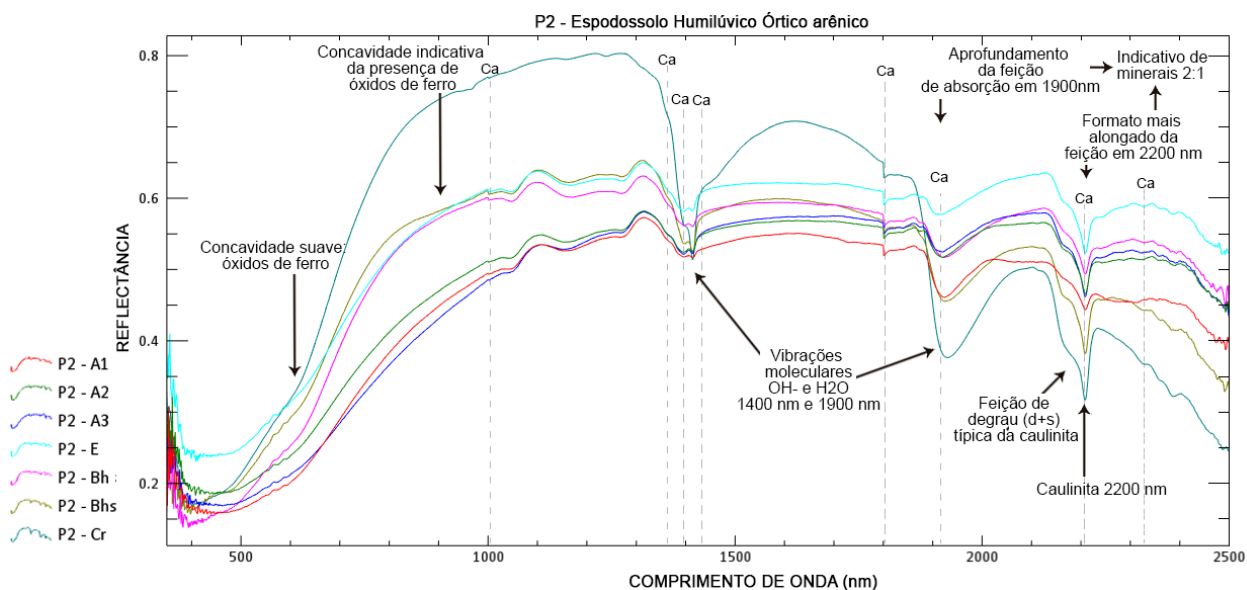
Ca: Caulinita.

No compartimento intermediário, o Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (Perfil 2) apresenta uma maior diversidade mineralógica em comparação ao Perfil 1, evidenciada pelas diversas feições de absorção, conforme demonstrado no Gráfico 15. Nota-se que o horizonte E apresenta curva mais alta em quase todo espectro visível e infravermelho, exceto na faixa entre 580 nm e 1870 nm, onde o horizonte Cr se destaca em altura da curva.

O rebaixamento da curva do horizonte Cr do Perfil 2 a partir de 1900 nm (Gráfico 15) pode ser atribuído à mineralogia da argila, pois o mesmo é constituído por material mais fino/argiloso, conforme constatado em análise física, o que propicia maior retenção de água e, conseqüentemente, curvas mais baixas (menor reflectância) (JENSEN, 2009). Isso também pode ter sido influenciado pelo teor de matéria orgânica, que pode ser mais elevado se comparado com os demais horizontes.

Os horizontes Bh e Bhs do Perfil 2 apresentam feições de absorção marcantes em torno de 580nm e 900nm, indicando a presença de óxidos de ferro, principalmente, a goethita (Gráfico 15). Feições de absorção em 1700nm, 650nm, 480nm e 435nm (Gráfico 15) indicam a presença mais marcante da goethita em detrimento da hematita, possivelmente devido à formação de um ambiente redutor sobre o horizonte Cr, que favoreceu a hidratação do ferro.

Gráfico 15 – Curvas espectrorradiométricas do Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (Perfil 2).



Ca: Caulinita.

As feições de absorção em 1394nm e 1413nm, 1923nm, 2160nm e 2200nm (Gráfico 15) indicam a presença da caulinita em todos os horizontes. No entanto, essas feições são mais acentuadas no Perfil 2, sugerindo uma maior presença desse argilomineral em comparação com o Perfil 1. Entre os horizontes do Perfil 2, o que possui as feições indicativas da presença de argilominerais mais expressivas é o Cr, o que pode indicar maior concentração desses minerais.

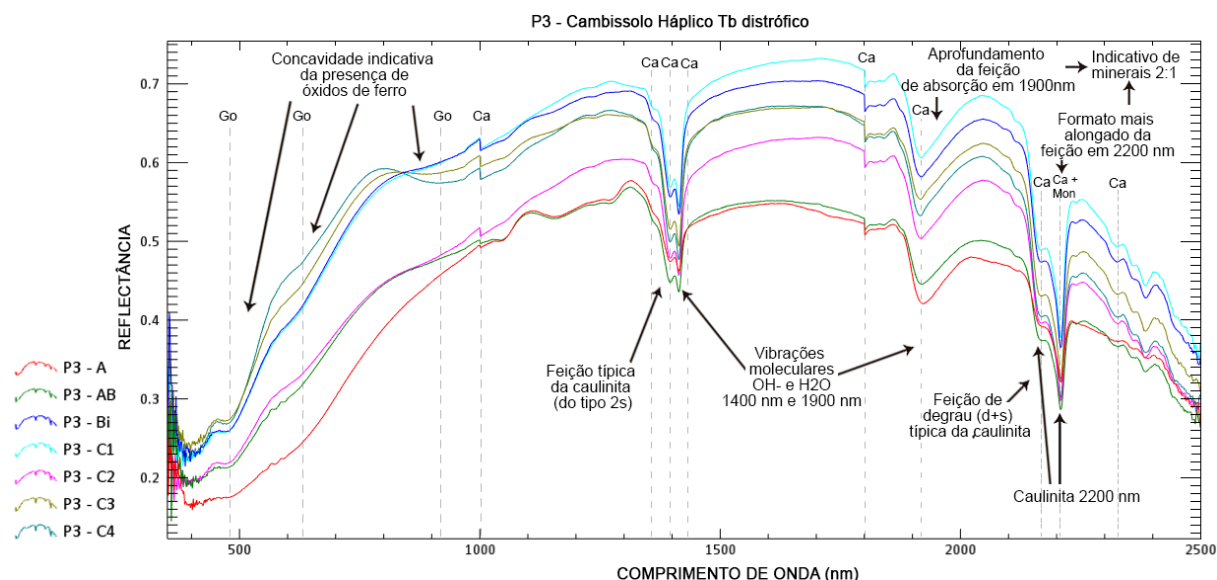
As curvas do Perfil 2 (Espodossolo Humilúvico Órtico arênico) possuem alturas variáveis, influenciadas pela presença de matéria orgânica e textura. Assim, os horizontes A1 e Bh apresentam maior teor de matéria orgânica e curvas mais baixas, enquanto o horizonte E apresenta curvas mais altas.

No compartimento de jusante, os horizontes do Perfil 3, Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico (Gráfico 16), apresentam curvas espectrorradiométricas semelhantes entre si, com feições representativas da presença de argilominerais do tipo 1:1 (grupo das caulinitas) e feições indicativas da presença de argilominerais 2:1 (montmorilonita), além da presença de óxidos de ferro.

No Gráfico 16 é possível observar que os picos de absorção em 1358nm, 1395nm, 1413nm, 1900nm, 2200nm, 2327nm e 2384nm indicam a presença de caulinita no Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico (Perfil 3). As feições de absorção

presentes em 650nm e 900nm indicam a presença de óxidos de ferro, enquanto a feição de absorção em 480nm sugere a predominância da goethita.

Gráfico 16 – Curvas espectrorradiométricas do Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico (Perfil 3).



Ca: Caulinita; **Go:** Goethita; **Mon:** Montmorilonita.

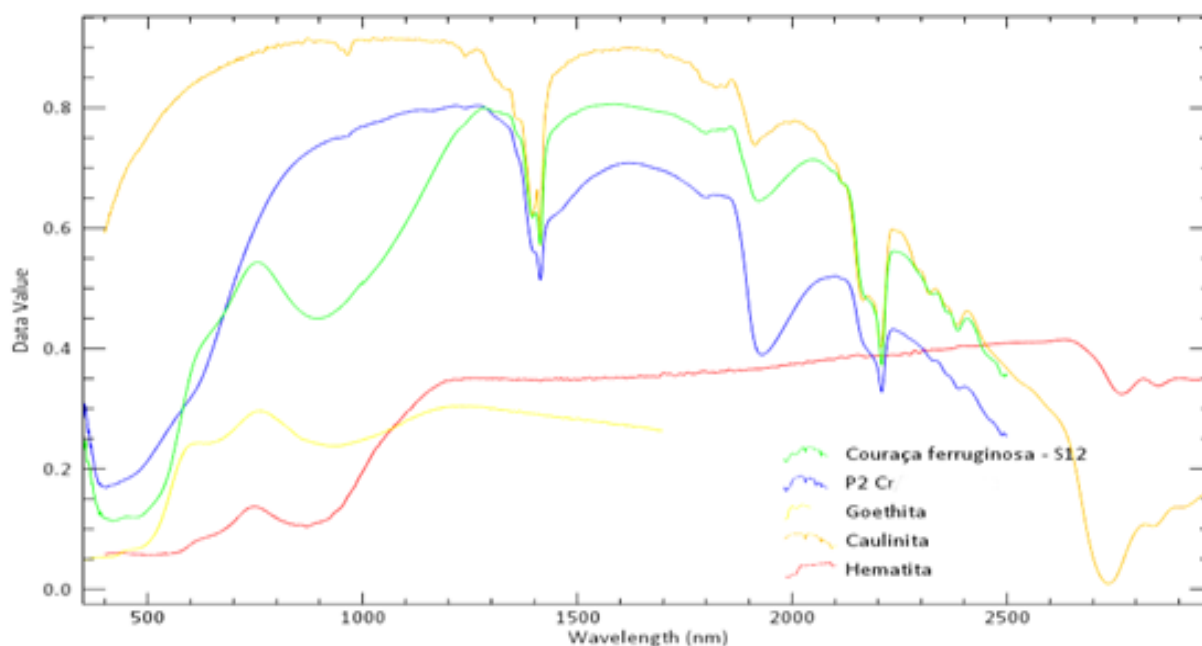
Corroborando com as pesquisas de Madeira Netto (2001), Genú e Demattê (2012), observa-se que os óxidos de ferro possuem bandas de absorção espectrorradiométrica 900nm, além das bandas em 530nm para a hematita e 480nm para a Goethita (Gráfico 16).

Vale ressaltar que a couraça ferruginosa, que faz parte do Grupo Barreiras e está presente sob a maioria dos solos dos Tabuleiros Costeiros, é composta principalmente de caulinita, goethita e hematita, por vezes com grandes proporções de quartzo (TARDY, 1993; MACHADO, 2018). Analisando a curva espectrorradiométrica de uma amostra de couraça ferruginosa do Barreiras, é possível observar a presença de caulinita e óxidos de ferro, conforme demonstrado no Gráfico 17, com padrões bem parecidos, principalmente com o perfil 3.

Esses dados estão em consonância com estudos anteriores que destacam a estreita relação entre os solos dos Tabuleiros Costeiros e os sedimentos do Grupo Barreiras, que são tipicamente cauliniticos e meteorizados (JACOMINE, 1996; RIBEIRO, 2001a, 2001b; SOUZA; SOUZA; CALDAS, 2001; VILAS BOAS; SAMPAIO; PEREIRA, 2001). A presença da caulinita em todos os horizontes dos perfis 1, 2 e 3

foi comprovada pelo software TSG (The Spectral Geologist). Este também identificou a presença de goethita no horizonte C4 do Perfil 3 (Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico).

Gráfico 17 – Curvas espectrais do horizonte Cr do Perfil 2, couraça ferruginosa do Grupo Barreiras, caulinita, goethita e hematita.



5.1.3.2 Difração de Raio-X – DRX e Espectroscopia na Região do Infravermelho por Transformada de Fourier

No compartimento de montante, representado pelo Perfil 1, classificado como Neossolo Quartzarênico Órtico típico, a caracterização mineralógica por Difractometria de Raios X (DRX) revelou a presença dos seguintes minerais: na fração argila: montmorilonita - Mo, muscovita - Mu, caulinita - Ct, ortoclásio - Or, anatásio - An, ilita - iL e biotita – Bi (Gráficos 18). A caulinita foi o mineral predominante em todos os horizontes, principalmente nos horizontes A, AC e C1, com picos que apresentam maiores intensidades, seguida do ortoclásio, ilita, muscovita/biotita. A montmorilonita também foi observada, porém apenas nos horizontes mais superficiais (A, AC e C1).

A muscovita mostra-se presente em todos os horizontes do perfil 1 (Gráfico 18). O ortoclásio apresenta maior representatividade nos horizontes C1 e C2. O anatásio foi identificado em todos horizontes. A biotita também está presente em

múltiplos picos, sendo mais expressiva no horizonte Cr do P2. A ilita, por sua vez, se apresentou em dois picos de difração, com o primeiro pico de maior intensidade nos horizontes A e C1, enquanto o segundo pico de menor intensidade está presente em todos os horizontes.

Assim como no perfil 1, a caulinita predomina na fração argila de todos os horizontes do perfil 2 (Espodossolo). Além da caulinita, também foram identificados os mesmos minerais que compõem o perfil 1, além do anatásio e exceção do ortoclásio, conforme pode ser observado no (gráfico 19).

A montmorilonita, assim como no perfil 1, foi identificada nos horizontes mais próximos da superfície do Espodossolo (Perfil 2), apresentando picos de maiores intensidades principalmente nos horizontes A e E. Tal mineral não foi observado nos horizontes mais profundos, Bhs1, Bhs2 e Cr. Diferentemente do perfil 1, observou-se a presença da gibbsita no perfil 2, no entanto, contrariamente ao comportamento da montmorilonita, os picos de maior intensidade desse mineral foram detectados em maior profundidade, no horizonte Cr (Gráficos 19).

Ainda de acordo com os dados apresentados no gráfico 20, a mesma composição mineralógica, identificada no perfil 2, também foi detectada no perfil 3 (compartimento de jusante), no entanto, a montmorilonita praticamente inexistente ou apresenta picos com menores intensidades. A gibbsita foi outro mineral identificado, porém com picos de baixa intensidade, mesmo nos horizontes mais profundos, diferindo o seu comportamento daquele observado no perfil 2 (Gráfico 19).

Os gráficos 21, 22 e 23 apresentam os dados de FTIR, que evidenciam a presença da caulinita e da ilita em todos os solos analisados, além de demonstrar a presença da montmorilonita no Neossolo Quartzarênico (Gráfico 21), o considerável aumento da gibbsita no horizonte Cr do Espodossolo (Perfil 2) (Gráfico 22).

Variações mineralógicas são observadas a partir dos dados de Difractometria de Raios-X e de Espectroscopia na Região do Infravermelho por Transformada de Fourier, tanto entre os compartimentos de montante para jusante (Gráficos 18, 19, 20, 21, 22 e 23) quanto entre diferentes horizontes no mesmo perfil, especialmente no Espodossolo do compartimento intermediário (Gráficos 19 e 22).

Gráfico 18 – Dados de Difratometria de Raios-X do Perfil 1.

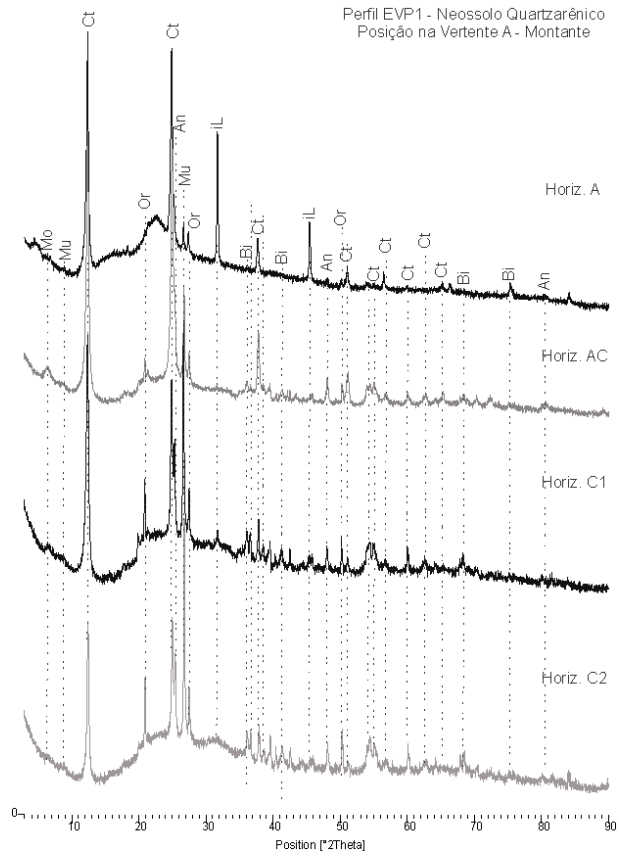


Gráfico 19 – Dados de Difratometria de Raios-X do Perfil 2.

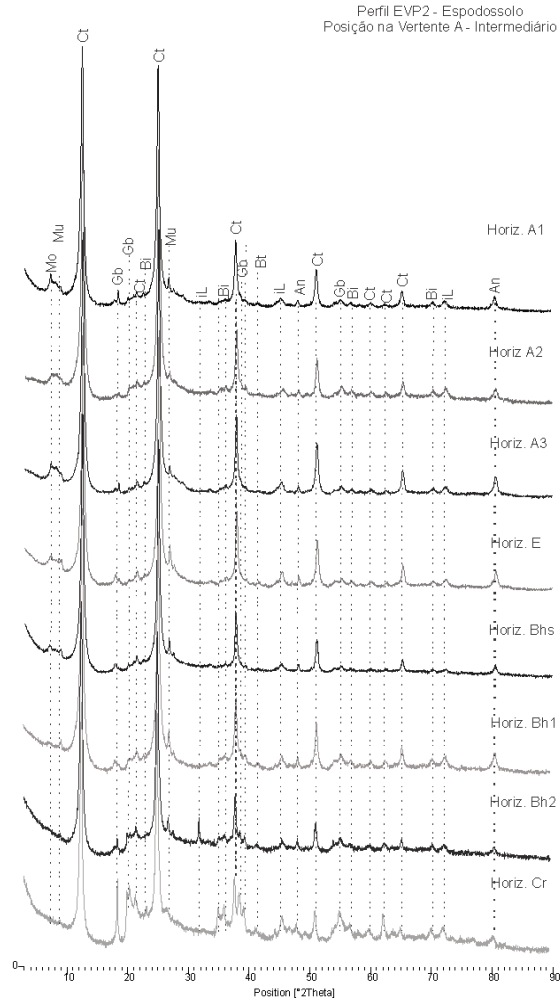
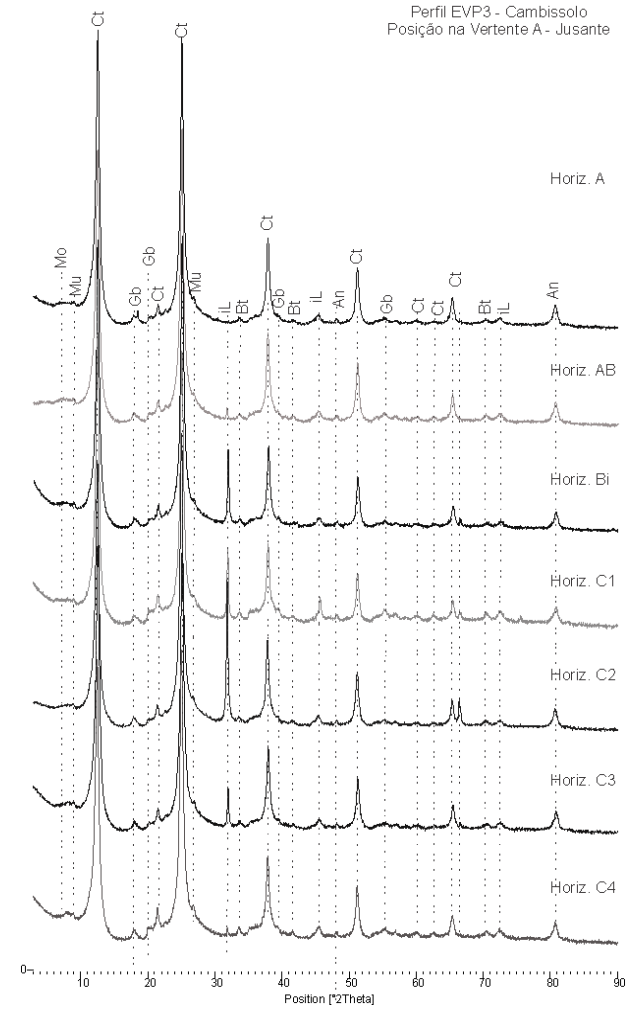
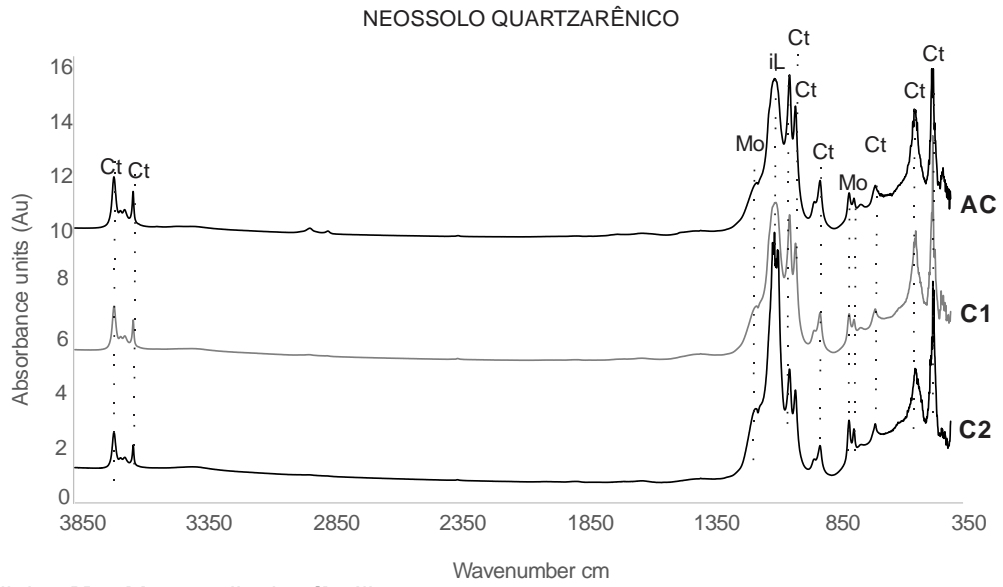


Gráfico 20 – Dados de Difratometria de Raios-X do Perfil 3.



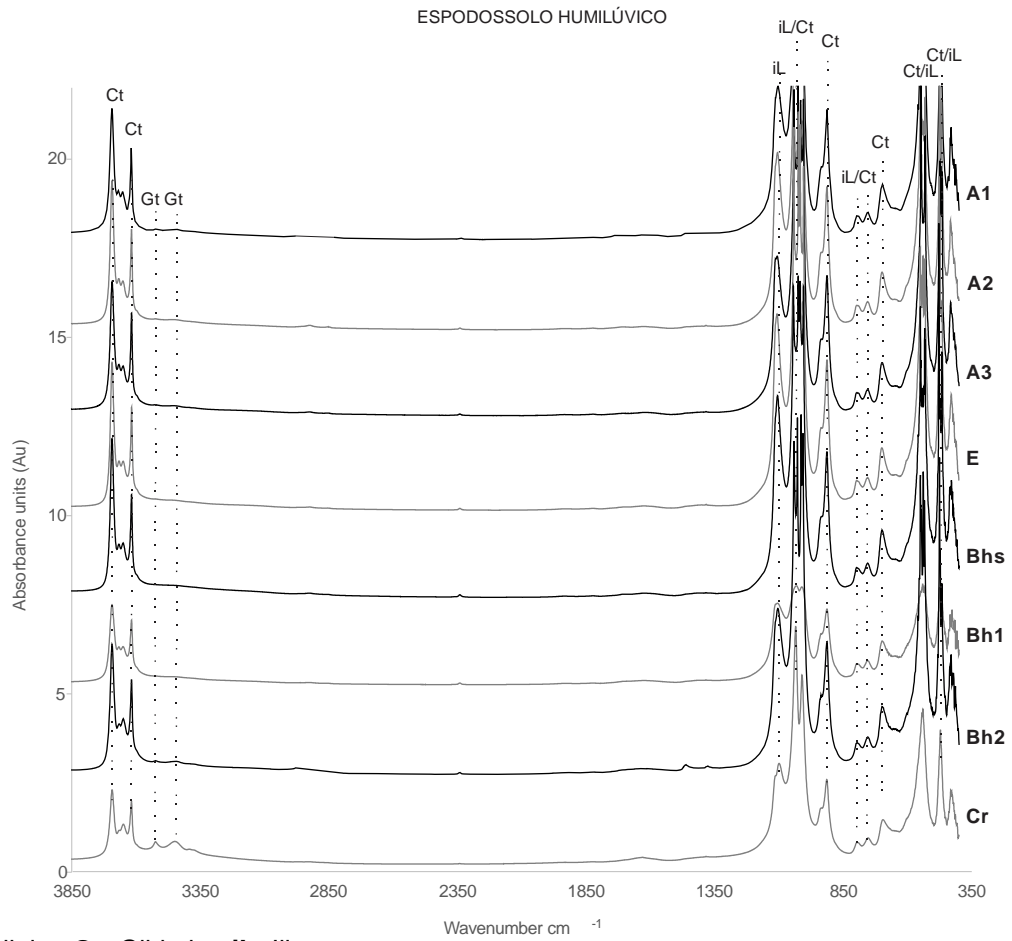
Ct: Caulinita; **Mo:** Montmorilonita; **Mu:** Muscovita; **An:** Anatósio; **iL:** Ilita; **Bi:** Biotita; **Or:** Ortoclásio; **Gb:** Gibbsita.

Gráfico 21 – Dados de FTIR do Perfil 1.



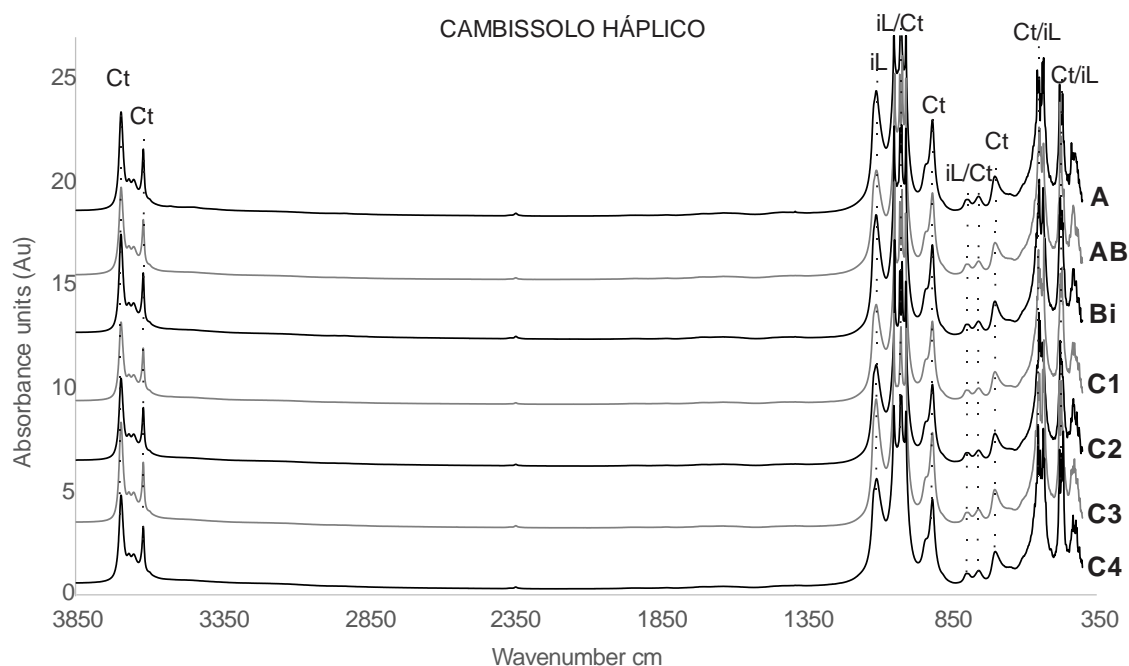
Ct: Caulinita; **Mo:** Montmorilonita; **iL:** Ilita.

Gráfico 22 – Dados de FTIR do Perfil 2.



Ct: Caulinita; **Gt:** Gibbsita; **iL:** Ilita.

Gráfico 23 – Dados de FTIR do Perfil 3.



Ct: Caulinita; **iL:** Illita.

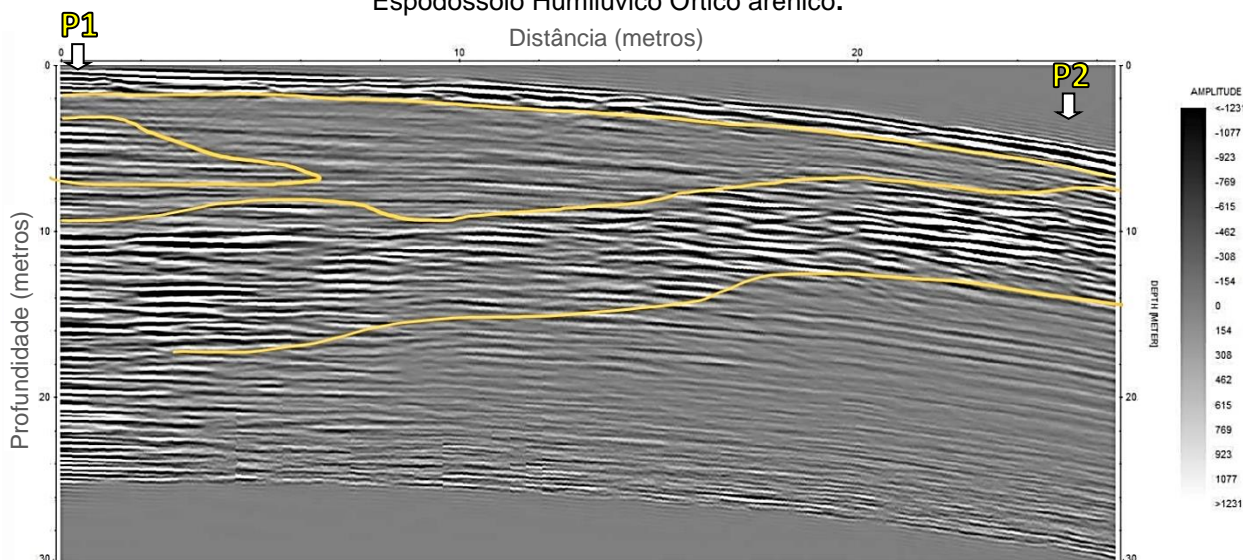
5.1.4 Investigação geofísica da topossequência por Radar de Penetração no solo – GPR

O uso do Radar de Penetração no Solo (GPR) proporcionou a obtenção de imagens dos pulsos eletromagnéticos que refletem o comportamento, as características e as transições entre os diferentes materiais ao longo da topossequência, destacando-se, especialmente, os domínios dos solos com horizontes/camadas endurecidos(as) nos compartimentos de montante e intermediário, presença de água e fraturas.

O radargrama 1 (Figura 28), que abrange os Perfis 1 (Neossolo Quartzarênico Órtico típico) e 2 (Espodossolo Humilúvico Órtico arênico) revela um conjunto de refletores fortes em cerca de 5 metros de profundidade próximo ao Perfil 1, que se dissipa rapidamente em uma curta distância (aproximadamente 2 metros), indicando uma possível variação no material. Identifica-se um refletor contínuo e mais intenso entre 8 e 15 metros de profundidade, que se estende até o Perfil 2, onde se torna mais superficial, alcançando cerca de 2 metros de profundidade. Esse padrão sugere a presença de um material de alta condutividade, possivelmente associado aos

horizontes espódicos e ao horizonte ou camada endurecido(a) presente em sua base. Há uma zona de menor intensidade relacionada aos horizontes arenosos C e E, além de uma zona de reflexão presente próximo à superfície contínua que se estende do Perfil 1 ao Perfil 2.

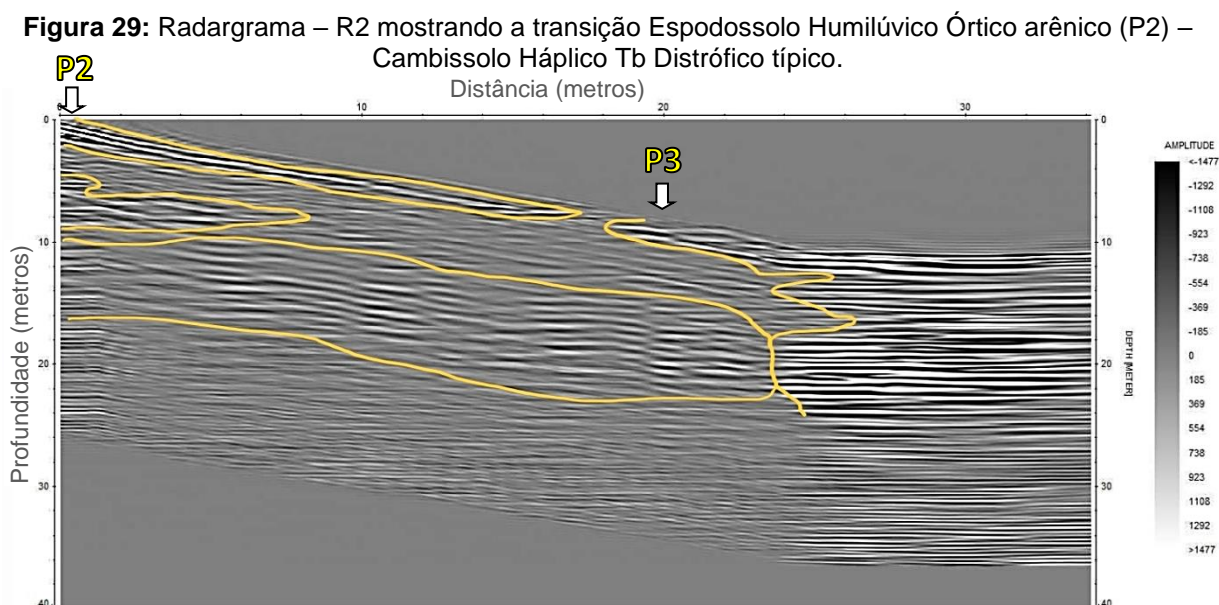
Figura 28 – Radargrama – R1 mostrando a transição Neossolo Quartzarênico Órtico típico (P1) – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico.



De acordo com o radargrama representado na Figura 29, entre o Perfil 2 (Compartimento intermediário – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico) e o Perfil 3 (Compartimento de jusante – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico), os refletores identificados no radargrama 1 diminuem em intensidade, aproximadamente 6 metros após o Perfil 2, enquanto outro refletor surge abaixo do referido horizonte/camada endurecido(a) estendendo-se até o Perfil 3, onde é observado a uma profundidade de cerca de 4 metros. Em torno de 1,5 metro de profundidade no Perfil 3, destaca-se a presença de outro refletor, possivelmente indicando a existência de um horizonte mais coeso. Em profundidades maiores, os refletores sugerem a presença do lençol freático.

No perfil 3, indícios da ocorrência de lençol freático obtidos por tradagens e os dados geofísicos, apontam que o lençol freático ocorra a partir de cerca de 6 metros de profundidade, variando conforme a topografia e a formação geológica do local. Cerca de 2 metros após o Perfil 3, onde o vale se inicia, os refletores indicam a

presença de água, manifestada por uma reflexão contínua e ligeiramente intensa (Figura 29).



5.2 LINEAMENTOS ESTRUTURAIS

No quadrante estudado, a partir da análise do modelo digital do terreno (hillshade), foram identificados 76 prováveis lineamentos estruturais. Desses, 3 estão inseridos nos limites da sub-bacia hidrográfica onde a vertente estudada está localizada, conforme a Figura 30.

A partir do tratamento estatístico com stereonets (Figura 31), foi possível identificar que as tensões recentes convergem em torno de um vetor compressivo horizontal de direção principal SW-NE. Esse esforço tectônico é, provavelmente, responsável pela anomalia da rede drenagem do Rio Pojuca, próximo à sua foz, conforme figura (32). Assim, esse mesmo sistema de falhas pode também ter sido responsável pela evolução e gênese das vertentes e dos solos do vale estudado.

Secundariamente, há esforços na direção NW-SE, seguidos por variações locais de esforços nas direções E-W e N-S. De acordo com Lima e Barbosa (2003), para o Grupo Barreiras, a presença de um sistema de juntas conjugadas evidencia que, posterior à deposição daquele complexo sedimentar, houve a atuação de esforços tectônicos, cujo direcionamento do esforço principal máximo é NW-SE.

Dessa forma, os resultados obtidos corroboram com os estudos de Lima e Barbosa (2003).

Figura 30 – Mapa de prováveis lineamentos estruturais da área objeto de estudo - Sub-bacia do Rio Pojuca - APA Litoral Norte do Estado da Bahia.

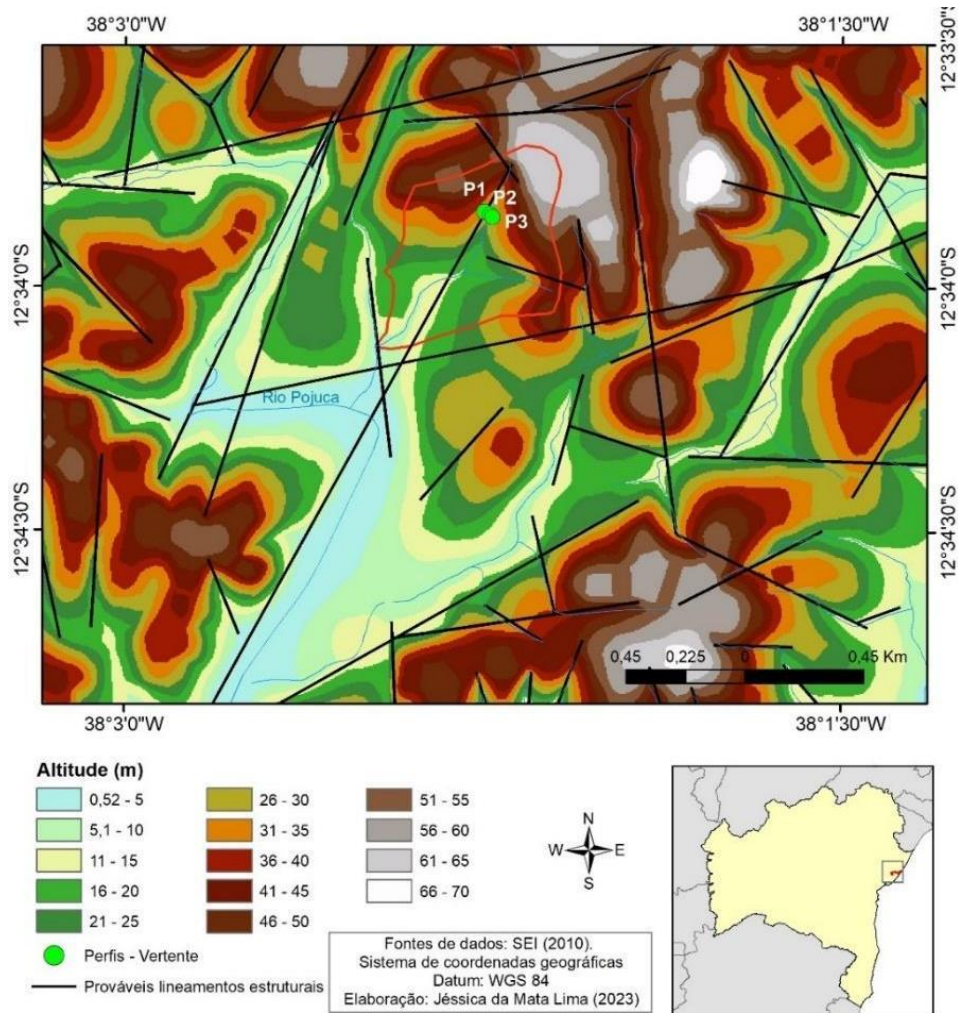


Figura 31 – Diagrama de rosetas demonstrando os direcionamentos dos lineamentos estruturais.

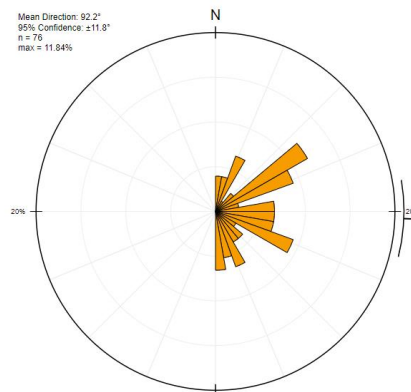
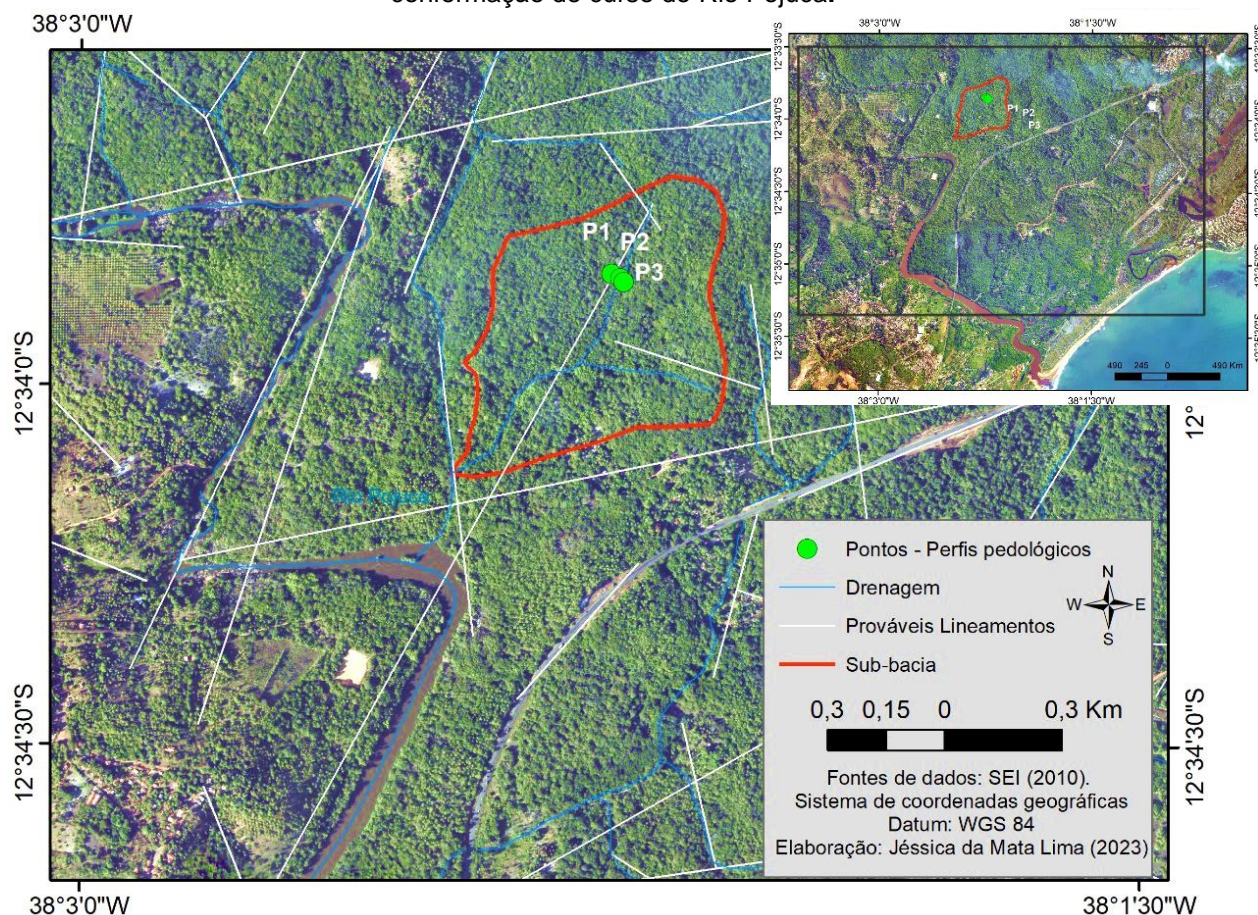


Figura 32: Mapa de prováveis lineamentos estruturais demonstrando a influência da tectônica na conformação do curso do Rio Pojuca.



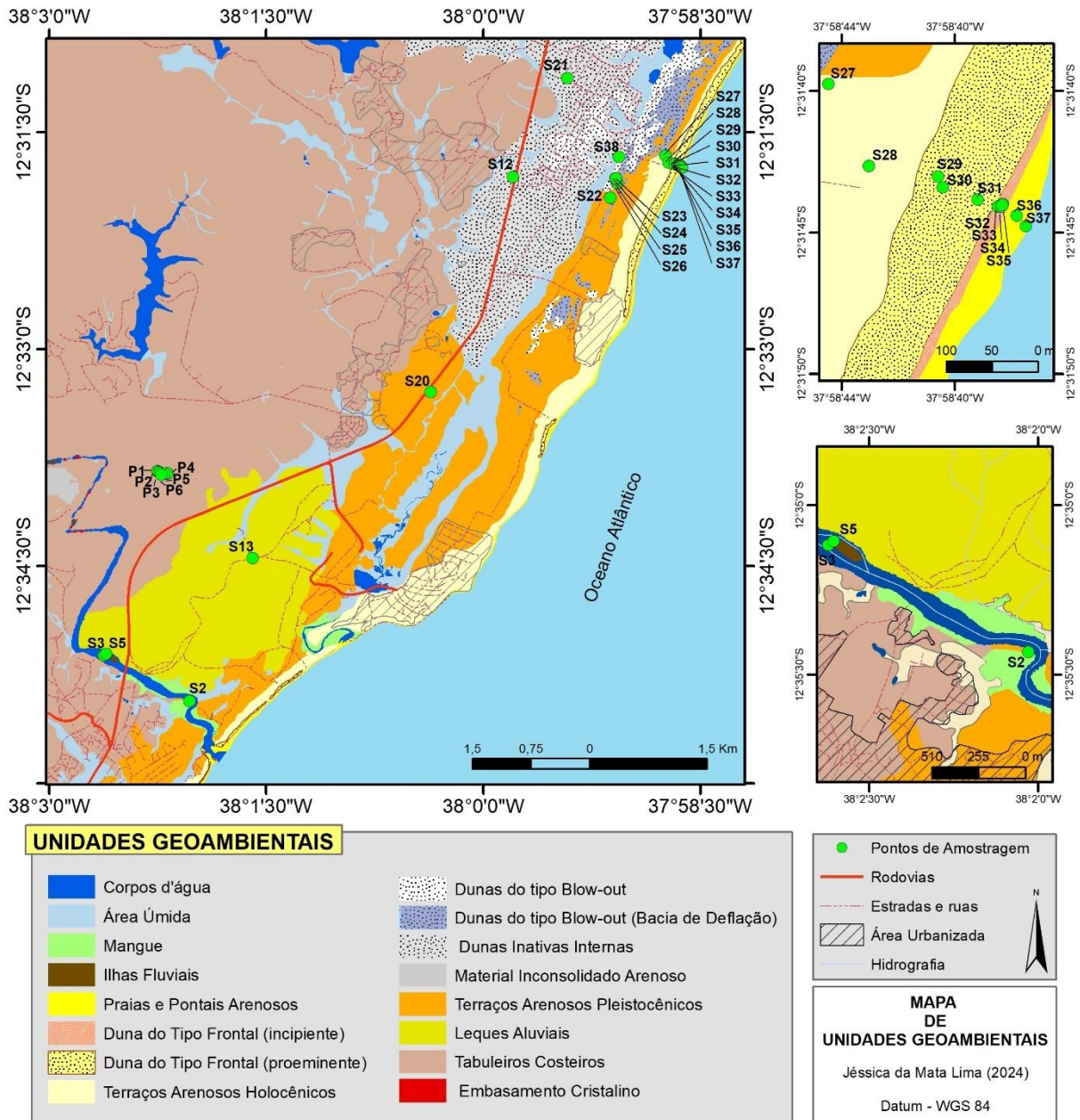
5.3 SEDIMENTOLOGIA DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS ARENOSAS EM DIFERENTES UNIDADES GEOAMBIENTAIS

Para investigar a origem dos sedimentos arenosos presentes nos solos estudados na topossequência, foram analisados os aspectos morfométricos e morfoscópicos desses solos, bem como de outras formações superficiais arenosas na zona costeira do litoral norte da Bahia. Foram examinadas 44 amostras de diferentes unidades geoambientais, conforme ilustrado na figura 33.

As unidades geoambientais estudadas (Figura 33) foram agrupadas em Depósitos Fluviais, Depósitos Eólicos, Depósitos Marinhos e Couraças Ferruginosas pertencentes ao Grupo Barreiras, além dos solos de duas vertentes. Uma dessas vertentes, objeto do presente estudo, está ligada à outra por um vale assimétrico, caracterizado por uma anomalia de drenagem típica de locais com interferência tectônica, conforme disposto na Figura 35.

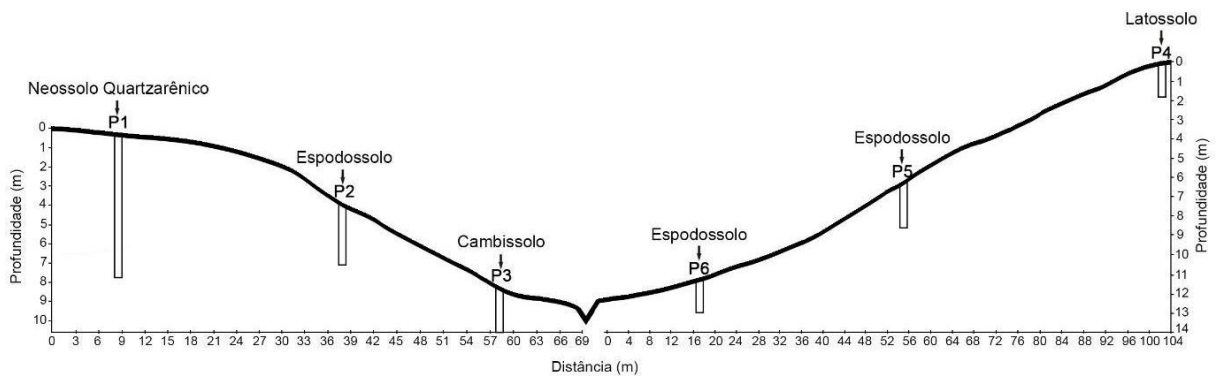
Os Depósitos Fluviais englobam o leito e ilha fluviais, leque aluvial, barra de pontal e zona úmida. Os Depósitos Eólicos compreendem dunas inativas internas, dunas do tipo *blow-out*, bacia de deflação da duna *blow-out* e dunas do tipo frontal. Já os Depósitos Marinhos abrangem o terraço marinho pleistocênico interno, terraço marinho pleistocênico externo, terraço marinho holocênico e a faixa de praia.

Figura 33 – Mapa de unidades geoambientais estudadas - Litoral Norte da Bahia.



Os solos analisados, localizados em duas vertentes da Reserva da Sapiroanga, na unidade geoambiental dos Tabuleiros Costeiros (Grupo Barreiras), correspondem a dois diferentes sistemas de transformação pedológica: a) Neossolos Quartzarênicos – Espodosolos – Cambissolos, objeto deste estudo; e b) Latossolo Vermelho-Amarelo – Espodosolos (Figura 34).

Figura 34 – Perfil topográfico das vertentes A e B, com sequência Neossolos Quartzarênicos-Espodosolos e Latossolos Vermelho-Amarelos – Espodosolos. Os perfis indicados foram amostrados para o estudo sedimentológico.



Os dados granulométricos, apresentados na Tabela 06, mostram os percentuais de areia muito fina (0,063 a 0,125mm), areia fina (0,125 a 0,250mm), areia média (0,250 a 0,50mm), areia grossa (0,50 a 1,19mm) e areia muito grossa (1,19 a 2,00mm) por unidade geoambiental analisada. De modo geral, os valores granulométricos mais frequentes (média) dos ambientes estudados, conforme a Tabela 06, variam entre areia muito fina (0,063 a 0,125mm) e areia média (0,250 a 0,50mm). Os gráficos 24 e 25 sistematizam os dados granulométricos das unidades Geoambientais e dos solos para facilitar as análises comparativas.

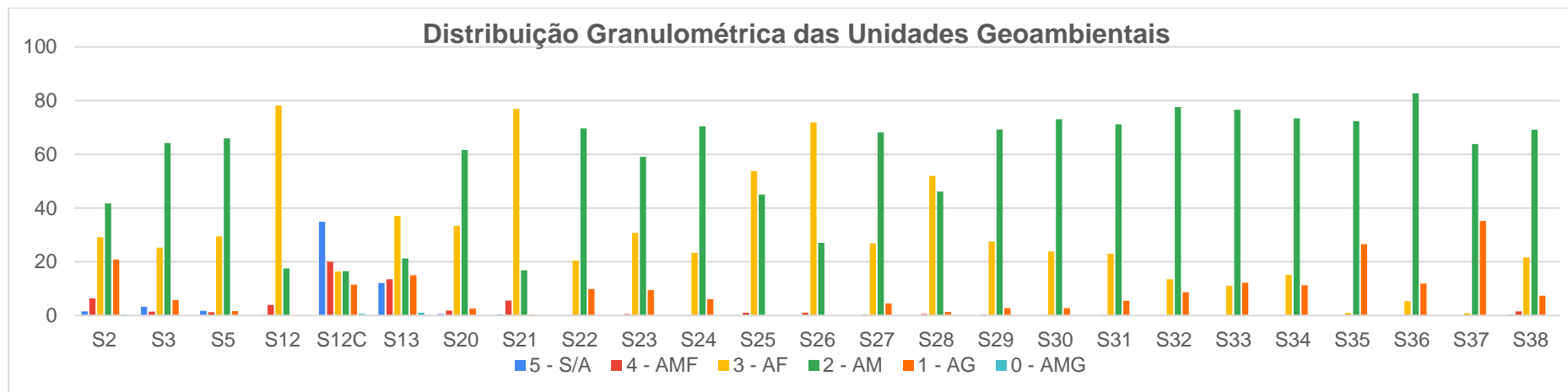
Tabela 06 – Dados granulométricos das formações superficiais arenosas estudadas.

| ID | DESCRIÇÃO | Cor | Cor | Silte e Argila <0,063mm (%) | Areia muito fina 0,063 - 0,125mm (%) | Areia fina 0,125 - 0,250mm (%) | Areia média 0,250 - 0,50mm (%) | Areia grossa 0,50 - 1,19mm (%) | Areia muito grossa 1,19 - 2,00mm (%) | Média | | Mediana | Seleção | | Assimetria | | Curtose | |
|------|-------------------------------------|-----------|-------------|--------------------------------|---|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|---|-------|------------------|---------|---------|------------------------|------------|------------------|---------|--------------|
| | | Úmida | S/ MO | | | | | | | Φ | Classe | Φ | Classe | Classe | Classe | | | |
| S2 | Barra de Pontal | 10YR 4/3 | 5YR 8/4 | 3,55 | 8,31 | 39,66 | 38,75 | 9,63 | 0,10 | 2,0 | Areia fina | 2,0 | 0,9 | Mod. selecionado | 0,0 | Aprox. simétrica | 1,1 | Mesocúrtica |
| S3 | Leito do Rio | 10YR 5/4 | 5YR 6/6 | 3,30 | 1,45 | 25,29 | 64,20 | 5,77 | 0,00 | 1,8 | Areia média | 1,7 | 0,7 | Mod. selecionado | 0,2 | Positiva | 1,0 | Mesocúrtica |
| S5 | Ilha Fluvial | 10YR 4/3 | 7,5YR 8/3 | 1,79 | 1,21 | 29,45 | 65,89 | 1,66 | 0,00 | 1,8 | Areia média | 1,7 | 0,6 | Mod. selecionado | 0,3 | Positiva | 0,9 | Platicúrtica |
| S12 | Duna Inativa Interna | 10YR 6/3 | 7,5YR 8/3 | 0,28 | 3,96 | 78,20 | 17,54 | 0,02 | 0,00 | 2,4 | Areia fina | 2,4 | 0,5 | Bem selecionado | -0,2 | Negativa | 1,1 | Mesocúrtica |
| S12C | GB - Couraça Ferruginosa | 2,5YR 4/6 | 5YR 7/3 | 34,88 | 20,02 | 16,45 | 16,48 | 11,49 | 0,67 | 3,0 | Areia muito fina | 3,2 | 1,5 | Pobremente selecionado | -0,2 | Negativa | 0,7 | Platicúrtica |
| S13 | Leque Aluvial | 7,5YR 4/6 | 5YR 8/2 | 12,11 | 13,52 | 37,11 | 21,25 | 14,97 | 1,04 | 2,4 | Areia fina | 2,3 | 1,3 | Pobremente selecionado | 0,0 | Aprox. simétrica | 1,1 | Mesocúrtica |
| S20 | Terraço Pleistocênico Interno | 10YR 3/1 | 7,5YR 9/1 | 0,56 | 1,85 | 33,39 | 61,59 | 2,61 | 0,00 | 1,9 | Areia média | 1,8 | 0,6 | Mod. selecionado | 0,2 | Positiva | 0,8 | Platicúrtica |
| S21 | Dunas Inativas Internas | 10YR 3/1 | 2,5Y 8,5/1 | 0,42 | 5,56 | 76,86 | 16,79 | 0,38 | 0,00 | 2,4 | Areia fina | 2,4 | 0,5 | Mod. selecionado | -0,1 | Negativa | 1,2 | Leptocúrtica |
| S22 | Terraço Pleistocênico Externo | 10YR 5/2 | 7,5YR 8,5/1 | 0,02 | 0,04 | 20,42 | 69,65 | 9,85 | 0,02 | 1,6 | Areia média | 1,6 | 0,6 | Mod. selecionado | 0,1 | Aprox. simétrica | 1,3 | Leptocúrtica |
| S23 | Zona de Deflação | 10YR 4/1 | 7,5YR 9/1 | 0,06 | 0,58 | 30,80 | 59,10 | 9,47 | 0,00 | 1,8 | Areia média | 1,7 | 0,7 | Mod. selecionado | 0,1 | Aprox. simétrica | 1,0 | Mesocúrtica |
| S24 | Duna <i>Blow-out</i> - face frontal | 10YR 6/1 | 7,5YR 8,5/1 | 0,00 | 0,18 | 23,32 | 70,47 | 6,03 | 0,00 | 1,7 | Areia média | 1,6 | 0,6 | Mod. selecionado | 0,2 | Positiva | 1,1 | Leptocúrtica |
| S25 | Duna <i>Blow-out</i> - topo | 10YR 6/1 | 7,5YR 8,5/1 | 0,02 | 1,04 | 53,79 | 45,05 | 0,10 | 0,00 | 2,1 | Areia fina | 2,1 | 0,6 | Mod. selecionado | -0,1 | Aprox. simétrica | 0,7 | Platicúrtica |
| S26 | Duna <i>Blow-out</i> - retaguarda | 10YR 7/1 | 10YR 9/1 | 0,00 | 1,05 | 71,82 | 27,11 | 0,02 | 0,00 | 2,2 | Areia fina | 2,3 | 0,6 | Mod. selecionado | -0,3 | Negativa | 1,0 | Mesocúrtica |
| S27 | Terraço Holocênico | 10YR 2/2 | 5YR 8/3 | 0,10 | 0,38 | 26,88 | 68,18 | 4,47 | 0,00 | 1,8 | Areia média | 1,7 | 0,6 | Mod. selecionado | 0,2 | Positiva | 1,0 | Mesocúrtica |
| S28 | Cordão Litorâneo - crista | 10YR 5/2 | 5YR 8/4 | 0,06 | 0,52 | 51,99 | 46,12 | 1,31 | 0,00 | 2,0 | Areia fina | 2,0 | 0,6 | Mod. selecionado | -0,1 | Aprox. simétrica | 0,7 | Platicúrtica |

| ID | DESCRIÇÃO | Cor | | Silte e Argila <0,063mm (%) | Areia muito fina 0,063 - 0,125mm (%) | Areia fina 0,125 - 0,250mm (%) | Areia média 0,250 - 0,50mm (%) | Areia grossa 0,50 - 1,19mm (%) | Areia muito grossa 1,19 - 2,00mm (%) | Média | | Mediana Φ | Seleção | | Assimetria | | Curtose | |
|--------|--|----------|-------------|--------------------------------|---|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|---|-------|----------------|--------------|---------|---------------------------|------------|---------------------|---------|--------------|
| | | Úmida | S/ MO | | | | | | | Φ | Classe | | Φ | Classe | Classe | Classe | Classe | Classe |
| S29 | Duna Frontal - retaguarda | 10YR 4/4 | 2,5YR 6/6 | 0,06 | 0,34 | 27,62 | 69,22 | 2,77 | 0,00 | 1,8 | Areia média | 1,7 | 0,6 | Mod. selecionado | 0,2 | Positiva | 0,9 | Mesocúrtica |
| S30 | Duna Frontal - crista bem alta | 10YR 4/4 | 2,5YR 6/6 | 0,08 | 0,26 | 23,84 | 73,10 | 2,72 | 0,00 | 1,7 | Areia média | 1,6 | 0,6 | Mod. selecionado | 0,3 | Positiva | 1,1 | Mesocúrtica |
| S31 | Duna Frontal - face frontal | 10YR 3/4 | 2,5YR 6/6 | 0,10 | 0,22 | 23,06 | 71,20 | 5,42 | 0,00 | 1,7 | Areia média | 1,6 | 0,6 | Mod. selecionado | 0,2 | Positiva | 1,1 | Mesocúrtica |
| S32 | Duna Frontal incipiente - retaguarda | 10YR 4/3 | 5YR 7/3 | 0,06 | 0,12 | 13,51 | 77,64 | 8,67 | 0,00 | 1,5 | Areia média | 1,5 | 0,5 | Mod. selecionado | 0,0 | Aprox. simétrica | 1,3 | Leptocúrtica |
| S33 | Duna Frontal incipiente - crista | 10YR 5/4 | 5YR 7/3 | 0,02 | 0,10 | 11,13 | 76,57 | 12,18 | 0,00 | 1,5 | Areia média | 1,5 | 0,5 | Mod. selecionado | 0,0 | Aprox. simétrica | 1,4 | Leptocúrtica |
| S34 | Duna frontal incipiente - face frontal | 10YR 5/4 | 5YR 7/3 | 0,02 | 0,11 | 15,15 | 73,38 | 11,33 | 0,00 | 1,5 | Areia média | 1,5 | 0,6 | Mod. selecionado | 0,0 | Aprox. simétrica | 1,3 | Leptocúrtica |
| S35 | Pós Praia - berma 1 | 10YR 5/4 | 5YR 7/3 | 0,00 | 0,02 | 0,96 | 72,41 | 26,61 | 0,00 | 1,2 | Areia média | 1,3 | 0,6 | Mod. selecionado | -0,3 | Negativa | 1,0 | Mesocúrtica |
| S36 | Pós Praia - berma 2 | 10YR 5/4 | 2,5YR 7/2 | 0,00 | 0,06 | 5,38 | 82,70 | 11,86 | 0,00 | 1,5 | Areia média | 1,5 | 0,5 | Bem selecionado | -0,1 | Negativa | 1,1 | Leptocúrtica |
| S37 | Face de Praia | 10YR 5/4 | 2,5YR 7/2 | 0,00 | 0,02 | 0,80 | 63,85 | 35,22 | 0,12 | 1,1 | Areia média | 1,2 | 0,6 | Mod. selecionado | -0,2 | Negativa | 0,8 | Platicúrtica |
| S38 | Zona Úmida | 10YR 2/1 | 10YR 8,5/1 | 0,36 | 1,50 | 21,62 | 69,14 | 7,38 | 0,00 | 1,7 | Areia média | 1,6 | 0,6 | Mod. selecionado | 0,2 | Positiva | 1,2 | Leptocúrtica |
| P1 AC | Neossolo Quartzarênico | 10YR 4/1 | N8,5 | 3,66 | 9,23 | 25,29 | 44,58 | 17,03 | 0,21 | 1,8 | Areia média | 1,7 | 1,0 | Pobremente selecionado | 0,2 | Positiva | 1,1 | Mesocúrtica |
| P1 C2 | Neossolo Quartzarênico | 10YR 6/2 | N8,5 | 2,95 | 7,04 | 24,52 | 45,65 | 19,26 | 0,58 | 1,7 | Areia média | 1,7 | 1,0 | Pobremente selecionado | 0,1 | Positiva | 1,1 | Leptocúrtica |
| P1 562 | Neossolo Quartzarênico * | 10YR 4/2 | 7,5YR 8,5/1 | 3,66 | 9,51 | 28,20 | 43,91 | 13,88 | 0,83 | 1,9 | Areia média | 1,8 | 1,0 | Pobremente selecionado | 0,2 | Positiva | 1,1 | Mesocúrtica |
| P1 725 | Neossolo Quartzarênico * | 10YR 7/1 | 7,5YR 8/1 | 2,40 | 9,14 | 39,64 | 27,12 | 17,32 | 4,39 | 1,8 | Areia média | 2,0 | 1,2 | Pobremente selecionado | -0,2 | Negativa | 1,0 | Mesocúrtica |
| P1 790 | Neossolo Quartzarênico * - Horizonte espódico/enterra do | 10YR 5/2 | 7,5YR 7/2 | 4,54 | 4,05 | 25,42 | 51,88 | 13,04 | 1,07 | 1,8 | Areia média | 1,7 | 1,0 | Mod. selecionado | 0,2 | Positiva | 1,3 | Leptocúrtica |

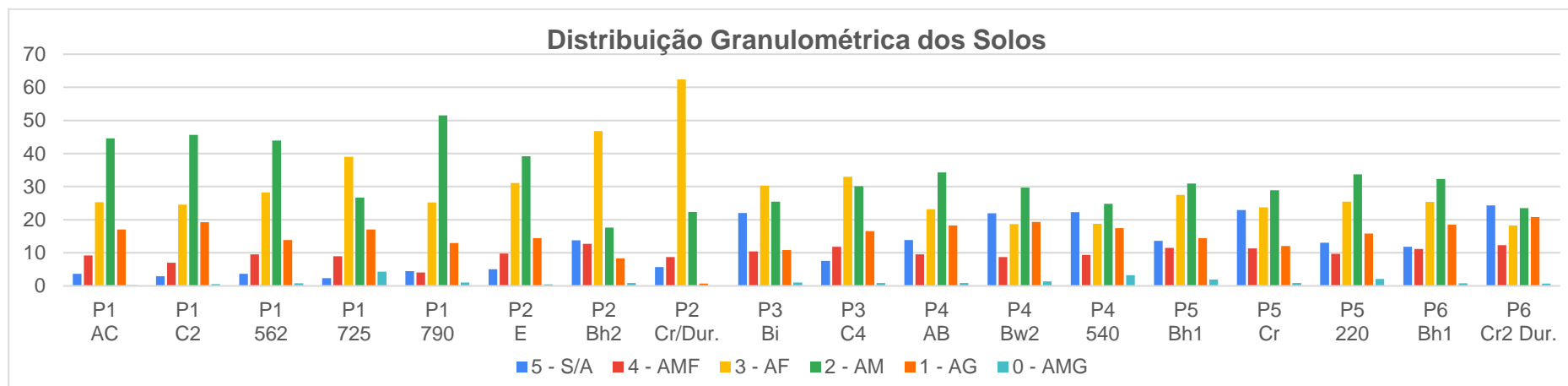
| ID | DESCRIÇÃO | Cor | | Silte e Argila <0,063mm (%) | Areia muito fina 0,063 - 0,125mm (%) | Areia fina 0,125 - 0,250mm (%) | Areia média 0,250 - 0,50mm (%) | Areia grossa 0,50 - 1,19mm (%) | Areia muito grossa 1,19 - 2,00mm (%) | Média | | Mediana Φ | Seleção | | Assimetria | | Curtose | |
|------------|-------------|-------------|-------------|--------------------------------|---|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|---|-------|-------------|--------------|---------|--------------------------|------------|------------------|---------|--------------------|
| | | Úmida | S/ MO | | | | | | | Φ | Classe | | Φ | Classe | Classe | Classe | Classe | Classe |
| P2 E | Espodossolo | 10YR 5/2 | 7,5YR 8/2 | 5,07 | 9,76 | 31,10 | 39,18 | 14,42 | 0,47 | 2,0 | Areia média | 1,9 | 1,0 | Pobrememente selecionado | 0,1 | Positiva | 1,1 | Mesocúrtica |
| P2 Bhs2 | Espodossolo | 7,5YR 2,5/2 | 8YR 8/3 | 13,76 | 12,70 | 46,75 | 17,62 | 8,33 | 0,84 | 2,6 | Areia fina | 2,5 | 1,2 | Pobrememente selecionado | 0,1 | Aprox. simétrica | 1,4 | Leptocúrtica |
| P2 Cr/Dur. | Espodossolo | 7,5YR 4/4 | 7,5YR 8/3 | 5,69 | 8,73 | 62,42 | 22,36 | 0,72 | 0,08 | 2,4 | Areia fina | 2,4 | 0,8 | Mod. selecionado | 0,0 | Aprox. simétrica | 1,5 | Muito leptocúrtica |
| P3 Bi | Cambissolo | 2,5Y 4/4 | 7,5YR 9/2 | 22,00 | 10,44 | 30,25 | 25,46 | 10,84 | 1,01 | 2,6 | Areia fina | 2,4 | 1,4 | Pobrememente selecionado | 0,1 | Positiva | 0,8 | Platicúrtica |
| P3 C4 | Cambissolo | 2,5Y 5/6 | 5YR 8/2 | 7,56 | 11,83 | 32,96 | 30,13 | 16,60 | 0,92 | 2,1 | Areia fina | 2,1 | 1,2 | Pobrememente selecionado | 0,1 | Aprox. simétrica | 1,1 | Mesocúrtica |
| P4 AB | Latossolo | 10YR 3/4 | 5YR 7/6 | 13,83 | 9,55 | 23,17 | 34,27 | 18,31 | 0,87 | 2,2 | Areia fina | 1,9 | 1,4 | Pobrememente selecionado | 0,3 | Positiva | 1,0 | Mesocúrtica |
| P4 Bw2 | Latossolo | 7,5YR 4/6 | 2,5YR 6/6 | 22,00 | 8,77 | 18,71 | 29,73 | 19,39 | 1,40 | 2,3 | Areia fina | 2,0 | 1,6 | Pobrememente selecionado | 0,3 | Positiva | 0,7 | Platicúrtica |
| P4 540 | Latossolo | 5YR 4/6 | 2,5YR 7/2 | 23,25 | 9,76 | 19,53 | 25,89 | 18,21 | 3,36 | 2,3 | Areia fina | 2,0 | 1,8 | Pobrememente selecionado | 0,1 | Positiva | 0,8 | Platicúrtica |
| P5 Bh1 | Espodossolo | 7,5YR 3/2 | 8YR 8/3 | 13,67 | 11,48 | 27,55 | 30,94 | 14,44 | 1,93 | 2,3 | Areia fina | 2,1 | 1,4 | Pobrememente selecionado | 0,2 | Positiva | 1,0 | Mesocúrtica |
| P5 Cr | Espodossolo | 7,5YR 4/4 | 7,5YR 8/3 | 22,93 | 11,37 | 23,79 | 28,88 | 12,10 | 0,92 | 2,6 | Areia fina | 2,3 | 1,5 | Pobrememente selecionado | 0,2 | Positiva | 0,8 | Platicúrtica |
| P5 220-247 | Espodossolo | 10YR 5/4 | 7,5YR 8/2 | 13,07 | 9,74 | 25,49 | 33,77 | 15,80 | 2,13 | 2,2 | Areia fina | 1,9 | 1,4 | Pobrememente selecionado | 0,2 | Positiva | 1,1 | Mesocúrtica |
| P6 Bh1 | Espodossolo | 10YR 3/2 | 7,5YR 9,5/2 | 11,80 | 11,19 | 25,40 | 32,31 | 18,49 | 0,80 | 2,1 | Areia fina | 2,0 | 1,4 | Pobrememente selecionado | 0,2 | Positiva | 1,0 | Mesocúrtica |
| P6 Cr | Espodossolo | 10YR 5/3 | 7,5YR 8/3 | 24,36 | 12,33 | 18,28 | 23,52 | 20,83 | 0,68 | 2,4 | Areia fina | 2,3 | 1,6 | Pobrememente selecionado | 0,1 | Positiva | 0,7 | Platicúrtica |

Gráfico 24 – Distribuição granulométrica das unidades geoambientais do Litoral Norte do Estado da Bahia.



Granulometria em escala Φ : 5: silte e argila; 4: areia muito fina; 3: areia fina; 2: areia média; 1: areia grossa; 0: areia muito grossa.

Gráfico 25 – Distribuição granulométrica dos solos dispostos em duas vertentes dos Tabuleiros Costeiros Dissecados do Litoral Norte do Estado da Bahia.



Granulometria em escala Φ : 5: silte e argila; 4: areia muito fina; 3: areia fina; 2: areia média; 1: areia grossa; 0: areia muito grossa.

5.3.1 Depósitos Fluviais

5.3.1.1 Leito e Ilha Fluviais

O leito do rio compreende ao espaço ocupado pelo escoamento das águas e dos sedimentos transportados por elas (COELHO, 2007), e a ilha fluvial é caracterizada por um aporte sedimentar fixado ao fundo do leito, uma área de terra emersa circundada pela água do rio (SUGUIO, 1998). Essas unidades foram examinadas e correspondem às amostras de leito fluvial (S3) e de ilha fluvial (S5), localizadas no rio Pojuca (Figura 35).

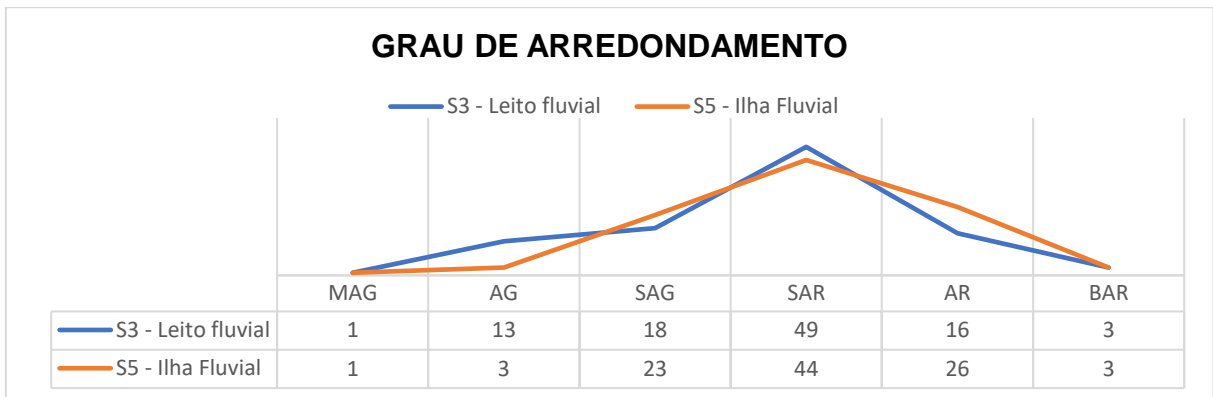
Figura 35 – Rio Pojuca - Leito Fluvial (S3) e Ilha fluvial (S4 e S5).



Foto: Jéssica da Mata Lima (2023).

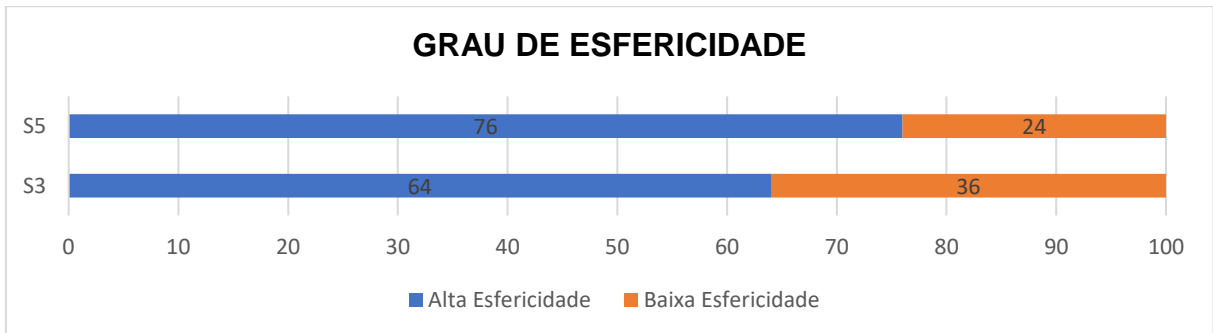
As duas unidades possuem grãos arenosos predominantemente subarredondados (Gráfico 26), com esfericidade alta (Gráfico 27). As areias do leito fluvial também exibem características angulosas a subarredondadas em percentual considerável, conforme representado no gráfico 26. Quanto à textura superficial (Gráficos 28a, 28b e 28c), predominam os grãos mamelonares polidos, resultantes do retrabalho dos grãos sacaróides e, em menor quantidade, em decorrência da fratura dos grãos de quartzo, e, em menor quantidade, há grãos mamelonares foscos e lisos polidos (Figuras 36a e 36b).

Gráfico 26 – Grau de arredondamento do leito fluvial (S3) e ilha fluvial (S5).

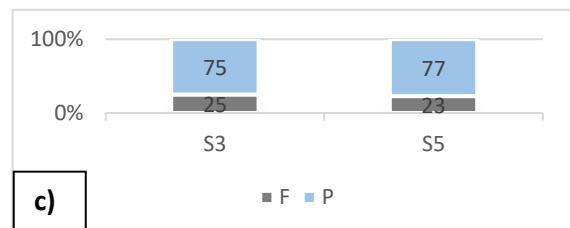
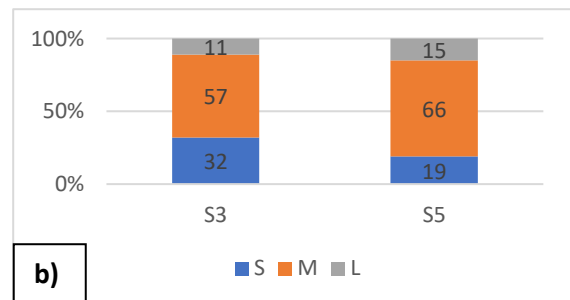
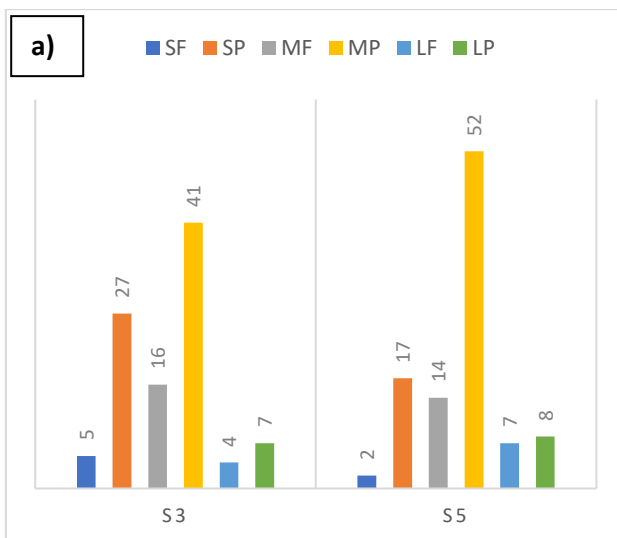


Arredondamento: MAG: muito anguloso; AG: anguloso; SAG: subanguloso; SAR: subarredondado; AR: arredondado; BAR: bem arredondado.

Gráfico 27 – Grau de esfericidade do leito fluvial (S3) e da ilha fluvial (S5).

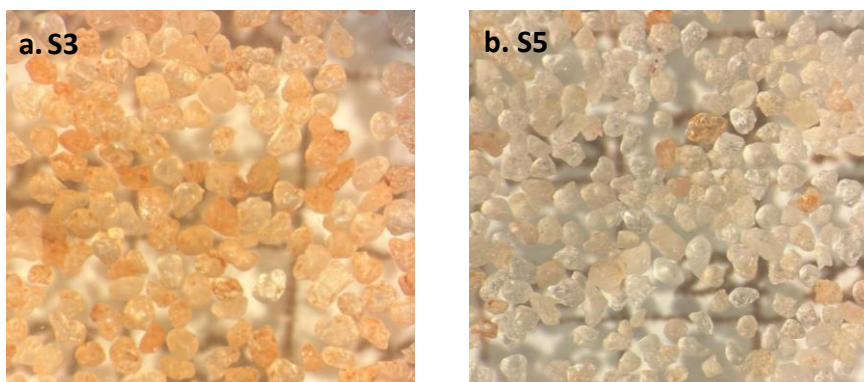


Gráficos 28 – a. Textura Superficial das areias do leito fluvial (S3) e da ilha fluvial (S5); **b.** Textura Superficial das areias do leito fluvial (S3) e da ilha fluvial (S5); **c.** Grau de polimento das areias do leito fluvial (S3) e da ilha fluvial (S5).



Textura Superficial: SF: sacaróide fosco; SP: sacaróide polido; MF: mamelonar fosco; MP: mamelonar polido; LF: liso fosco; LP: liso polido; S: sacaróide; M: mamelonar; L: liso; F: fosco; P: polido.

Figura 36 – a. Grãos de areia do leito fluvial (S3); **b.** Grãos de areia da ilha fluvial (S5).



5.3.1.2 Barra de Pontal

A Barra de Pontal (S2- Figura 37) consiste em um depósito fluvial, predominantemente arenoso, moderadamente selecionado e com classe granulométrica que varia de areia fina a média. Resulta da deposição lateral de materiais advindos das margens côncavas, que se acumulam nas margens convexas do canal.

Figura 37 – Depósito de Barra de Pontal (S2).

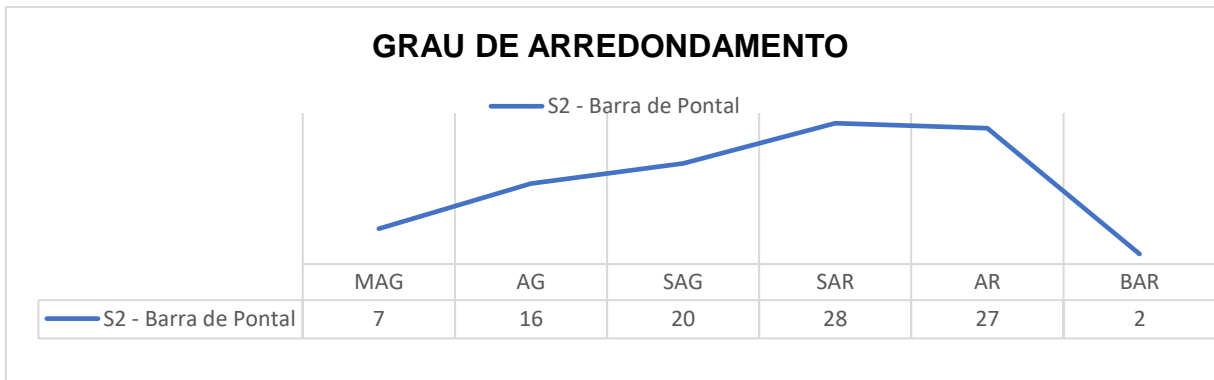


Foto: Jéssica da Mata Lima (2023).

A Barra de Pontal possui sedimentos predominantemente subarredondados tendendo a arredondados (Gráfico 29), com maior percentual de areias de alta

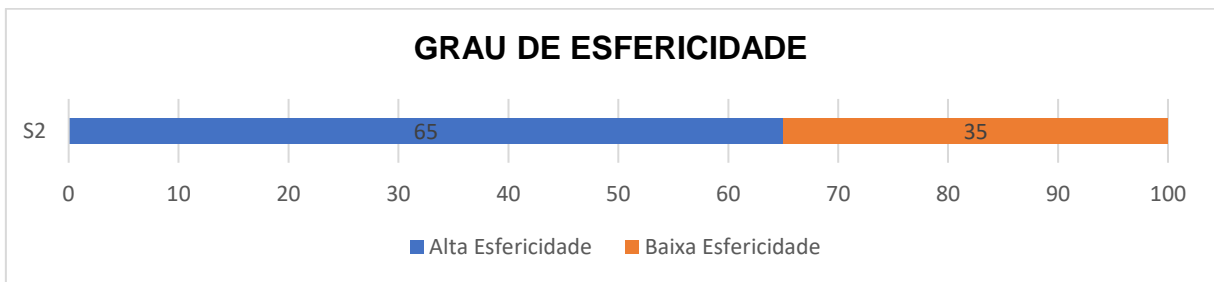
esfericidade (Gráfico 30). A textura superficial apresenta predominância de grãos sacaróides polidos, além de grãos mamelonares foscos e polidos em elevado percentual (Gráficos 31a, 31b e 31c) (Figura 38).

Gráfico 29 – Grau de arredondamento das areias da Barra de Pontal (S2).

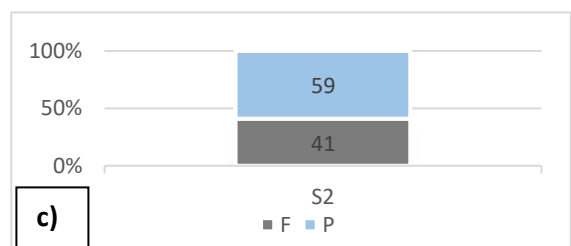
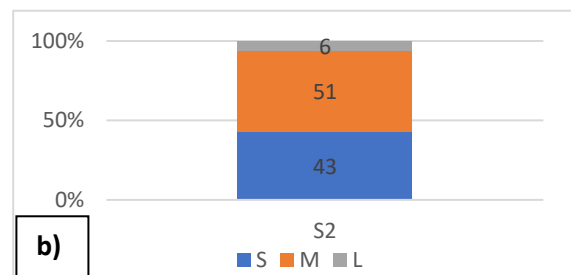
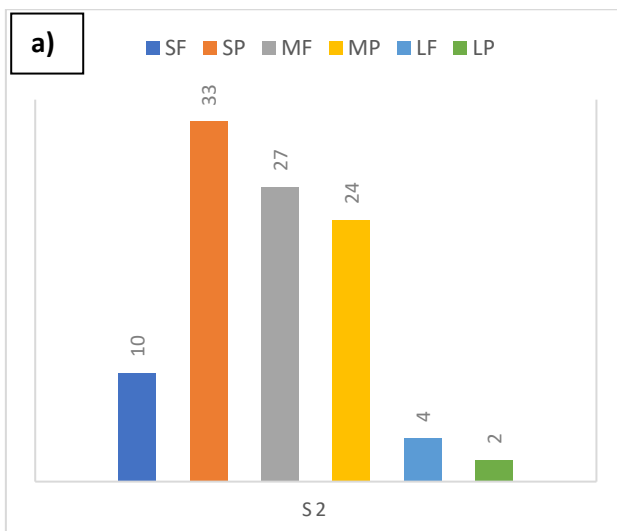


Arredondamento: MAG: muito anguloso; AG: anguloso; SAG: subanguloso; SAR: subarredondado; AR: arredondado; BAR: bem arredondado.

Gráfico 30 – Grau de esfericidade das areias da Barra de Pontal (S2).

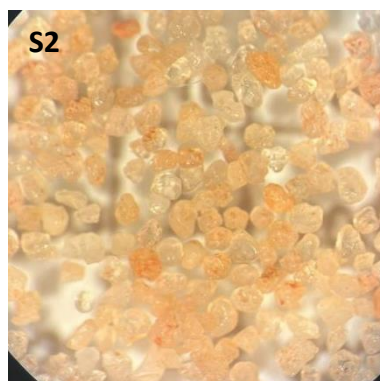


Gráficos 31 – a. Textura Superficial das areias da Barra de Pontal (S2); b. Textura Superficial das areias da Barra de Pontal (S2); c. Grau de polimento das areias da Barra de Pontal (S2).



Textura Superficial: SF: sacaróide fosco; SP: sacaróide polido; MF: mamelonar fosco; MP: mamelonar polido; LF: liso fosco; LP: liso polido; S: sacaróide; M: mamelonar; L: liso; F: fosco; P: polido.

Figura 38 – Grãos de areia da barra de pontal (S2).



5.3.1.3 Leque Aluvial

Constituindo-se em um corpo de sedimentos fluviais em forma de um segmento de cone, o leque aluvial (S13 – Figura 39) possui seu ápice no sopé de um relevo acidentado, de onde adquire um padrão radial divergente (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 2003). No caso da área de estudo, ele se encontra no limite leste do Barreiras. Nesse contexto, os depósitos de leque aluvial refletem a morfologia do seu material de origem e o transporte sofrido, podendo, dessa forma, ser um material muito diverso.

Figura 39 – Região de Leque Aluvial (S13).

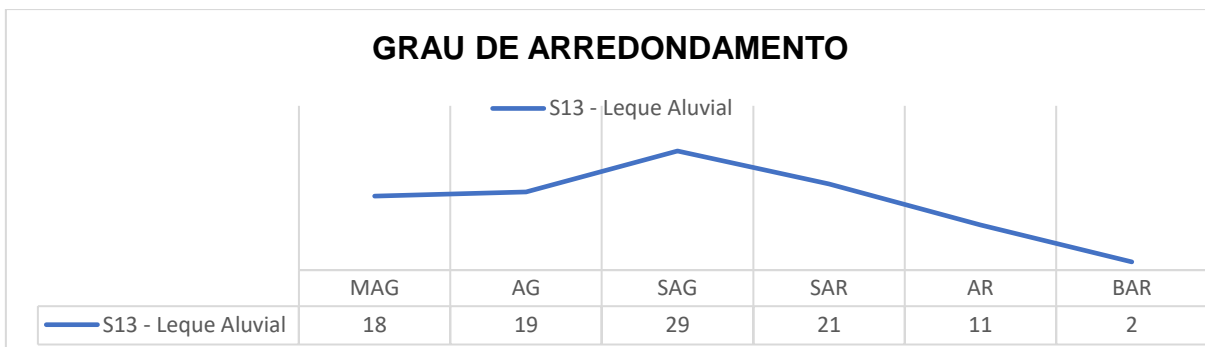


Foto: Jéssica da Mata Lima (2024).

Os depósitos do leque aluvial (Figura 39) são constituídos principalmente de areias quartzosas, pobremente selecionadas, com predominância de areia fina. Apresenta assimetria aproximadamente simétrica e curtose mesocúrtica. Os grãos

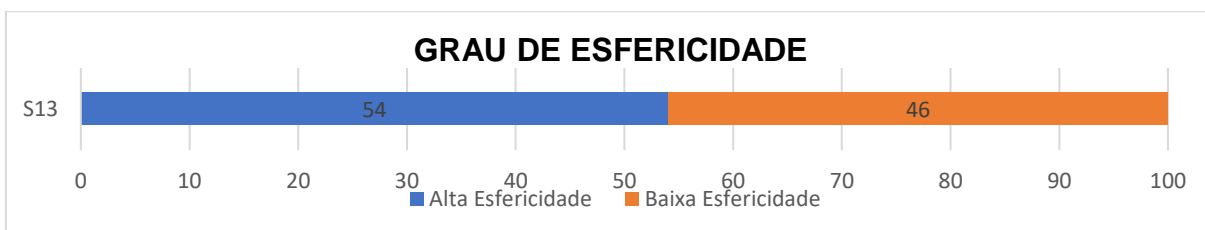
variam de muito anguloso a arredondado, com maioria subangulosa (Gráfico 32) e alta esfericidade (Gráfico 33). Quanto à textura superficial, predominam os grãos sacaróides polidos e mamelonares polidos (Gráficos 34a, 34b e 34c) (Figura 40).

Gráfico 32: Grau de arredondamento das areias do leque aluvial (S13).

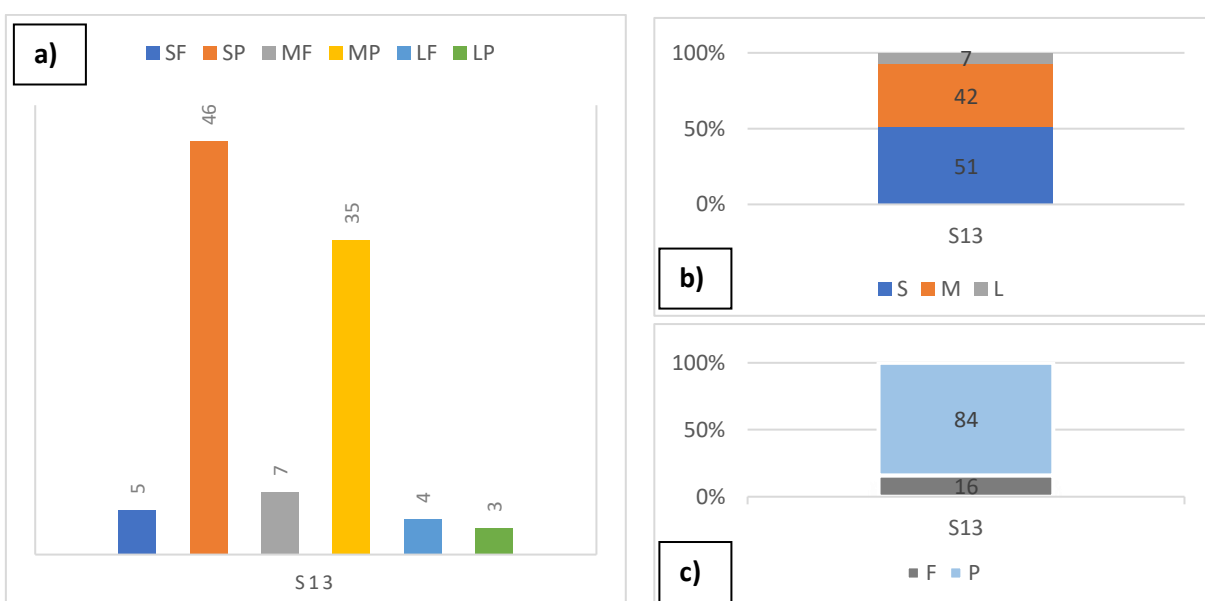


Arredondamento: MAG: muito anguloso; AG: anguloso; SAG: subanguloso; SAR: subarredondado; AR: arredondado; BAR: bem arredondado.

Gráfico 33: Grau de esfericidade das areias do leque aluvial (S13).

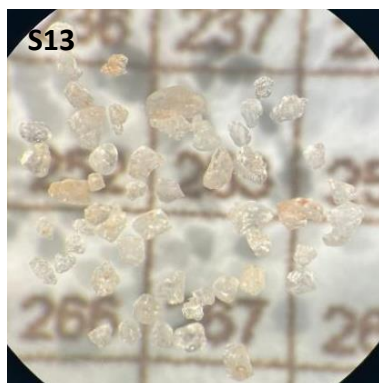


Gráficos 34: a. Textura Superficial das areias do leque aluvial (S13); b. Textura Superficial das areias do leque aluvial (S13); c. Grau de polimento das areias do leque aluvial (S13).



Textura Superficial: SF: sacaróide fosco; SP: sacaróide polido; MF: mamelonar fosco; MP: mamelonar polido; LF: liso fosco; LP: liso polido; S: sacaróide; M: mamelonar; L: liso; F: fosco; P: polido.

Figura 40: Grãos de areia do leque aluvial (S13).



5.3.1.4 Zona Úmida

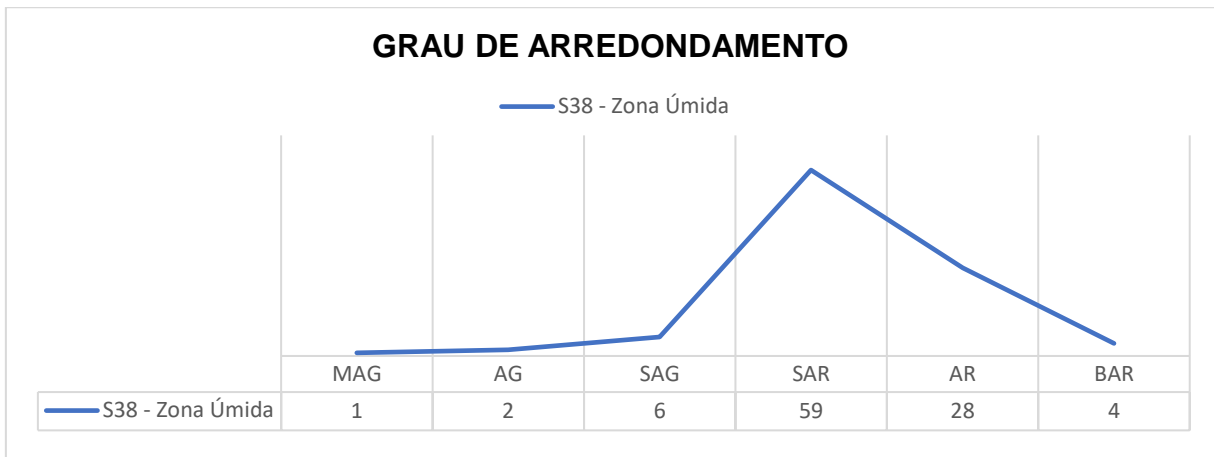
A zona úmida (S38 - Figura 41) possui classe granulométrica areia média, com grãos moderadamente selecionados, assimetria positiva e curtose leptocúrtica. Apesar de consistir em uma área de influência fluvial, a zona úmida se caracteriza por estar entre os Terraços Marinheiros Pleistocênicos e Holocênicos e às dunas do tipo *blow-out*. Essa proximidade, associada ao baixo fluxo de água, atribui, a esta unidade, características singulares. Os grãos nessa zona são essencialmente subarredondados, tendendo para arredondados (Gráfico 35), com alta esfericidade (Gráfico 36). A textura superficial é principalmente mamelonar fosca e mamelonar polida (Gráficos 37a, 37b e 37c) (Figura 42).

Figura 41 – Zona Úmida (S38).



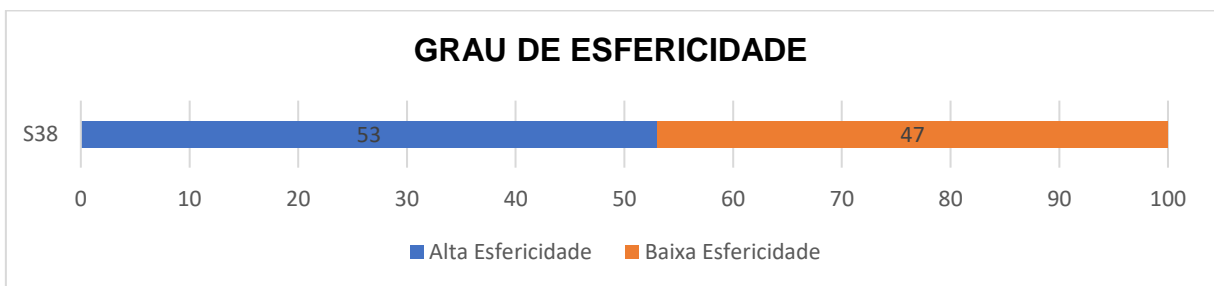
Foto: Junia Kacenelembogen Guimarães (2023)

Gráfico 35 – Grau de arredondamento das areias da zona úmida (S38).

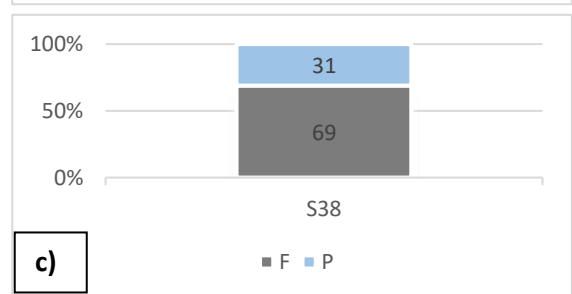
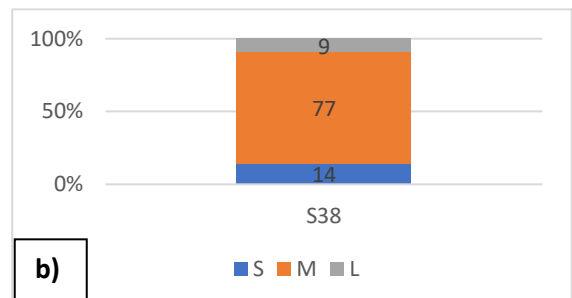
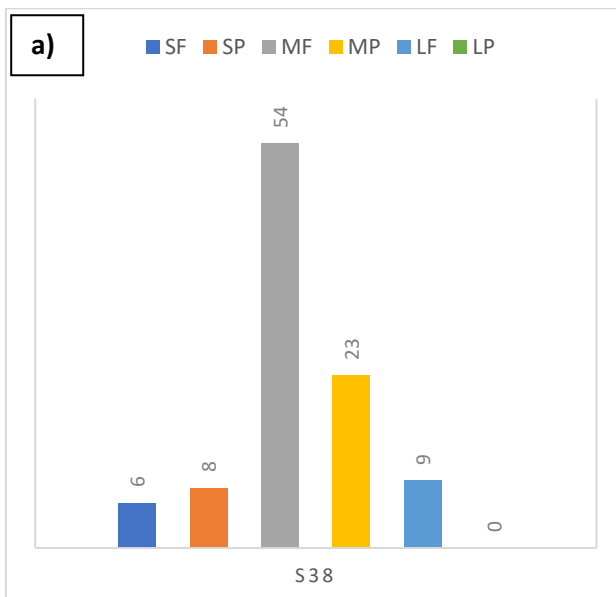


Arredondamento: MAG: muito anguloso; AG: anguloso; SAG: subanguloso; SAR: subarredondado; AR: arredondado; BAR: bem arredondado.

Gráfico 36 – Grau de esfericidade das areias da zona úmida (S38).

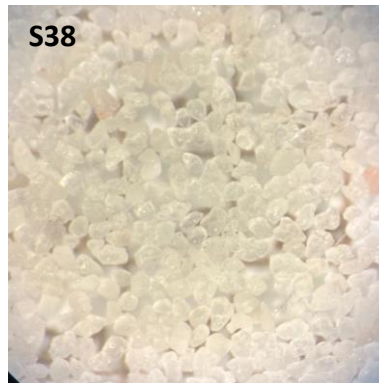


Gráficos 37 – a. Textura Superficial das areias da zona úmida (S38); b. Textura Superficial das areias da zona úmida (S38); c. Grau de polimento das areias da zona úmida (S38).



Textura Superficial: SF: sacaróide fosco; SP: sacaróide polido; MF: mamelonar fosco; MP: mamelonar polido; LF: liso fosco; LP: liso polido; S: sacaróide; M: mamelonar; L: liso; F: fosco; P: polido.

Figura 42 – Grãos de areia da zona úmida (S38).



5.3.2 Depósitos Eólicos

5.3.2.1 Dunas Inativas Internas

As dunas inativas internas (S12 – Figura 43 e S21 – Figura 44) consistem em sedimentos arenosos transportados pelo vento e depositados sobre outras unidades geoambientais. Esses sedimentos podem estar sobre sedimentos do Barreiras, terraços marinhos pleistocênicos ou sobre o embasamento cristalino. Essas dunas, atualmente, encontram-se inativas, tendo sido depositadas em um período pretérito.

Figura 43 – Dunas Inativas Internas sobre couraça ferruginosa do Barreiras – Ponto S12.



Foto: Jéssica da Mata Lima

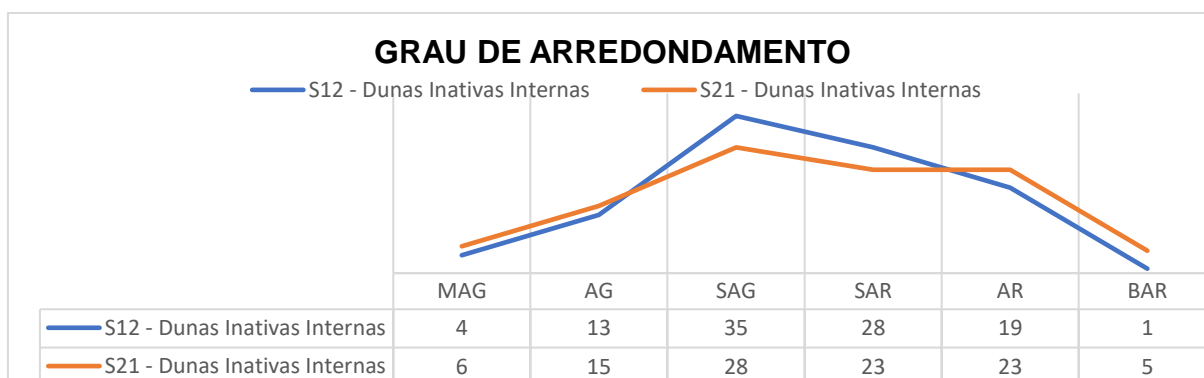
Figura 44 – Dunas Inativas Internas – Ponto S21.



Foto: Jéssica da Mata Lima (2024).

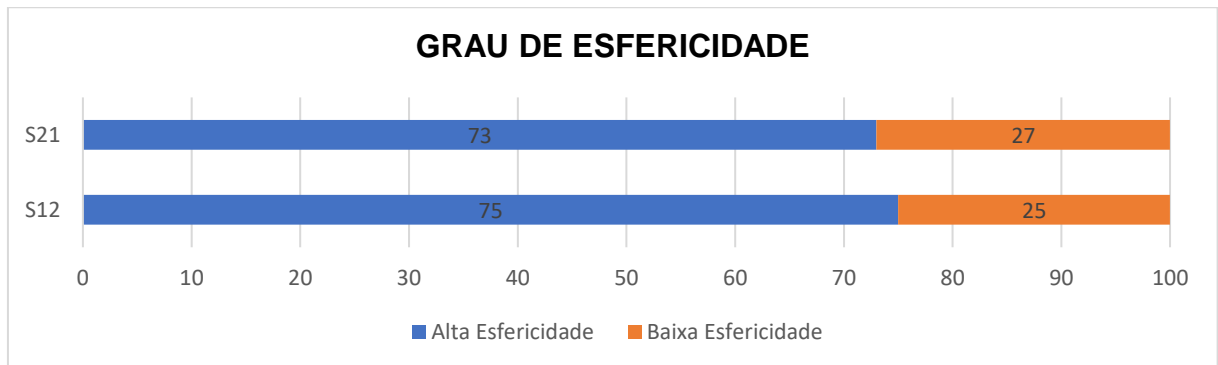
As areias das dunas inativas internas (S12 e S21) possuem classe granulométrica areia fina, variando de moderadamente a bem selecionadas, com assimetria negativa e curtose mesocúrtica (S12) e lectocúrtica (S21). As areias se caracterizam por serem subangulosas tendendo a subarredondadas e arredondadas (Gráfico 38), possuírem alto percentual de grãos com alta esfericidade (Gráfico 39) e textura superficial predominantemente mamelonar fosco, com presença significativa de grãos lisos foscos (Gráficos 40a, 40b e 40c, Figura 45).

Gráfico 38 – Grau de arredondamento das areias das Dunas Inativas Internas (S12 e S21).

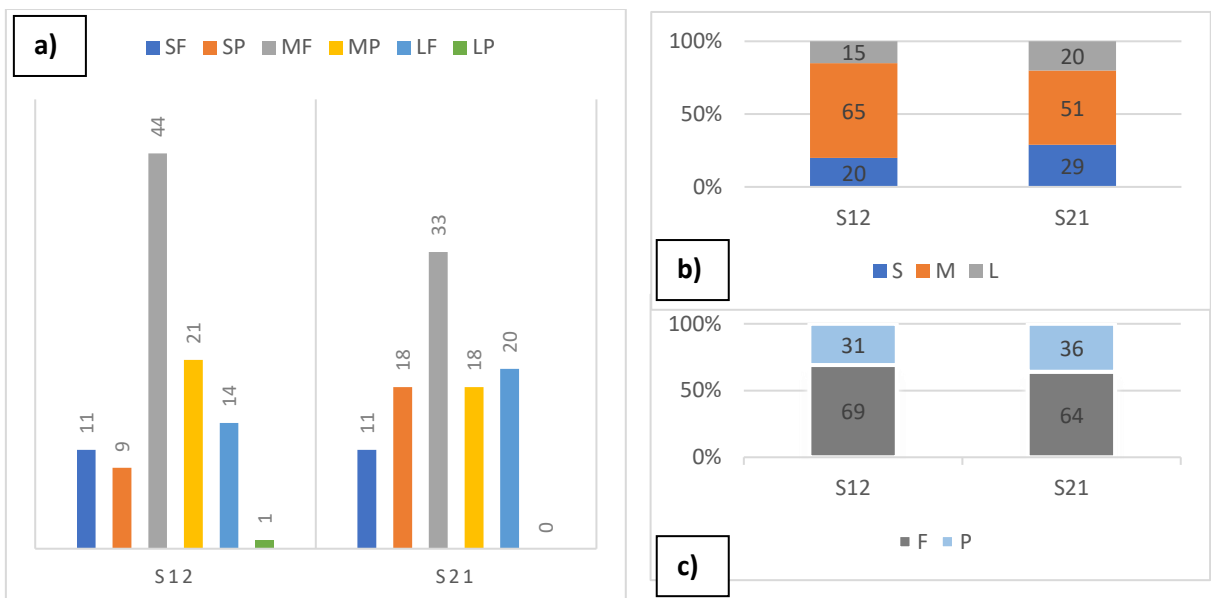


Arredondamento: MAG: muito angular; AG: angular; SAG: subangular; SAR: subarredondado; AR: arredondado; BAR: bem arredondado.

Gráfico 39 – Grau de esfericidade das areias das Dunas Inativas Internas (S12 e S21).

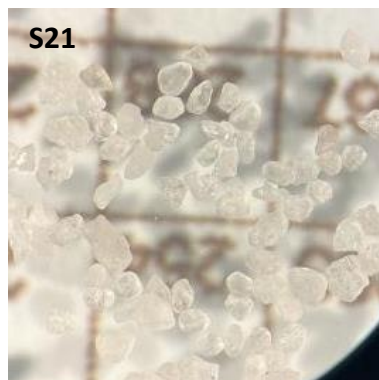


Gráficos 40 – a. Textura Superficial das areias das Dunas Inativas Internas (S12 e S21); **b.** Textura Superficial das areias das Dunas Inativas Internas (S12 e S21); **c.** Grau de polimento das areias das Dunas Inativas Internas (S12 e S21).



Textura Superficial: SF: sacaróide fosco; SP: sacaróide polido; MF: mamelonar fosco; MP: mamelonar polido; LF: liso fosco; LP: liso polido; S: sacaróide; M: mamelonar; L: liso; F: fosco; P: polido.

Figura 45 – Grãos de areia das Dunas Inativas Internas (S21).



5.3.2.2 Dunas *Blow-outs*

As dunas *blow-outs* são o principal tipo de duna que caracterizam os depósitos eólicos pleistocênicos. Elas estão presentes sobre os terraços arenosos pleistocênicos, seja de leques aluviais ou sobre os depósitos de areias litorâneas regressivas pleistocênicas (DOMINGUEZ; BITTENCOURT, 2012). Foram analisados três setores dessa duna: face frontal (S24), topo (S25) e retaguarda (S26) (Figura 46).

Figuras 46 – Duna do tipo *Blow-Out* (S24, S25 e S26).



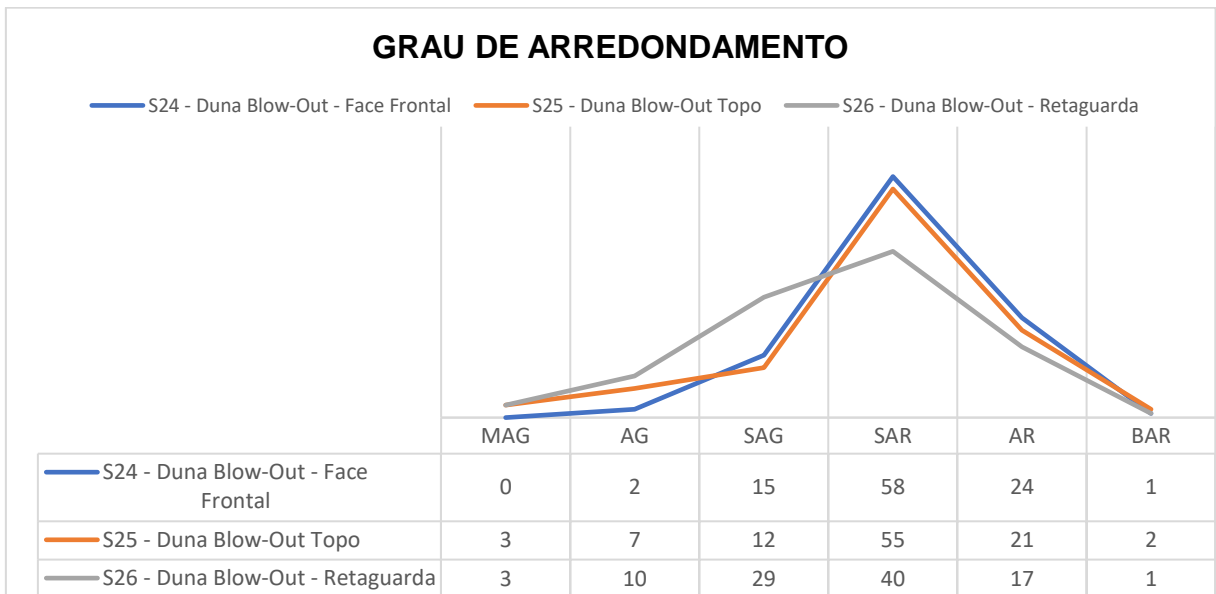
Foto: Jéssica da Mata Lima (2024).

A classe granulométrica varia de areia média na face frontal a areia fina no topo e na retaguarda, sendo moderadamente selecionadas. A assimetria e a curtose diferem entre os setores, com a face frontal apresentando assimetria positiva e curtose leptocúrtica, o topo assimetria aproximadamente simétrica e curtose platicúrtica, e a retaguarda assimetria negativa e curtose mesocúrtica.

Os dados morfoscópicos mostram um padrão semelhante entre os três setores, com grãos de areia predominantemente subarredondados, tendendo a arredondado na face frontal e no topo, e a subanguloso e arredondado na retaguarda (Gráfico 41). Há uma alta esfericidade em todos os setores, sendo o mais elevado no topo (Gráfico 42). A textura superficial dos grãos são predominantemente mamelonar

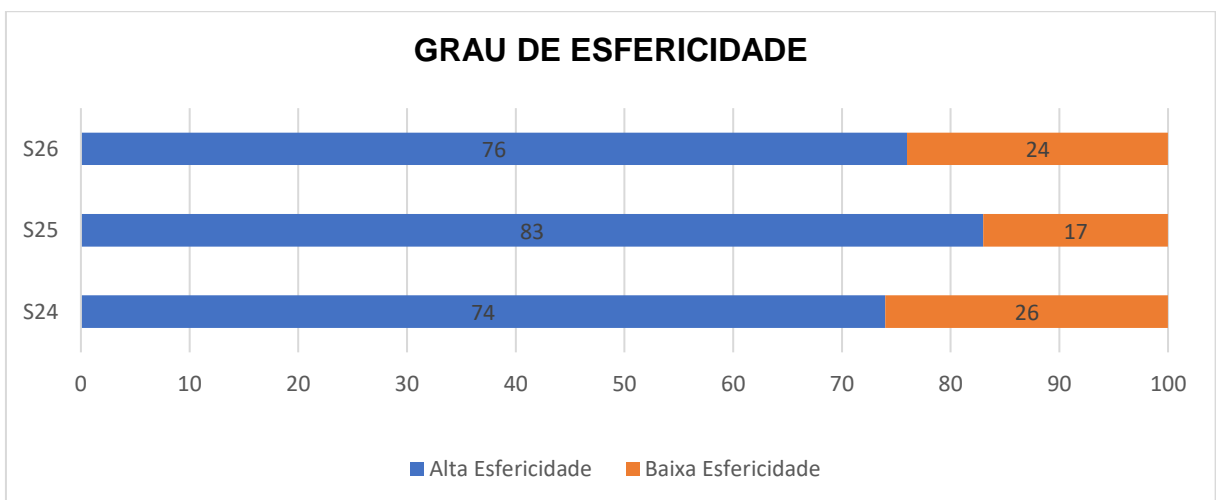
polido, seguido por mamelonar fosco (Gráficos 43a, 43b e 43c). Há um percentual muito reduzido de grãos sacaróides e um sensível aumento no percentual dos grãos lisos polidos e foscos, o que indica um maior retrabalhamento dos grãos e que os grãos com textura mamelonar é resultado do desgaste dos grãos sacaróides (Figura 47).

Gráfico 41 – Grau de arredondamento das areias das dunas do tipo *blow-out* (S24, S25 e S26).

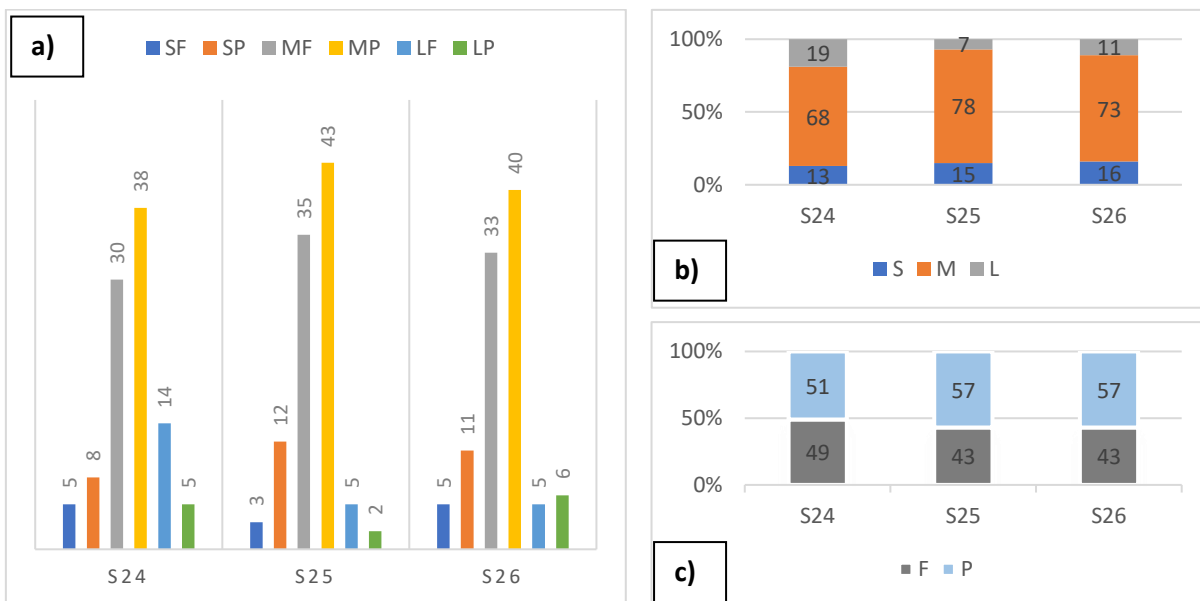


Arredondamento: MAG: muito anguloso; AG: anguloso; SAG: subanguloso; SAR: subarredondado; AR: arredondado; BAR: bem arredondado.

Gráfico 42 – Grau de esfericidade das areias das dunas do tipo *blow-out* (S24, S25 e S26).



Gráficos 43 – a. Textura Superficial das areias das dunas do tipo *blow-out* (S24, S25 e S26); b. Textura Superficial das areias das dunas do tipo *blow-out* (S24, S25 e S26); c. Grau de polimento das areias das dunas do tipo *blow-out* (S24, S25 e S26).



Textura Superficial: SF: sacaróide fosco; SP: sacaróide polido; MF: mamelonar fosco; MP: mamelonar polido; LF: liso fosco; LP: liso polido; S: sacaróide; M: mamelonar; L: liso; F: fosco; P: polido.

Figura 47 – Grãos de areia das dunas do tipo *blow-out*. a. Face Frontal: S24, b. Topo: S25 e c. Retaguarda: S26.



5.3.2.3 Bacia de Deflação (Duna *Blow-out*)

A bacia de deflação (S23 – Figura 48) corresponde a uma depressão ovalada formada pela erosão eólica sobre um depósito de areia pré-existente, principalmente em áreas onde a cobertura vegetal foi perturbada. Essas bacias podem ser ocupadas por terras úmidas sujeitas à inundação durante o período chuvoso (DOMINGUEZ; BITTENCOURT, 2012).

Os sedimentos da bacia de deflação possuem classe granulométrica de areia média, são moderadamente selecionados, aproximadamente simétricos e

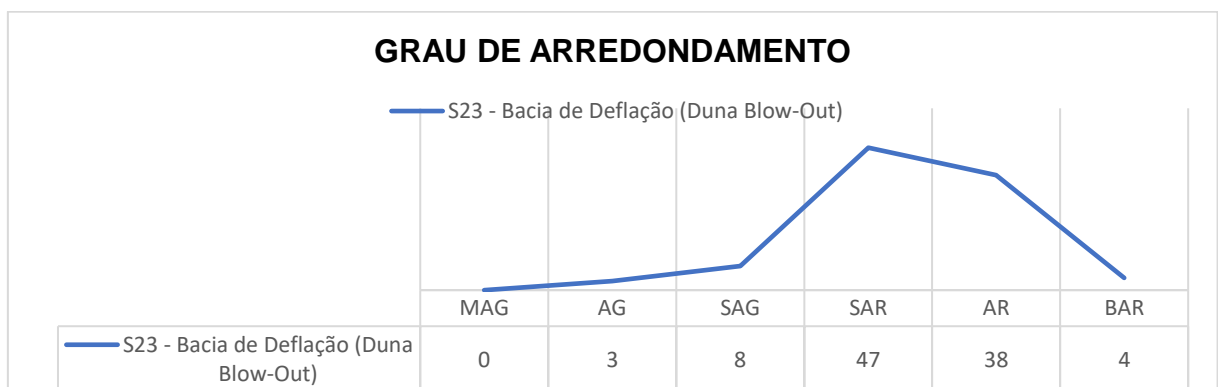
mesocúrticos. Apresentam um elevado percentual de grãos subarredondados a arredondados (Gráfico 44), alta esfericidade (Gráfico 45) e textura superficial principalmente mamelonar polida (Gráficos 46a, 46b e 46c). A quantidade de grãos muito angulosos e angulosos é inexistente e muito pequena, respectivamente, e também há poucos grãos com textura sacaróide. A presença de alguns grãos lisos polidos e a análise visual indicam que os grãos mamelonares são resultado do desgaste de grãos que antes eram sacaróides, indicando um elevado retrabalhamento do material (Figura 49).

Figuras 48 – Bacia de Deflação da Duna do tipo *Blow-Out* (S23).



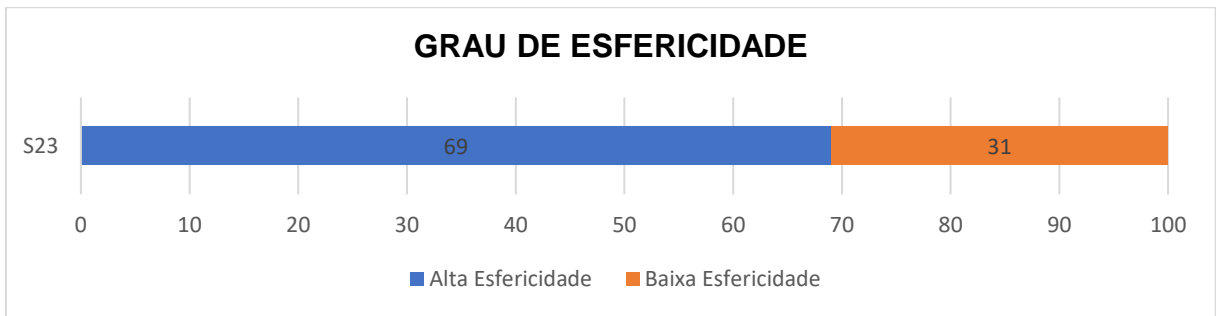
Foto: Jéssica da Mata Lima (2024).

Gráfico 44 – Grau de arredondamento das areias da bacia de deflação (S23).

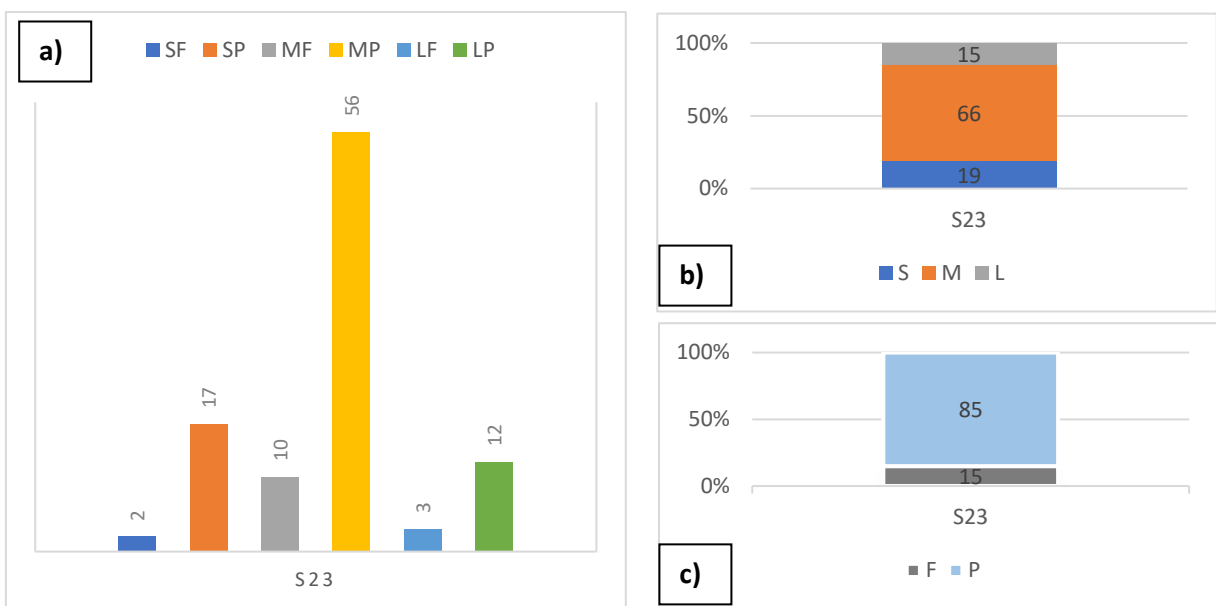


Arredondamento: MAG: muito anguloso; AG: anguloso; SAG: subanguloso; SAR: subarredondado; AR: arredondado; BAR: bem arredondado.

Gráfico 45 – Grau de esfericidade das areias da Bacia de Deflação (S23).



Gráficos 46 – a. Textura Superficial das areias da Bacia de Deflação (S23); b. Textura Superficial das areias da Bacia de Deflação (S3); c. Grau de polimento das areias da Bacia de Deflação (S23).



Textura Superficial: SF: sacaróide fosco; SP: sacaróide polido; MF: mamelonar fosco; MP: mamelonar polido; LF: liso fosco; LP: liso polido; S: sacaróide; M: mamelonar; L: liso; F: fosco; P: polido.

Figura 49 – Grãos de areia da Bacia de Deflação (S23).



5.3.2.4 Dunas Frontais

Praticamente todo o Estado é bordejado por dunas frontais, principalmente na costa do Litoral Norte. Elas se caracterizam por serem formadas *in situ* a partir das areias sopradas da face da praia pelo vento e barradas pela vegetação pioneira do pós-praia. Foram analisados dois tipos de dunas frontais: proeminentes (S29, S30 e S31 – Figura 50) - dunas mais elevadas e estabilizadas, além de incipientes (S32, S33 e S34 – Figura 51) - dunas menores e em estágio inicial de formação.

Figura 50 – Duna do tipo frontal proeminente (S29, S30 e S31).



Foto: Jéssica da Mata Lima (2024).

Figura 51 – Duna do tipo frontal incipiente (S32, S33 e S34).

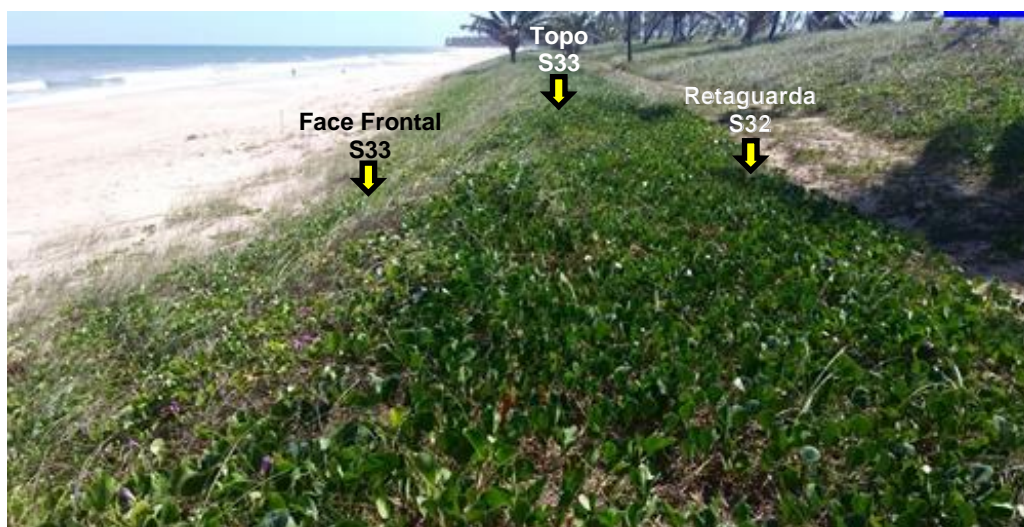
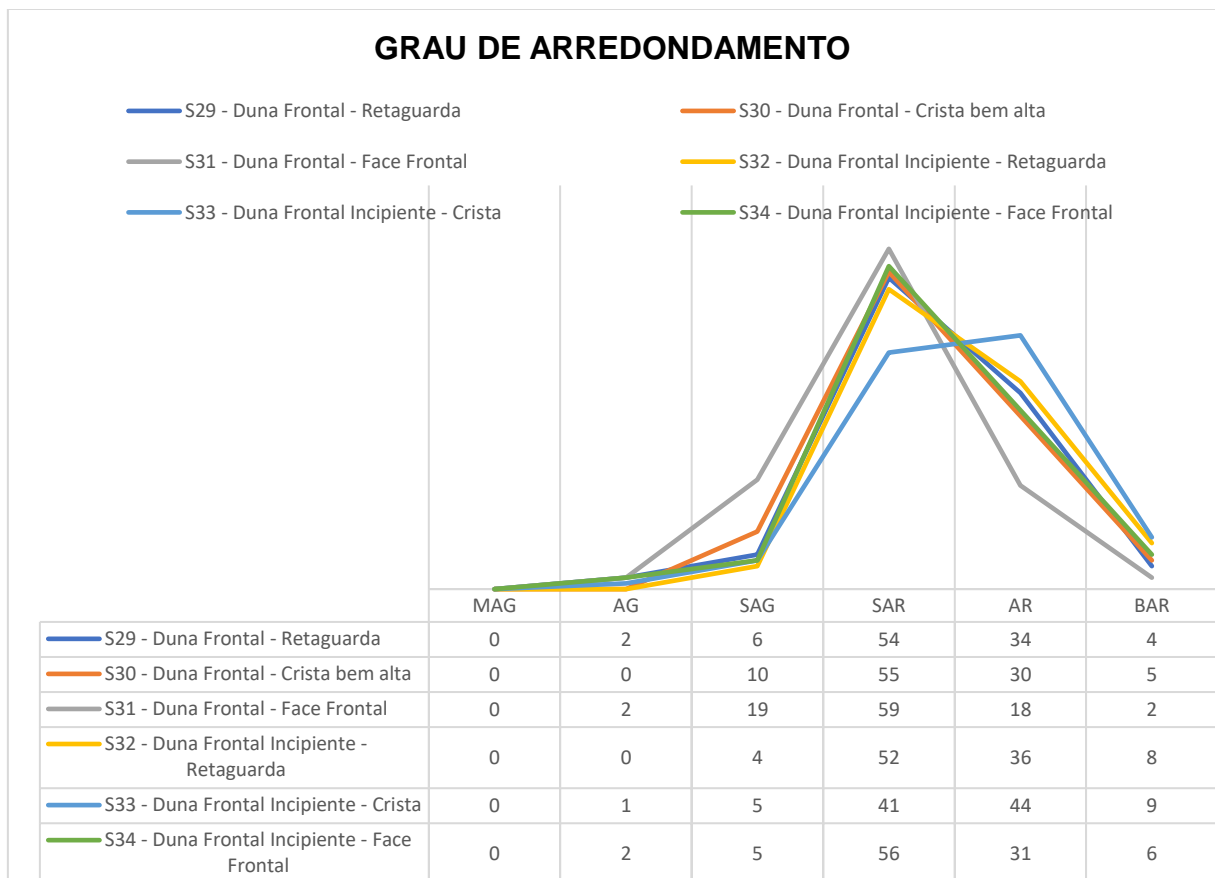


Foto: Jéssica da Mata Lima (2024).

Os sedimentos das dunas frontais possuem classe granulométrica de areia média e são moderadamente selecionados. A assimetria e a curtose variam entre os tipos de dunas. Na duna frontal proeminente a assimetria é positiva e a curtose mesocúrtica, enquanto as amostras de duna frontal incipiente apresentaram grau de assimetria aproximadamente simétrica e curtose leptocúrtica.

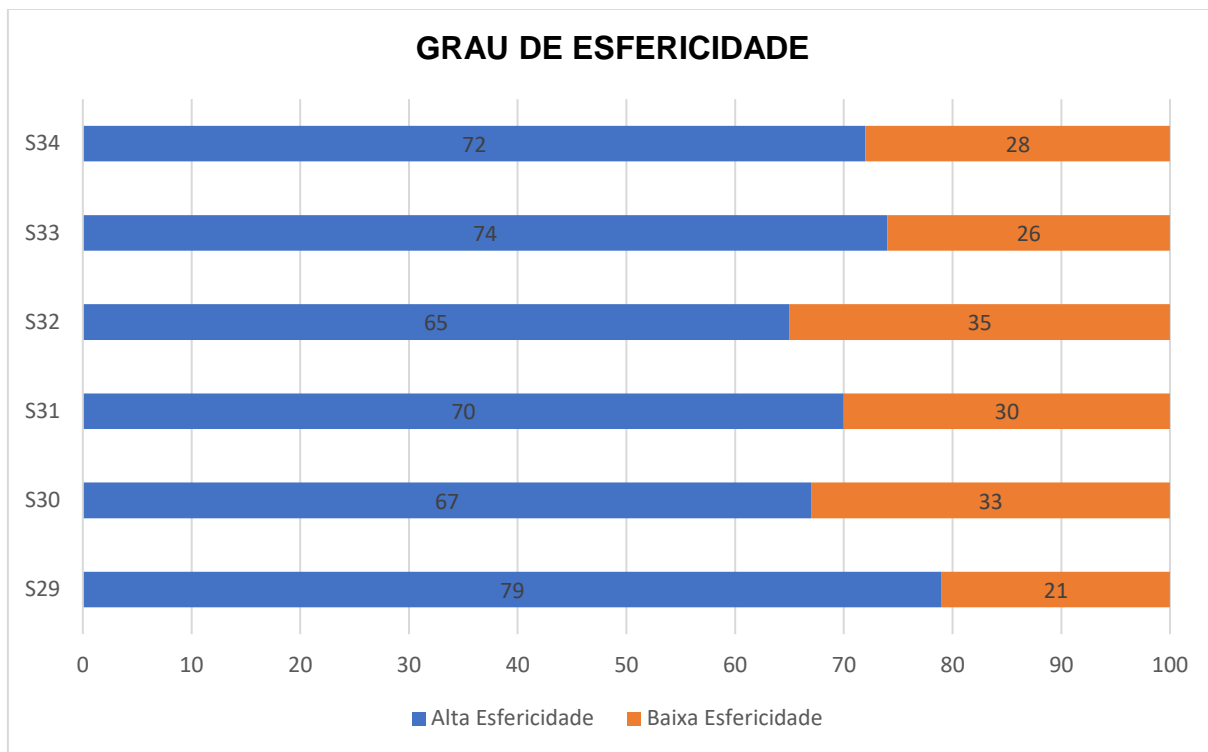
O padrão de arredondamento e esfericidade das dunas frontais possuem percentuais similares, sendo principalmente subarredondados tendendo a arredondados (Gráfico 47), com alto percentual de grãos com alta esfericidade (Gráfico 48). A textura superficial é predominantemente mamelonar polido, contendo também significativo percentual de grãos com textura superficial liso polido (Gráficos 49a, 49b e 49c) (Figura 52). É importante destacar que o percentual de grãos lisos polidos aumenta em direção à costa.

Gráfico 47 – Grau de arredondamento das areias das Dunas Frontais Proeminente (S29, S30 e S31) e Incipiente (S32, S33 e S34).

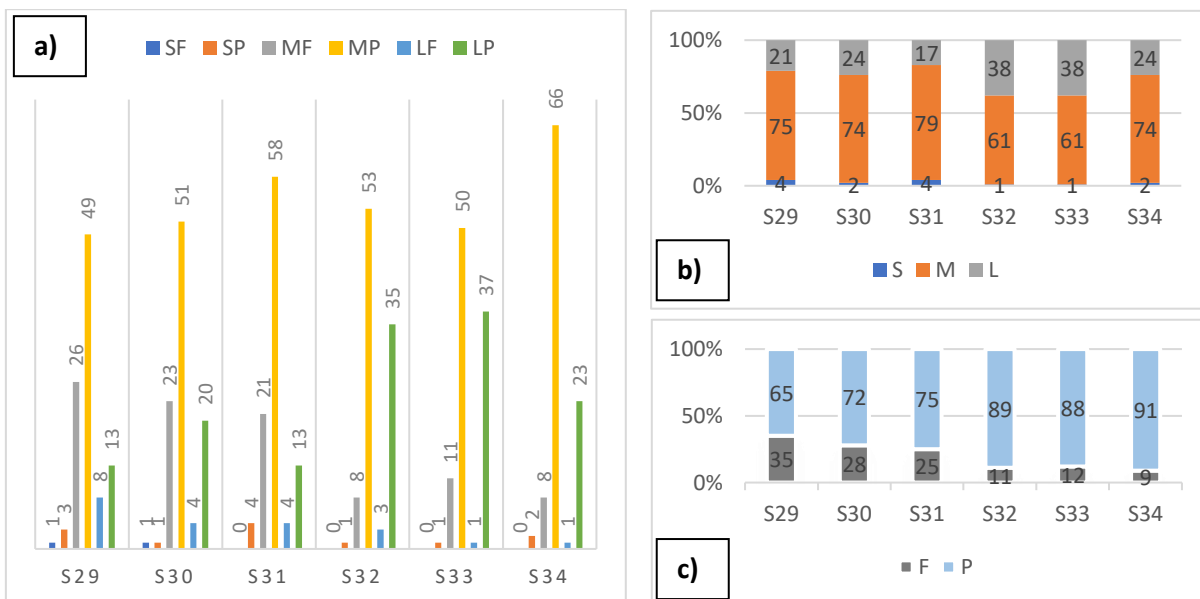


Arredondamento: MAG: muito anguloso; AG: anguloso; SAG: subanguloso; SAR: subarredondado; AR: arredondado; BAR: bem arredondado.

Gráfico 48 – Grau de esfericidade das Dunas Frontais Proeminente (S29, S30 e S31) e Incipiente (S32, S33 e S34).

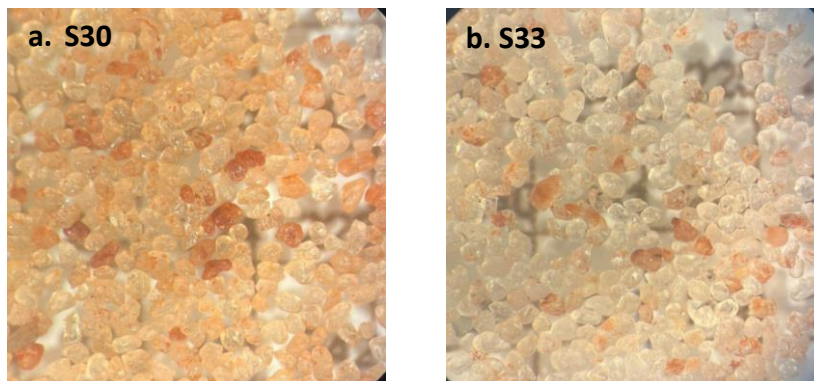


Gráficos 49 – a. Textura Superficial das Dunas Frontais Proeminente (S29, S30 e S31) e Incipiente (S32, S33 e S34); b. Textura Superficial das areias das Dunas Frontais Proeminente (S29, S30 e S31) e Incipiente (S32, S33 e S34); c. Grau de polimento das areias das Dunas Frontais Proeminente (S29, S30 e S31) e Incipiente (S32, S33 e S34).



Textura Superficial: SF: sacaróide fosco; SP: sacaróide polido; MF: mamelonar fosco; MP: mamelonar polido; LF: liso fosco; LP: liso polido; S: sacaróide; M: mamelonar; L: liso; F: fosco; P: polido.

Figura 52 Grãos de areia representativos das Donas Frontais Proeminente (topo - S30); b. Grãos de areia representativos das Donas Incipientes (topo - S33).



5.3.3 Depósitos Marinhos

5.3.3.1 Terraço Marinho Pleistocênico Interno

Os Terraços Marinhos Pleistocênicos (S20 – Figura 53) consistem em corpos arenosos originalmente depositados em ambiente marinho (MARTINS *et al.*, 2011). No caso dos Terraços Marinhos Pleistocênicos Internos, a influência eólica pode ser observada em alguns pontos, o que indica o retrabalhamento pelo vento, como nos campos de dunas fósseis (Dunas Inativas Internas).

Figura 53 – Terraços Marinhos Pleistocênicos Internos (S20).

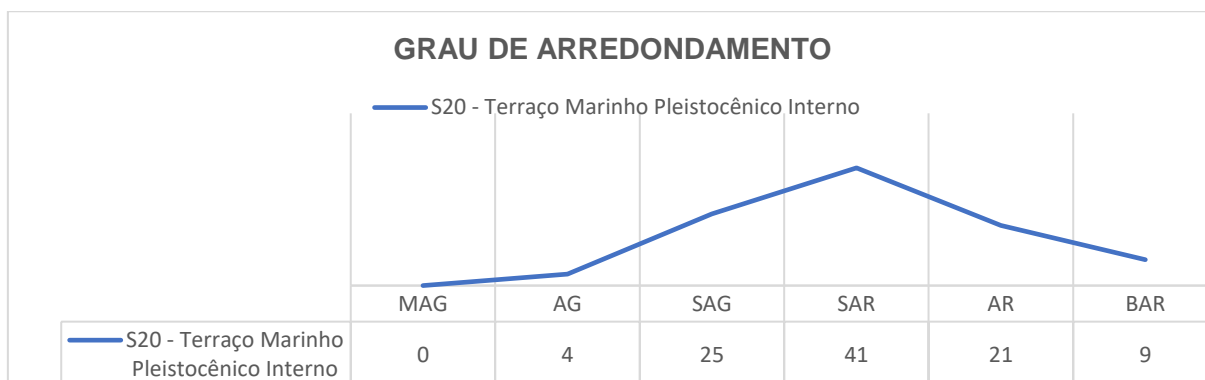


Foto: Jéssica da Mata Lima (2024).

Esta unidade apresenta uma granulometria predominantemente de areia média, com grãos moderadamente selecionados, depositadas em ambiente litorâneo (antigas praias) durante período de nível do mar alto de 120.000 anos AP e a subsequente regressão marinha. A assimetria das areias dos Terraços Marinheiros Pleistocênicos é positiva e a curtose é platicúrtica.

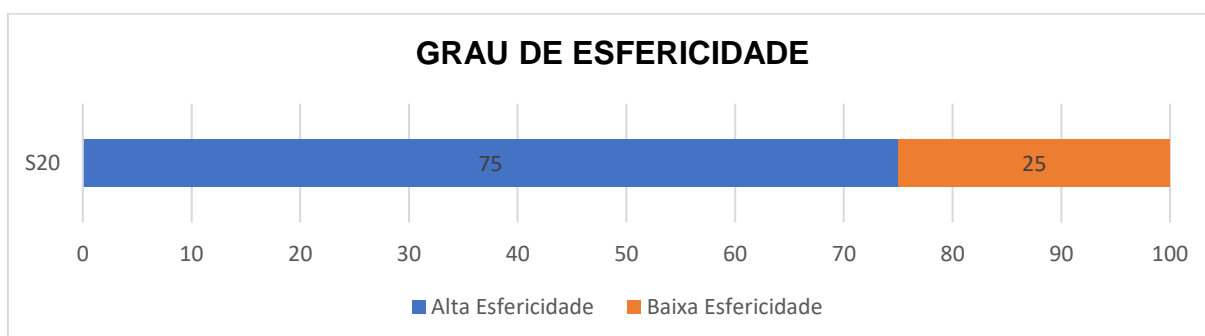
Os grãos arenosos são predominantemente subarredondados, com quantidades consideráveis também de grãos subangulosos, arredondados até bem arredondados (Gráfico 50). Há um alto percentual de grãos com alta esfericidade (Gráfico 51). A textura superficial é predominantemente mamelonar polida e fosca, com a presença também de grãos sacaróides e lisos (Gráficos 52a, 52b e 52c) (Figura 54). Destaca-se a grande quantidade de grãos lisos, indicando um significativo retrabalho dessas areias. O elevado percentual de grãos foscos indica um retrabalhamento eólico desse material.

Gráfico 50 – Grau de arredondamento das areias do Terraço Marinho Pleistocênico Interno (S20).

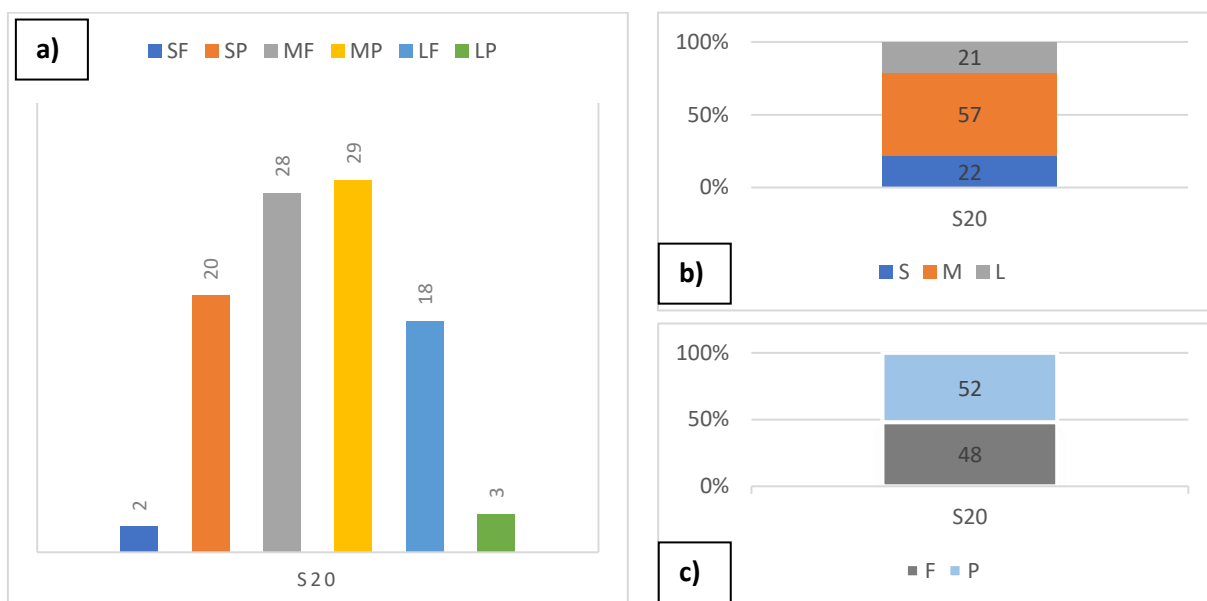


Arredondamento: MAG: muito anguloso; AG: anguloso; SAG: subanguloso; SAR: subarredondado; AR: arredondado; BAR: bem arredondado.

Gráfico 51 – Grau de esfericidade das areias do Terraço Marinho Pleistocênico Interno (S20).

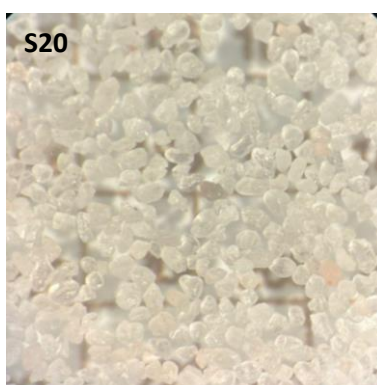


Gráficos 52 – a. Textura Superficial das areias do Terraço Marinho Pleistocênico Interno (S20); **b.** Textura Superficial das areias do Terraço Marinho Pleistocênico Interno (S20); **c.** Grau de polimento do Terraço Marinho Pleistocênico Interno (S20).



Textura Superficial: SF: sacaróide fosco; SP: sacaróide polido; MF: mamelonar fosco; MP: mamelonar polido; LF: liso fosco; LP: liso polido; S: sacaróide; M: mamelonar; L: liso; F: fosco; P: polido.

Figura 54 – Grãos de areia do Terraço Marinho Pleistocênico Interno (S20).



5.3.3.2 Terraço Marinho Pleistocênico Externo

O Terraço Marinho Pleistocênico Externo (S22 – Figura 55), assim como o Interno, possui origem marinha, porém ele está localizado mais próximo à costa e ambos estão separados pela zona úmida. Ele possui menos influência do transporte eólico. A granulometria é classificada como areia média, moderadamente selecionado, assimetria positiva e curtose leptocúrtica.

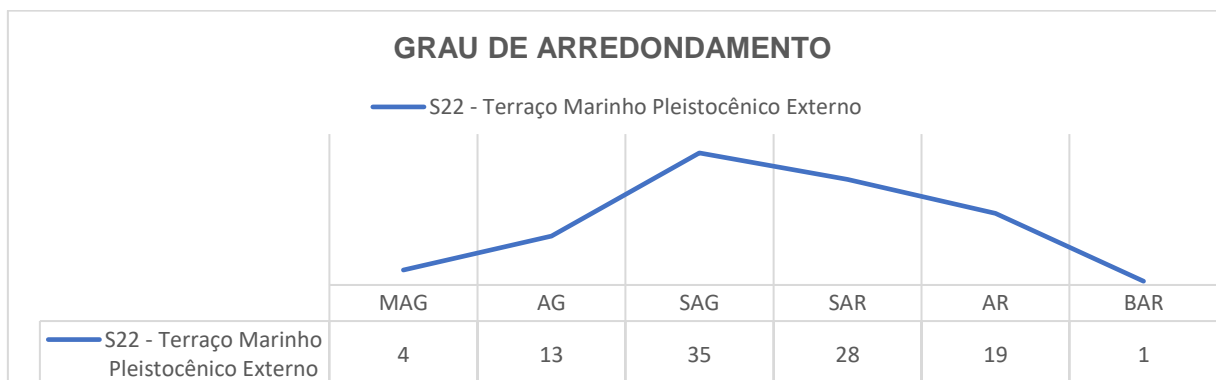
Figura 55 – Terraços Marinheiros Pleistocênicos Externos (S22).



Foto: Jéssica da Mata Lima (2024).

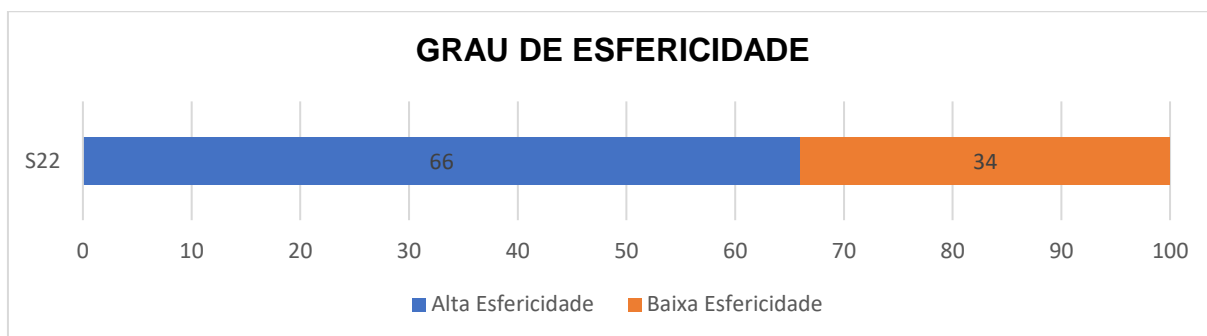
Os grãos arenosos são majoritariamente subangulosos, tendendo a subarredondado e arredondado (Gráfico 53), com alta esfericidade (Gráfico 54). A textura superficial mamelonar polida se destaca expressivamente com relação às demais classes. Secundariamente há elevada quantidade de grãos lisos polidos (Gráficos 55a, 55b e 55c) (Figura 56).

Gráfico 53 – Grau de arredondamento das areias do Terraço Marinho Pleistocênico Externo (S22).

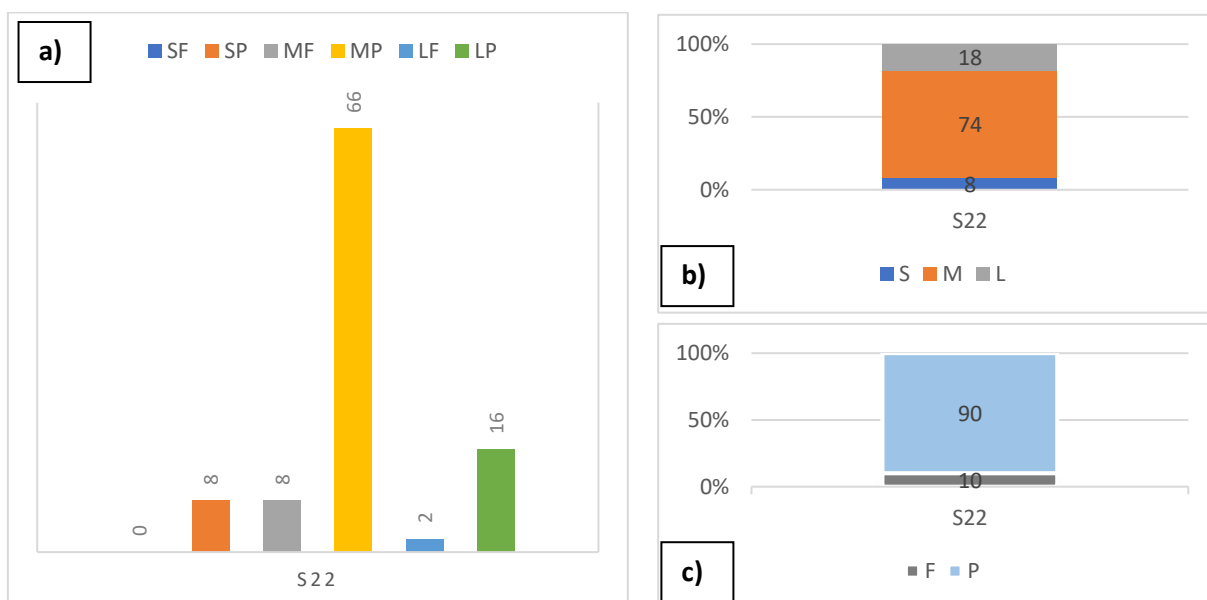


Arredondamento: MAG: muito anguloso; AG: anguloso; SAG: subanguloso; SAR: subarredondado; AR: arredondado; BAR: bem arredondado.

Gráfico 54 – Grau de esfericidade das areias do Terraço Marinho Pleistocênico Externo (S22).



Gráficos 55 – a. Textura Superficial das areias do Terraço Marinho Pleistocênico Externo (S22); b. Textura Superficial das areias do Terraço Marinho Pleistocênico Externo (S22); c. Grau de polimento do Terraço Marinho Pleistocênico Externo (S22).



Textura Superficial: SF: sacaróide fosco; SP: sacaróide polido; MF: mamelonar fosco; MP: mamelonar polido; LF: liso fosco; LP: liso polido; S: sacaróide; M: mamelonar; L: liso; F: fosco; P: polido.

Figura 56 – Grãos de areia do Terraço Marinho Pleistocênico Externo (S22).



5.3.3.3 Terraço Marinho Holocênico e Cordão Litorâneo

Os Terraços de Areias Litorâneas Holocênicas (Terraços Marinheiros Holocênicos – S27) (Figura 57) representam antigas posições da linha de costa, caracterizadas por um ambiente praiado em nível de mar alto de 5.100 anos AP e a subsequente descida desse nível (DOMINGUEZ, 2006). Essa unidade possui classe granulométrica de areia média, moderadamente selecionada, com assimetria positiva e curtose mesocúrtica. Ela se apresenta de forma larga, com cristas alongadas orientadas paralelamente à linha de costa, denominadas Cordões Litorâneos (S28) (Figura 59), que delimitam as antigas posições da linha de costa ou são testemunho de antigas dunas frontais ou cristas de praia abandonadas pela progradação. Esses cordões possuem classe granulométrica predominante de areia fina, moderadamente selecionada, aproximadamente simétrica e curtose platicúrtica.

Figura 57: Terraço Marinho Holocênico (S27).

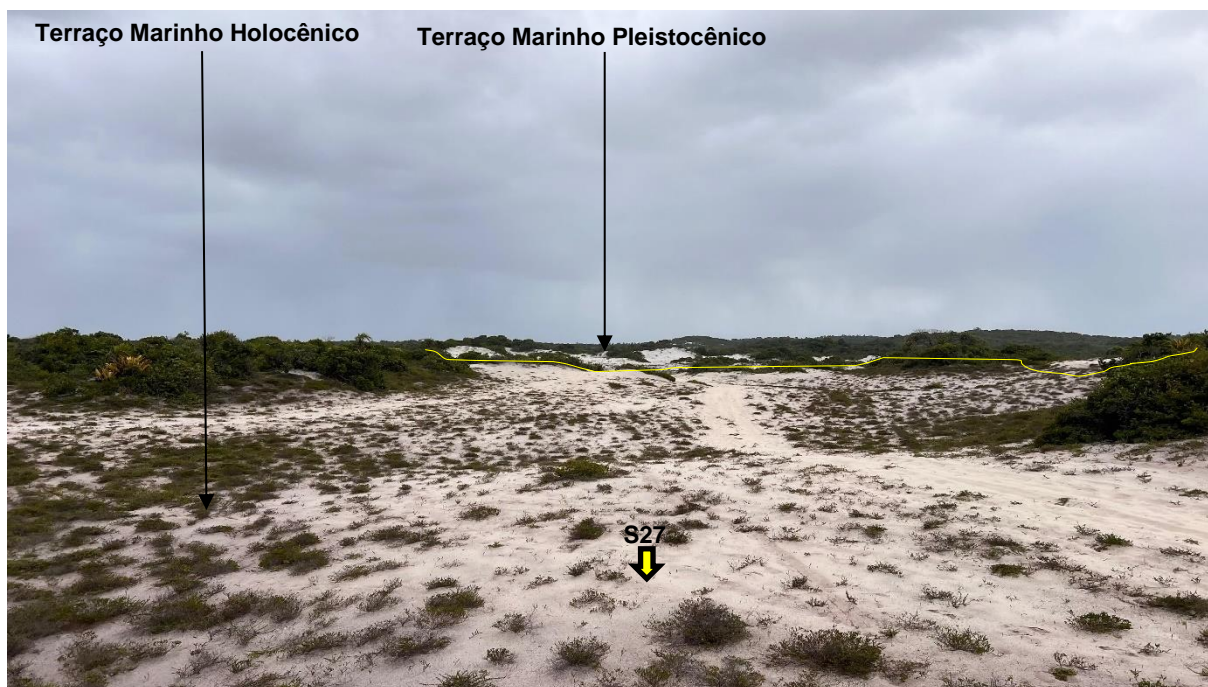


Foto: Jéssica da Mata Lima (2024).

Os padrões morfoscópicos das duas unidades são bem similares. Os grãos arenosos são predominantemente subarredondados tendendo a arredondados (Gráfico 56), com alta esfericidade (Gráfico 57). Há um alto percentual de grãos

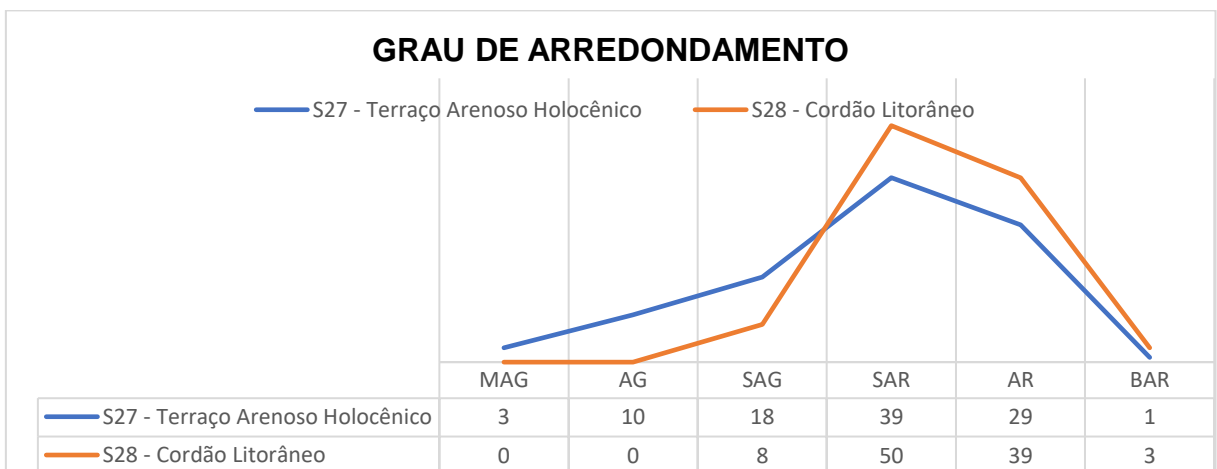
mamelonares polidos. Os grãos lisos polidos também possuem um percentual significativo (Gráficos 58a, 58b e 58c), indicando que os grãos foram altamente desgastados pelos agentes de transporte e que a textura mamelonar também é resultado desse transporte (Figura 58).

Figura 58 – Cordão litorâneo (S28).



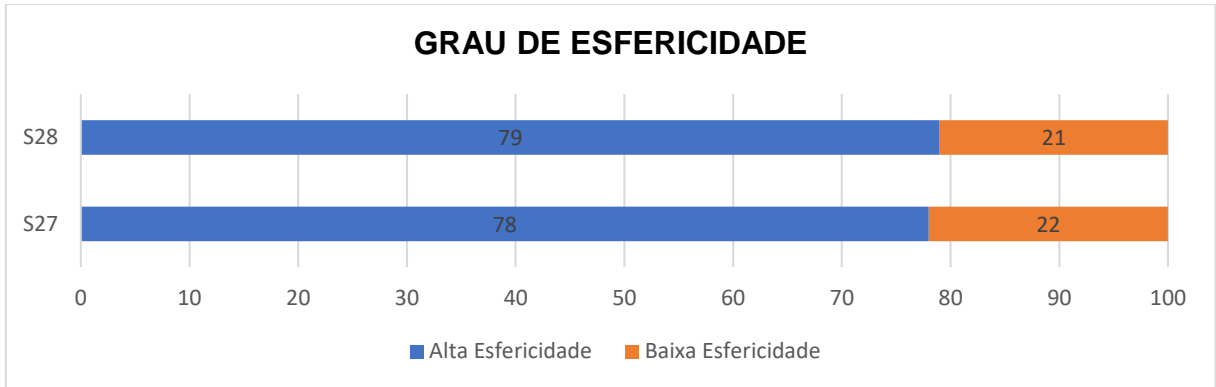
Foto: Jéssica da Mata Lima (2024).

Gráfico 56 – Grau de arredondamento das areias do Terraço Marinho Holocênico (S27) e Cordão Litorâneo (S28).

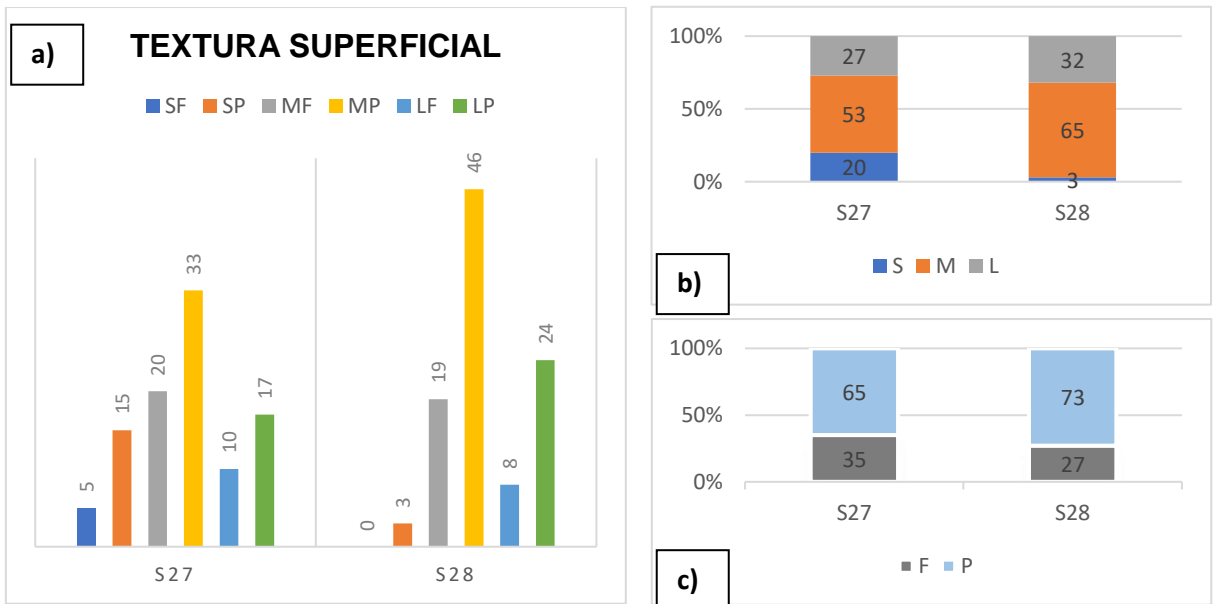


Arredondamento: MAG: muito anguloso; AG: anguloso; SAG: subanguloso; SAR: subarredondado; AR: arredondado; BAR: bem arredondado.

Gráfico 57 – Grau de esfericidade das areias do Terraço Marinho Holocênico (S27) e Cordão Litorâneo (S28).

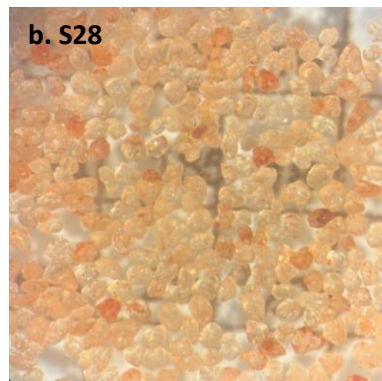
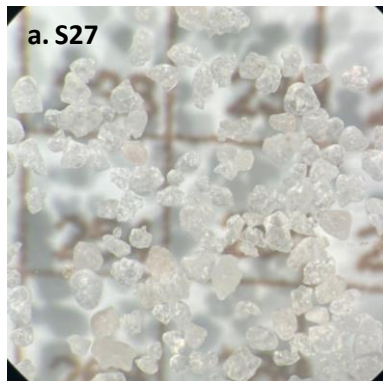


Gráficos 58 – a. Textura Superficial das areias do Terraço Marinho Holocênico (S27) e Cordão Litorâneo (S28); b. Textura Superficial das areias do Terraço Marinho Holocênico (S27) e Cordão Litorâneo (S28); c. Grau de polimento do Terraço Marinho Holocênico (S27) e Cordão Litorâneo (S28).



Textura Superficial: SF: sacaróide fosco; SP: sacaróide polido; MF: mamelonar fosco; MP: mamelonar polido; LF: liso fosco; LP: liso polido; S: sacaróide; M: mamelonar; L: liso; F: fosco; P: polido.

Figura 59 – Grãos de areia do Terraço Marinho Holocênico (a. S27) e Cordão Litorâneo (b. S28).



5.3.3.4 Faixa de Praia

A faixa de praia atual, ilustrada na Figura 60, subdivide-se em pós-praia (Berma 1 – S35 e Berma 2 – S36) e a face de praia (S37). Os sedimentos dessa unidade são principalmente retrabalhados pelo espraiamento das ondas e secundariamente pelo vento (ALMEIDA JUNIOR *et al.*, 2013).

As três feições possuem uma classificação granulométrica de areia média e assimetria negativa. O pós-praia (Berma 1) e a face de praia possuem valores granulométricos aproximadamente simétricos, enquanto o pós-praia (Berma 2) possui grãos bem selecionados. O pós-praia (berma 1) possui curtose mesocúrtica, o pós-praia (berma 2) é leptocúrtica e a face de praia é platicúrtica.

Figura 60 – Faixa de Praia atual e as unidades Pós-Praia Berma 1 (S35), Pós-Praia Berma 2 (S36) e Face de Praia (S37).

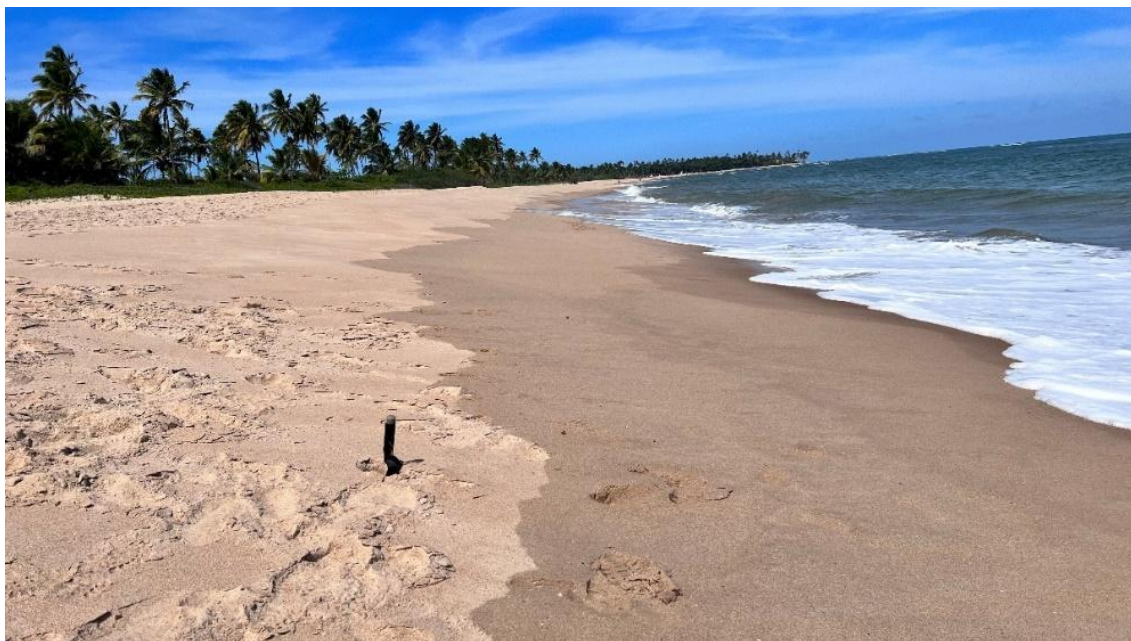
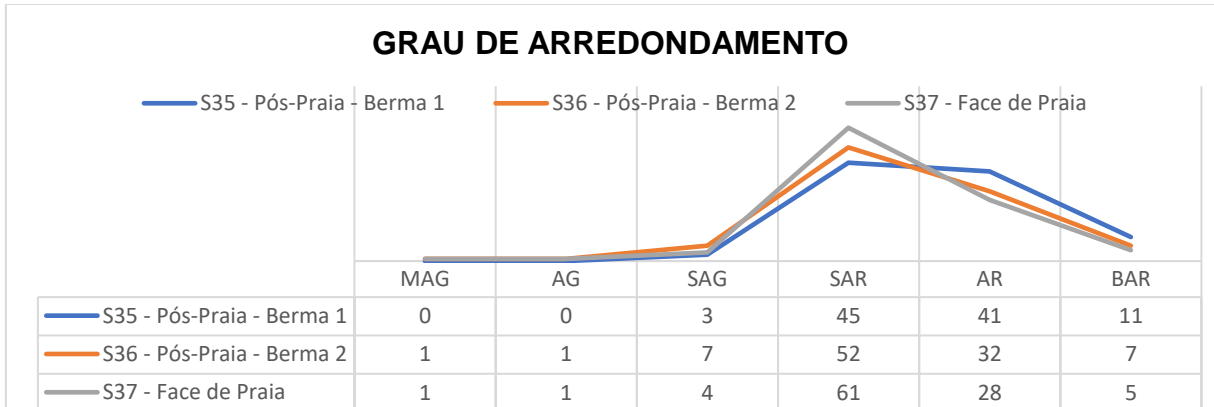


Foto: Jéssica da Mata Lima (2023).

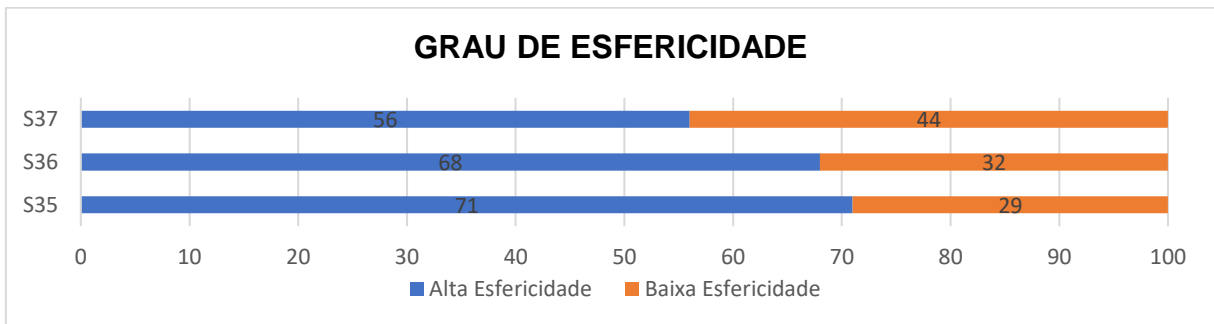
As areias da faixa atual de praia são subarredondadas tendendo a arredondadas (Gráfico 59), possuem maior percentual de grãos com alta esfericidade (Gráfico 60) e possuem textura superficial principalmente mamelonar polida a lisa polida (Gráficos 61a, 61b e 61c) (Figura 61).

Gráfico 59 – Grau de arredondamento das areias da Faixa de Praia Atual: Pós-praia Berma 1 (S35), Pós-praia Berma 2 (S36) e Face de Praia (S37).

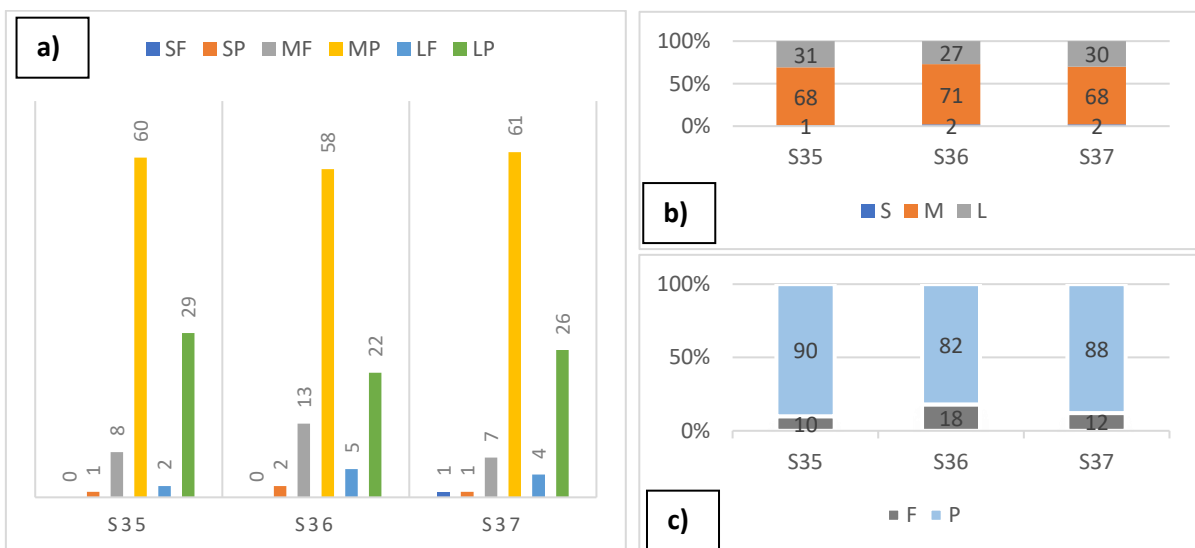


Arredondamento: MAG: muito anguloso; AG: anguloso; SAG: subanguloso; SAR: subarredondado; AR: arredondado; BAR: bem arredondado.

Gráfico 60 – Grau de esfericidade das areias da Faixa de Praia Atual: Pós-praia Berma 1 (S35), Pós-praia Berma 2 (S36) e Face de Praia (S37).

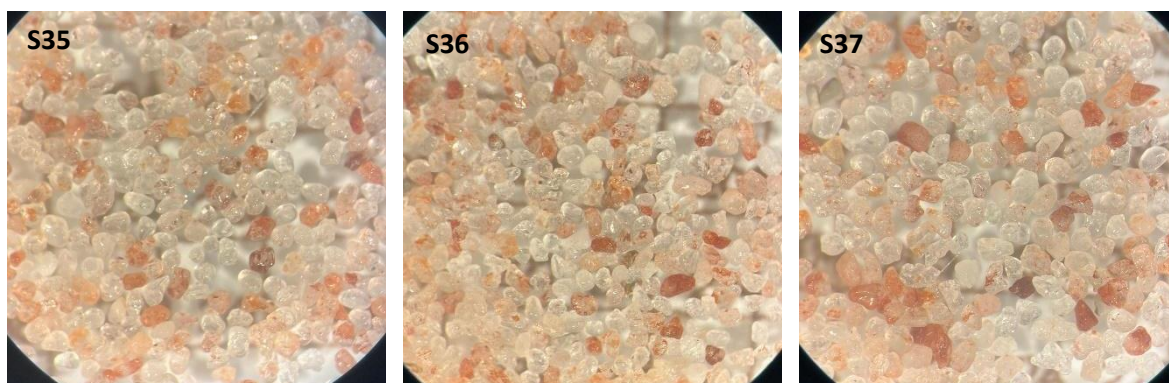


Gráficos 61 – a. Textura Superficial das areias da Faixa de Praia Atual (S35, S36 e S37); b. Textura Superficial das areias da Faixa de Praia Atual (S35, S36 e S37); c. Grau de polimento da Faixa de Praia Atual (S35, S36 e S37).



Textura Superficial: SF: sacaróide fosco; SP: sacaróide polido; MF: mamelonar fosco; MP: mamelonar polido; LF: liso fosco; LP: liso polido; S: sacaróide; M: mamelonar; L: liso; F: fosco; P: polido.

Figura 61 – Grãos de areia da Faixa de Praia Atual: Pós-praia Berma 1 (S35), Pós-praia Berma 2 (S36) e Face de Praia (S37).



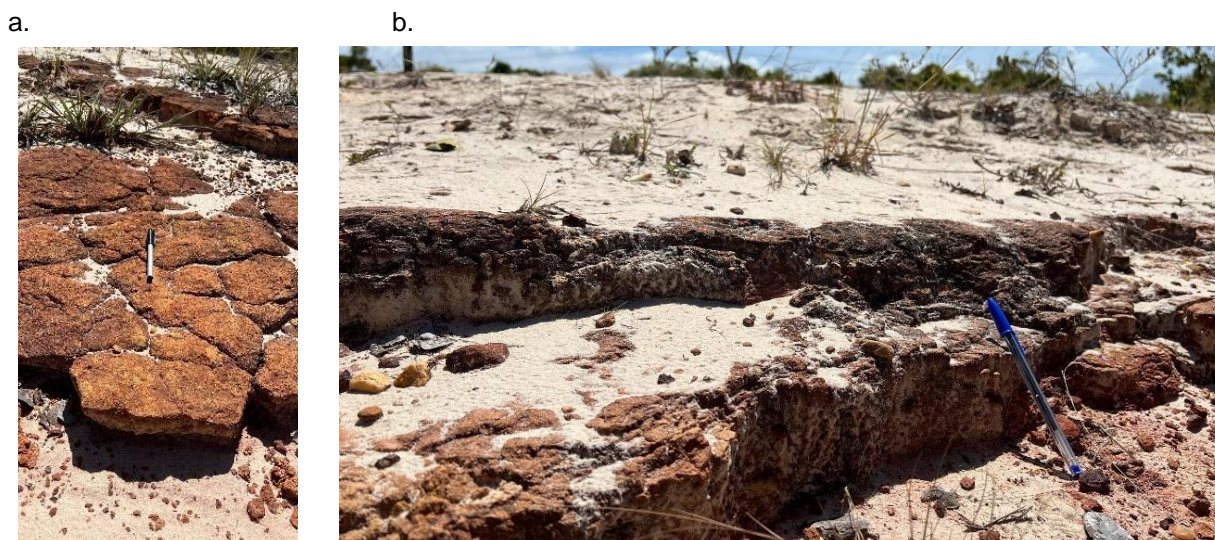
5.3.4 Couraça Ferruginosa

As couraças ferruginosas são o resultado do intenso processo de ferruginização relacionado aos processos diagenéticos e pedogenéticos que deram origem aos níveis ferruginosos do Barreiras. No ponto estudado, a couraça encontra-se recoberta por material arenosos depositado pela ação eólica (Duna Inativa Interna) que cavalgaram o Barreiras, conforme preconizado por Dominguez e Bittencourt (2012).

A referida couraça (S12C – Figuras 62a e 62b) apresenta sedimentos arenosos pobremente selecionados, o que indica um material que foi pouco trabalhado/transportado de seu local de origem. A assimetria é negativa e a curtose platicúrtica. Há a predominância de sedimentos arenosos muito finos e se constitui na única unidade estudada em que há maior abundância de areia muito fina.

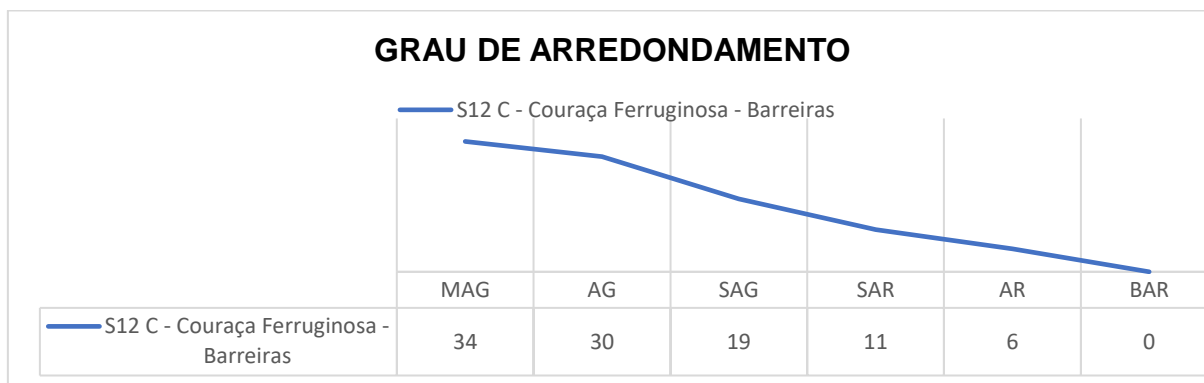
Essa unidade possui características morfoscópicas muito peculiares. Há um elevado percentual de grãos muito angulosos e angulosos (Gráfico 62). A esfericidade é equilibrada, tendo percentual suavemente maior de alta esfericidade (Gráfico 63). A textura superficial é essencialmente sacaróide polida seguida por mamelonar polida (Gráficos 64a, 64b e 64c) (Figura 63), resultado de possíveis fraturas do grão de quartzo.

Figuras 62a e 62b – Couraça Ferruginosa (S12C) em unidade de Tabuleiros Costeiros com sedimentos arenosos (S11 e S12) que a sobrepõem, conforme Dominguez (2006) e Dominguez e Bittencourt (2012).



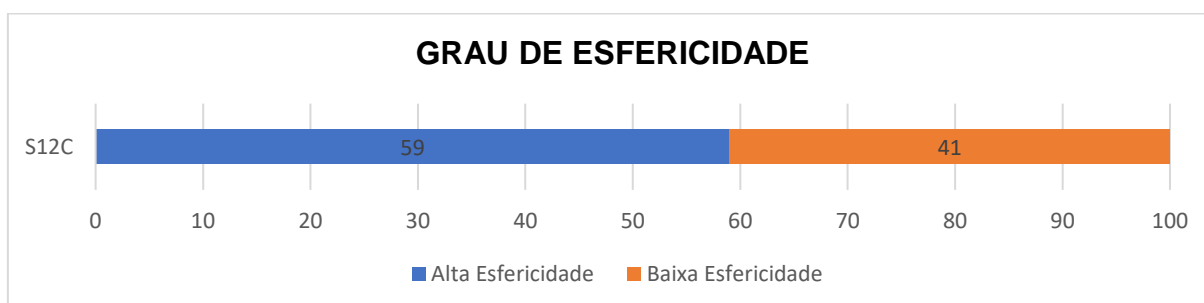
Fotos: Jéssica da Mata Lima (2023).

Gráfico 62 – Grau de arredondamento das areias da Couraça Ferruginosa do Grupo Barreiras (S12C).

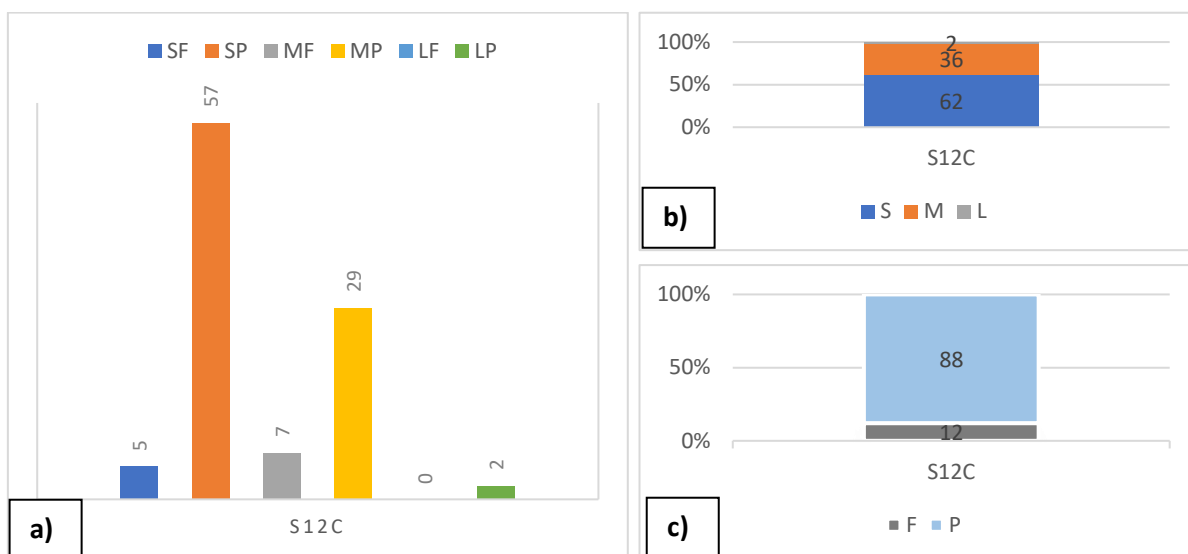


Arredondamento: MAG: muito anguloso; AG: anguloso; SAG: subanguloso; SAR: subarredondado; AR: arredondado; BAR: bem arredondado.

Gráfico 63 – Grau de esfericidade das areias da Couraça Ferruginosa do Grupo Barreiras (S12C).



Gráficos 64 – a. Textura Superficial das areias da Couraça Ferruginosa do Grupo Barreiras (S12C); **b.** Textura Superficial das areias da Couraça Ferruginosa do Grupo Barreiras (S12C); **c.** Grau de polimento da Couraça Ferruginosa do Grupo Barreiras (S12C).



Textura Superficial: SF: sacaróide fosco; SP: sacaróide polido; MF: mamelonar fosco; MP: mamelonar polido; LF: liso fosco; LP: liso polido; S: sacaróide; M: mamelonar; L: liso; F: fosco; P: polido.

Figura 63 – Grãos de areia da Couraça Ferruginosa do Grupo Barreiras (S12C).



5.3.5 Solos das vertentes A e B

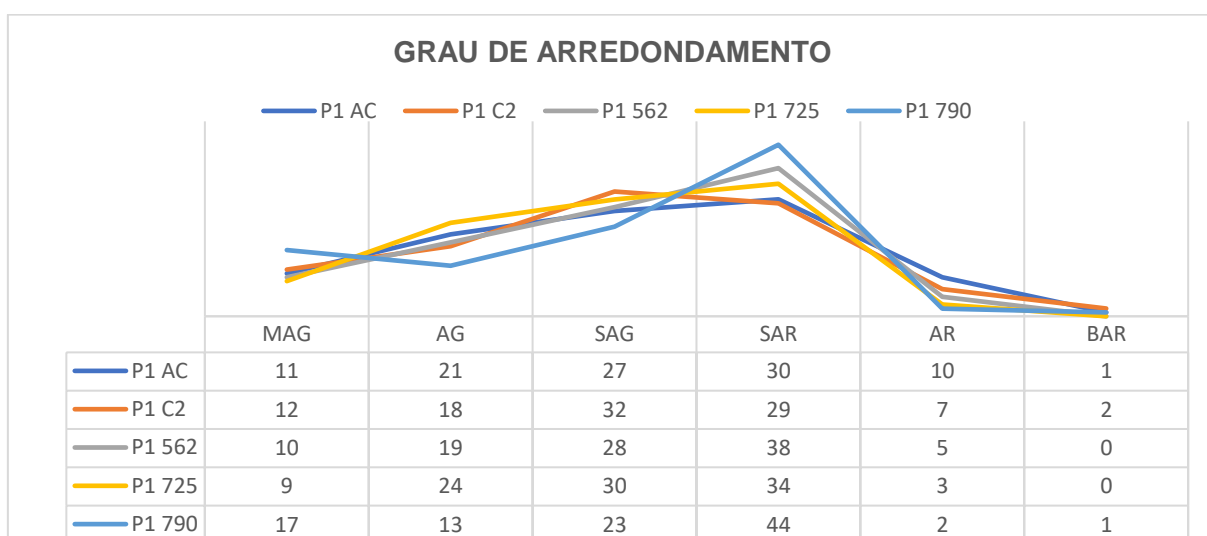
5.3.5.1 Neossolo Quartzarênico Órtico típico – Perfil 1

No Perfil 1, localizado no compartimento de montante, há diferenças notáveis entre os horizontes analisados. Embora todos apresentem uma classe granulométrica de areia média, a seleção dos grãos varia de pobre, nos horizontes AC, C2, 562cm e 725cm para moderadamente selecionada no horizonte 790cm. A assimetria é positiva nos horizontes mais superficiais AC, C2 e 562cm, assim como no mais profundo

790cm; porém em 725cm, a assimetria é negativa. A curtose varia de mesocúrtica nos horizontes AC, 562cm e 725cm, a leptocúrtica nos horizontes C2 e 790cm.

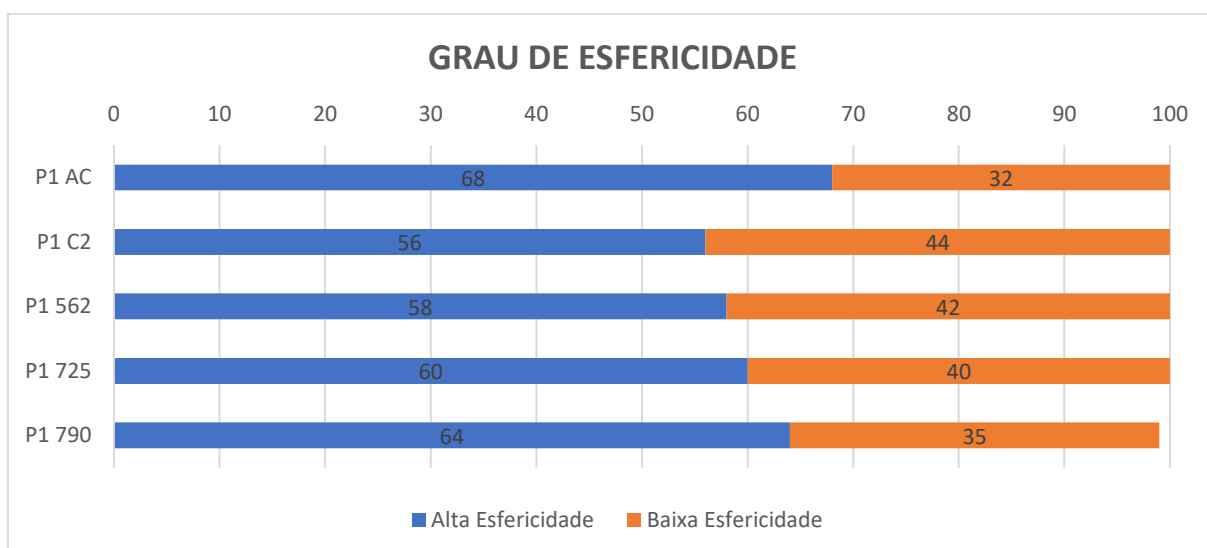
A morfoscopia indica grãos predominantemente subarredondados em todos os horizontes, com tendência a subangulosos e angulosos (Gráfico 65). O horizonte 790cm possui uma maior proporção de grãos muito angulosos. Quanto à esfericidade, há um equilíbrio entre os diferentes horizontes, com maior percentual de grãos com alta esfericidade (Gráfico 66).

Gráfico 65 – Grau de arredondamento das areias do Perfil 1 – Neossolo Quartzarênico Órtico típico (P1).



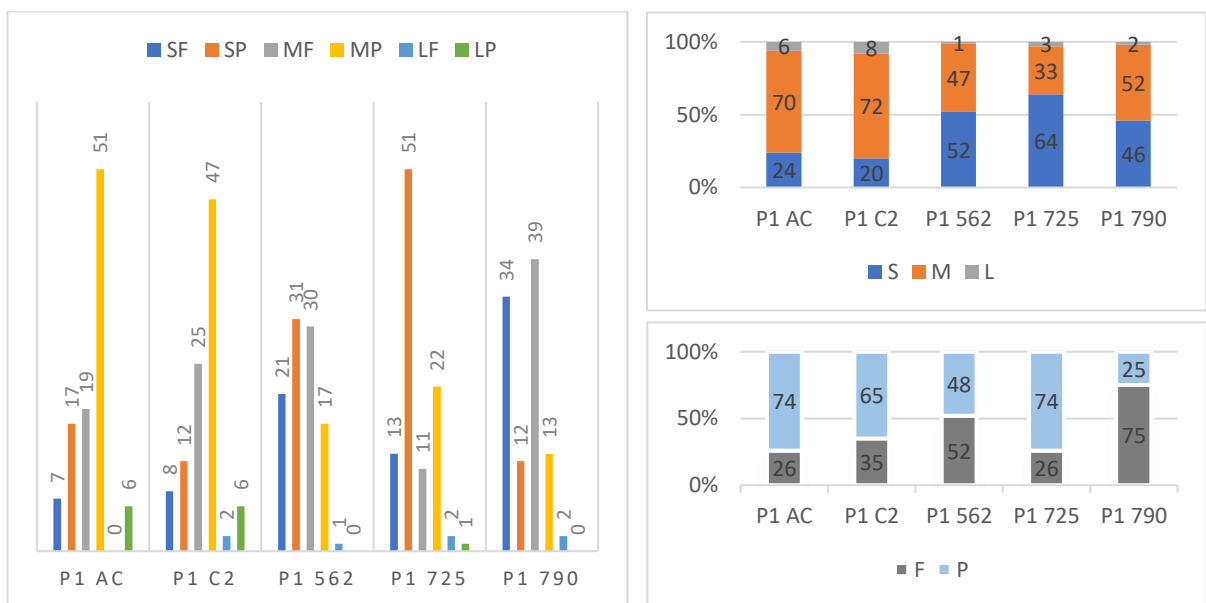
Arredondamento: MAG: muito anguloso; AG: anguloso; SAG: subanguloso; SAR: subarredondado; AR: arredondado; BAR: bem arredondado.

Gráfico 66 – Grau de esfericidade das areias do Perfil 1 – Neossolo Quartzarênico Órtico típico (P1).



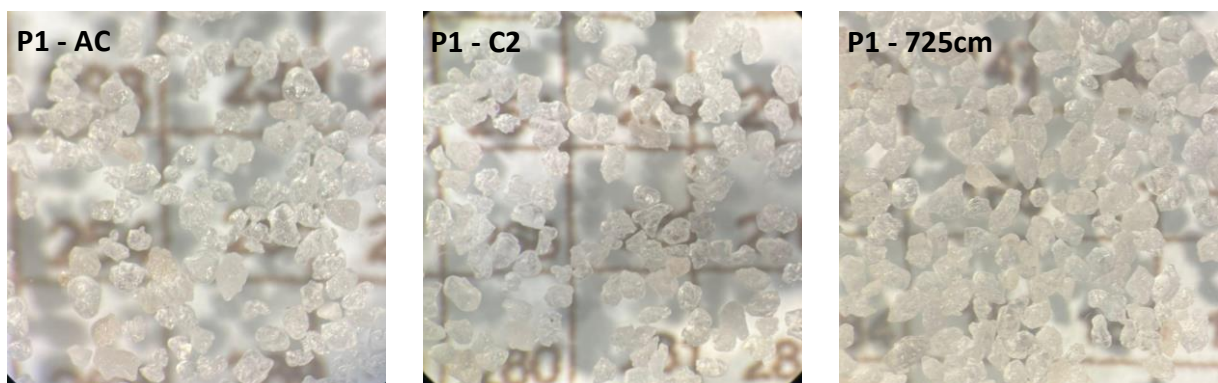
A textura superficial diferencia os horizontes significativamente, conforme ilustrado no Gráficos 67a, 67b e 67c. Os horizontes AC e C2 apresentam uma maior proporção de grãos mamelonares polidos, com a presença notável de grãos lisos polidos, indicando que os grãos mamelonares polidos resultam do desgaste dos grãos sacaróides. No horizonte 562cm, há uma diminuição significativa dos grãos mamelonares polidos e um aumento dos grãos sacaróides polidos e foscos, além de mamelonares foscos. Em 725cm, há um aumento ainda mais expressivo dos grãos sacaróides polidos, com um aumento secundário dos grãos mamelonares polidos. Em 790cm, no horizonte espódico, há um elevado percentual de grãos sacaróides foscos e mamelonares foscos, com poucos grãos lisos foscos presentes (Figura 64).

Gráficos 67 – a. Textura Superficial das areias do Perfil 1 – Neossolo Quartzarênico Órtico típico (P1); **b.** Textura Superficial das areias do Perfil 1 – Neossolo Quartzarênico Órtico típico (P1); **c.** Grau de polimento do Perfil 1 – Neossolo Quartzarênico Órtico típico (P1).



Textura Superficial: SF: sacaróide fosco; SP: sacaróide polido; MF: mamelonar fosco; MP: mamelonar polido; LF: liso fosco; LP: liso polido; S: sacaróide; M: mamelonar; L: liso; F: fosco; P: polido.

Figura 64 – Grãos de areia do Perfil 1 – Neossolo Quartzarênico Órtico típico (P1).

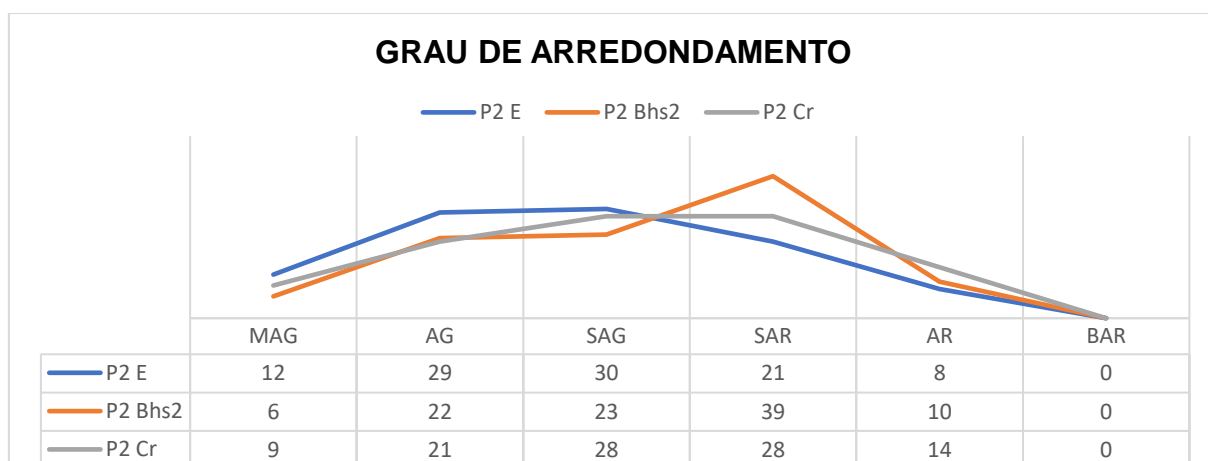


5.3.5.2 Espodossolo Humilúvico Órtico arênico – Perfil 2

No compartimento intermediário da Vertente A (Perfil 2), a principal variação granulométrica ocorre entre o horizonte superficial (E), que possui classe areia média e assimetria positiva, e os horizontes mais profundos (Bhs2 e Cr), que possuem classe areia fina e assimetria aproximadamente simétrica. Os horizontes E e Bhs2 possuem grãos pobremente selecionados, enquanto o horizonte Cr é moderadamente selecionado. Quanto à curtose, é mesocúrtica no horizonte E, leptocúrtica no horizonte Bhs2 e muito leptocúrtica no horizonte Cr.

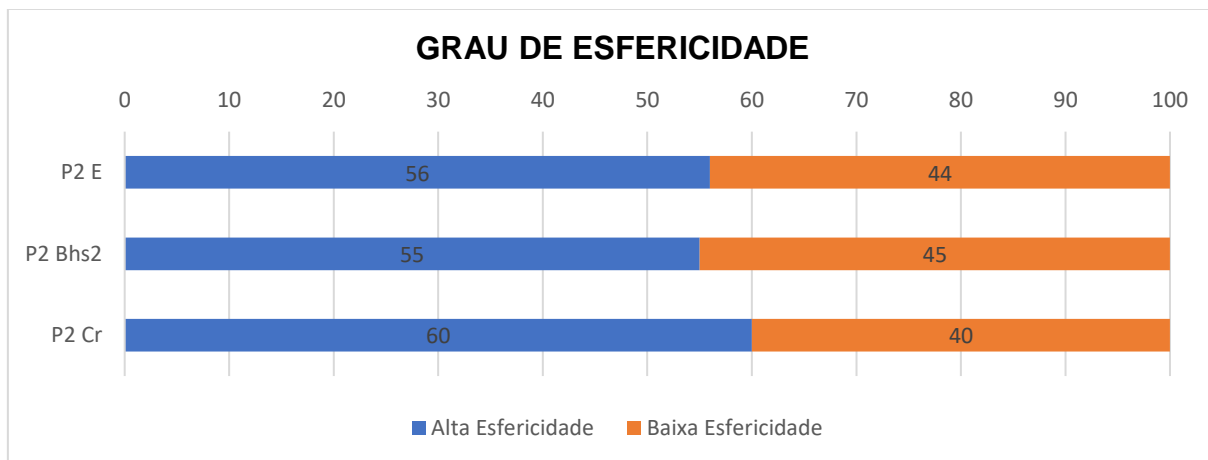
Os grãos variam seu grau de arredondamento com a profundidade, conforme o Gráfico 68. O horizonte E possui maior porcentagem de grãos angulosos a subangulosos. Também há quantidade considerável de grãos subarredondados e muito angulosos, compondo um material bem diversificado. O horizonte Bhs2 possui grãos predominantemente subarredondados e subangulosos. Também possui percentual considerável de grãos muito angulosos e arredondados. O horizonte Cr possui predominantemente grãos subarredondados tendendo para angulosos. A esfericidade é equilibrada, apresentando-se em maior quantidade grãos com alta esfericidade, sendo o valor mais elevado no horizonte Cr (Gráfico 69).

Gráfico 68 – Grau de arredondamento das areias do Perfil 2 – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P2).



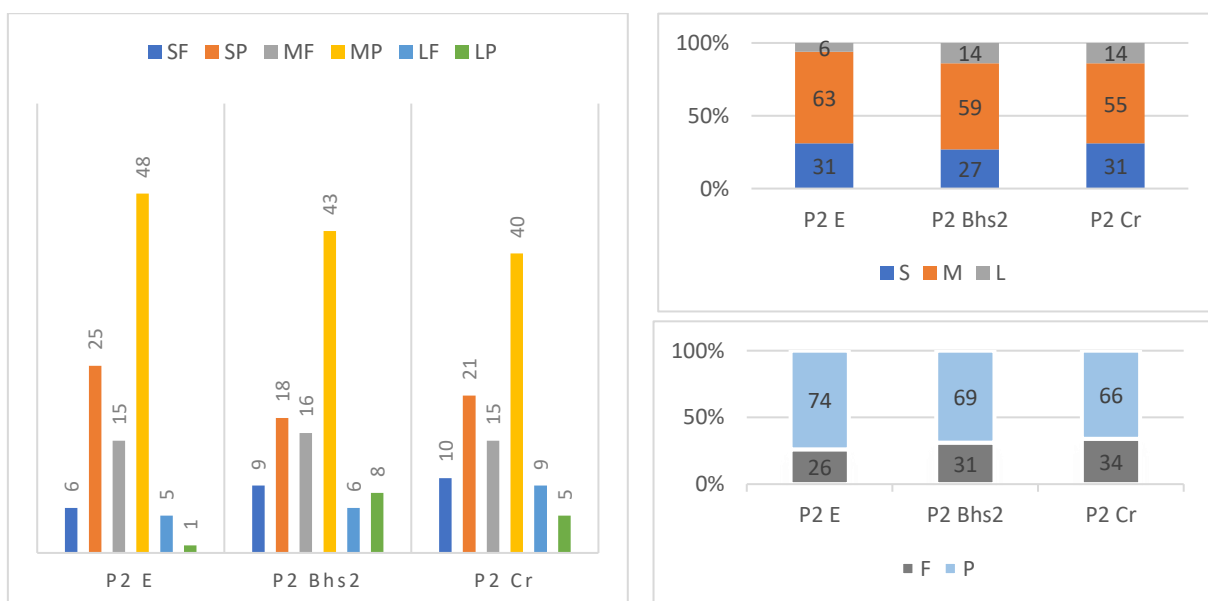
Arredondamento: MAG: muito anguloso; AG: anguloso; SAG: subanguloso; SAR: subarredondado; AR: arredondado; BAR: bem arredondado.

Gráfico 69 – Grau de esfericidade das areias do Perfil 2 - Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P2).



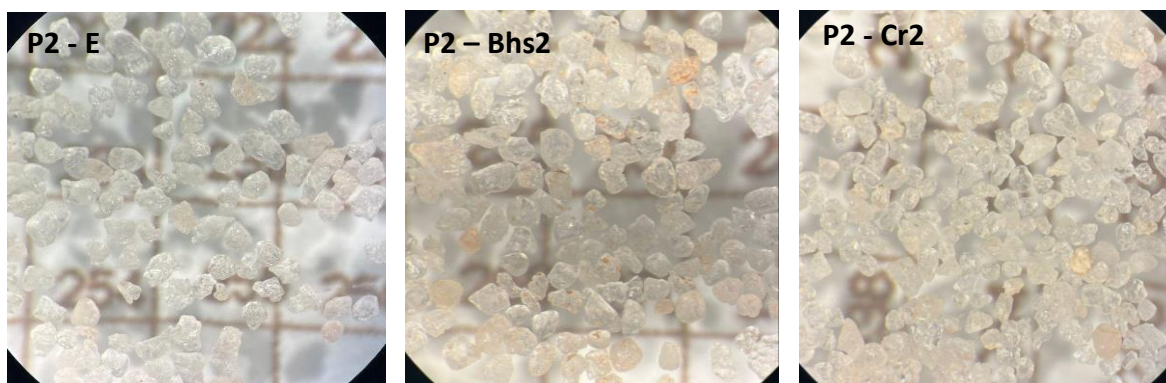
O padrão de textura superficial das areias do Perfil 2 (Gráficos 70a, 70b e 70c) é semelhante entre os horizontes, sendo majoritariamente grãos mamelonares polidos, seguido por sacaróides polidos em todos os horizontes. Entretanto, nos horizontes Bhs2 e Cr, destaca-se o aumento do percentual de grãos lisos polidos e foscos (Figura 65).

Gráficos 70 – a. Textura Superficial das areias do Perfil 2 – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P2); b. Textura Superficial das areias do Perfil 2 – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P2); c. Grau de polimento do Perfil 2 – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P2).



Textura Superficial: SF: sacaróide fosco; SP: sacaróide polido; MF: mamelonar fosco; MP: mamelonar polido; LF: liso fosco; LP: liso polido; S: sacaróide; M: mamelonar; L: liso; F: fosco; P: polido.

Figura 65 – Grãos de areia do Perfil 2 – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P2).

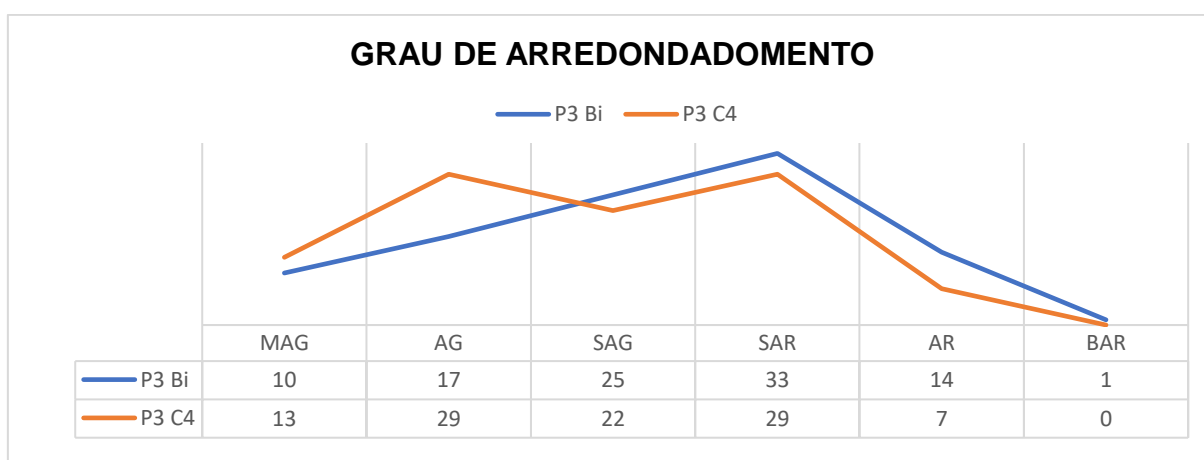


5.3.5.3 Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico – Perfil 3

No compartimento de jusante da vertente A, onde está localizado o Perfil 3, a classe granulométrica é areia fina em ambos os horizontes analisados, com grãos pobremente selecionados, com assimetria positiva no horizonte Bi e aproximadamente simétrica no horizonte C4. A curtose é platicúrtica no horizonte Bi e mesocúrtica no C4.

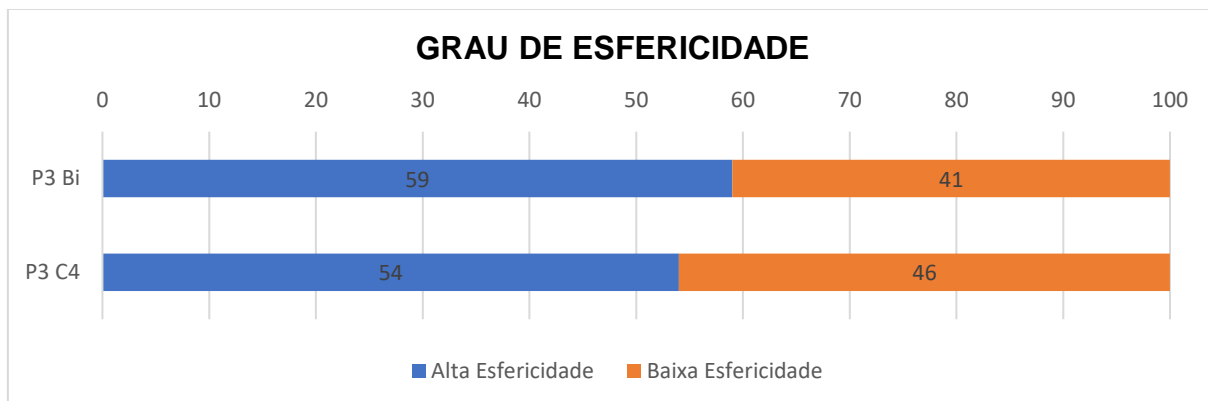
O horizonte C4 possui maiores quantidades de grãos angulosos e subarredondados, enquanto o Bi predominam os grãos subarredondados (Gráfico 71). A esfericidade é equilibrada, tendo suave aumento de grãos de alta esfericidade (Gráfico 72).

Gráfico 71 – Grau de arredondamento das areias do Perfil 3 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico (P3).



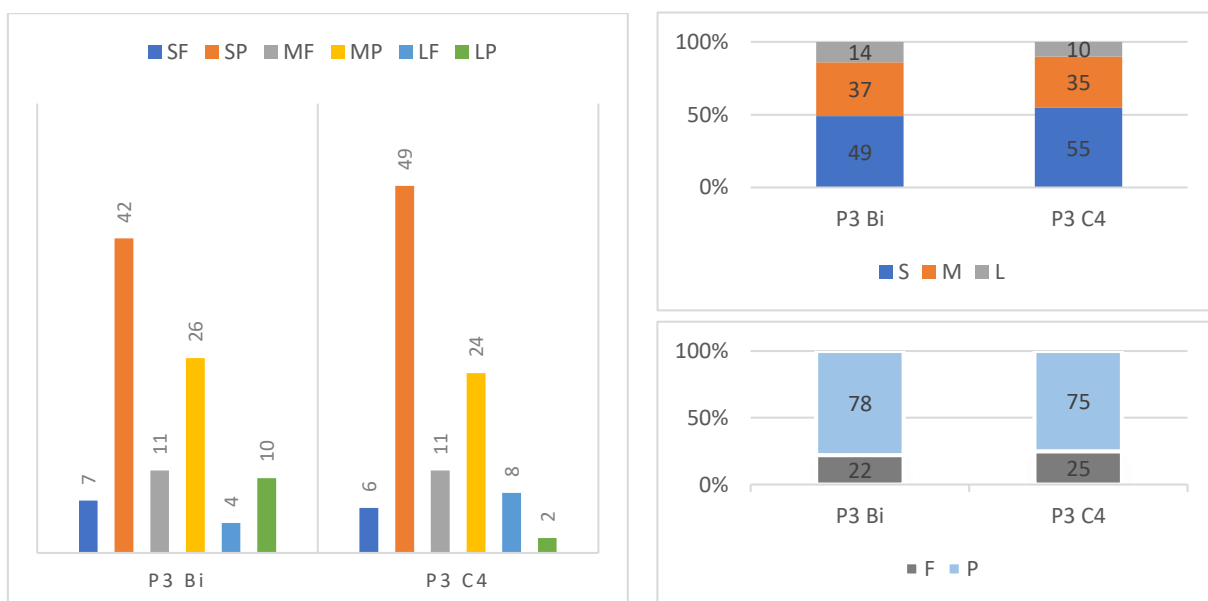
Arredondamento: MAG: muito anguloso; AG: anguloso; SAG: subanguloso; SAR: subarredondado; AR: arredondado; BAR: bem arredondado.

Gráfico 72 – Grau de esfericidade das areias do Perfil 3 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico (P3).



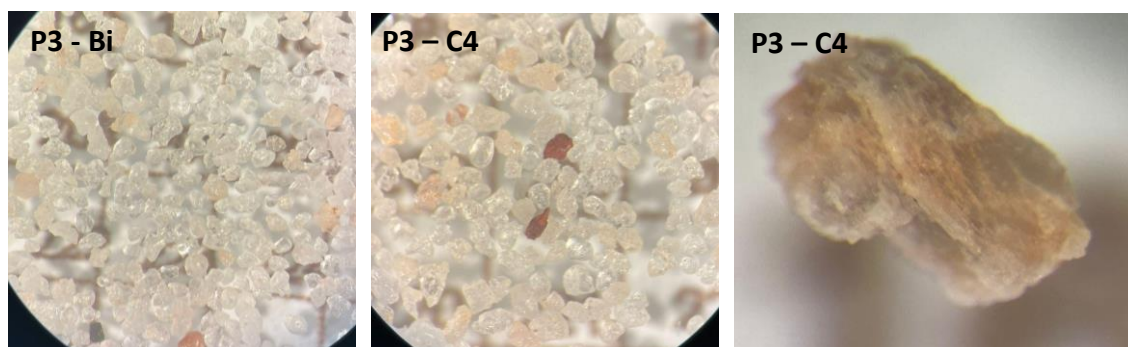
A textura superficial destoa bastante dos horizontes estudados nos Perfis 1 e 2, conforme observado nos Gráficos 73a, 73b e 73c. Neste há maior percentual de grãos sacaróides polidos, seguido de grãos mamelonares polidos. No horizonte Bi há ainda um percentual maior de grãos lisos polidos, mas ainda é uma quantidade pequena comparada aos grãos sacaróides polidos. Foi observada a presença de fragmentos de couraça e mineral do grupo dos feldspatos (Figura 66).

Gráficos 73 – a. Textura Superficial das areias do Perfil 3 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico (P3); b. Textura Superficial das areias do Perfil 3 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico (P3); c. Grau de polimento do Perfil 3 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico (P3).



Textura Superficial: SF: sacaróide fosco; SP: sacaróide polido; MF: mamelonar fosco; MP: mamelonar polido; LF: liso fosco; LP: liso polido; S: sacaróide; M: mamelonar; L: liso; F: fosco; P: polido.

Figura 66 – Grãos de areia do do Perfil 3 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico (P3).

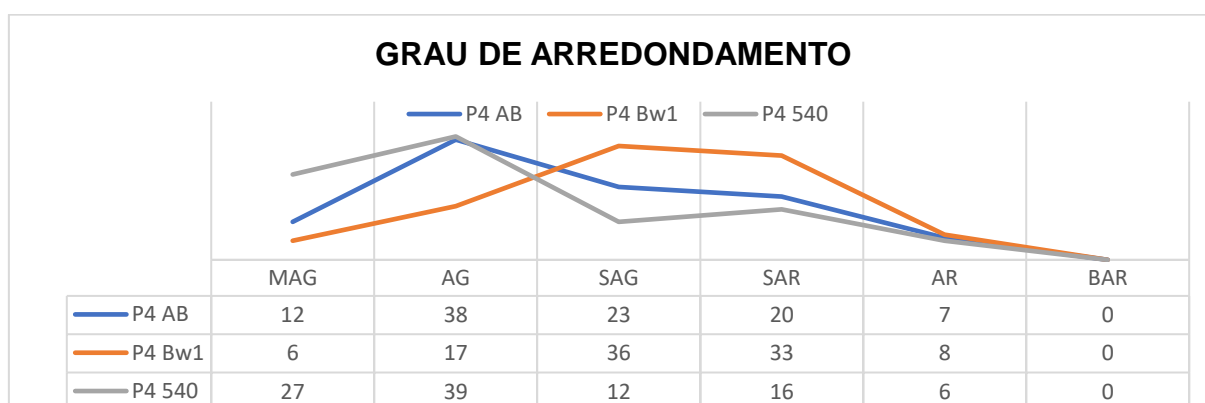


5.3.5.4 Latossolo Amarelo Distrófico psamítico - Perfil 4

Localizado no compartimento de montante da vertente B, o Latossolo Vermelho-Amarelo possui classe granulométrica de areia fina, grãos pobremente selecionados e assimetria positiva em todos os horizontes analisados. A curtose no horizonte AB é platicúrtica e dos horizontes Bw1 e 540cm é mesocúrtica.

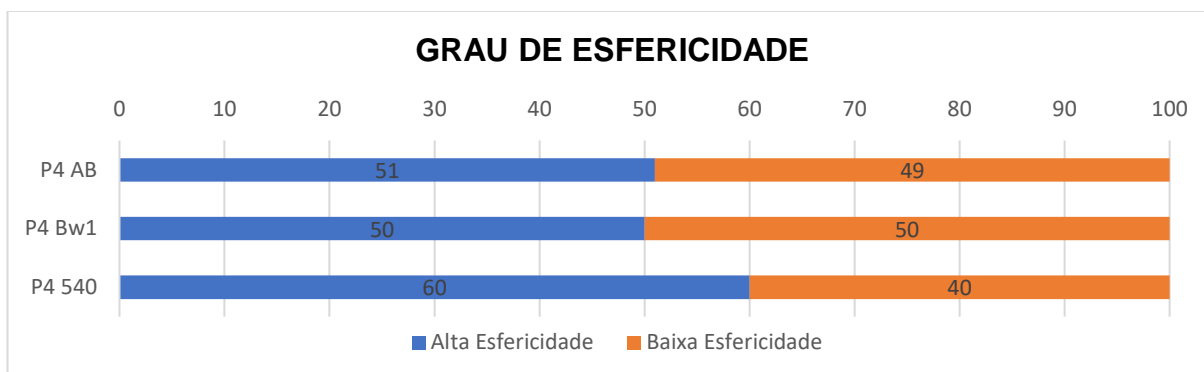
Os grãos aumentam a angulosidade no horizonte mais profundo, P4 540cm, (Gráfico 74). No horizonte AB os grãos são predominantemente angulosos. No horizonte Bw1 há maior percentual de grãos subangulosos e subarredondados. O horizonte 540cm, onde encontra-se a couraça ferruginosa intemperizada, aumenta a quantidade de grãos angulosos, que se encontra em maior percentual, e grãos muito angulosos. A esfericidade é equilibrada, sendo sensivelmente maior os grãos com alta esfericidade (Gráfico 75).

Gráfico 74 – Grau de arredondamento das areias do Perfil 4 – Latossolo Amarelo Distrófico psamítico (P4).



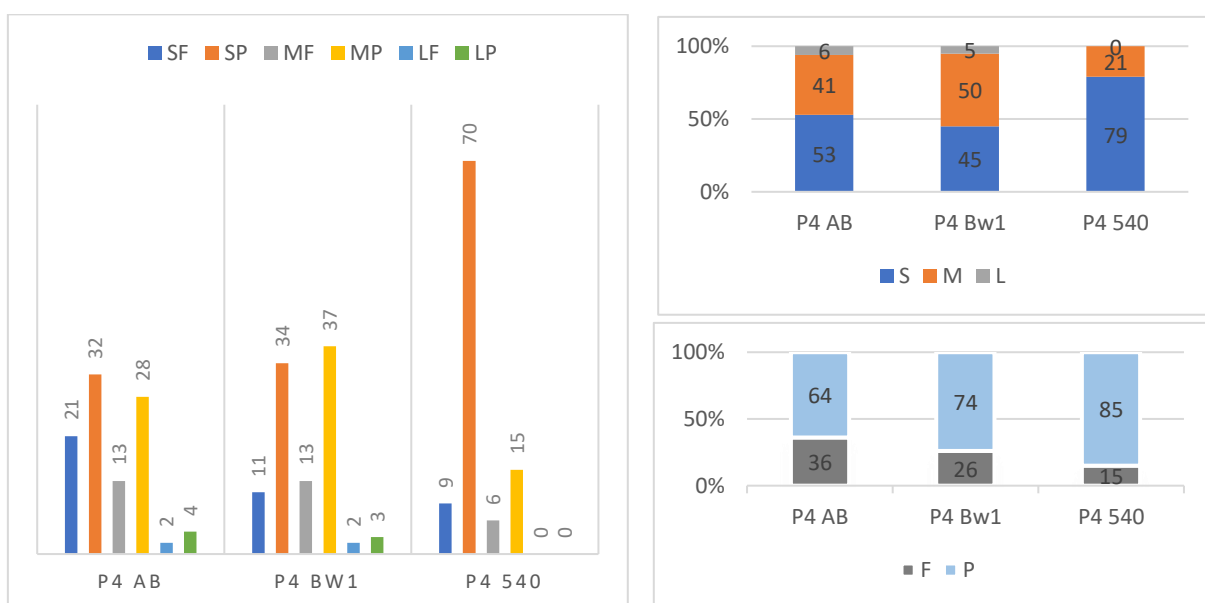
Arredondamento: MAG: muito anguloso; AG: anguloso; SAG: subanguloso; SAR: subarredondado; AR: arredondado; BAR: bem arredondado.

Gráfico 75 – Grau de esfericidade das areias do Perfil 4 – Latossolo Amarelo Distrófico psamítico (P4).



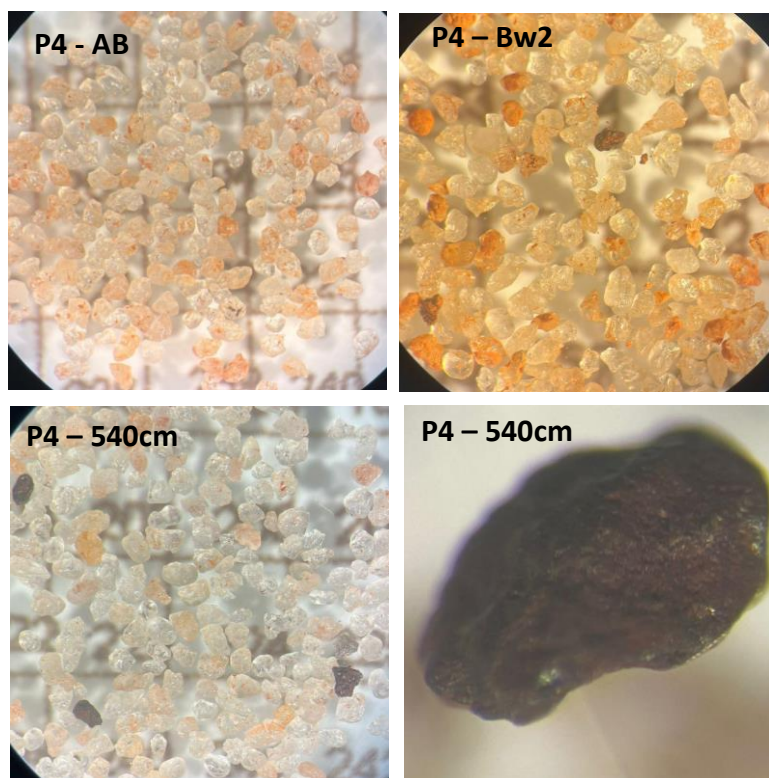
A textura superficial do horizonte AB é predominantemente sacaróide polido, seguido por mamelonar polido e sacaróide fosco (Gráficos 76a, 78b e 78c). Em bem menor percentual há grãos lisos foscos e polidos. O horizonte Bw2 apresenta textura superficial quase similar, com aumento sensível de grãos mamelonares polidos, seguido por sacaróide polido e mamelonar fosco e sacaróide fosco. Já o horizonte 540cm possui elevado percentual de grãos sacaróides polidos, com baixa percentual de grãos mamelonar polido, sacaróide fosco e mamelonar fosco. De modo geral, os grãos do perfil 4 são mais sacaróides e polidos (Figura 67).

Gráficos 76 – a. Textura Superficial das areias do Perfil 4 – Latossolo Amarelo Distrófico psamítico (P4); **b.** Textura Superficial das areias do Perfil 4 – Latossolo Amarelo Distrófico psamítico (P4); **c.** Grau de polimento do Perfil 4 – Latossolo Amarelo Distrófico psamítico (P4).



Textura Superficial: SF: sacaróide fosco; SP: sacaróide polido; MF: mamelonar fosco; MP: mamelonar polido; LF: liso fosco; LP: liso polido; S: sacaróide; M: mamelonar; L: liso; F: fosco; P: polido.

Figura 67 – Grãos de areia do Perfil 4 – Latossolo Amarelo Distrófico psamítico (P4).



5.3.5.5 Espodossolo Humilúvico Órtico arênico – Perfil 5

No compartimento intermediário da vertente B, o Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P5) apresenta a classe granulométrica areia fina, com grãos pobremente selecionados e assimetria positiva em todos os horizontes. O horizonte Bhs1 e 220cm possuem curtose mesocúrtica, enquanto o horizonte Cr possui curtose mesocúrtica.

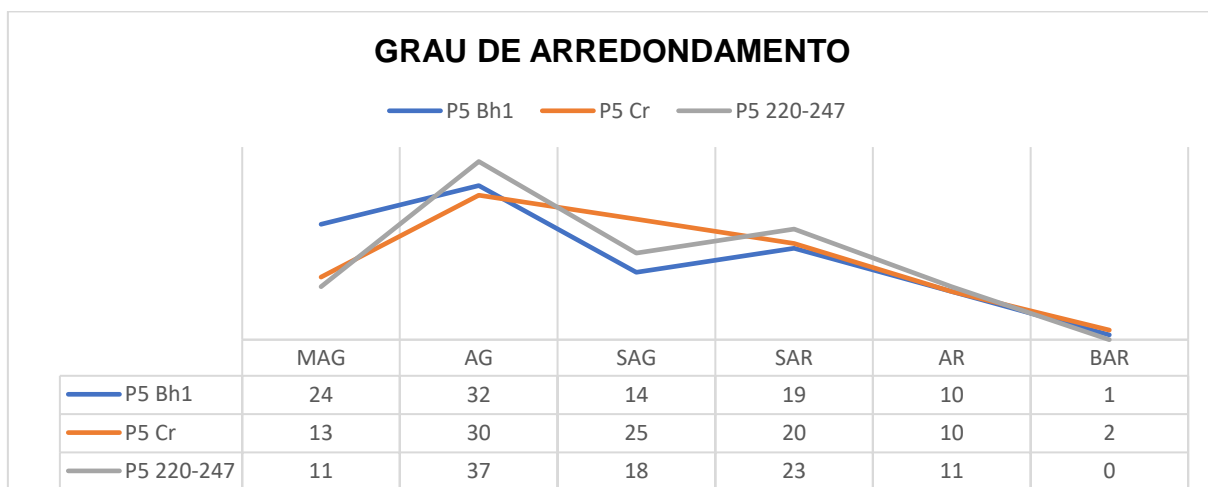
As areias dos três horizontes analisados são predominantemente angulosas, também contendo alto percentual de grãos muito angulosos e subarredondados (Gráfico 77). A esfericidade é equilibrada, contendo maior percentual de grãos com alta esfericidade nos horizontes Cr e 220cm e de baixa esfericidade no horizonte Bhs2 (Gráfico 78).

Em todos os horizontes há predominância de grãos sacaróides polidos, seguidos por grãos mamelonares polidos. Há baixo percentual de grãos lisos. Muitos grãos mamelonares são resultantes da fratura dos grãos de quartzo. O polimento, que

possui alto percentual em todas as amostras, resulta, neste caso, principalmente, da característica original do quartzo (Gráficos 79a, 79b e 79c, Figura 68).

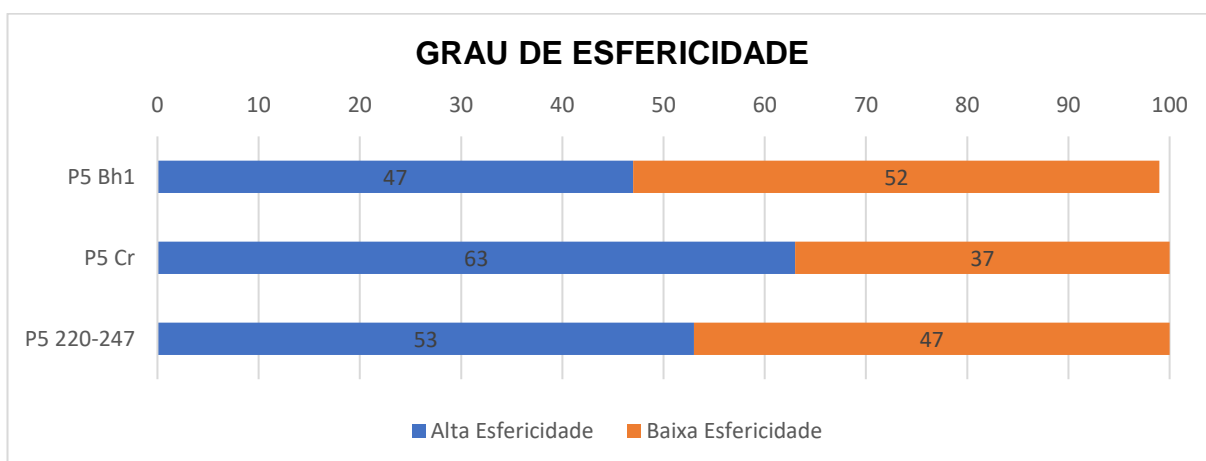
A textura superficial é predominantemente sacaróide polida em todos os horizontes, seguido por mamelonar polido. Assim como no Perfil 4, os grãos guardam registros do quartzo em sua forma original, contendo grãos principalmente sacaróides e polidos.

Gráfico 77 – Grau de arredondamento das areias do Perfil 5 – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P5).

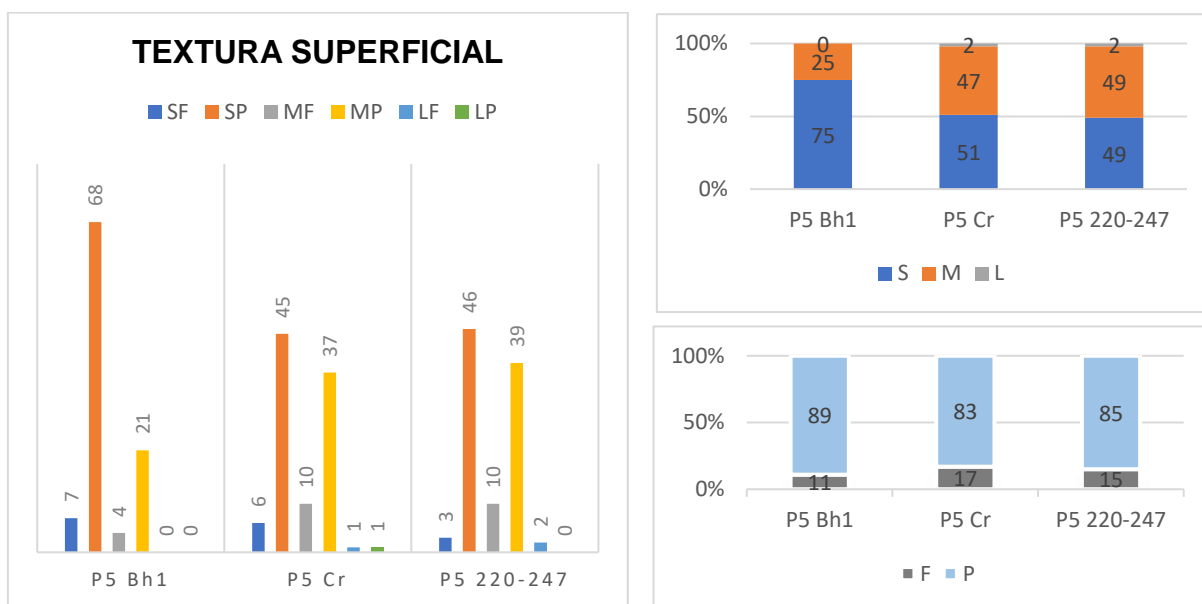


Arredondamento: MAG: muito anguloso; AG: anguloso; SAG: subanguloso; SAR: subarredondado; AR: arredondado; BAR: bem arredondado.

Gráfico 78 – Grau de esfericidade das areias do Perfil 5 – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P5).

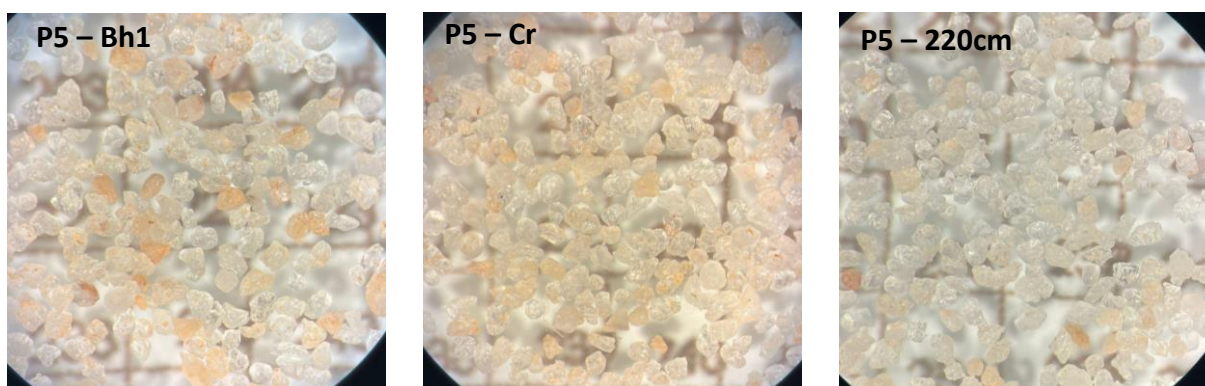


Gráficos 79 – a. Textura Superficial das areias do Perfil 5 – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P5); **b.** Textura Superficial das areias do Perfil 5 – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P5); **c.** Grau de polimento do Perfil 5 – Espodossolo Humilúvico Órtico arênico (P5).



Textura Superficial: SF: sacaróide fosco; SP: sacaróide polido; MF: mamelonar fosco; MP: mamelonar polido; LF: liso fosco; LP: liso polido; S: sacaróide; M: mamelonar; L: liso; F: fosco; P: polido.

Figura 68 – Grãos de areia do Perfil 4 – Latossolo Amarelo Distrófico psamítico (P4).



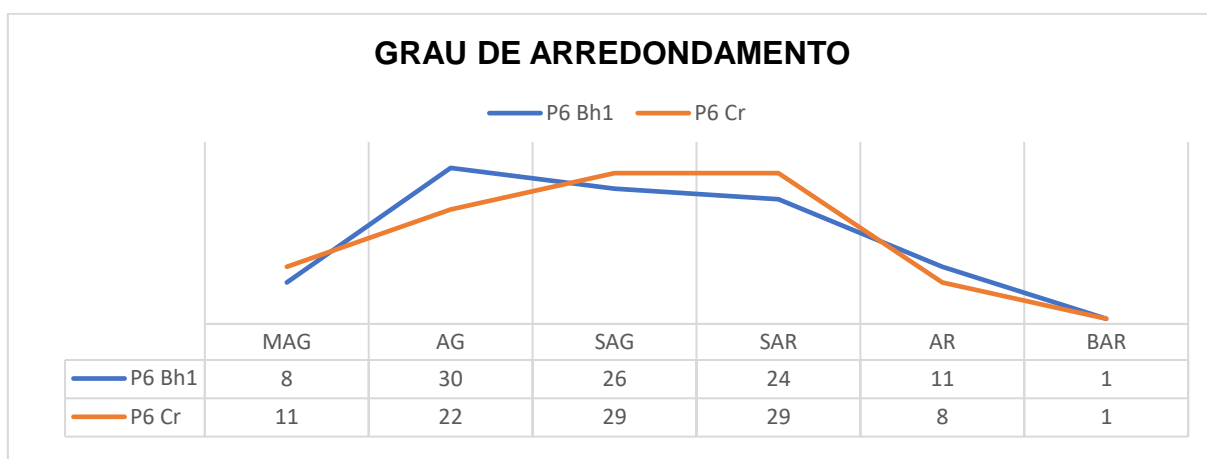
5.3.5.6 Espodossolo Humilúvico Órtico típico – Perfil 6

No compartimento de jusante da vertente B, o Espodossolo Humilúvico Órtico típico também possui classe granulométrica areia fina, com grãos pobremente selecionados e assimetria positiva. A curtose do horizonte Bhs1 é mesocúrtica e a do horizonte Cr é platicúrtica.

Os grãos do horizonte Bhs1 são predominantemente angulosos, tendendo para subangulosos e subarredondados. O horizonte Cr apresenta grãos

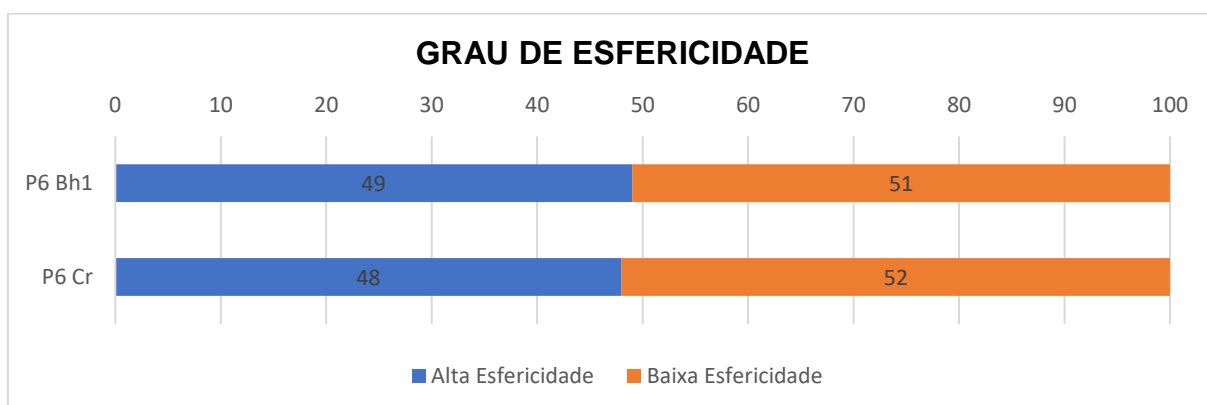
predominantemente subarredondados e subangulosos (Gráfico 80). O grau de esfericidade é equilibrado, estando em maior quantidade grãos de baixa esfericidade (Gráfico 81).

Gráfico 80 – Grau de arredondamento das areias do Perfil 6 – Espodossolo Humilúvico Órtico típico (P6).



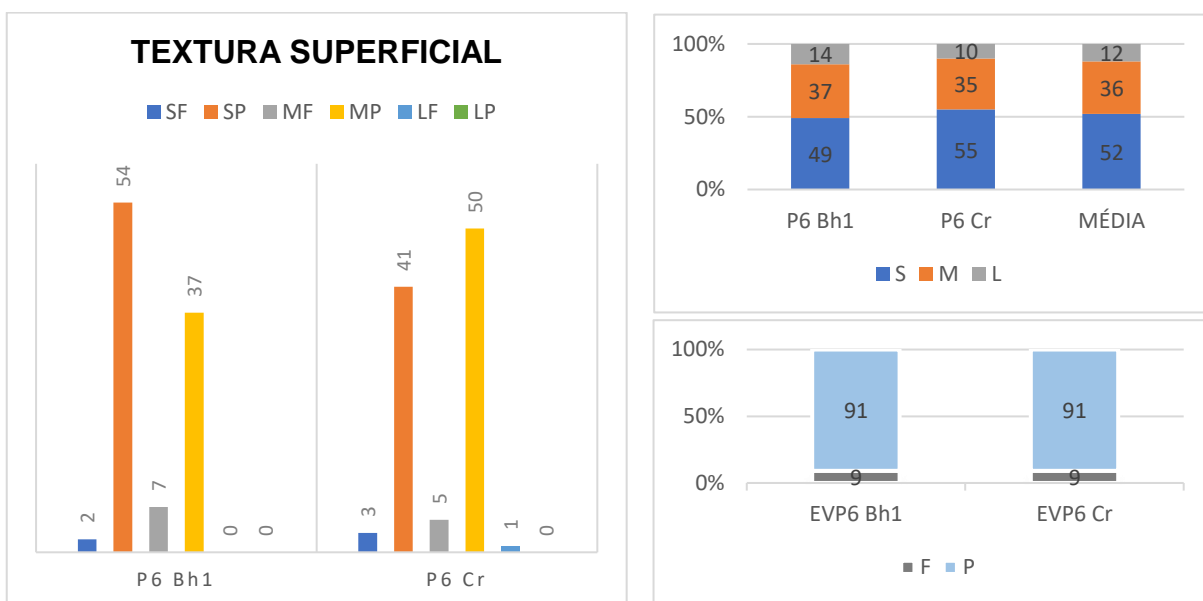
Arredondamento: MAG: muito anguloso; AG: anguloso; SAG: subanguloso; SAR: subarredondado; AR: arredondado; BAR: bem arredondado.

Gráfico 81 – Grau de esfericidade das areias do Perfil 6 – Espodossolo Humilúvico Órtico típico (P6).



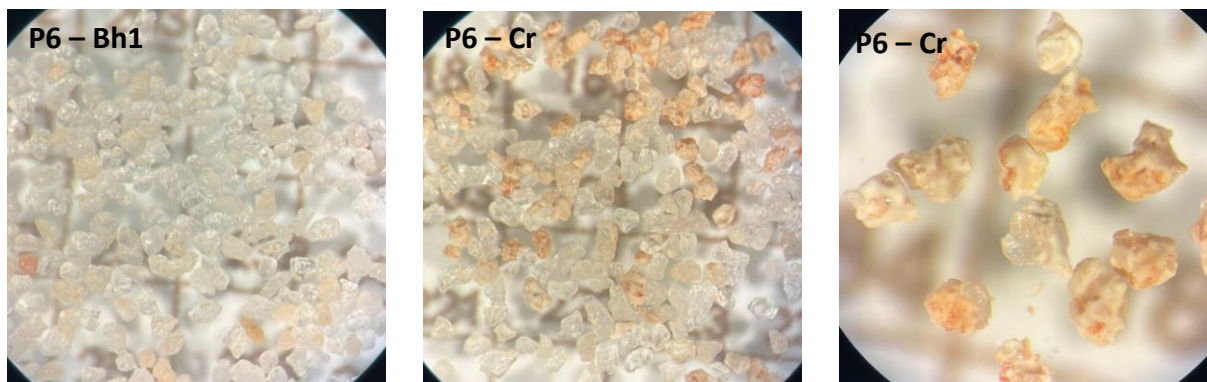
Assim como os perfis 4 e 5, a textura superficial é principalmente sacaróide polida, também tendo considerável percentual de grãos mamelonares polidos. Entretanto a quantidade de grãos sacaróides e de grãos polidos é ainda maior, refletindo características originais do grão de quartzo (Gráfico 82, 82b e 82c) (Figura 69).

Gráficos 82 – a. Textura Superficial das areias do Perfil 6 – Espodossolo Humilúvico Órtico típico (P6); **b.** Textura Superficial das areias do Perfil 6 – Espodossolo Humilúvico Órtico típico (P6); **c.** Grau de polimento do Perfil 6 – Espodossolo Humilúvico Órtico típico (P6).



Textura Superficial: SF: sacaróide fosco; SP: sacaróide polido; MF: mamelonar fosco; MP: mamelonar polido; LF: liso fosco; LP: liso polido; S: sacaróide; M: mamelonar; L: liso; F: fosco; P: polido.

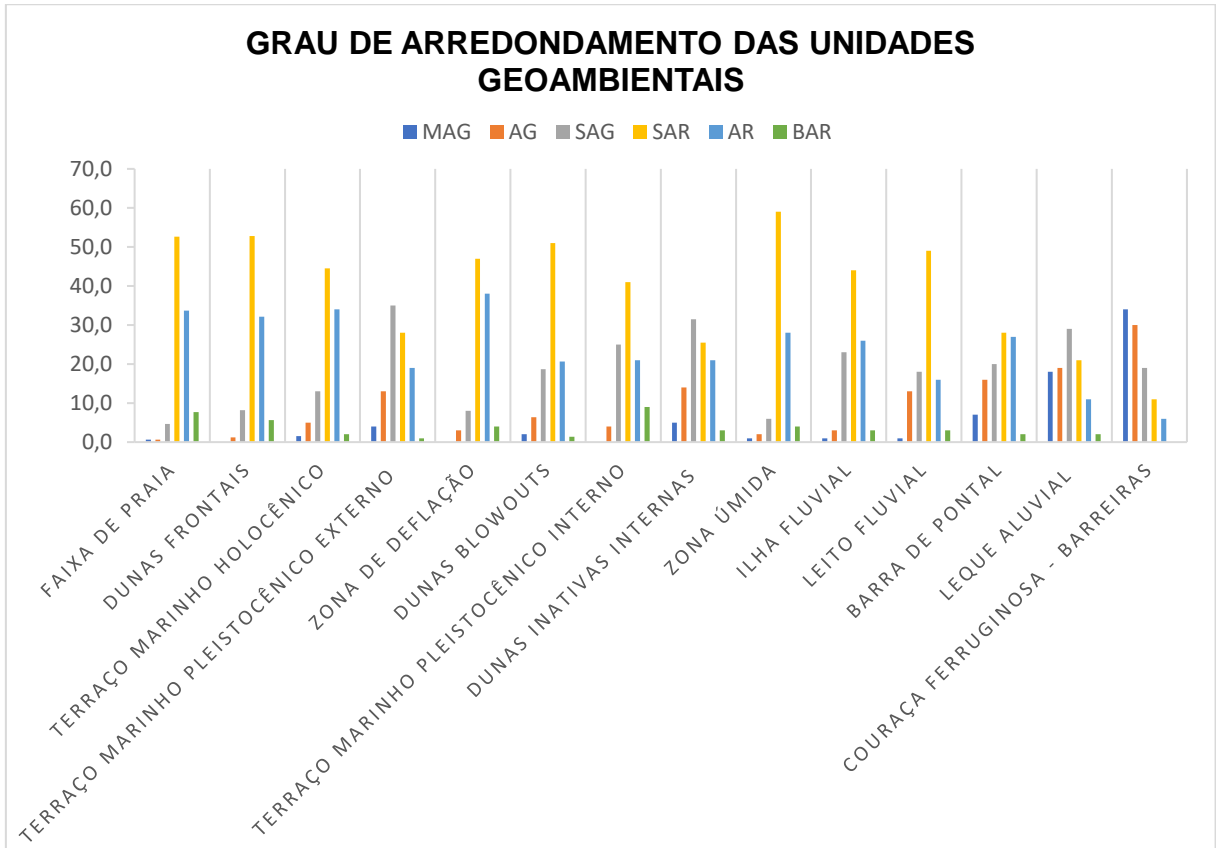
Figura 69 – Grãos de areia do Perfil 6 – Espodossolo Humilúvico Órtico típico (P6).



5.3.5.7 Compilação das formações superficiais arenosas estudadas

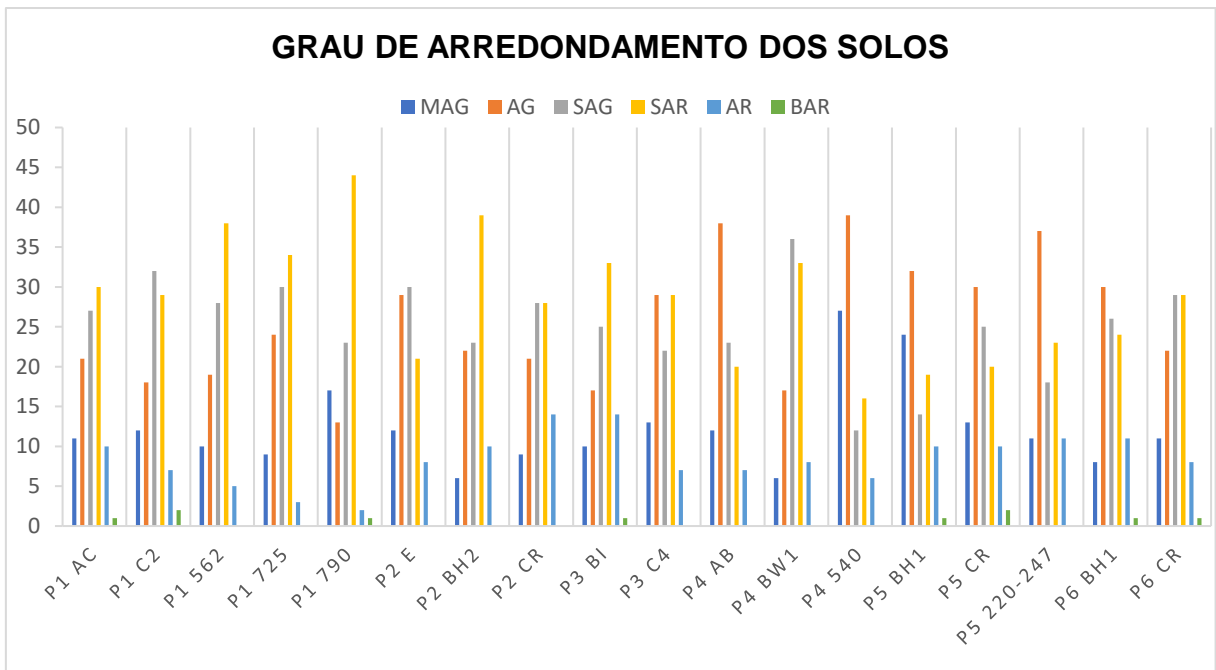
Os dados referentes às diferentes unidades geoambientais e solos encontram-se compilados nos gráficos 83, 84, 85, 86, 87 e 88 para melhor visualização e comparação dos dados e inferências sobre a origem das areias dos solos da vertente A analisados.

Gráfico 83 – Grau de arredondamento das unidades geoambientais.



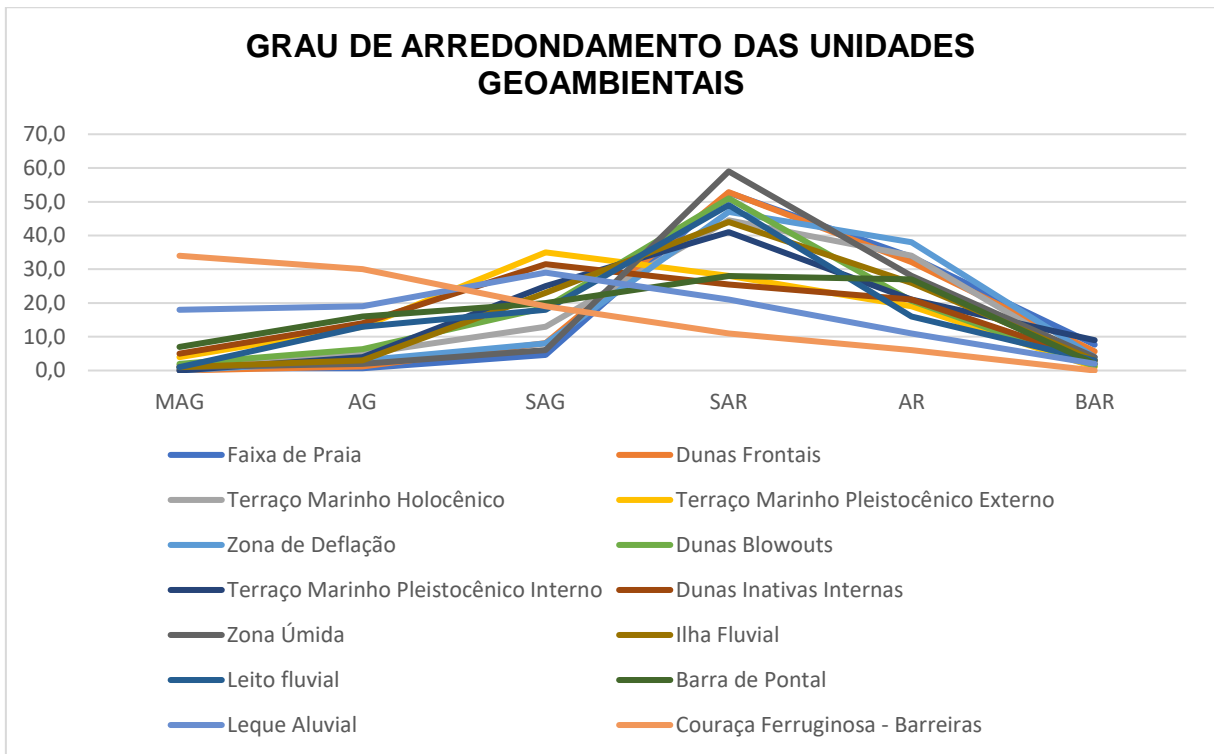
Arredondamento: MAG: muito angular; AG: angular; SAG: subangular; SAR: subarredondado; AR: arredondado; BAR: bem arredondado.

Gráfico 84 – Grau de arredondamento dos solos das vertentes A e B.



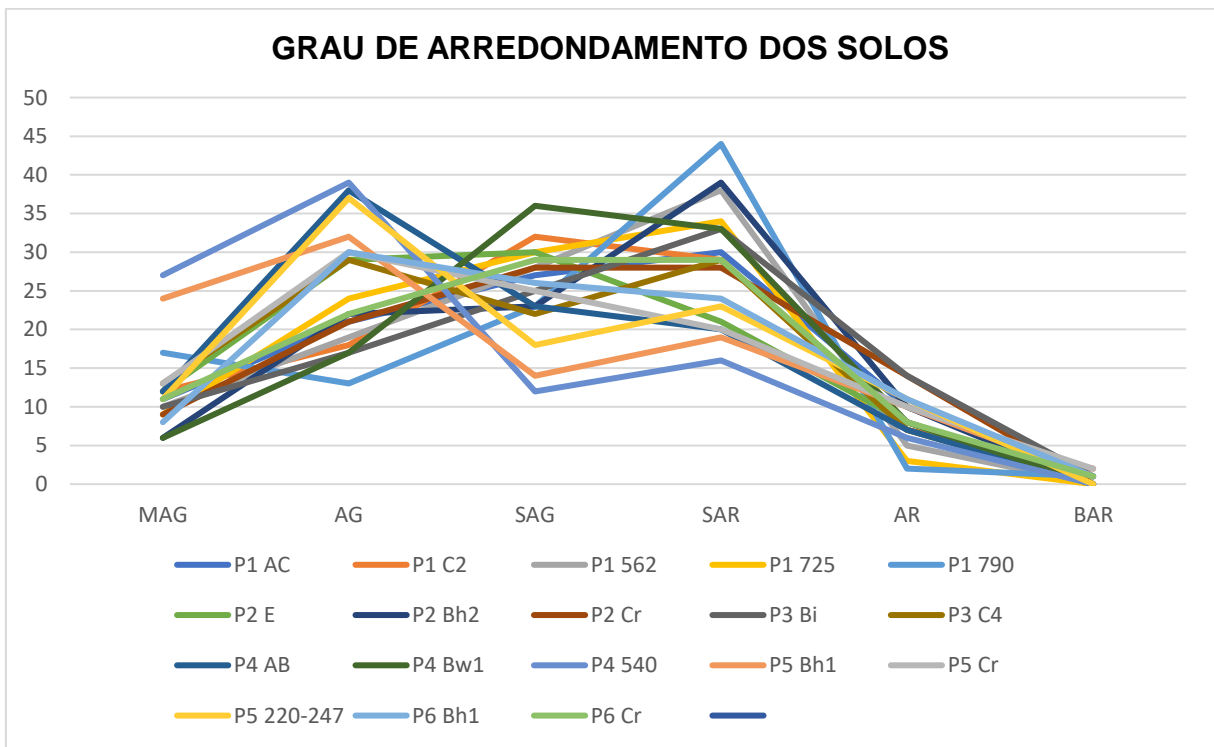
Arredondamento: MAG: muito angular; AG: angular; SAG: subangular; SAR: subarredondado; AR: arredondado; BAR: bem arredondado.

Gráfico 85 – Grau de arredondamento das unidades geoambientais.



Arredondamento: MAG: muito anguloso; AG: anguloso; SAG: subanguloso; SAR: subarredondado; AR: arredondado; BAR: bem arredondado.

Gráfico 86 – Grau de arredondamento dos solos das vertentes A e B.



Arredondamento: MAG: muito anguloso; AG: anguloso; SAG: subanguloso; SAR: subarredondado; AR: arredondado; BAR: bem arredondado.

Gráfico 87 – Grau de esfericidade das areias das unidades geoambientais.

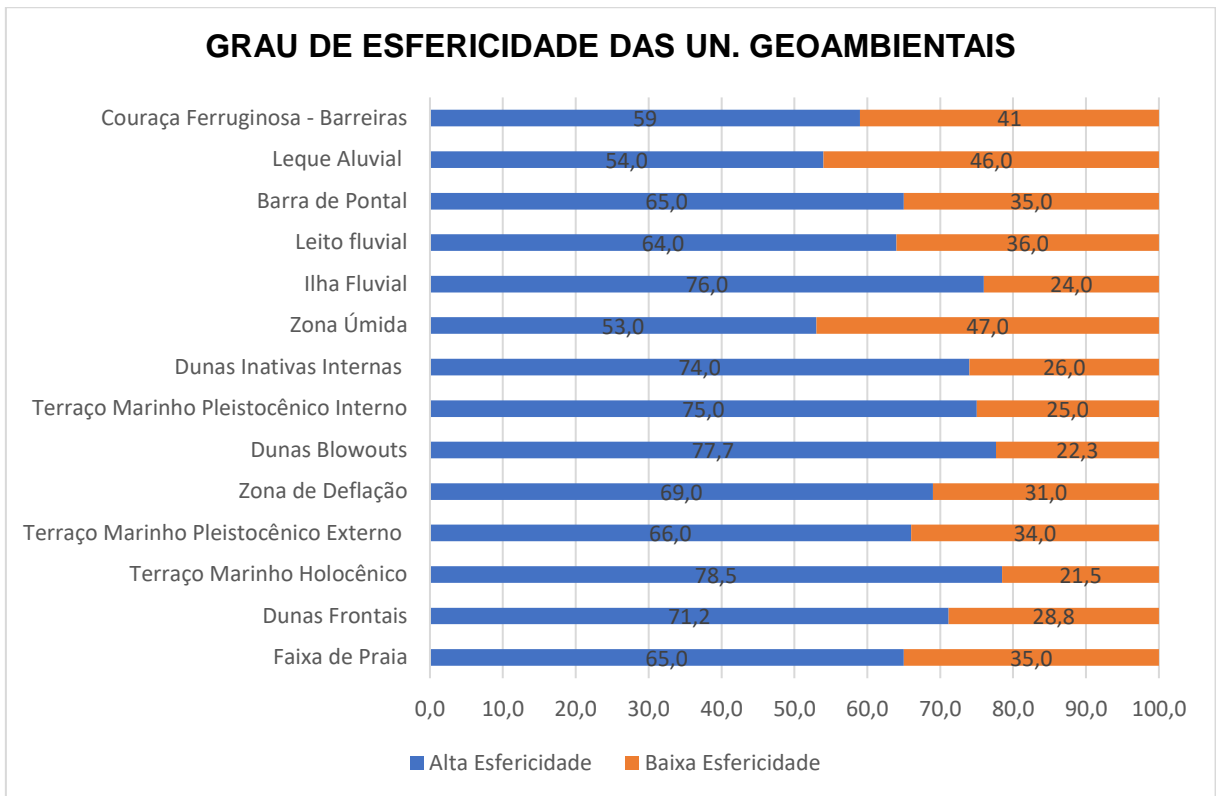


Gráfico 88 – Grau de esfericidade das areias dos solos das vertentes A e B.

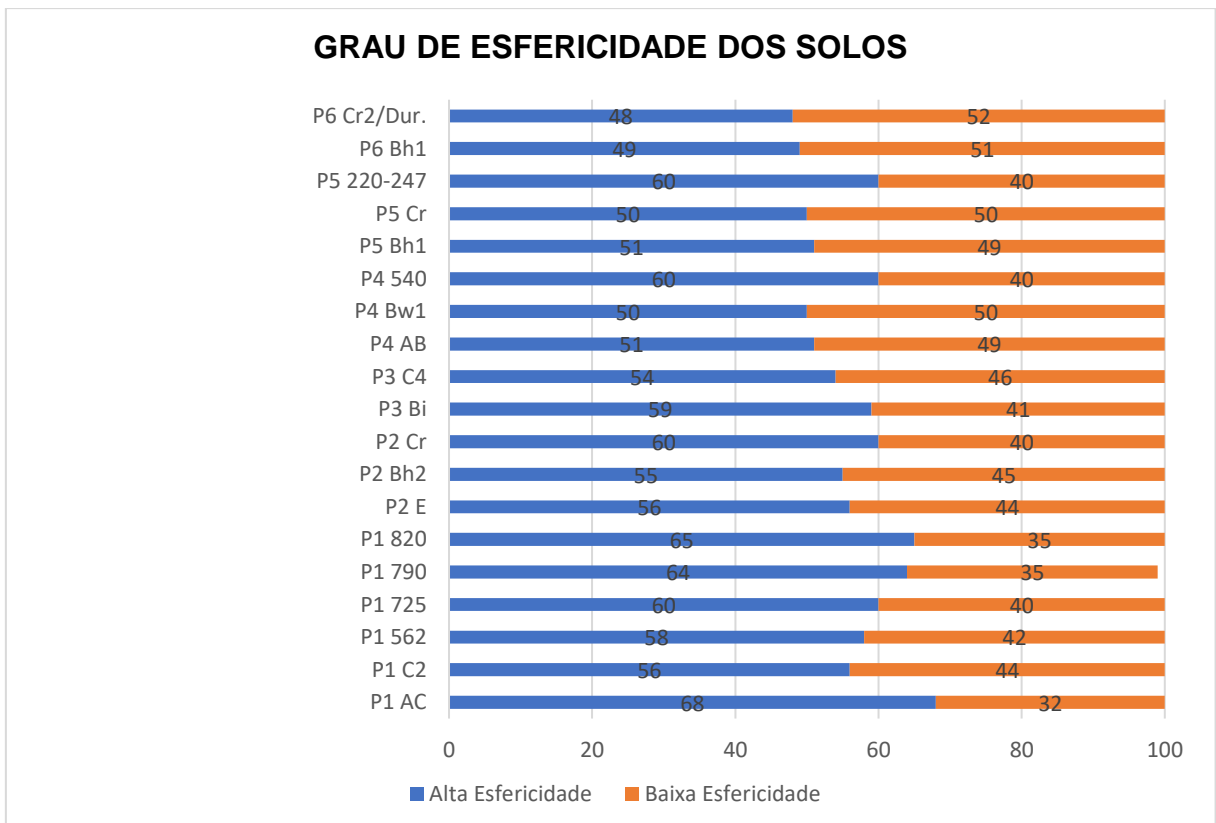
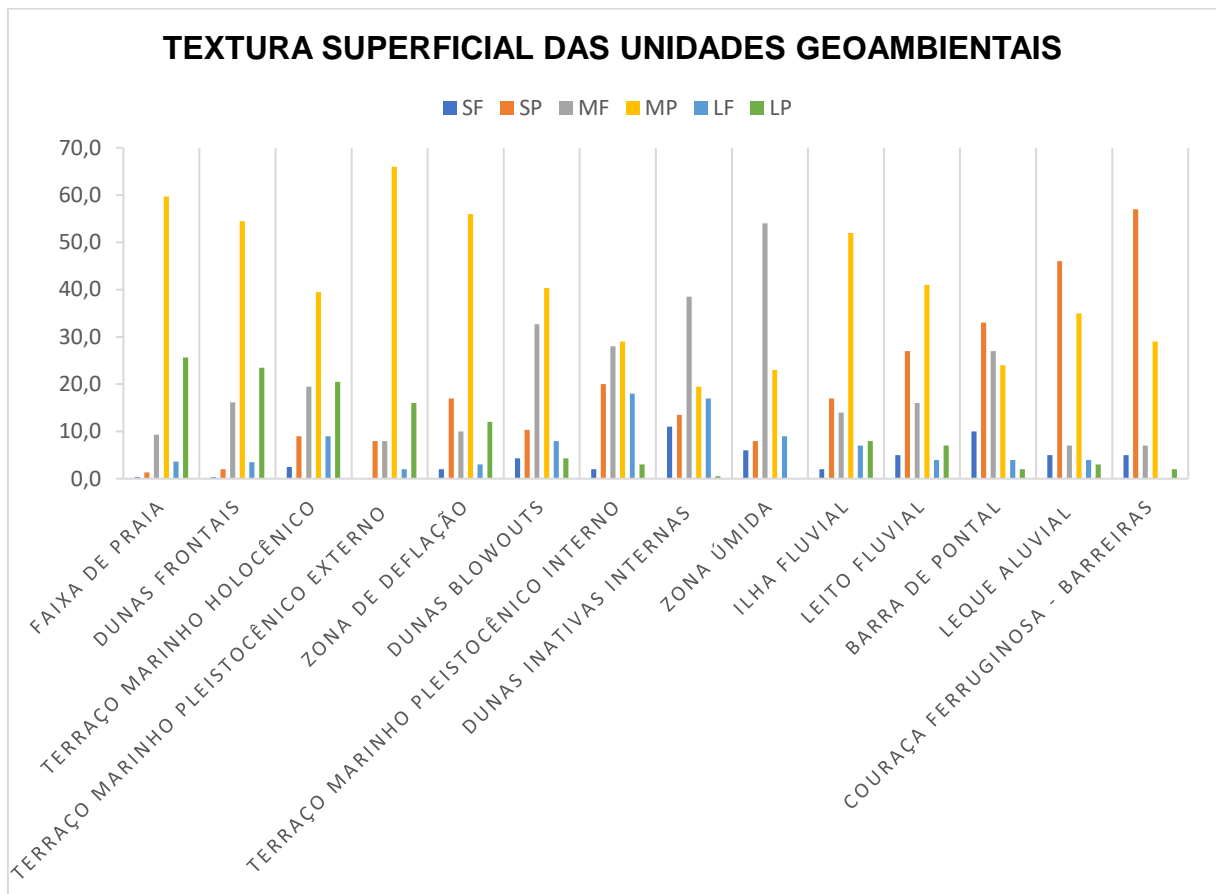
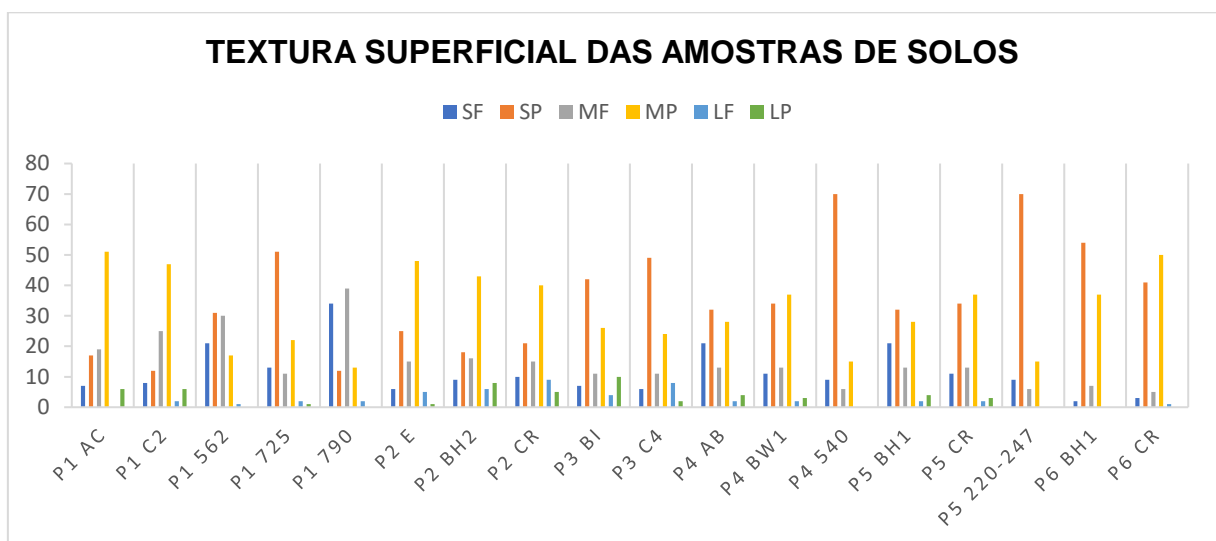


Gráfico 89 – Textura Superficial das areias das unidades geoambientais.



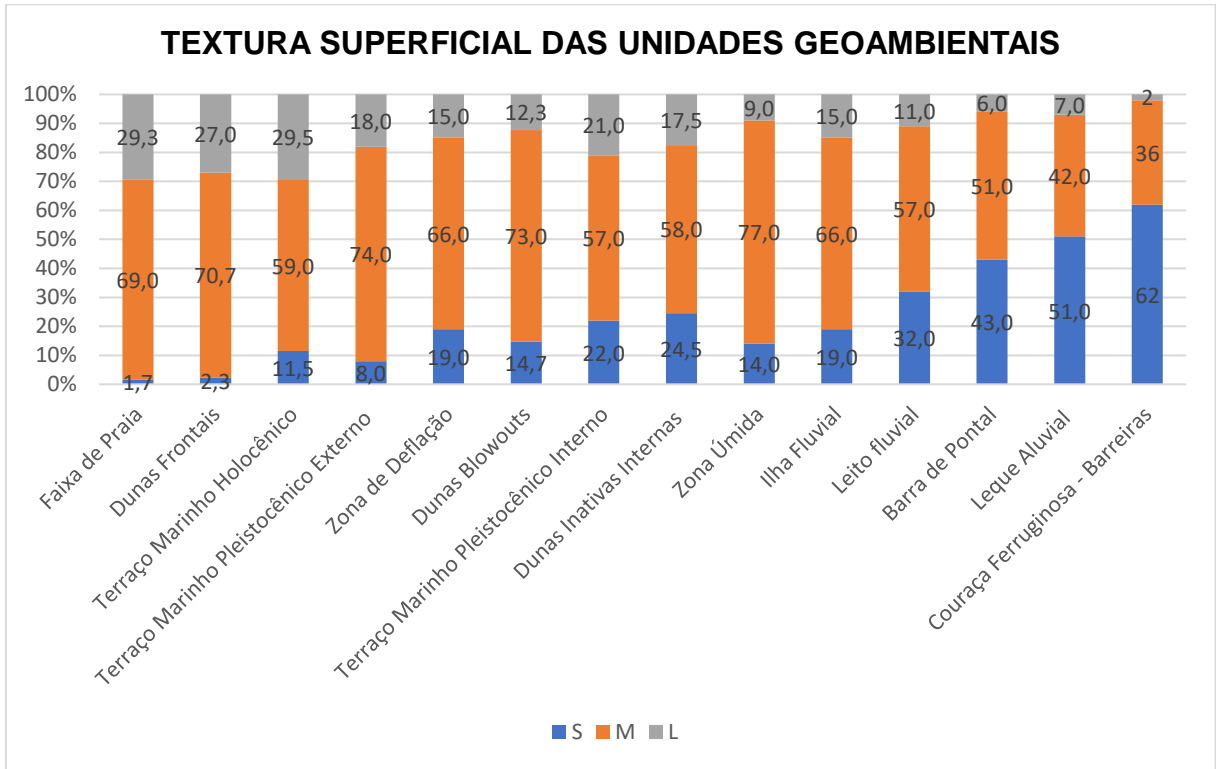
Textura Superficial: SF: sacaróide fosco; SP: sacaróide polido; MF: mamelonar fosco; MP: mamelonar polido; LF: liso fosco; LP: liso polido; S: sacaróide; M: mamelonar; L: liso; F: fosco; P: polido.

Gráfico 90 – Textura Superficial das areias dos solos das vertentes A e B.



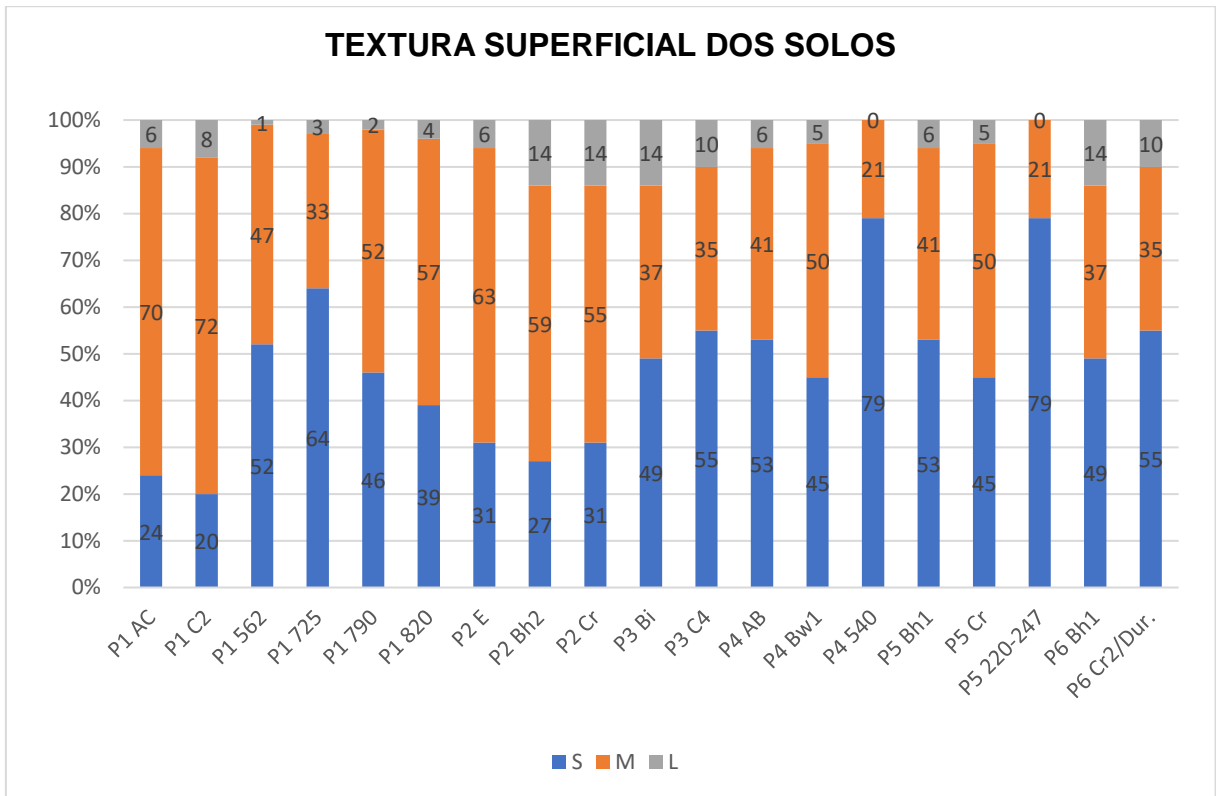
Textura Superficial: SF: sacaróide fosco; SP: sacaróide polido; MF: mamelonar fosco; MP: mamelonar polido; LF: liso fosco; LP: liso polido; S: sacaróide; M: mamelonar; L: liso; F: fosco; P: polido.

Gráfico 91 – Textura Superficial das areias das unidades geoambientais.



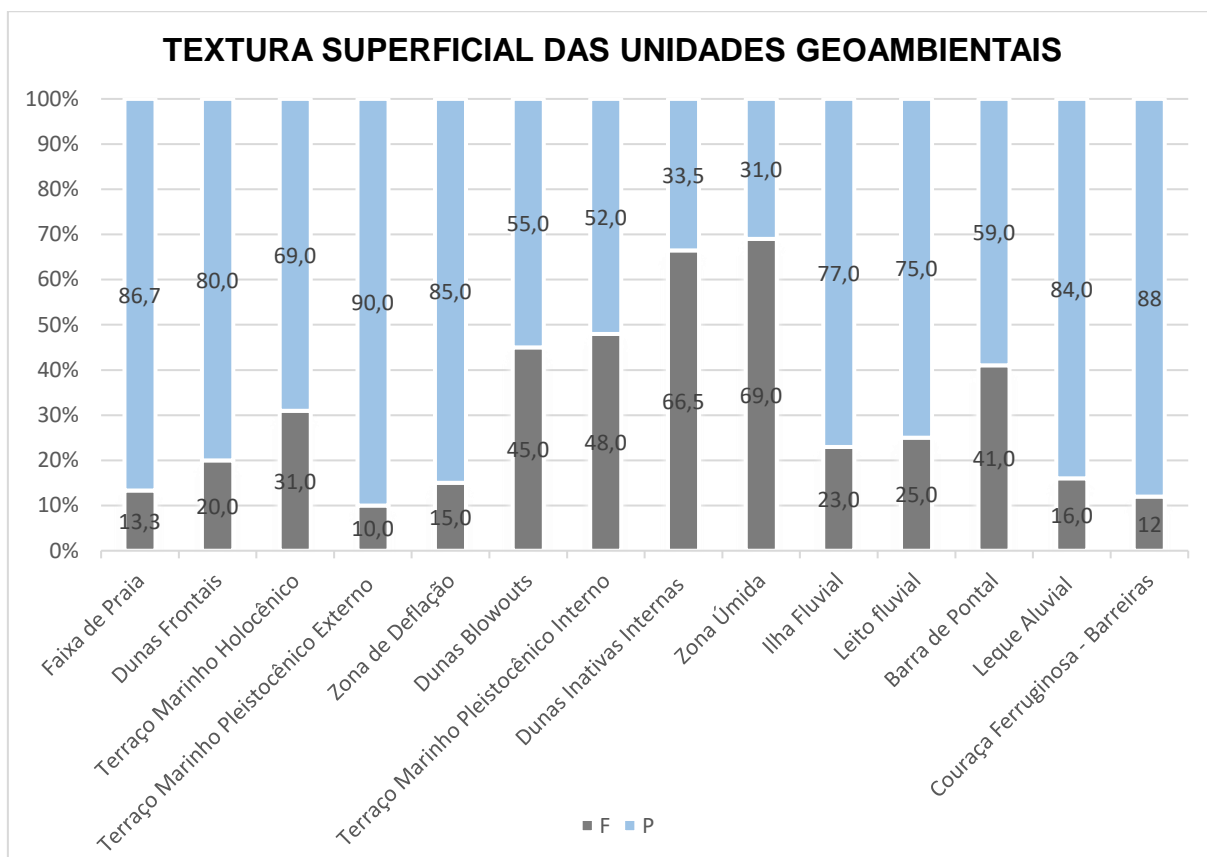
Textura Superficial: S: sacaróide; M: mamelonar; L: liso.

Gráfico 92 – Textura Superficial das areias dos solos das vertentes A e B.



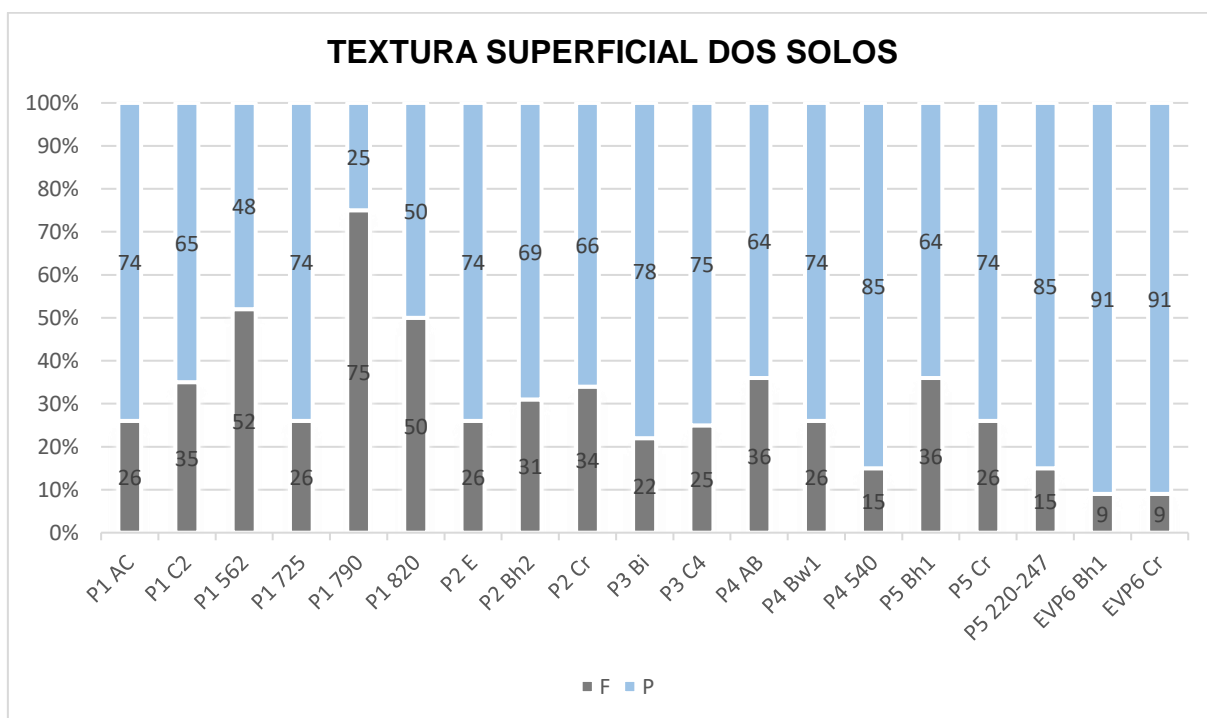
Textura Superficial: S: sacaróide; M: mamelonar; L: liso.

Gráfico 93 – Textura Superficial das areias das unidades geoambientais.



Textura Superficial: F: fosco, P: polido.

Gráfico 94 – Textura Superficial das areias dos solos das vertentes A e B.



Textura Superficial: F: fosco, P: polido.

6. DISCUSSÃO

O estudo da distribuição e dinâmica das formações superficiais e a caracterização pedogeomorfológica da vertente sob análise revelou um sistema de transformação Neossolo Quartzarênico – Espodosolo – Cambissolo. Esse sistema é influenciado por processos pedogenéticos e morfogenéticos determinados pela topografia, hidrografia, tectônica, condições climáticas e a biota, condicionando as formações vegetais atuais e impondo limites e vulnerabilidades ao seu uso.

A vertente em estudo apresenta três compartimentos distintos que evoluíram a partir de um sistema complexo, resultando em solos arenosos e podzolizados nos compartimentos de montante e intermediário, e solos rasos e de textura mais argilosa no compartimento de jusante.

A evolução pedogeomorfológica da vertente estudada pode ser dividida em três fases principais: 1. Origem e Evolução das Formações Superficiais Arenosas sobre o Barreiras; 2. Processo de podzolização e o sistema de transformação Neossolo Quartzarênico-Espodosolos; e 3. Incisão da drenagem, modelagem da vertente e exposição de fácies do Barreiras. Cada uma dessas fases é caracterizada por processos distintos que moldaram a paisagem atual, desde a deposição inicial de sedimentos até a erosão e exposição de litofácies do Barreiras.

6.1 ORIGEM E EVOLUÇÃO DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS ARENOSAS SOBRE O BARREIRAS

A primeira fase foi marcada pela presença de uma litofácies endurecida do Barreiras, que estava exposta na superfície, pois acima dela foi identificado um horizonte bruno escuro, com presença de raízes (Figura 70), indicativo de um antigo horizonte A, enterrado, posteriormente, por depósitos arenosos. Esta litofácies foi identificada em campo através do mapeamento geofísico, análises físicas, químicas, mineralógicas e sedimentológicas, e da utilização da relação Zr/Ti como indicador de descontinuidades.

Figura 70 – Duricrosta presente em profundidade no Espodossolo Humilúvico Órtico arênico apresentando raízes fósseis.

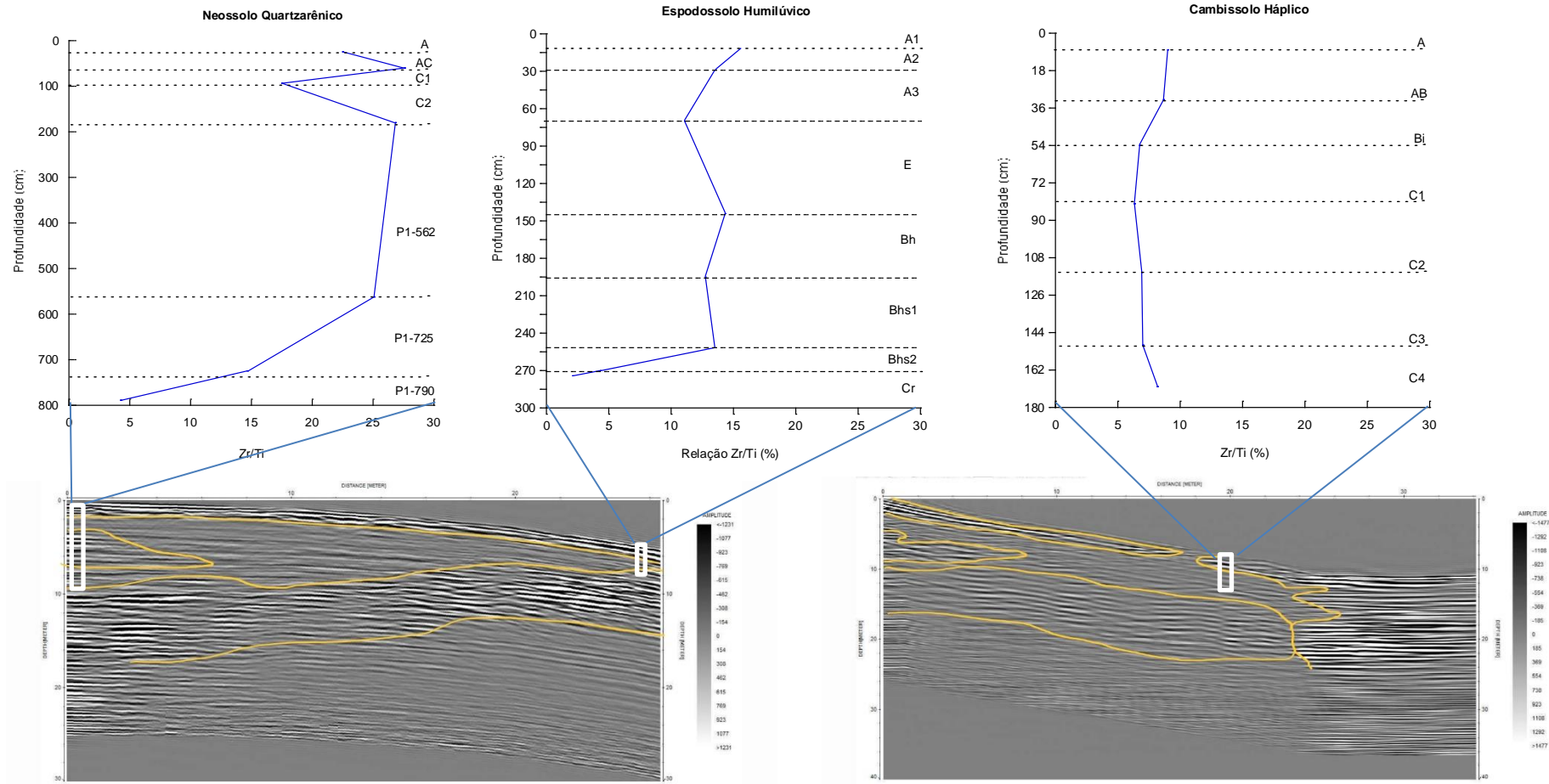


Foto: Jéssica da Mata Lima

O mapeamento geofísico, por GPR, revelou a presença desse material endurecido nos refletores intensos entre 8 e 15 metros de profundidade, estendendo-se até o Perfil 2, onde se torna mais superficial, alcançando cerca de 2 metros de profundidade (Figura 71). Esses dados coincidem com variações do valor da relação Zr/Ti, que reduz de forma abrupta dos horizontes superficiais para os mais profundos, tanto no Neossolo Quartzarênico quanto no Espodossolo (Figura 71).

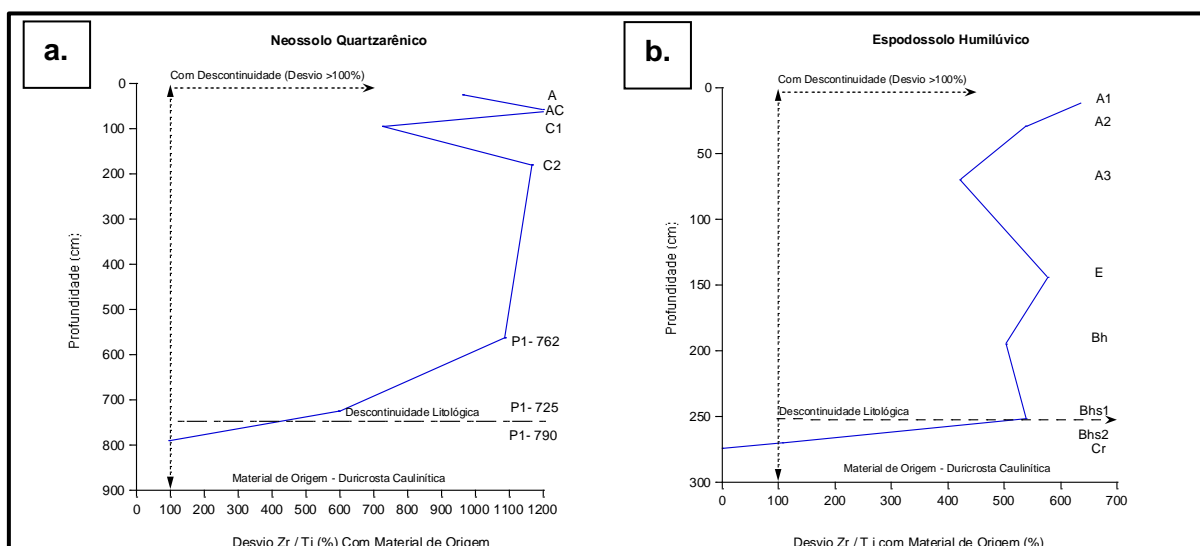
A relação Zr/Ti foi utilizada como indicador da intemperismo do material de origem na produção do solo para identificar discontinuidades de materiais (MAYNARD, 1992; COOPER; VIDAL-TORRADO; LEPSCH, 2002; TONUI; EGGLETON; TAYLOR, 2003; CRUZ, 2006; MOREIRA; OLIVEIRA, 2008; ÁVILLA, 2012; NOVAES FILHO *et al.*, 2012; COUTO *et al.*, 2012; ESPINDOLA, 2017).

Figura 71 – Mapeamento Geofísico por Georradar de Penetração no Solo associado aos gráficos de Relação Zr/Ti dos solos dispostos em topossequência.



Identificou-se descontinuidades entre os horizontes superficiais arenosos (A, AC, C1, C2, 562cm e 725cm) do Neossolo Quartzarênico e o material presente em 790cm (Gráfico 95a), e entre os horizontes superficiais arenosos (A1, A2, A3, E, Bh e Bhs1) e os horizontes mais profundos (Bhs2 e Cr) do Espodosolo, tanto pelo desvio maior que 100% (Gráfico 95b), quanto pela mudança abrupta na relação Zr/Ti. No Cambissolo não foram identificadas descontinuidades, pois os valores da relação Zr/Ti são baixos e constantes entre os horizontes.

Gráficos 95: a. Desvio entre os horizontes do Neossolo Quartzarênico e o material endurecido (Cr) demonstrando a presença de descontinuidade entre os horizontes mais superficiais (A, AC, C1, C2, 562cm e 725cm) e o horizonte mais profundo em 790cm; b. Desvio entre os horizontes do Espodosolo Humilúvico e o material endurecido (Cr) demonstrando a presença de descontinuidade entre os horizontes mais superficiais (A1, A2, A3, E, Bh e Bhs1) e os horizontes mais profundos compostos pelo material endurecido e um horizonte que o sobrepõe (Bhs2).

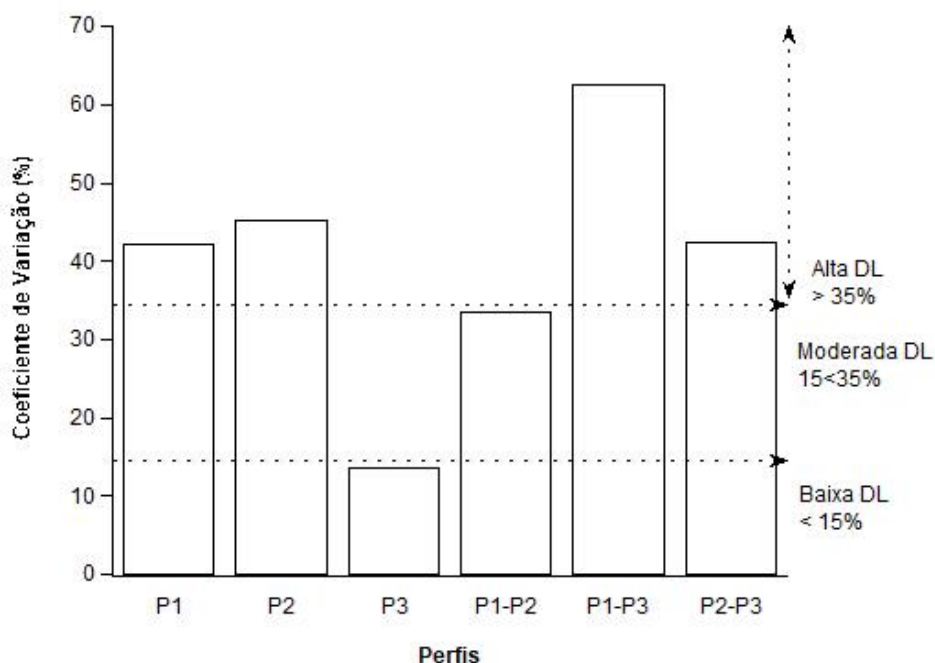


Os dados de GPR e da relação Zr/Ti demonstram duas importantes descontinuidades: (1) entre o material arenoso da superfície do Neossolo Quartzarênico e do Espodosolo e o material endurecido na base; (2) entre o material endurecido na base do Espodosolo e os horizontes do Cambissolo. O desvio entre os horizontes AC do Perfil 1 e Cr do Perfil 2 é de 1202,4% e indica uma grande diferença entre os materiais de origem. Por outro lado, o desvio entre os valores da relação Zr/Ti do horizonte Cr do Perfil 2 e dos horizontes C1 e C4 do Perfil 3 são de 199% e 285,3%, respectivamente, indicando variações menores comparadas ao material arenoso do Neossolo Quartzarênico e do Espodosolo e ao material endurecido presente em profundidade nestes dois solos. No entanto, ainda

apresentam desvio superior a 100%, o que, segundo Maynard (1992), representa descontinuidade litológica.

Para as classificações de coeficiente de variação (Gráfico 96), houve alta variação nos Perfis 1 (42,2%) e 2 (45,28%), enquanto o Perfil 3 possui baixa variação (13,9%). Esses dados também sugerem que no Perfil 1 e 2 houve deposição do material arenoso sobre uma fácies do Barreiras, especificamente, o material endurecido em P2Cr e o material a ele associado – P1790 e P2Bhs2. Em contrapartida, o Perfil 3 possui origem *in situ*. Ao comparar os perfis, a maior variação entre os Perfis 1 e 3 (62,5%) também indica a influência do material alóctone no compartimento de montante. Entre o Perfil 2 e 3 a variação diminui para 42,4%, devido ao Perfil 2 apresentar material diferente, contendo na sua base um material endurecido, fácies do Barreiras, porém diferente da fácies do Barreiras presente no Perfil 3. A variação entre os Perfis 1 e 2 (52,7%) pode ser resultado da presença da amostra do horizonte Cr, não coletado no Perfil 1.

Gráfico 96 – Coeficiente de Variação dos Perfis de solo estudados, conforme método de Maynard (1992) e Novaes Filho (2012).

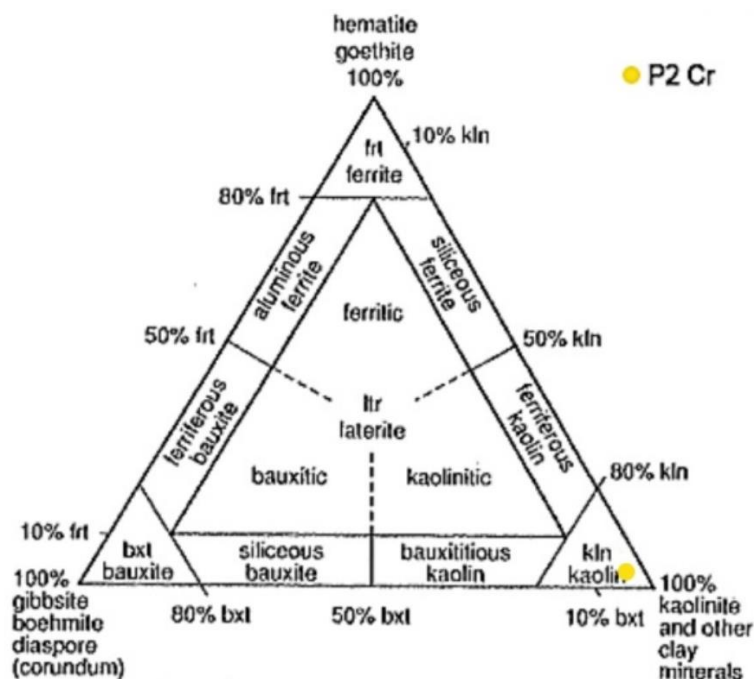


A presença de minerais instáveis, como a biotita, no horizonte Cr do Espodossolo, constitui, conforme constatado por Nunes *et al.* (2023), um dos indicativos da composição de uma fácies endurecida do Barreiras. Acrescido da

presença de biotita, identificada por DRX nesses materiais endurecidos da base dos compartimentos de montante e intermediário, também foram identificados baixos valores da relação Zr/Ti; desvio da relação Zr/Ti de 636,28% entre ele e o horizonte A1 do Espodossolo; mudança abrupta na relação Zr/Ti em relação aos horizontes que o sobrepõem; mudança de classe textural para os horizontes superiores; presença de elementos-traço como chumbo e rubídio identificados por FRX.

Esses dados indicam que esse material endurecido foi formado por cimentação de materiais inconsolidados ou de rocha alterada, saprólito, constituindo-se em uma duricrosta, conforme definido por Fortunato (2004), sendo classificada como uma duricrosta caulinítica, conforme triângulo de classificação (Figura 72) de Bárdossy e Aleya (1990). Para classificar a duricrosta (P2 – Cr), levou-se em consideração os valores de 95,06% de SiO₂, 3,69% de Al₂O₃ e 1,25% de Fe₂O₃, identificados a partir da FRX e ponderados para que a soma resultasse em 100%.

Figura 72 – Diagrama triangular proposto por Bárdossy e Aleya (1990), mostrando os tipos de laterita de acordo com os percentuais de caulinita, oxi-hidróxidos de Fe e Al.



Fonte: Bárdossy e Aleya (1990).

A espessura da camada cimentada de cerca de 7m, identificada a partir do GPR, converge com as evidências identificadas por Fortunato (2004) sobre a anterioridade cronológica das duricrostas em relação à paisagem pedológica atual. Fortunato (2004) apresentou quatro evidências:

1. Continuidade: as unidades cimentadas são praticamente contínuas e subjacentes à paisagem pedológica, sem relação direta com áreas abaciadas ou Espodossolos;
2. Espessura: camadas cimentadas maiores que 4 metros foram identificadas;
3. Filiação dos solos: a camada cimentada é o material de origem dos solos, com cimentação ocorrendo antes da formação destes;
4. Caracterização Química: análises indicam teores elevados de Al e Si amorfos na parte superior da unidade cimentada em contato com Espodossolos, enquanto níveis mais profundos apresentam teores mais baixos, semelhantes aos encontrados sob Latossolos.

Fortunato (2004) também sugere que compostos orgânicos solúveis associados ao Al e Fe, liberados por podzolização pretérita, impregnaram litologias subjacentes devido a anisotropias (estruturas e diferenciações granulométricas). Os Espodossolos que geraram esses compostos foram posteriormente quase totalmente erodidos. Dessa forma, o autor propôs um modelo conceitual da evolução das duricrostas, iniciado após a pediplanação que nivelou o Grupo Barreiras. A neotectônica reativou falhas do embasamento cristalino que repercutiram sobre as litofácies desse Grupo. Esse sistema de falhas gerou zonas abaciadas nos topos Tabuleiros Costeiros, com condutos preferenciais de fluxos hídricos para o centro. Com a oscilação entre períodos quentes/úmidos e secos formaram-se os Espodossolos que avançaram progressivamente de forma centrífuga sobre a cobertura pedológica adjacente a partir dos pontos de interseção de falhas, do centro para a periferia das depressões. Assim, os Espodossolos forneceram sílica e alumínio amorfos para o processo de cimentação de litofácies do Grupo Barreiras, formando, portanto, as duricrostas que passaram a ser, posteriormente, o material de origem de vários solos dos Tabuleiros Costeiros.

Fortunato (2004) afirmou que a formação das duricrostas foi um processo de cimentação por enriquecimento absoluto de sílica e alumínio amorfos sobre um material hospedeiro, representado pelos diamictitos da unidade DIm (diamictitos com matriz lamosa, maciços), situada no topo do Grupo Barreiras. Em vista disso e devido as condições de baixa temperatura e ausência de processos metamórficos, vulcânicos ou diagenéticos, de média e alta profundidade, essas camadas endurecidas foram então formadas e puderam ser identificadas como duricrostas (FORTUNATO, 2004),

diferentemente de pesquisas realizadas anteriormente que as associavam aos duripãs e fragipãs (BOULET *et al.*, 1996; UCHA, 2000; Filizola *et al.*, 2001).

De acordo com Nunes *et al.* (2023), a presença de minerais pesados instáveis, como a biotita, no material endurecido, indica um ambiente de formação incompatível com o duripã e um elo mineralógico com litofácies do Grupo Barreiras, sugerindo tratar-se de uma estrutura sedimentar.

A identificação de raízes na duricrosta indica a presença de horizonte orgânico superficial sobre ela (Figura 73). Posteriormente este horizonte foi soterrado por sedimentos devido às mudanças ambientais que ocorreram no Quaternário, principalmente com atuação da neotectônica.

Figura 73 – Duricrosta presente em profundidade no Espodossolo Humilúvico Órtico arênico apresentando cor bruno-acinzentada e com a presença de raízes fósseis.



Foto: Jéssica da Mata Lima (2023).

A neotectônica reativou falhas do embasamento cristalino que refletiram no Grupo Barreiras, alterando a direção de cursos fluviais, como o Rio Pojuca, que é a principal fonte de sedimentos continentais para essa região de contato entre os

Tabuleiros Costeiros e a planície litorânea. Destaca-se também a proximidade entre as características químicas, físicas, sedimentológicas e mineralógicas com o horizonte P1-790 do Neossolo Quartzarênico e Bhs2 do Espodosolo.

Destaca-se que, durante a cimentação dos diamictitos e formação da duricrosta, desenvolveu-se uma paisagem pedológica com muitas ocorrências de Espodosolos (primeira geração), que liberaram quantidades expressivas de sílica, alumínio solúveis devido à podzolização. Na segunda geração de Espodosolos, o intemperismo da duricrosta, pode ter levado à formação da gibbsita, a partir da exportação da sílica, visto que, na duricrosta, constatou-se que há maiores teores de Alumínio e menores teores de sílica, conforme dados de FRX, e a própria gibbsita foi identificada por DRX e FTIR. Conforme Kampf, Curi e Marques (2009), o acúmulo de óxidos de Al depende da atividade do Si em solução. A precipitação da gibbsita por dissolução da caulinita é comum ocorrer em solos tropicais oxidicos. As condições ácidas que favorecem a formação da gibbsita coincidem com as de solubilidade da sílica amorfa. Assim, a formação de gibbsita pode estar relacionada ao período de incisão do vale, que favoreceu a drenagem e a exportação da sílica.

Teores significativos de gibbsita são geralmente encontrados em ambientes de clima quente e úmido, com alta precipitação pluvial e drenagem livre, fatores que promovem a dessilicação, lixiviação de íons e rápida mineralização da matéria orgânica (KAMPF; CURI; MARQUES, 2009).

Conforme preconizado por Fortunato (2004), após a sua gênese, a duricrosta pode ter sido exumada, total ou parcialmente, durante um longo período seco onde a proteção da cobertura vegetal foi reduzida e os processos erosivos intensificados, através das fortes chuvas concentradas que promoveram a remoção da paleocobertura pedológica composta por horizontes e/ou camadas inconsolidadas. Posteriormente, sob um novo período de clima quente e úmido, acrescido do controle estrutural (neotectônico), vales foram escavados, cortando as duricrostas e promovendo a dissecação dos amplos interflúvios, que existiam na fase anterior, quando as duricrostas foram formadas (estimada em termos cronológicos antes da penúltima transgressão, que ocorreu a cerca de 123.000 anos AP).

Assim, Fortunato (2004) propôs que numa fase posterior, a cobertura pedológica atual passou a evoluir sob condições de um clima predominantemente quente e úmido, tendo como material de origem as duricrostas. Porém, na área de

estudo do presente trabalho, infere-se que as duricrostas e um horizonte A situado sobre esta duricrosta foram recobertos por depósitos arenosos.

Diferentes processos quaternários podem ter contribuído para a deposição de sedimentos arenosos sobre o Barreiras. Dominguez (2011) e Dominguez e Bittencourt (2012) destacaram que a areia sobre o Barreiras pode ter sido depositada pelo cavalgamento de dunas sobre os Tabuleiros Costeiros (Grupo Barreiras), resultante do retrabalhamento dos depósitos quaternários pelo vento. Entretanto, análises morfoscópicas e morfométricas na área estudada indicam uma similaridade entre as formações arenosas da vertente estudada e os depósitos de Barra de Pontal/Terraço Fluvial (S2), leito fluvial (S3) e ilha fluvial do rio Pojuca (Gráficos 97 e 98).

Gráfico 97 – PCA demonstrando a relação dos dados morfométricos de unidades geoambientais e de solos dispostos em duas vertentes em Tabuleiros Costeiros Dissecados do Litoral Norte da Bahia.

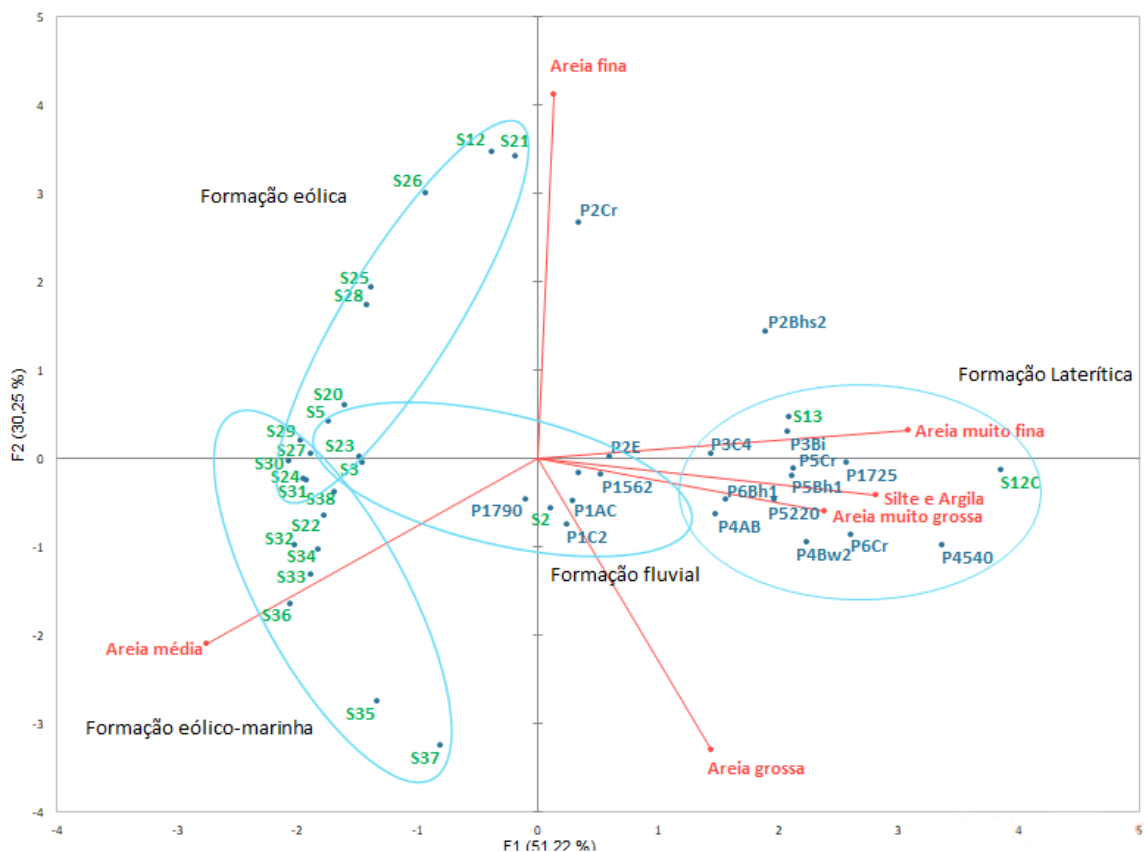
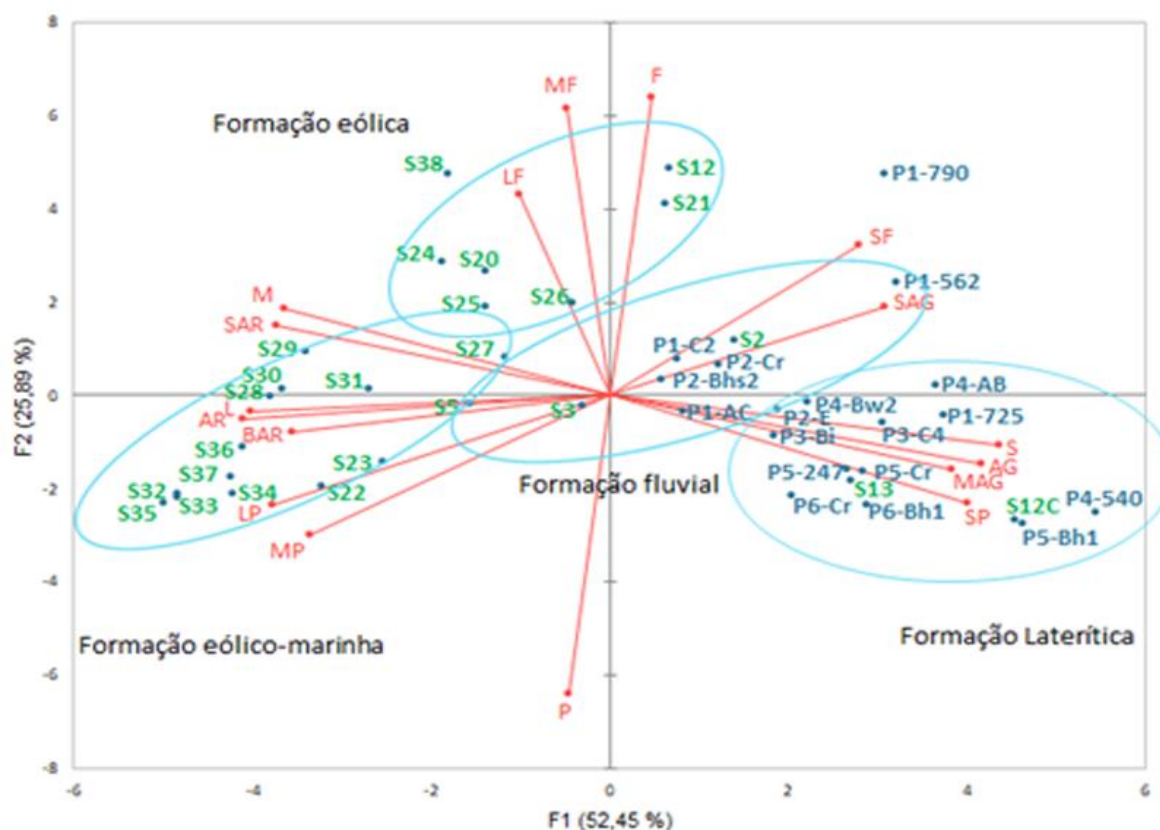


Gráfico 98 – PCA demonstrando a relação entre os dados morfoscópicos de unidades geoambientais e de solos dispostos em duas vertentes em Tabuleiros Costeiros Dissecados do Litoral Norte da Bahia.



Esses dados corroboram com a hipótese de que a areia pode ter origem no depósito fluvial do rio Pojuca, possivelmente influenciado por mudanças em seu curso devido às variações climáticas e atividades (neo)tectônicas (LIMA, 2017; ANDRADE, 2019). De acordo com Dominguez (2011), a morfologia costeira do passado era bastante diferente da atual, pois a costa era recortada por muitos estuários e baías, principalmente, na porção inferior dos vales dos principais rios que desaguam na zona costeira.

Estágios glaciais e interglaciais do Quaternário, com seus ciclos de mudanças climáticas e variações do nível do mar, propiciaram mudanças paleoambientais significativas e contribuíram para a configuração das paisagens (SUGUIO *et al.*, 1985; FORTUNATO, 2004). Salgado-Labouriau (2001) identificou pelo menos 16 ciclos de glaciações variáveis, resultando em mudanças no nível do mar e de base geral. Suguio *et al.* (1985) identificaram variações nos níveis marinhos no setor litorâneo ao norte de Salvador nos últimos 7.000 anos, incluindo três máximos no nível relativo do

mar intercalados por regressões, e seguidos de um abaixamento até o nível atual há 2.500 anos.

Essas variações climáticas e do nível do mar podem ter favorecido a formação de um ambiente de deposição fluvial na área de estudo, contribuindo para a formação de um terraço fluvial. Os dados de relação Zr/Ti indicam a presença desse material alóctone sobre a duricrosta, corroborados pelas características físicas, como textura areia nos horizontes superficiais do Neossolo Quartzarênico e do Espodossolo, e textura franco-arenosa nos horizontes Bhs2 e Cr do Espodossolo, conforme indicado pelo PCA de morfometria e morfoscopia (gráficos 97 e 98).

Os dados morfométricos e morfoscópicos contribuíram para identificar a origem dos sedimentos arenosos depositados sobre a duricrosta, conforme representado nos gráficos de PCA. Na vertente A, os dados mostram que os horizontes AC, C2, 562 cm e 725 cm do Neossolo Quartzarênico contêm materiais alóctones com grãos subarredondados a angulosos e textura superficial predominantemente polida, semelhantes aos sedimentos fluviais coletados em Barra de Pontal/Terraço Fluvial (S2), Leito Fluvial (S3) e Ilha Fluvial (S5) do Rio Pojuca.

É importante salientar a presença de montmorilonita na superfície do Neossolo Quartzarênico e do Espodossolo. Este mineral pode ser resultado de sua permanência no solo após o processo pedogenético, herdado do material de origem, ou pode ter se formado a partir de soluções (neoformação). De acordo com Azevedo e Vidal-Torrado (2009), minerais do grupo das esmectitas, como a montmorilonita, podem ser encontrados em diversos materiais geológicos e permanecer no solo durante a pedogênese. Rochas e depósitos sedimentares, especialmente de origem marinha, são ricos destes minerais, que se originam tanto da deposição de esmectitas transportadas pelos rios quanto pela precipitação de íons dissolvidos na água dos oceanos ou das zonas de transição oceano-continente.

Conforme Azevedo e Vidal-Torrado (2009), a formação e manutenção de esmectitas ocorrem preferencialmente em terrenos planos a levemente ondulados, nas partes mais baixas do relevo, como terraços aluviais ou fundos de bacias, e em horizontes B de solos originados de rochas básicas, sob moderada dessilicação. Em paisagens em estágio avançado de evolução, esses minerais podem ser encontrados onde o fluxo de água é interrompido por barreiras, como falhas e descontinuidades geológicas. Em áreas com alta precipitação e intensa lixiviação de Si, as esmectitas

tendem a se acumular em zonas de drenagem imperfeita, onde o transporte lateral concentra Si e cátions básicos lixiviados das partes mais bem drenadas. Portanto, a presença de montmorilonita pode ser explicada pelo depósito do material arenoso em terraço aluvial/fluvial ou flúvio-marinho, ou pela neoformação em ambiente de drenagem imperfeita e descontinuidade geológica.

Eventos tectônicos recentes contribuíram para processos pedogenéticos e morfogenéticos adicionais. A partir das falhas, identificadas com o mapeamento dos prováveis lineamentos estruturais e da discordância nos refletores do GPR, desenvolveu-se o processo de podzolização nas formações superficiais arenosas de origem fluvial da vertente A. A instalação desses movimentos tectônicos marca o início da segunda fase evolutiva dos solos e do relevo na área de estudo. Os lineamentos estruturais associados ao material endurecido preexistente e à formação superficial arenosa são elementos cruciais na compreensão da evolução pedogeomorfológica da área.

6.2 O PROCESSO DE PODZOLIZAÇÃO E O SISTEMA DE TRANSFORMAÇÃO NEOSSOLO QUARTZARÊNICO-ESPODOSSOLOS

O processo de podzolização e a formação do sistema Neossolo Quartzarênico-Espodossolo foram influenciados pela neotectônica, que condicionou a infiltração de água superficial em grandes profundidades. Isso promoveu a recarga de aquíferos e o aprofundamento do intemperismo, interferindo nos processos pedogenéticos e morfogenéticos (BIGARELLA, 2003; FORTUNATO, 2004; NUNES, 2011; MAIA; BEZERRA, 2014).

Dubreouq e Faure (1999), ao analisarem solos podzolizados na Bacia do Rio Negro, observaram que movimentos tectônicos contribuíram para a formação de horizontes espódicos no centro dos interflúvios, estendendo-se até a borda. Para os autores, condições tectônicas e climáticas favoreceram a transformação de solos lateríticos em Espodossolos, através da formação de depressões e a ação prolongada de um clima tropical muito úmido, promovendo uma alteração vertical de superfícies ferralíticas. Diversos estágios evolutivos foram sugeridos por Dubreouq e Faure (1999), indicando a transição de solos argilosos ferralíticos para solos argilo-arenosos

ferralíticos e, posteriormente, para podzóis, acompanhando um rebaixamento geral da altitude e aplainamento do relevo.

Estudos sobre o processo de podzolização em transições de solos lateríticos para Espodossolos, como Nascimento *et al.* (2008) e Bueno (2009), destacaram a gênese dos Espodossolos a partir de solos lateríticos empobrecidos em frações finas. Isso ocorreu, inicialmente, pela alteração de minerais argilosos pela ação de substâncias orgânicas, com transferência vertical de complexos organometálicos e impregnação de matéria orgânica em superfície e em profundidade, formando um horizonte Bhs inicial. Em estágios posteriores, há o desaparecimento quase completo de minerais argilosos, formando horizontes eluviais AE e E mais diferenciados, com acumulação de complexos orgâno-metálicos para formar os horizontes Bh e Bs em profundidades maiores. Esse processo está associado ao desenvolvimento de condições redutoras e ácidas de um lençol freático suspenso, que sazonalmente alimenta os canais de drenagem de depressões onde esses solos são encontrados.

Ribeiro, Ucha e Pereira (2005) propuseram uma sequência evolutiva complexa para solos dos Tabuleiros Costeiros, começando com a gênese de couraças, seguida pela formação de solos lateríticos e, posteriormente, aplainamento para formar Tabuleiros Costeiros e Interioranos. A reativação de sistemas de falhas do embasamento cristalino por tectônica ressurgente levou à formação de depressões fechadas, iniciando uma nova pedogênese com sequências de solos do centro para a borda: Espodossolo, Argissolo Acinzentado, Argissolo Amarelo e Latossolo-Amarelo. Segundo os referidos autores, a neotectônica, portanto, influenciou o relevo e rebaixamento do lençol freático, culminando na degradação de duripãs com formação de Latossolos Amarelos e Argissolos Amarelos, completando um ciclo evolutivo.

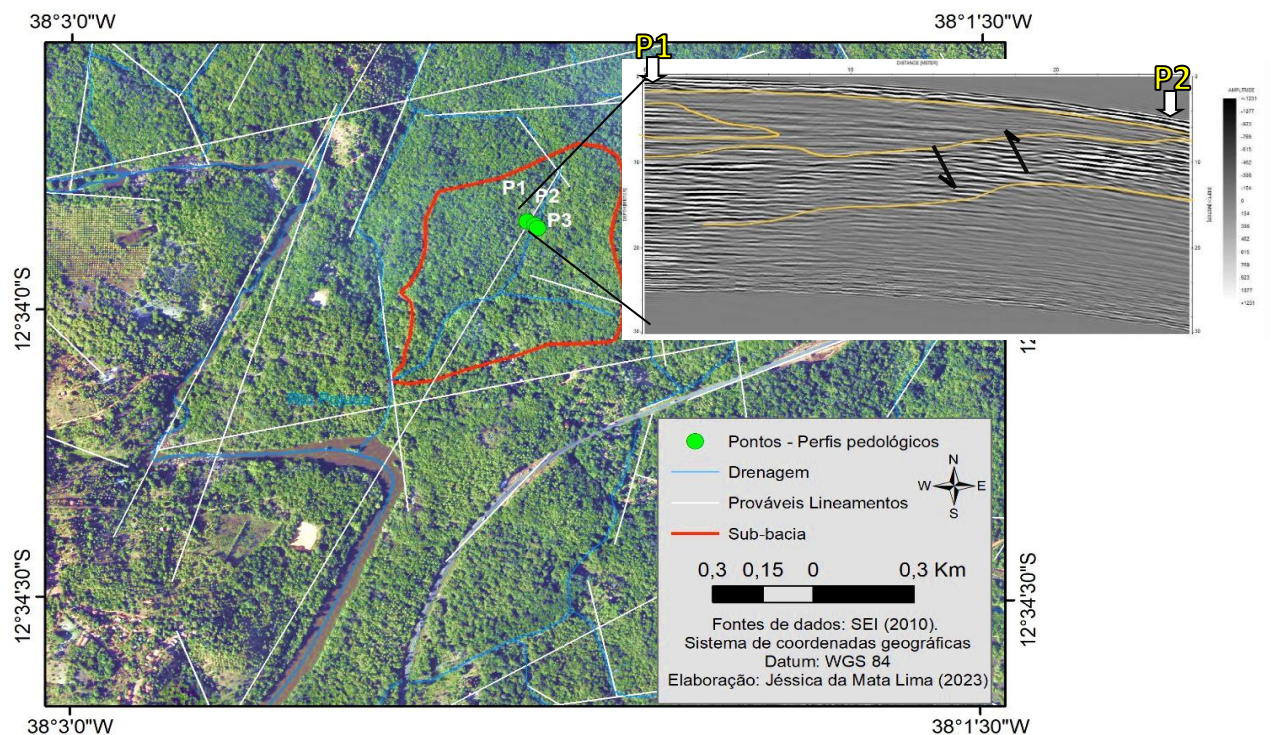
Diversos estudos destacaram a evolução de Espodossolos a partir de sistemas de transformação de solos lateríticos em Espodossolos, como visto em estudos na Amazônia (DUBREOUQ; FAURE, 1999; MAFRA, 2000; BUENO; NASCIMENTO, 2002; MAFRA *et al.*, 2002; FRITSCH *et al.*, 2009; DINIZ *et al.*, 2013) e nos Tabuleiros Costeiros (UCHA, 2000; FORTUNATO, 2004; NUNES, 2011). No entanto, diferentemente dessas pesquisas, na vertente estudada os Espodossolos evoluíram de solos arenosos, facilitando e acelerando a podzolização.

Fortunato (2004) observou que falhas influenciaram a gênese de solos ao criar regimes de umidade diferenciados pela infiltração de água em pontos específicos,

condicionados pelas falhas. Isso resulta em áreas bem drenadas e outras temporariamente mal drenadas, impactando a paisagem pedológica em interação com aspectos geomorfológicos, geológicos, climáticos e fitofisionômicos. Zonas pantanosas com solos hidromórficos se formam quando os pontos de infiltração permanecem saturados por água por grande parte do ano. A alternância de hidromorfia temporária cria condições favoráveis à ferrólise, promovendo a podzolização de forma centrífuga (Fortunato, 2004).

A partir do mapa de lineamentos estruturais foi possível observar uma falha que atravessa perpendicularmente a vertente estudada, contribuindo para a formação de anomalias de drenagem e, provavelmente, mudanças no curso do rio Pojuca (Figura 74). No radargrama da Figura 74 é possível observar uma possível zona de cisalhamento em material endurecido, que pode ter dado origem à zona de nucleação de Espodossolos. Constata-se que os processos neotectônicos não apenas formaram áreas depressionárias, acelerando a podzolização e estabelecendo o sistema de transformação Neossolo Quartzarênico-Espodossolo, mas também alteram a drenagem, caracterizando uma terceira etapa na evolução dos solos e do relevo.

Figura 74 – Mapa de prováveis lineamentos estruturais e ortofotografia evidenciando lineamento estrutural perpendicular à vertente analisada e radargrama demonstrando uma possível zona de cisalhamento na vertente entre os compartimentos de montante e intermediário.



Desse modo, entende-se que a drenagem assimétrica formou áreas depressionárias pantanosas propícias à podzolização. Ácidos húmicos e fúlvicos favoreceram a formação de horizontes espódicos, transportando Al, pela ação dos ácidos fúlvicos, e Fe pelos ácidos húmicos (TADINI *et al.*, 2019). A presença de duricrosta contribuiu para a preservação de topos tabulares, facilitando a deposição de materiais organometálicos.

6.3 INCISÃO DA DRENAGEM, FORMAÇÃO DA VERTENTE E EXPOSIÇÃO DE FÁCIES DO BARREIRAS

Na terceira etapa, a drenagem segue preferencialmente as falhas originadas pelos movimentos tectônicos. Esse contexto resulta na alteração do curso do rio Pojuca, como é possível observar no mapa (Figura 74), com anomalias da rede de drenagem. A incisão da drenagem, com o entalhe do talvegue, favorece o avanço da erosão, inclusive em parte da vertente, devido ao escoamento da água pela incisão da depressão e formação do vale. Esse processo é evidenciado pelas características do Cambissolo presente no compartimento de jusante.

Os PCAs dos dados químicos (Gráfico 99) e a relação entre os dados químicos e texturais (Gráfico 100) indicam uma proximidade entre os horizontes de 790cm do Neossolo Quartzarênico e Cr do Espodossolo, e os horizontes do Cambissolo do compartimento de jusante por sua gênese estar relacionada às litofácies do Barreiras. Entretanto, provavelmente, a duricrosta caulinítica, presente na base do Neossolo Quartzarênico e do Espodossolo, e a couraça ferruginosa, que deu origem ao Cambissolo, foram formadas em épocas distintas.

Sugere-se, dessa forma, que os solos provenientes da duricrosta foram erodidos, expondo, na baixa vertente, uma outra litofácies do Barreiras relacionada à couraça ferruginosa, que deu origem aos Cambissolos. Também é provável que a couraça ferruginosa tenha dado origem aos solos localizados na vertente B, que passaram por um processo de transformação Latossolos-Espodossolos.

Gráfico 99 – PCA indicando a relação e agrupamento de dados de química total de horizontes de solos da sequência Neossolo Quartzarênico-Espodosolo-Cambissolo e da couraça ferruginosa (S12C).

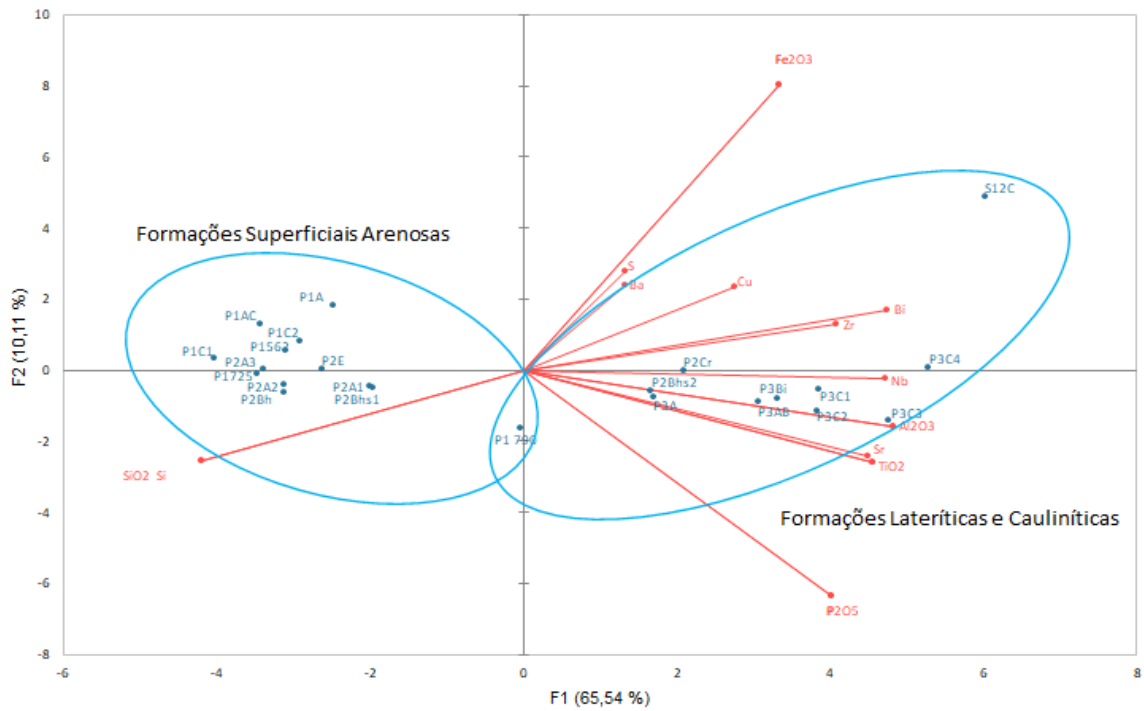
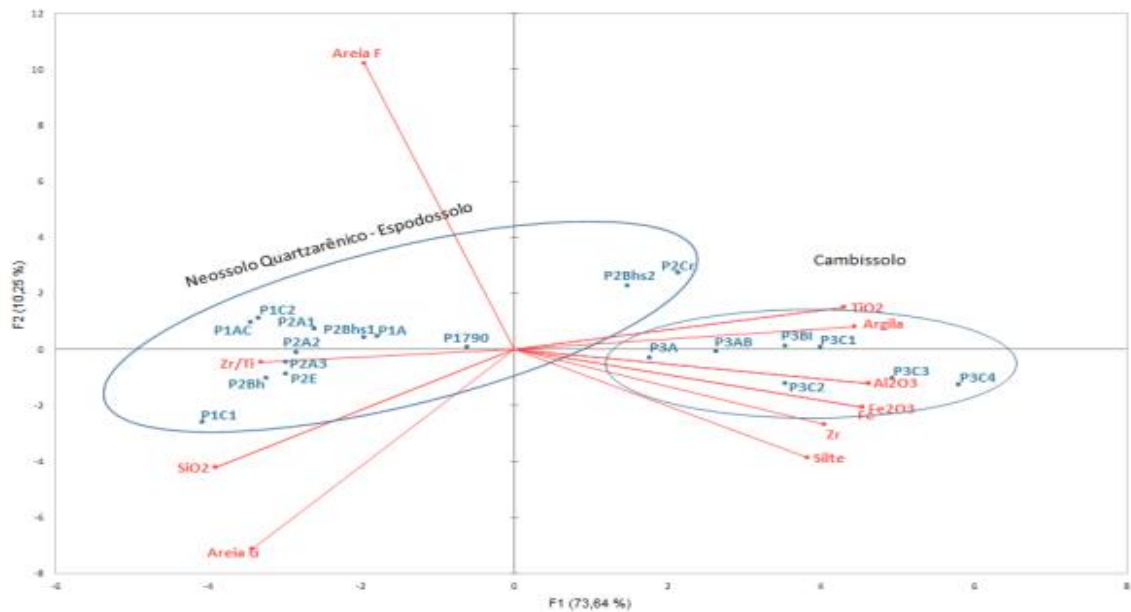
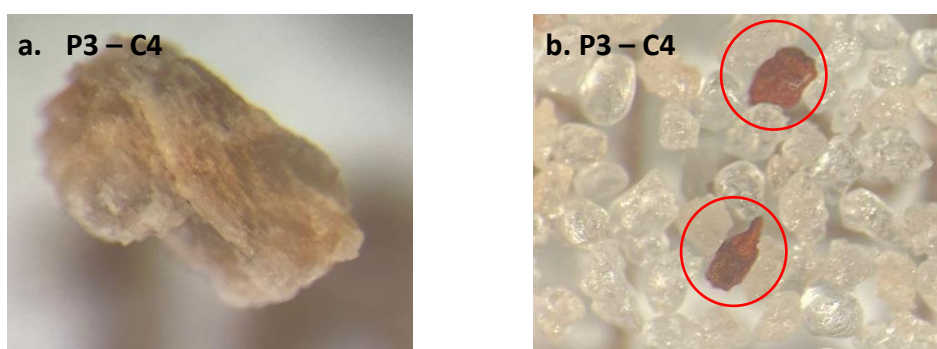


Gráfico 100 – PCA indicando a relação e agrupamento de dados de química total e física de horizontes de solos da sequência Neossolo Quartzarênico-Espodosolo-Cambissolo e da couraça ferruginosa (S12C).



A descontinuidade entre o material endurecido e o Cambissolo é pequena comparada à descontinuidade entre os materiais arenosos do topo do Neossolo Quartzarênico e do Espodosolo e a duricrosta. Esse dado, juntamente com os dados de química total obtidos por FRX, a relação Zr/Ti e dados físicos, indicam uma relativa proximidade entre o material endurecido e o Cambissolo. O Cambissolo apresentou uma forte relação com a couraça ferruginosa (S12C), inclusive contendo fragmentos de couraça ferruginosa e feldspato em profundidade (Figura 75).

Figura 75 – a. Feldspato identificado no Perfil 3 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico; b. fragmentos de couraça ferruginosa identificados no Perfil 3 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico.

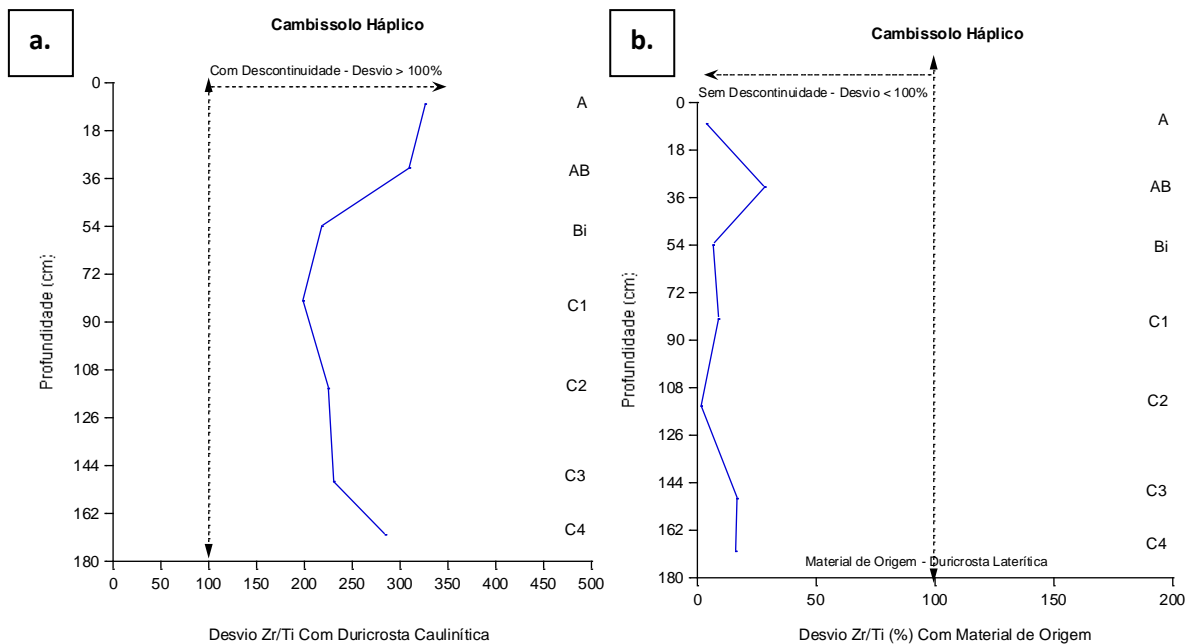


A presença de feldspato e fragmentos de couraça ferruginosa no Cambissolo, conforme as figuras 75a e 75b, sugere a presença de materiais residuais do material de origem desse solo, os sedimentos do Barreiras, que, segundo Arai (2006), consistem em uma sequência de sedimentos compostos principalmente de quartzo e feldspato oriundos da destruição de outras rochas. Ribeiro (1996) destacou a presença de crostas ferruginosas porosas, avermelhadas, ricas em detritos de sílica mal selecionados e nódulos de óxidos de ferro e manganês. No Cambissolo do sopé da vertente A e na vertente B, os grãos são angulosos com textura predominantemente sacaróide polida, semelhante à couraça ferruginosa (S12C). O baixo valor de desvio da relação Zr/Ti do Cambissolo e da couraça ferruginosa (S12C) (Gráfico 101b) também indica grande proximidade química entre esses materiais.

A relação Zr/Ti sugere que todos os horizontes do Cambissolo possuem origem *in situ*, por não apresentar mudança abrupta entre os horizontes, nem desvio maior que 100% (Figura 71). Há uma descontinuidade litológica entre os horizontes superficiais e profundos do Neossolo Quartzarênico e do Espodosolo e entre os solos de montante e jusante.

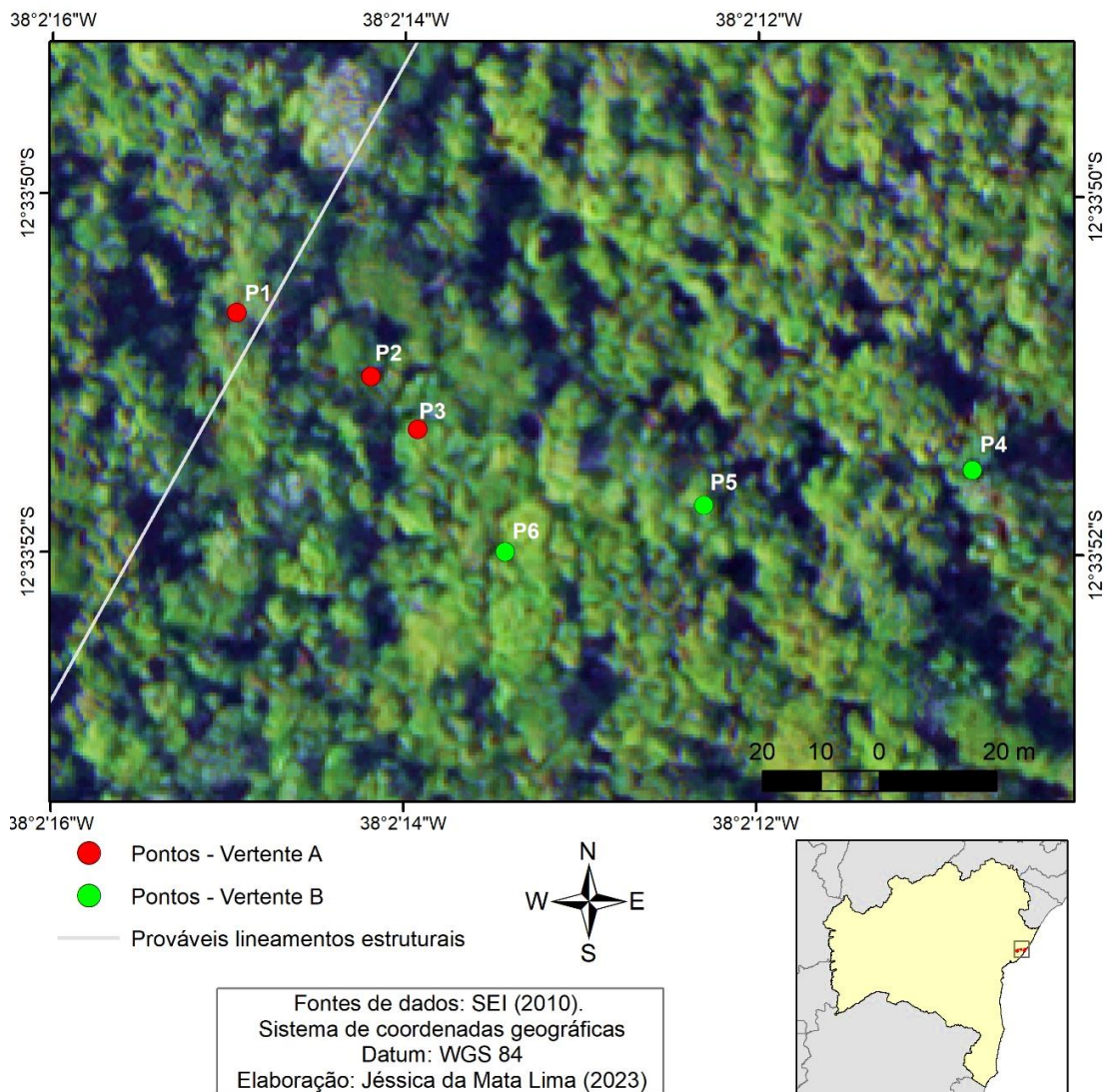
Os dados analisados a partir dos PCAs de química total e de química e textura, além da relação Zr/Ti (Gráfico 101a) e as características morfoscópicas, demonstram a duricrosta do Espodossolo de montante e o material que compõe o Cambissolo diferem entre si, podendo constituir duas fácies diferentes do Barreiras, uma caulinitica e outra laterítica ferruginosa.

Gráficos 101 – a. Desvio da Relação Zr/Ti do Cambissolo Háplico, tendo a duricrosta como base de cálculo; b. Desvio da Relação Zr/Ti do Cambissolo Háplico tendo a couraça ferruginosa como base de cálculo.



Outro aspecto a ser considerado é o da cobertura vegetal, que condiciona e é condicionada pelos processos pedogenéticos e morfogenéticos. Estudos indicam a relação entre vegetação, condição de drenagem e solos, cujo processo de podzolização e formação de Espodossolos promoveu a substituição da floresta densa e fechada por vegetação herbácea arbustiva na Amazônia (BUENO; NASCIMENTO, 2002; GUIMARÃES *et al.*, 2018). Na vertente em análise, foi observado que onde ocorrem os Neossolos Quartzarênicos a vegetação é de uma restinga arbórea, com predominância de bromeliáceas no estrato herbáceo. À medida que a transição ocorre para o Espodossolo e Cambissolo a vegetação se torna mais fechada e com espécies arbóreas maiores caracterizando uma floresta de restinga (Figura 76).

Figura 76 – Ortofotografia representando as variações da fitofisionomia ao longo das vertentes A e B, com o espaçamento e diminuição de porte da vegetação em solos podzolizado da vertente A.



A análise dos dados químicos, físicos, morfológicos, mineralógicos, morfométricos, morfoscópicos e de mapeamento geofísico permitiu inferir que o Cambissolo foi o último solo da sequência a ser formado, evoluindo a partir da erosão do Espodosolo de montante e com a exposição de outra fácies do Barreiras, composta por couraça ferruginosa. Desse modo, o material de origem do Cambissolo pode ter sido exposto pela ação dos agentes morfogenéticos responsáveis pela incisão da drenagem e erosão remontante, originando a vertente convexa estudada e o vale atual.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este trabalho teve como objetivo analisar a gênese de solos arenosos e podzolizados e compreender a evolução do relevo em área de Tabuleiros Costeiros Dissecados no Litoral Norte da Bahia, através da investigação das formações superficiais arenosas em diferentes unidades geoambientais e em uma vertente de sequência Neossolos Quartzarênicos-Espodossolos-Cambissolos. Utilizando-se da metodologia de Boulet *et al.* (1982) e de dados de campo e laboratório, observou-se que a origem da cobertura arenosa está ligada a presença material arenoso alóctone sotoposto e em discordância com uma duricrosta caulinítica em profundidade. Esse material alóctone foi caracterizado como depósitos fluviais provavelmente originados da dinâmica do Rio Pojuca. A neotectônica pode ter interrompido tal deposição pela alteração topográfica e dos cursos dos rios.

Dessa forma, a sequência e os processos pedogenéticos identificados na topossequência estudada, desde os os Neossolos Quartzarênicos de montante até os Espodossolos nos compartimentos intermediários e Cambissolos nos sopés, indica que a dinâmica climática e de lençol freático, assim como a neotectônica condicionou e ainda influencia na evolução dos tabuleiros costeiros, sendo responsáveis, tanto pela podzolização observada, quanto pela erosão desses solos, incisão dos tabuleiros costeiros, com formação de vertentes convexas, e rejuvenescimento pedológico.

As variações na textura dos sedimentos, junto com os aspectos morfométricos, indicam a deposição de materiais alóctones, moldando a paisagem. A compreensão do material de origem é essencial para decifrar a evolução da paisagem e os processos pedogenéticos e morfogenéticos pretéritos e em curso. A análise dos sedimentos revelou que os solos da Vertente A, principalmente os Neossolos Quartzarênicos e Espodossolos, derivam de uma complexa interação entre deposição fluvial e a presença de duricrosta. A identificação de materiais como feldspato e fragmentos de couraça ferruginosa fornecem insights sobre os processos de formação do solo e as condições paleoambientais.

O modelo evolutivo da paisagem proposto sugere um sistema de transformação Neossolo Quartzarênico-Espodossolo-Cambissolo, influenciado pela presença de uma duricrosta originada a partir de uma fácies do Barreiras que foi cimentada por processos de podzolização pretéritos. Posteriormente, houve a

deposição de sedimentos arenosos em sua superfície, provavelmente condicionados pela neotectônica, variações eustáticas do nível do mar, mudanças climáticas e dinâmica do rio Pojuca. Processos pedogenéticos mais recentes foram desencadeados a partir da formação de áreas abaciadas nas interseções de falhas que favoreceram a convergência de fluxos e a podzolização, com formação de Espodossolos, facilitados pelos sedimentos arenosos depositados por dinâmica fluvial sobre a duricrosta que também facilitou o processo por funcionar como uma barreira para a drenagem, onde os complexos organometálicos precipitaram. A incisão da drenagem permitiu a formação da vertente sob análise e a exposição de uma segunda fácies do Barreiras no compartimento de jusante, dando origem a um Cambissolo.

Compreende-se que a evolução dos Espodossolos nas zonas tropicais e, especificamente nos Tabuleiros Costeiros, destaca a complexidade dos processos pedogenéticos envolvidos, principalmente, a podzolização. Essa complexidade é resultado da interação de múltiplos fatores, incluindo a lixiviação intensa, a ação de ácidos orgânicos e a dinâmica deposicional. Os estudos realizados demonstram a importância dessas áreas para a compreensão do processo de podzolização contribuindo para um conhecimento mais amplo das paisagens tropicais.

Os Espodossolos desempenham um papel crucial na fixação de carbono, destacando sua importância ecológica. A capacidade desses solos de acumular matéria orgânica em profundidade, especialmente nos horizontes Bh e Bhs, contribui significativamente para o estoque de carbono (PEREIRA, 2015; MONTES *et al.*, 2023), desenvolvendo, dessa forma, um papel importante na sustentabilidade ambiental, uma vez que está envolvida na ciclagem do carbono e nutrientes, além de ser um fator-chave a ser considerado em estudos relativos às alterações climáticas globais (TADINI e *tal.*, 2019). Essa função ecológica reforça a necessidade de estudos contínuos sobre a dinâmica dos Espodossolos e suas implicações ambientais, principalmente em ambientes costeiros, caracterizados por sua dinamicidade e vulnerabilidade ambiental em função do uso e ocupação intenso dessas áreas.

As variações climáticas e os impactos das atividades humanas intensificam a vulnerabilidade desses ambientes, exigindo estratégias de manejo e conservação do solo baseadas em um entendimento profundo dos processos naturais. O conhecimento das interações entre os diferentes elementos da paisagem é

fundamental para a preservação das paisagens costeiras e a mitigação dos impactos ambientais.

Os solos dos Tabuleiros Costeiros apresentam determinada limitação ao seu uso devido às suas condições químicas e físicas, afetando diretamente as produções de subsistência e ensejando a utilização desses solos para atividades como a pecuária e a monocultura, sobretudo, de eucalipto. Dessa forma, alta lixiviação e a baixa fertilidade dos Espodosolos e Neossolos Quartzarênicos limitam sua aptidão para a agricultura familiar, necessitando de práticas de manejo e técnicas de correção do solo para viabilizar a produção agrícola. É crucial desenvolver estratégias sustentáveis que considerem as limitações naturais desses solos e promovam a conservação dos recursos naturais.

Desse modo, para a conservação e preservação das paisagens costeiras é fundamental implementar medidas que considerem a complexidade e interconectividade dos fatores pedológicos, geomorfológicos e climáticos. A presença de áreas verdes, como a Reserva da Sapiranga, estudada neste trabalho é fundamental para a manutenção e preservação dos aspectos naturais das zonas costeiras. A restauração de áreas degradadas, a proteção das zonas de recarga hídrica e a promoção de práticas agrícolas sustentáveis são essenciais para manter a qualidade ecológica da região. Políticas públicas e ações comunitárias devem ser integradas para garantir a preservação das paisagens.

É pertinente destacar a importância de monitorar as mudanças climáticas e suas implicações para os processos pedogenéticos e morfogenéticos da região, investir em pesquisas que busquem compreender a inter-relação entre as práticas de uso do solo e a saúde dos ecossistemas costeiros e de implementar práticas agrícolas e florestais adequadas, aliadas à conservação dos recursos hídricos para garantir a sustentabilidade dessas áreas e promover o bem-estar das comunidades locais.

REFERÊNCIAS

- ACHÁ-PANOSO, L. **Latossolo Vermelho-Amarelo de “Tabuleiro” do Espírito Santo: formação, características e classificação**. 1976. 116 f. Tese de Livre Docência - Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 1976.
- ALMEIDA JUNIOR, M. V. C. et al. Mapeamento geológico da zona costeira limitada pela foz do rio Pojuca e a praia de Imbassaí, Mata de São João – Bahia, Geologia USP. **Série Científica**. 13, 3, p. 41–50. 2013.. DOI:<https://doi.org/10.5327/Z1519-874X201300030005>.
- ALMEIDA, H. R. R.; ALMEIDA, D. F. C. ALMEIDA, P. R. R. Análise dos parâmetros granulométricos dos sedimentos praias do litoral da Barra de São Miguel – AL. .4º GeoAlagoas. **Anais...** 2016.
- ALMEIDA, J. S. **Uso de geotecnologias na análise espacial e temporal (1993 – 2007) da cobertura vegetal e uso da terra na APA do Litoral Norte**. 2012. 86 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Estadual de Feira de Santana. Feira de Santana. 2012.
- AMIN, M. F. M.; SHENG, J. C. K.; ISMAIL, F.; MOHAMAD, E. T. Classification and rippability of duricrusts. **Malaysian Journal of Civil Engineering**, v. 17, n.2, 2005.
- ANDRADE, I. C. M. **Caracterização e evolução pedogeomorfológica de m sistema de transformação Argissolo-Espodossolo nos Tabuleiros Costeiros da APA Litoral Norte do Estado da Bahia**. 2018. 127f. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, Salvador, 2018.
- ANDRADE, I. C. M. **Estudo pedogeomorfológico de uma seqüência de solos da Reserva Sapiranga - APA Litoral Norte – Bahia**. 2015. 60 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geografia). Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2015.
- ANDRADE, I. C. M.; LIMA, J. M.; DINIZ, A. D. Caracterização pedogeomorfológica de uma transição neossolos quartzarênicos – espodossolos, na reserva da Sapiranga, Mata de São João - BA. **GeoUECE** (online), v. 09, n. 16, p. 154-166, jan./jun., 2020.
- ANJOS, L. H. C. **Caracterização, gênese, classificação e aptidão agrícola de uma seqüência de solos do Terciário na região de Campos-RJ**. 1985. 194p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Itaguaí, 1985.
- ARAI, M. A Grande elevação eustática do mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. **Revista Geologia USP**. Série Científica, São Paulo, v. 6, n. 2, p. 1-6, 2006.
- ARAI, M. Dinoflagelados (Dinophyceae) miocênicos do Grupo Barreiras do Nordeste do estado do Pará (Brasil). **Revista Universidade de Guarulhos**, Geociências, ano II (número especial), p. 98-106, 1997.
- ARAI, M.; TRUCKENBRODT, W.; NOGUEIRA, A.C.R.; GOES, A.M.; ROSSETTI, D.F. Novos dados sobre estratigrafia e ambiente deposicional dos sedimentos Barreiras,

NE do Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 4, Belém. **Boletim de Resumos Expandidos...** Belém, SBG, p. 185-187, 1994.

ARAI, M.; UESUGUI, N.; ROSSETTI, D. F.; GOES, A. M. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no Nordeste do Estado do Pará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, Pará, 1988. **Anais ...** Belém, S.B.G., v. 2, p. 738-752. 1988.

ARAÚJO FILHO, J. C. **Horizontes cimentados em Argissolos e Espodossolos dos tabuleiros costeiros e em Neossolos Regolíticos e Planossolos da depressão sertaneja no Nordeste do Brasil.** Tese (Doutorado). São Paulo, Universidade de São Paulo, 223p. 2003.

ARAUJO FILHO, J. C.; CARVALHO, A.; SILVA, F. B. R. Investigações preliminares sobre a pedogênese de horizontes coesos em solos dos tabuleiros costeiros do Nordeste do Brasil. In: WORKSHOP COESÃO EM SOLOS DOS TABULEIROS COSTEIROS, Aracaju. EMBRAPA Tabuleiros Costeiros. **Anais.** Aracaju, p.123-142., 2001.

ÁVILA, F. F. **Análise da cobertura pedológica em uma topossequência na bacia do Córrego dos Pereiras – Depressão de Gouveia/MG,** 135 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Instituto de Geociências/Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 2009.

ÁVILLA, F. F. Razão Zircônio/Quartzo e Zircônio/Titânio aplicadas ao estudo da evolução pedogeomorfológica de uma topossequência na depressão de Gouveia, Serra do Espinhaço – Minas Gerais. IX SINAGEO. **Anais...** 2012.

AZEVEDO, A. C.; VIDAL-TORRADO, P. Esmeclita, vermiculita, minerais com hidróxi entrecamadas e clorita. In: MELO, V. F.; ALEONI, L. R. F. (Org.) **Química e mineralogia do solo - Parte I: Conceitos básicos.** Viçosa: Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, v. 2. Universidade de São Paulo, 2009.

BARBALHO, M. G. da S. **Morfopedologia, Aplicada ao Diagnóstico e Diretrizes para o Controle dos Processos Erosivos Lineares na Alta Bacia do Rio Araguaia (GO/MT).** 2002. 183 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Departamento de Geografia, Goiânia/Go: Universidade Federal de Goiás, 2002.

BARBOSA J. S. F.; DOMINGUEZ J. M. L. **Texto Explicativo para o Mapa Geológico da Bahia ao Milionésimo.** SICM/SGM. Edição Especial, Salvador, 400 p., 1996.

BARBOSA, M. E. F.; FURRIER, M. Caracterização geomorfológica e morfométrica para averiguação de atividade tectônica. **Mercator**, 14, doi: 10.4215/RM2015.1403. p. 123-149. 2015.

BÁRDOSSY, G.; ALEVA, G.J.J. Lateritic Bauxites. **Development in Economic Geology (27).** Amsterdam: Elsevier, 1990. 619p.

BEZERRA, F. H. R. **Neotectonics in Northeastern Brazil.** 208 f. 1998. Tese (Doutorado) - University College London, Londres. 1998.

BIGARELLA J.J.; ANDRADE G.O. **Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras)**. Arquivos: Instituto de Ciências da Terra, 2:2-14. 1964.

BIGARELLA, J. J. The Barreiras Group in Northeastern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 47 (Suplemento), p. 365-393, 1975.

BIGARELLA, J. J.; HARTKOPF, C.C.; SOBANSKI, A.; TREVISAN, N. Textura Superficial dos Grãos em Areias e Arenitos. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**. V. 10, pg. 253- 275, 1995.

BIGARELLA, J.J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais** - Vol. III. 2. ed. Florianópolis: Ed. UFSC, p. 884-1436., 2003.

BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; USSAMI, N. Flexure as a tectonic control on the large-scale geomorphic characteristics of the eastern Brazil coastal zone. **Journal of Coastal Research**, v. 15, n.2, p. 505-519, 1999.

BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FERREIRA, Y. A. **O Quaternário costeiro do Estado de Sergipe**. In: XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, 1982. Bol. 2, Breves Comunicações, Salvador, 1982.

BOCQUIER, G. Génèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad: interprétation biogéodynamique. **Mém. ORSTOM**, v. 62, 351 p. 1973.

BOULET, R. Análise estrutural da cobertura pedológica e cartografia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 1993, Campinas. **Anais...** Congresso Brasileiro de Ciencia do Solo, 21. Campinas, p. 79-90. 1993.

BOULET, R. **Toposéquences de sols tropicaux en Halte Volta. Équilibre et déséquilibre pedobioclimatique**. Paris, 272 p. 1974.

BOULET, R.; CHAUVEL, A.; HUMBEL, F. X.; LUCAS, Y. Analyse structurale et pédologie. I Prise em compte de l'organisation bidimensionnelle de la couverture pédologique: lês études de toposéquences et leurs principaux apports à la connaissance dès sols. **Cahiers O.R.S.T.O.M., sér. Pédologie**, v. 19, n. 4, p. 309-322, 1982.

BOULET, R.; FRITSCH, E.; FILIZOLA, H. F.; COELHO, J.; LEPRUN, J. C.; BARRETO, F. & BALAN, E. Fragipãs, duripãs e bandas ferruginosas dos tabuleiros do nordeste do Brasil: distribuição, mineralogia, gênese. CONGRESSO LATINO AMERICANO DE CIÊNCIA DO SOLO, 1996, Campinas, **Anais...** Campinas, 1996.

BOULET, R.; HUMBEL, F. X.; LUCAS, Y. Analyse Structurale et Cartographie en pédologie. III Pasaje de la phase analytique à une cartographie générale synthétique. **Cah. ORSTOM**, sér Pédol. vol. XIX, nº 4, p.341-351. 1982.

BOWERS, S. A.; HANKS, R. J. Reflection of radiant energy from soils. **Soil Science**, Baltimore, v. 100, n. 2, p. 130-138, 1965.

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. Folha SD 24/25 Aracaju/Recife: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro. 856 p. 30 v., 1983.

BUENO, G. T. **Appauvrissement et podzolisation des latérites du bassin du Rio Negro et genèse des Podzols dans le haut bassin amazonien.** 92f. Tese (Doutorado). Paris: Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP), 2009.

BUENO, G. T. **Empobrecimento e podzolização de solos lateríticos da bacia do rio Negro e gênese dos pozóis na alta bacia Amazônica.** 2009. 156 f. Tese (Doutorado) - Curso de Programa de Pós Graduação em Geografia, Departamento de Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2009.

BUENO, G. T.; NASCIMENTO, N. R.; FRITSCH, E. Considerações acerca da evolução dos relevs nas paisagens podzolizadas da bacia do rio Negro - AM. In: Encontro Nacional da Associação de Pós-Graduação e Pesquisa em Geografia, 9., 2011 Goiânia. **Anais...** . Goiânia: Encontro Nacional da Associação de Pós-Graduação e Pesquisa em Geografia, p. 1-10. 2011.

BUOL, S.W.; HOLE, F.D. & McCracken, R.J. **Soil genesis and classification.** 2.ed. Ames, Iowa States University Press, 404p. 1980.

BUURMAN, P. & JONGMANS, A.G. Podzolization and soil organic matter dynamics. **Geoderma**, 125:71-83, 2005.

CAILLEUX, A; TRICART, J. **Initiation à l'étude des sables et galets.** CDU, 5 pi. de la Sorbonne, Paris V, 1 vol., 369 p., 1963.

CAMARGO, M. G. Sysgran: Um Sistema de Código Aberto para Análises Granulométricas do Sedimento. **Revista Brasileira de Geociências**, 36, 371-378. 2006.

CARVALHO, C. C. N.; NUNES, F. C. Solos de tabuleiro do Recôncavo Baiano (Brasil): gênese, transformação e neotectonismo. **Revista de Geociências do Nordeste.** V. 8, págs. 114-125, 2022.

CASTRO, S. S.; SALOMÃO, F. X. T. Compartimentação Morfopedológica e sua Aplicação: Considerações Metodológicas. São Paulo/SP. **Revista GEOUSP**, Nº 7, São Paulo: USP, p. 28 – 35. 2000.

COELHO, A. L. N. Alterações hidrogeomorfológicas no médio-baixo Rio Doce / ES. 247 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Niterói, 2007.

COELHO, M. G. A.; LIMA, C. C. U. Análise tectônica preliminar do Grupo Barreiras no litoral norte do estado de Sergipe. In: VI Simpósio Nacional de Geomorfologia, 2006, Goiânia, **Anais...** Goiânia, 6: p.1-7. 2006.

COELHO, M. R. Caracterização e gênese de Espodossolos da Planície Costeira do Estado de São Paulo. São Paulo, Universidade de São Paulo, 2008. 270p. (Tese de Doutorado).

CONDER - Companhia de Desenvolvimento Urbano do Estado da Bahia. **Área de Proteção Ambiental - Litoral Norte. Plano de Manejo**. 174 p., 1993.

COOPER, M.; VIDAL-TORRADO, P.; LEPSCH, I. F. Stratigraphical discontinuities, tropical landscape evolution and soil distribution relationships in a case study in SE-Brazil. **R. Bras. Ci. Solo**, 26:673-683, 2002.

CORRÊA, M. M.; KER, J. C.; BARRÓN, V.; TORRENT, J.; CURI, N.; TORRES, T. C. P. Caracterização física, química, mineralógica e micromorfológica de horizontes coesos e fragipãs de solos vermelhos e amarelos do ambiente tabuleiros costeiros. **R. Bras. Ci. Solo**, 32:297-313, 2008.

COSTA JÚNIOR, M. P. **Interações morfo-pedogenéticas nos sedimentos do Grupo Barreiras e nos leques aluviais pleistocênicos no litoral norte da Bahia – município de Conde**. 247f. 2008. Tese (Doutorado em Geologia Costeira e Sedimentar) – Universidade Federal da Bahia, Salvador. 2008.

COSTA, J. B. S.; BORGES, M. S.; BEMERGUY, R. L.; FERNANDES, J. M. G.; COSTA Jr., P. S.; COSTA, M. L. Evolução cenozóica da região de Salinópolis, Nordeste do Estado do Pará. **Geociências**, São Paulo, v. 12, n. 2, p. 373-396, 1993.

CRUZ, L. O. M. **ASSINATURA GEOQUÍMICA DE UNIDADES COLUVIAIS DA BACIA DO CÓRREGO DO RIO GRANDE – DEPRESSÃO DE GOUVEIA/MG**. 152 f. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências. Belo Horizonte, 2006.

DALMOLIN, R. S. D.; GONÇALVES, C. N.; KLAMT, E.; DICK, D. P. Relação entre os constituintes do solo e seu comportamento espectral. **Ciência Rural**, v.35, p.481-489, 2005.

DAVIS, J. L.; ANNAN, A. P. Radar de Penetração no Solo para Mapeamento de Alta Resolução de Estratigrafia de Solo e Rocha. *Geophysical Prospecting*, 37, 531-551p. 1989. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1989.tb02221.x>

DE CONINCK, F. Major mechanisms in formation of spodic horizons. **Geoderma**, 24:101-128, 1980.

DEMATTE, J.A.M.; EPIPHANIO, J.C.N.; FORMAGGIO, A.R. Influência da matéria orgânica e de formas de ferro na reflectância de solos tropicais. **Bragantia**, v.62, p.451-464, 2003.

DEWOLF, Y **Proposition pour une définition, une typologie et une cartographie des formations superficielles**. USP, Dep. Geogr., Col. Est. Cart. Form. Sup. e Aplic. reg. trop., vol. 1:433-445. 1983.

DIAS, J. Á. **A Análise Sedimentar e o Conhecimento dos Sistemas Marinhos** (versão preliminar). Faro: Universidade do Algarve. 80p. 2004.

DIJERKMAN, J. C. Pedology as a science: the role of data theories in the study of natural soil systems. **Geoderma**, Amsterdam, v.11, p.73-93, 1974.

DINIZ, A. D.; BUENO, G. T.; NASCIMENTO, N. R.; FRITSCH, E.; WINDMÖLLER, C. C. Transformações no solo e concentração de mercúrio em uma sequência de

latossolos de platô na bacia do Rio Negro (AM): dinâmica natural ou intervenção antrópica? **GeoTextos**, vol. 9, n. 2, dez. 2013. 151-172.

DOMINGUEZ, J. M. L. **Sistema de Informações Geográficas para o Suporte à Gestão e ao Monitoramento do Litoral Norte do Estado da Bahia**. GERCO – Ministério do Meio Ambiente. Repor. 30p., 2006.

DOMINGUEZ, J. M. L. **Sistema de Informações Geográficas para o Suporte à Gestão e ao Monitoramento do Litoral Norte do Estado da Bahia**. Governo do Estado da Bahia / GERCO Bahia / MMA, 30p., 2006.

DOMINGUEZ, J. M. L. The coastal zone of Brazil. In: Dillenburg, S., Hesp, P. A., **Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil**. Springer. Heidelberg, 17-51. 2009.

DOMINGUEZ, J. M. L., ANDRADE, A. C. S., ALMEIDA, A. B., BITTENCOURT, A. C. S. P. The holocene barrier strandplains of the state of Bahia In: DILLENBURG, S. R. & HESP, P. (Org.). **Geology of the Brazilian Coastal Barriers**. Lect. Notes in Earth Sciences, 107, Springer-Verlag, Berlin. 2009.

DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. A Zona Costeira do Estado da Bahia. In: BARBOSA, J. S. F.; MASCARENHAS, J. F.; GOMES, L. C. C.; DOMINGUEZ, J. M. L.; SOUZA, J. S. (Org.) **Geologia da Bahia, pesquisa e atualização**. 1ed. Salvador: Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, v. 2, p. 395-425, 2012.

DONAGEMA, G. K.; CAMPOS, D. V. B.; CALDERANO, S. B.; TEIXEIRA, W. G.; VIANA, J. H. M. **Manual de métodos de análise de solos**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 230 p., 2011.

DUBROEUCQ, D.; VOLKOFF, B.; P., F. Les couvertures pédologiques à Podzols du Bassin du Haut Rio Negro. **Étude et Gestion des Sols**, v. 6, p. 131-153., 1999.

EMBRAPA – EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Manual de métodos de análises de solo**. 2. ed. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura e do Abastecimento, 212p., 1997.

EPIPHANIO, J.C.N.; FORMAGGIO, A.R.; VALERIANO, M.M.; OLIVEIRA; J.B. **Comportamento espectral de solos do Estado de São Paulo. São José dos Campos, SP**, (INPE-5424-PRP/172). 132 p. 1992.

ERHART, H. La theorie bio-rexistesique et les problemews biogeographiques et paleobiologiques. **Soc. Biogeogr.**, France, CNR (288):43-53. 1956.

ESPINDOLA, C. R. A pedologia e a evolução das paisagens. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, 31 (1/2), p. 67-92. 2010.

ESPINDOLA, C. R. Material de origem do solo. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, 38 (1), 59-70, 2017.

FARMER, V. C.; SKJEMSTAD, J. O. & THOMPSON, C. H. Genesis of humus B horizons in hydromorphic humus podzols. **Nature**, 304:342-344, 1983.

FERREIRA, J. C. V. **Análise da dinâmica deposicional das praias de Cacimbinha e do Madeiro, Tibau do Sul – RN, Brasil.** 152f. Dissertação (Mestrado), Natal, 2015.

FERREIRA, S. R.; **Análise Pedoestratigráfica das Formações Rio Claro e Piraçununga, no Centro-Leste do Estado de São Paulo.** Universidade Estadual Paulista, 2005.

FILIZOLA, H. F.; LAMOTTE, M.; FRITSCH, E.; BOULET, R.; ARAÚJO FILHO, J. C.; SILVA, F. B. R.; LEPRUN, J. C. Os fragipãs e duripãs das depressões dos tabuleiros costeiros do Nordeste brasileiro: uma proposta de evolução. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa MG, v. 25, n.4, p. 947-963, 2001.

FOLK, R. L.; WARD, W. C. A Study in the Significance of Grain-Size Parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, 27, 3-26.1957.

FORTUNATO, F. F. **Sistemas pedológicos nos tabuleiros costeiros do litoral norte do Estado da Bahia: uma evolução controlada por duricrostas preexistentes, neotectônica e mudanças paleoclimáticas do quaternário.** 2004. 366f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal da Bahia. Instituto Geociências, 2004.

FRANZMEIER, D. P.; NORTON, L. D. & STEINHARDT, G. C. Fragipans formation in loess of the Midwestern United States. In: SMECK, N.E. & CIOLKOSZ, E.J., (Org.). **Fragipans: Their occurrence, classification, and genesis.** Wisconsin, USA. SSSA, p.69-97, 1989.

FRIEDMAN, G.; SANDERS, J. **Principles of Sedimentology.** John Wiley. New York. USA, 792p., 1978.

FRITSCH, E.; ALLARD, T.; BENEDETTI, M.F.; BARDY, M.; NASCIMENTO, N. R.; LUCAS, Y.; CALAS, G. Organic complexation and translocation of ferric iron in podzols of the Negro River watershed. Separation of secondary Fe species from Al species. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 73, p. 1813-1825, 2009.

FURRIER, M.; ARAÚJO, M. E.; MENESES, L. F. Geomorfologia e tectônica da Formação Barreiras no estado da Paraíba. **Geologia USP Série Científica.** São Paulo, v. 6, n. 2, p. 61-70, 2006.

GONZÁLEZ, O. I. R.; LIMA, C. C. U. Modelagem espacial da neotectônica na costa do descobrimento, sul do estado da Bahia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 22. n. 2, p. 235-253, 2021.

GUERRA, A. J. T.; MARÇAL, M. S. **Geomorfologia ambiental.** Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006. 189p.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual técnico da vegetação brasileira: sistema fitogeográfico, inventário das formações florestais e campestres, técnicas e manejo de coleções botânicas, procedimentos para mapeamentos.** IBGE, Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. - 2. ed., Rio de Janeiro, 276 p., 2012.

JACOMINE, P. K. T. Distribuição geográfica, características e classificação dos solos coesos dos Tabuleiros. In: REUNIÃO TÉCNICA DOS SOBRE OS SOLOS DOS

TABULEIROS COSTEIROS. 1996, Cruz das Almas, Aracaju. Pesquisa e desenvolvimento para os tabuleiros costeiros: **Anais...** Cruz das Almas: Embrapa: UFBA, p. 13-26. 1996.

JACOMINE, P. K. T. Evolução do conhecimento sobre solos coesos no Brasil. In: WORKSHOP COESÃO EM SOLOS DOS TABULEIROS COSTEIROS, Aracaju, 2001. **Anais.** Aracaju, EMBRAPA Tabuleiros Costeiros, p.19-46, 2001

JENSEN, J. R. **Sensoriamento Remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres.** 2. ed. São José dos Campos: Parêntese, 2009.

KAMPF, N.; CURI, N. Formação e evolução do solo (pedogênese). In: KER, J.C.; CURI, N.; SCHAEFER, C.E.G.R.; VIDAL-TORRADO, P. **Pedologia: Fundamentos.** Viçosa, SBCS, 2012. p. 207-302.

KLINGE, H. Podzol soils in the Amazon Basin. **J. Soil Sci.**, 16, pp. 96-103. 1965.

LANDIM, P. M. B. Análise estatística de dados geológicos. [S.l.]: 2 edição **Revista e ampliada**, 2003. 253p.

LIMA NETO, J. A.; RIBEIRO, M. R.; CORRÊA, M. M.; SOUZA-JÚNIOR, V. S.; ARAÚJO FILHO, J. C.; LIMA, J. F. W. F. Atributos químicos, mineralógicos e micromorfológicos de horizontes coesos de Latossolos e Argissolos dos Tabuleiros Costeiros do estado de Alagoas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 34, n. 02, p. 473-486, 2010.

LIMA, C. C. U. **Caracterização sedimentológica e aspectos do Grupo Barreiras no litoral sul do estado da Bahia.** Tese (Doutorado em Geologia). 2002. 141f. - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador. 2002.

LIMA, C. C. U.; VILAS BOAS, G. S.; SILVA, A. B. Tectonic modeling in the Barreiras Group, south coast of the state of Bahia, Brazil, based on hypsometric digital map. In: Simpósio Nacional de Geomorfologia, **Anais...** 6: 1-9. 2006.

LIMA, C. C. U.; BARBOSA, L. M. O Neotectonismo e a origem dos depósitos pleistocênicos na Planície Costeira do rio São Francisco. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 9, Recife. **Anais...** Recife: ABEQUA, 2003. cd-rom.

LIMA, C. C. U.; BEZERRA, H.R.; NOGUEIRA, C. C.; RUBSON, P.; SOUZA, O.L. Quaternary fault control on the coastal sedimentation and morphology of the São Francisco coastal plain, Brazil. **Tectonophysics**, 633, p. 98-114. 2014.

LIMA, C. C. U. EVIDÊNCIAS DA AÇÃO TECTÔNICA NOS SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO BARREIRAS PRESENTES DO LITORAL DE SERGIPE E AO NORTE DA BAHIA. **Revista de Geografia.** Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 1, Set. 2010.

LIMA, H. V.; SILVA, A. P.; JACOMINE, P. K. T.; ROMERO, R.E. & LIBARDI, P.L. Identificação e caracterização de solos coesos no Estado do Ceará. **R. Bras. Ci. Solo**, 28:467-476, 2004.

LIMA, J. M. **Levantamento pedológico e morfopedologia na Área de Proteção Ambiental Litoral Norte do Estado da Bahia – entre os rios Pojuca e Imbassaí.** 2017. 201f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, Salvador, 2017.

LIMA, J. M.; ANDRADE, I. C. M. ; DINIZ, A. D. ; ROSA, M. E. C. . Estudo e Caracterização dos Aspectos Geológico - Geomorfológicos da APA Litoral Norte do Estado da Bahia - Entre os Rios Pojuca e Imbassaí. In: PINHEIRO, L. S.; GORAYEB, A.. **Geografia Física e as Mudanças Globais.** 1. ed. Fortaleza: UFC, 13-24p., 2019.

LIMA, Z. M. C. **Caracterização da dinâmica ambiental da região costeira do município de Galinhos, litoral setentrional do Rio Grande do Norte.** Tese (doutorado) Programa de pós-graduação em geodinâmica e geofísica da UFRN, Natal/RN, 2004.

LOHMANN, M. **Estudo Morfopedológico da Bacia do Arroio Guassupi, São Pedro do Sul – RS: Subsídio à Compreensão dos Processos Erosivos.** 2005. 127 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Setor de Ciências da Terra – Departamento de Geografia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2005.

LUCAS, Y.; CHAUVEL, A.; BOULET, R.; RANZANI, G.; SCATOLINI, F. Transição Latossolos-Podzóis sobre a Formação Barreiras na região de Manaus, Amazônia. **Rev. Bras. Ciênc.** Solo 8, p. 325-335, 1984.

LUNDSTRÖM, U. .; VAN BREEMEN, N.; BAIN, D. C. The podzolization process. A review. **Geoderma**, 94:91-107, 2000.

MABESOONE, J. M.; CAMPOS, E.; SILVA, A, BEURLEN, K., Estratigrafia e origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 2, p. 173-190. 1972.

MACHADO, H. A. **Couçaças ferruginosas e solos associados em diferentes ambientes do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil.** **Belo Horizonte**, 2018. 170f. Tese (Doutorado em Geografia), Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2018.

MAFRA, A. L. **Organização e pedogênese de um sistema Latossolo-Podzol na região do Alto Rio Negro, AM.** Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz. 2000.

MAFRA, A. L.; MIKLÓS, A. A. W.; VOLKOFF, B.; MELFI, A. J. Pedogênese numa seqüência latossolo-espodossolo na região do alto rio negro, amazonas. **R. Bras. Ci. Solo**, Viçosa, v. 26, n. 2, p. 381-394, 2002.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Condicionamento estrutural do relevo no Nordeste setentrional brasileiro. **Mercator (UFC)**, v. 13, p. 127-141, 2014.

MARCONI, A. Mineralogia de solos das Séries Anhumas, Cruz Alta e Ibitiruna. **Anais da Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz**, 30: 185-202. 1973.

MARCONI, A. Mineralogia de solos das Séries Paredão Vermelho, Ribeirão Claro e Saltinho, do município de Piracicaba, SP. **Anais da Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz**, 31: 403-418. 1974.

MARQUES, A. J.; SANTIL, F. L. de P.; CUNHA, J. E. da. O uso do clinômetro no levantamento topográfico. Estudo de caso: levantamento pedológico. **Boletim de Geografia**, v. 18, n. 1, 2000.

MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.; VILAS BOAS, G.; FLEXOR, J. **Mapa geológico do quaternário costeiro do estado da Bahia, escala 1:250.000: texto explicativo**. Salvador: Secretaria de Minas e Energia/Coordenação da Produção Mineral. 1980. 72 p.

MARTINI, I.P.; CHESWORTH, W., **Weathering, Soils and Paleosols**. Amsterdam: Elsevier, 618 pp. 1992.

MAYNARD, J. Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols. **The Journal of Geology**. 279-289, 1992.

MENEGUETTI, A. M. **Manual de procedimentos de amostragem e análise química de plantas, solo e fertilizantes**. Curitiba: EDUTFPR, 2018. 251 p.

MENEZES, A. R.; FONTANA, A.; ANJOS, L. H. C.; PEREIRA, M. G.; SCHIAVO, J. A. Solos com horizontes subterrâneos escuros em bacias salinas do Pantanal brasileiro. **Rev. Bras. Cienc. Solo**. 2022. <https://doi.org/10.36783/18069657rbcs20210088>

MILNE, G. Some suggested units of classification and mapping particularly for East African soils. **Soil Research**, v. n.3, p. 183-198, 1935.

MONTES, C. R.; MERDY, P.; SILVA, W. T. L.; ISHIDA, D.; MELFI, A. J. SANTIN, R. C.; LUCAS, Y. Mineralização da matéria orgânica do solo de podzóis gigantes equatoriais submetidos a pedoclima mais seco: Um estudo de topocronosequência de drenagem. **CATENA**, 2023, 222 pp.106837. [ff10.1016/j.catena.2022.106837ss. fhal-04017239ff](https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106837).

MOREAU, A. M. S. S.; COSTA, L.M.; KER, J. C.; GOMES, F. H. Gênese de horizonte coeso, fragipã e duripã em solos do tabuleiro costeiro do sul da Bahia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 30, n. 06, p. 1021-1030, 2006.

MOREIRA, H.L. & OLIVEIRA, V.A. Evolução e gênese de um Plintossolo Pétrico concrecionário êutrico argissólico no município de Ouro Verde de Goiás. **Revista Brasileira Ciências Solo**, 32:1683-1690, 2008.

NASCIMENTO, N. R.; FRITSCH, E.; BUENO, G. T.; BARDY, M.; GRIMALDI, C.; MELFI, A. J. Podzolization as a deferralitization process: dynamics and chemistry of ground and surface waters in an Acrisol - Podzol sequence of the upper Amazon Basin. European 110 **Journal of Soil Science**, v. 59, n. 5, p. 911-924. doi: 10.1111/j.1365-2389.2008.01049.x, 2008.

NETTO, A.S.T. Manual de **Sedimentologia**. Rio de Janeiro, Cenpes-Diven-Petrobras. 194p. 1980.

NOGUEIRA JUNIOR, L. R.; DOMPIERI, M. H. G.; CRUZ, M. A. S. GeoTab: Identificação dos biomas e da vegetação na região de atuação da EMBRAPA Tabuleiros Costeiros. **Scientia Plena** V. 15, N. 11 doi: 10.14808/112402. 20p., 2019.

NOVAES FILHO, J. P.; COUTO, E. G.; RODRIGUES, L. C. M.; CHIG, L. A.; JOHNSON, M. S. Indiativos de descontinuidade litológica de regolitos derivados de granitos em uma microbracia sob floresta amazônica, em Juruena – MT. **R. Bras. Ci. Solo**, 36:317-324, 2012.

NOVO, E. M. L. M. **Sensoriamento remoto: Princípios e aplicações**. 2.ed. revista. São Paulo: Edgard Blucher Ltda, 1992. 308p.

NUNES, B., RAMOS, V., DILLIGER, A. Geomorfologia. In: Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SD. Salvador: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra**. Rio de Janeiro, 24, 620 p., 1981.

NUNES, F. C.; CARVALHO, C. C. N.; VILAS BOAS, G. S.; SILVA, E. F.; MAFRA, A. L.; ANDRADE, J. J.; VITAL, S. R. O. Solos vermelhos e amarelos coesos de tabuleiros costeiros: gênese, evolução e influência da neotectônica. **Caminhos da Geografia** (UFU. online), v. 2, p.294-314, 2019.

NUNES, F. C.; MOREIRA, G. S.; VILAS BOAS, G. S. da; SANTOS, F. F. N. dos; CALDERANO, S. B.; SILVA, E. F. da. Fragipãs e Duripãs: estruturas pedogenéticas ou sedimentares? XXXIV Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, 2013, Florianópolis, **Anais...** Florianópolis, 2013.

NUNES, F. C.; SILVA, E. F.; VILAS BOAS, G. S. Grupo Barreiras: Características, Gênese e Evidências de Neotectonismo. **Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento** (Embrapa Solos. Online), v. 194, p. 1-31, 2011a.

NUNES, F. C.; VILAS BOAS, G. DA S.; CARVALHO, C. C. N.; FORTUNATO, F. F. (2023). Depressões fechadas: dolinas na Formação Barreiras?. **Revista Brasileira De Geomorfologia**, 24(4). <https://doi.org/10.20502/rbgeomorfologia.v24i4.204410.20502/rbgeomorfologia.v24i4.2044>

OLIVEIRA, J.B. **Pedologia aplicada**. 5. ed. Piracicaba: FEALQ, 2011. 592 p.

OLLIER, C. D. A. Laterite profiles, ferricrete and landscape evolution. **Zeitscherift Fur Geomorphologie**, N.F., v.35, n.2, p. 165-173, Jun., 1991.

PEREIRA, O. J. R. **Mapping soil organic carbon storage in deep soil horizons of Amazonian Podzols**. Tese de Doutorado, Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo – Piracicaba, 2015. 131 p.

PETTIJOHN, F.G.; POTTER, P.E.; SIEVER, R. Sand and sandstones. **Springer Verlag**, 618p., 1972.

PORSANI JL. **Ground Penetrating Radar (GPR): Proposta metodológica de emprego em estudos geológico-geotécnicos nas regiões de Rio Claro e Descalvado - SP**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Campus de Rio Claro, Universidade Estadual Paulista - São Paulo, 1999. 145 p.

POWERS M.C. A New Roundness Scale for Sedimentary Particles. **Journal of Sedimentary Petrology**, 23(2): 117-119. 1953.

PRODESU. Programa de Desenvolvimento Sustentável para a Área de Proteção Ambiental do Litoral Norte da Bahia. **Relatório Síntese**. Cooperação bilateral Brasil-Reino Unido, CONDER/WS Atkins/Department for International Development/SEPLANTEC/CRA/SUDETUR/DERBA. Salvador, 56p., 2001.

QUEIROZ NETO, J. P. O estudo de formações superficiais no Brasil. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 22, n. 1/2 p. 65-78, 2001.

QUEIROZ NETO, J. P. Análise estrutural da cobertura pedológica: Uma experiência de ensino e pesquisa. **Revista Depto. Geografia USP**, São Paulo, v. 15, p. 77-90, 2002.

QUEIROZ, E. V. **Caracterização dos sedimentos superficiais de fundo do complexo recifal de Maracajaú, RN, Brasil**. 178 f. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2008.

QUEIROZ-NETO, J. P. **O papel da pedogênese no modelado do relevo: busca da novos paradigmas**. VI Seminário Latino Americano de Geografia Física e II Seminário Ibero Americano de Geografia Física. Universidade de Coimbra, 19p. 2010.

REBOUÇAS, R. C.; CASTRO, F. Métodos clássicos de sedimentologia aplicados à identificação de depósitos costeiros como ferramenta ao licenciamento ambiental. **Revista GeoNordeste**. São Cristóvão, 2019, n. 1, p. 180-199, ISSN: 2318-2695. Jan./Jun. 2019. p. 180-199.

RESENDE, M.; CURI, N.; KER, J.C.; REZENDE, S.B. **Mineralogia de solos brasileiros: interpretação e aplicações**. Lavras: Editora UFLA, 192p. 2005.

REZENDE, J. O. **Solos coesos dos Tabuleiros Costeiros: limitações agrícolas e manejo**. (Série Estudos Agrícolas, 1). Salvador: SEAGRI, SPA, 2000. 117p.

RIBEIRO, L. P. Evolução da cobertura pedológica dos tabuleiros costeiros e a gênese dos horizontes coesos. In: WORKSHOP COESÃO EM SOLOS DOS TABULEIROS COSTEIROS, Aracaju, 2001. **Anais**. Aracaju: Embrapa Tabuleiros Costeiros, p.93-121., 2001a.

RIBEIRO, L. P. Gênese, evolução e degradação dos solos amarelos coesos dos tabuleiros costeiros. In: REUNIÃO TÉCNICA SOBRE SOLOS COESOS DOS TABULEIROS COSTEIROS, 1., 1996, Cruz das Almas. **Anais...** Cruz das Almas: EMBRAPA-CPATC; EMBRAPA-CNPMF; AGRUFBA; IGUFBA, 1996. p. 27-35.

RIBEIRO, L. P.; UCHA, J. M.; PEREIRA, S. C. R. A. Os solos dos tabuleiros costeiros e suas fontes de materiais de origem. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 10., 2005, Guarapari. **Anais...** Guarapari: ABEQUA, 2005. s/paginação.

RIBEIRO, L.P. **Os Latossolos Amarelos do Recôncavo Baiano: gênese, evolução e degradação**. Salvador: SeplanteC, CADCT, 1998. 99p.

RIBEIRO, M. R.; Características morfológicas dos horizontes coesos dos solos dos tabuleiros costeiros. In: WORKSHOP COESÃO EM SOLOS DOS TABULEIROS COSTEIROS. **EMBRAPA-TABULEIROS COSTEIROS**, v. 1. p. 161-168. 2001b.

ROMERO, R. E.; CLEMENTE, C. A.; RIBEIRO, L. P.; MONTES, C. R.; MELFI, A. J. Material cimentante de duripãs de uma toposseqüência dos Tabuleiros Costeiros. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 28., Ribeirão Preto, 2003. **Anais...** São Paulo, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2003.

ROSS, J. L. S. O registro cartográfico dos Fatos Geomórficos e a Questão da Taxonomia do Relevo, **Rev. do Depto. Geografia**, FFLCH-USP, São Paulo, n.6, p.17-29, 1992.

ROSSETTI, D. F. Influence of low amplitude/high frequency relative sea-level changes in a wave-dominated estuary (Miocene), São Luís Basin, northern Brazil. **Sedimentary Geology**, 133, n. 3-4, p. 295-324, 2000.

ROSSETTI, D. F.; DOMINGUEZ, J. M. L. Tabuleiros Costeiros. In: BARBOSA, J. S. F.; MASCARENHAS, J. F.; CORRÊA, L. C.; DOMINGUEZ, J. M. L.; SOUZA, J. S. (Org.). **Geologia da Bahia: Pesquisa e Atualização**. 1ed. Salvador: CBPM-UFBA, v. 2, p. 365-393., 2012.

ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. A influência marinha nos Sedimentos Barreiras. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, Série Ciências da Terra 2:17-29. 1990.

ROSSETTI, D. F.; SANTOS JUNIOR., A. E. A. Facies architecture in a tectonically-influenced estuarine incised valley fill of Miocene age, Northern Brazil. **Journal of South America Earth Sciences**, v. 17, n. 4, p. 267-284, 2004.

ROSSETTI, D. F.; TRUCKENBRODT, W.; GÓES, A. M. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos Sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na região Bragantina, nordeste do Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, Série Ciências da Terra 1:25-74. 1989.

SAADI, A. Modelos Morfogenéticos e Tectônica Global: Reflexões Conciliatórias. **Geonomos**, **Revista de Geociências**, 6(1). p. 55-63, 1998.

SAADI, A. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretações preliminares. **Geonomos**, v. 1, n.1, p. 1-15. 1993.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. **História Ecológica da Terra**. 2. ed. 3. reimpr. São Paulo: Edgard Blücher, 2001.

SANTANA, É. P. **Podzolização e caracterização pedogeomorfológica de dunas vertentes da Reserva da Sapiranga, APA Litoral Norte do Estado da Bahia**. 113f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Federal da Bahia. Instituto de Geociências. Salvador. 2019. 113p.

SANTANA, É. P., DUARTE, A. D.; ROSA, M. E. C.; ANDRADE, I. C. M.; SOUSA, J. H. O.; BONFIM, M. R. B. Caracterização e evolução de solos em vertentes assimétricas da Reserva Ecológica da Sapiranga - Tabuleiros Costeiros do Litoral

Norte do Estado da Bahia. **Revista Brasileira de Geografia Física**, ISSN 1984-2295. [S.l.], v. 15, n. 6, p. 2903-2920, dez. 2022.

SANTANA, F. R.; COSTA, K. B. Estudo da utilização do teor de carbonato em sedimentos Marinhos como ferramenta estratigráfica. 16º Simpósio Internacional de Iniciação Científica da Universidade Estadual de São Paulo – SIICUSP, **Anais...**, São Paulo, 2008.

SANTOS, R. D.; SANTOS, H. G.; KER, J. C.; ANJOS, L. H. C.; SHIMIZU, S. H. **Manual de descrição e coleta desolo no campo**. 7ª ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência de Solo, 2015.

SANTOS, G. **Relação entre aspectos da morfologia de Espodossolos em unidades da paisagem do Litoral Norte-BA**. TCC (Licenciatura em Geografia). Universidade Federal da Bahia. 75p., 2016.

SANTOS, H.G., JACOMINE, P.K.T., ANJOS, L.H.C., OLIVEIRA, V.A., LUMBRERAS, J.F., COELHO, M.R., ALMEIDA, J.A., CUNHA, T.J.F., OLIVEIRA, J.B. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5. Ed., rev. e ampl. Brasília, DF: Embrapa, 2018, 356 p.

SAUER, D.; SPONAGEL, H.; SOMMER, M.; GIANI, L.; JAHN, R. & STAHR, K. **Podzol: Soil of the year 2007 – A review on its genesis, occurrence, and functions**. J. Plant Nutr. Soil Sci., 170:581-597, 2007.

SCAPIN, M.; SALVADOR, V.; LIMA, N.; SCAPIN, V. Análise quantitativa de solo por Espectrometria de Fluorescência de Raios X (WDXRFS). **Revista Brasileira de Pesquisa e Desenvolvimento**, v. 4, n. 3, p.1007-1014, 2002.

SEI – SUPERINTENDÊNCIA DE ESTUDOS ECONÔMICOS E SOCIAIS DA BAHIA. **Mapeamento Sistemático do Estado da Bahia. Ortofotos e Planimetria (Escala 1:10.000)**. Salvador: SEI, 246p., 2010.

SEI – SUPERINTENDÊNCIA DE ESTUDOS ECONÔMICOS E SOCIAIS DA BAHIA. **Balanco hídrico do estado da Bahia**. Salvador: SEI, 250 p., 1999.

SILVA, E. A.; GOMES, J. B. V.; ARAÚJO FILHO, J. C.; VIDAL-TORRADO, P.; COOPER, M.; CURI, N. Morphology, mineralogy and micromorphology of soils associated to summit depressions of the Brazilian Northeastern Coastal Plains. **Ci. Agrotec.**, 36:507-517p, 2012.

SILVA, E. F.; NUNES, F. C.; CUNHA, T. J. F.; VILAS BOAS, G. S.; CARVALHO, J. J. S.; MOREIRA, G. S.; ANGELI, A. Características, morfogênese e morfodinâmica dos Tabuleiros Costeiros e suas implicações nas coberturas pedológicas do Litoral Norte da Bahia. XXXIII Congresso Brasileiro de Ciência do Solo. Uberlândia, **Anais...** Uberlândia. 2011.

SOUSA JUNIOR, J.G.; DEMATTÊ, J.A.M.; GENÚ, A.M. Comportamento espectral dos solos na paisagem a partir de dados coletados por sensores terrestre e orbital. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.32, p.727-738, 2008.

SOUSA, J. H. O. **Caracterização e análise de sequência de solos lateríticos-podzolizados em uma vertente na Reserva da Sapiranga, APA Litoral Norte do Estado da Bahia**. TCC (Bacharelado em Geografia). 80f. Universidade Federal da Bahia. Instituto de Geociências, Salvador. 2020.

SOUZA, L.S.; SOUZA, L.D. & CALDAS, R.C. Identificação da coesão com base em atributos físicos convencionais em solos dos Tabuleiros Costeiros. In: WORKSHOP COESÃO EM SOLOS DOS TABULEIROS COSTEIROS, Aracaju, 2001. **Anais**. Aracaju, EMBRAPA Tabuleiros Costeiros, p.169-190. 2001.

SPOSITO, G.; REGINATO, R.J. **Opportunities in basic soil science research**. Madison: SSSA. 109p. 1992.

ST JEAN, L. T. **Análise espaço-temporal do uso e cobertura da terra na APA Litoral Norte do estado da Bahia (1994-2010) entre os rios Pojuca e Imbassaí**. 2017. Dissertação de Mestrado (Programa de Pós-graduação em Geografia). Universidade Federal da Bahia, Salvador. 2017.

SUGUIO, K. A importância da geomorfologia em geociências e áreas afins. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 1: p. 80-87. 2000.

SUGUIO, K. **Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins**. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro. 1998.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2010. 408 p.

SUGUIO, K. **Introdução à Sedimentologia**. USP, São Paulo, 1973. 316 p.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M.; AZEVEDO, A. E. G. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, SP, v. 15, p. 273-286, 1985.

TADINI, A. **Gêneses de Espodosolos amazônicos: um estudo sobre a estrutura e a mobilidade da matéria orgânica**. 167f. Tese (Doutorado). Universidade de São Paulo, São Carlos/Toulon, 2017.

TARDY, Y. **Pétrologie des latérites et des sols tropicaux**. Masson, Paris, 535p. 1993.

TEIXEIRA, P. C.; DONNAGEMMA, G.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W (orgs.). **Manual de métodos de análise de solos**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 575 p., 2017.

TESSLER, M. G.; GOYA, S. C. Processos costeiros condicionantes do litoral brasileiro. **Revista do Departamento de Geografia**, [S.I.], v. 17, p. 11-23, 2005.

TONUI, E.; EGGLETON, T.; TAYLOR, G. Micromorphology and chemical weathering of a Krich trachyandesite and an associated sedimentary cover (Parkes, SE Australia). **Catena**, v. 53, n. 2, p. 181–207, 2003.

TRICART, J.; SILVA, T. C. **Estudos de geomorfologia da Bahia e Sergipe**. [S.I.]: Fundação para o Desenvolvimento da Ciência da Bahia, 167 p., 1968.

UCHA, J. M. **Processos de transformação Latossolo-Espodossolo sobre os sedimentos do Grupo Barreiras nos Tabuleiros Costeiros do Litoral Norte do estado da Bahia**. 2000. 196 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador. 2000.

UCHA, J. M.; VILLAS BOAS, G. S.; HADLICH, G. M. A degradação dos horizontes duripã e fragipã e o processo de transformação dos solos sobre os tabuleiros costeiros do litoral norte baiano. **Cadernos de Geociências (UFBA)**, v. 9, p. 65-73, 2012.

UCHA, J.M.; BOTELHO, M.; VILAS BOAS, G.S. RIBEIRO, L.P. & SANTANA, P.S. Uso do radar penetrante no solo (GPR) na investigação dos solos dos Tabuleiros Costeiros no litoral norte do Estado da Bahia. **R. Bras. Ci. Solo**, 26:373-380, 2002.

VELOSO, H. P.; RANGEL FILHO, A. L.; LIMA, J. C. A. **Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal**. IBGE, Rio de Janeiro, 123p., 1991.

VIDAL-TORRADO, P.; LEPSCH, I. F.; CASTRO, S. S. Conceitos e aplicações das relações pedologia-geomorfologia em regiões tropicais úmidas. In: VIDAL-TORRADO, P. et al. (Org.). **Tópicos em Ciências do Solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v. 04. p. 145-192. 2005.

VILAS BOAS, G. S. Sedimentos terciários e quaternários do interior. In: **TEXTO explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia**. Salvador: Secretaria da Indústria, Comércio e Mineração: Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, 1996.

VILAS BOAS, G. S.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L. Leques Aluviais Pleistocenicos da Regiao Costeira da Bahia - Implicacoes Paleoclimaticas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, n.3, p. 255-258, 1985.

VILAS BOAS, G. S.; SAMPAIO, F. J.; PEREIRA, A. M. S. The Barreiras Group in the northeastern coast of the State of Bahia, Brasil: depositional mechanisms and processes. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 73, n. 3, p. 417-427, 2001.

VILLALBA, K. S. **Análise da capacidade e conflitos do uso e cobertura atual da terra na APA-Litoral Norte do Estado da Bahia, entre os rios Pojuca e Imbassaí**. 2020. 182 f. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, Salvador, 2020.

WADELL, H. Volume, Shape, and roundness of rock particles. **Journal of Geology**. 40: 443-451. 1932.

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

WILDING, L.P. & DREES, L.R. Spatial variability and pedology. In: WILDING, L.P.& SMECK, N.E., eds. **Pedogenesis and soil taxonomy I. Concepts and Interactions**. Amsterdam, Elsevier, 1983. p.83-116.

WOOLNOUGH, W. G., THE DURICRUST OF AUSTRALIA. I. **Proc. Roy. Soc. N.S.W.**, 61, pp. 24.53. 1927:

YEOMANS, J.C. & BREMNER, J.M. A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. **Comm. Soil Sci. Plant Anal.**, 19:1467-1476, 1988.

APÊNDICE A – Descrições Morfológicas

PERFIL P1 – VERTENTE A

PROJETO: Pós-Graduação em Geografia/CAPES DATA: 19/09/2018

CLASSIFICAÇÃO: Neossolo Quartzarênico Órtico típico UNIDADE DE MAPEAMENTO: RQo

LOCALIZAÇÃO: Reserva Ecológica da Sapiranga, Mata de São João – BA. COORDENADAS: 8610880 N, 604558 E (Datum WGS84).

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL: topo convexo com 3,5% de declive, sob vegetação nativa. ELEVAÇÃO: 44m.

LITOLOGIA: Cobertura arenosa sobreposta ao Grupo Barreiras FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Cobertura arenosa pleistocênica. CRONOLOGIA: Pleistoceno.

MATERIAL ORIGINÁRIO: Cobertura arenosa sobreposta ao Grupo Barreiras. PEDREGOSIDADE: Não pedregosa.

ROCHOSIDADE: Não rochosa.

RELEVO LOCAL: Ondulado.

RELEVO REGIONAL: Plano e suave ondulado.

EROSÃO: Não aparente.

DRENAGEM: Excessivamente drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta tropical perenifólia. USO ATUAL: Ecoturismo.

CLIMA: Am, da classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR: Alisson Duarte Diniz, Évelen da Paixão Santana

- A 0-25 cm, vermelho muito escuro-acinzentado (10R 2,5/2, úmida); areia; grãos simples e moderada muito pequena granular; solta, friável a firme, não-plástica e não pegajosa; transição plana e gradual.
- AC 25-60 cm, cinzento-escuro (10YR 4/1, úmida); francoarenosa; grãos simples, fraca, pequena blocos subangulares; solta e macia, solta e muito friável, não-plástica e não pegajosa; transição plana e gradual.
- C1 60-94 cm, cinze10ynto (10YR 6/1, úmida); areia; grãos simples, fraca pequena blocos subangulares; solta e macia, solta e muito friável, não-plástica e não pegajosa; transição plana e gradual.
- C2 94-180+, cinzento-brunado-claro (10YR 6/2, úmida); areia; grãos simples, fraca pequena blocos subangulares; solta e macia, solta e muito friável, não-plástica e não pegajosa.

RAÍZES: Muitas finas e médias no A; muitas finas e poucas médias no AC; muitas finas e raras médias no C1; poucas finas no C2.

PERFIL P2 – VERTENTE A

PROJETO: Pós-Graduação em Geografia/CAPES DATA: 18/09/2018

CLASSIFICAÇÃO: Espodossolo Humilúvico Órtico arênico UNIDADE DE MAPEAMENTO: EKO

LOCALIZAÇÃO: Reserva Ecológica da Sapiranga, Mata de São João – BA.

COORDENADAS: 8610869 N, 604581 L (Datum WGS84).

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL: Terço médio convexo de encosta com 26,8% de declive, sob vegetação nativa. ELEVACÃO: 24m.

LITOLOGIA: Cobertura arenosa sobreposta ao Grupo Barreiras. FORMAÇÃO

GEOLOGICA: Cobertura arenosa pleistocênica PERÍODO: Pleistoceno.

MATERIAL ORIGINÁRIO: Produto de alteração da cobertura arenosa sobreposta ao Grupo Barreiras.

PEDREGOSIDADE: Não pedregosa. ROCHOSIDADE: Não rochosa.

RELEVO LOCAL: Ondulado.

RELEVO REGIONAL: Plano e suave ondulado. EROSÃO: Laminar ligeira.

DRENAGEM: Moderadamente drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta tropical perenifólia. USO ATUAL: Ecoturismo.

CLIMA: Am, da classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR: Alisson Duarte Diniz e Évelen da Paixão Santana

- A1 0-12 cm, bruno-acinzentado muito escuro (10YR 3/2, úmida); areia; grãos simples, fraca muito pequena granular; solta, solta, não-plástica e não pegajosa; transição plana e gradual.
- A2 12-29 cm, bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2, úmida); francoarenosa; fraca média blocos subangulares, fraca pequena e muito pequena granular; macia, friável, não-plástica e não pegajosa; transição ondulada e gradual (29-34 cm).
- A3 29-70 cm, bruno-acinzentado muito escuro (10YR 3/2, úmida); areia franca; moderada média blocos subangulares; macia a ligeiramente dura, friável, não-plástica e não pegajosa; transição plana e gradual.
- E 70-144 cm, bruno acinzentado (10YR 5/2, úmida); areia; grãos simples, fraca média blocos subangulares; macia, muito friável, não-plástica e não pegajosa; transição ondulada e gradual a clara (144-184 cm).
- Bh 144-195 cm, bruno-amarelado-escuro (10YR 3/4, úmida); areia; fraca pequena e média blocos subangulares; macia, muito friável, não-plástica e não pegajosa; transição ondulada e gradual (195- 231 cm).
- Bhs1 195-252+ cm, bruno muito escuro (7,5YR 2,5/3); areia; moderada média e pequena blocos subangulares, moderada pequena granular; macia, muito friável, não-plástica e não pegajosa.
- Bhs2 252-270 cm, bruno muito escuro (7,5YR 2,5/2); areia, moderada média e pequena blocos subangulares, macia a ligeiramente dura, muito friável, não plástica e não pegajosa.
- Cr 270-274+ cm bruno (7,5YR 4/4).

RAÍZES: Muitas finas no A1 e E; muitas finas e muitas médias no A2; muitas finas e raras média no A3; poucas finas no Bh; raras finas no Bhs1.

PERFIL P3 – VERTENTE A

PROJETO: Pós-Graduação em Geografia/CAPES DATA: 27/09/2018

CLASSIFICAÇÃO: Cambissolo Háptico Tb Distrófico típico UNIDADE DE MAPEAMENTO: CXbd

LOCALIZAÇÃO: Reserva Ecológica da Sapiranga, Mata de São João – BA.

COORDENADAS: 8610860 N, 604589 E (Datum WGS84).

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL: Terço inferior convexo de encosta com 21,3% de declive, sob vegetação nativa.

ELEVAÇÃO: 28m.

LITOLOGIA: Litofácies areno-argilosa do Grupo Barreiras. FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Grupo Barreiras.

PERÍODO: Terciário.

MATERIAL ORIGINÁRIO: Produto de alteração de material sedimentar do Grupo Barreiras.

PEDREGOSIDADE: Não pedregosa.

ROCHOSIDADE: Não rochosa.

RELEVO LOCAL: Ondulado.

RELEVO REGIONAL: Plano e suave ondulado. EROSÃO: Laminar ligeira.

DRENAGEM: Moderadamente drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta tropical perenifólia. USO ATUAL: Ecoturismo.

CLIMA: Am, da classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR: Maria Eloisa Cardoso da Rosa, Alisson Duarte Diniz e Évelen da Paixão Santana.

- A 0-8 cm, bruno-acinzentado muito escuro (10YR 3/2, úmida); areia franca; grãos simples, moderada média granular; macia, firme, ligeiramente plástica e não pegajosa a ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.
- AB 8-32 cm, bruno-oliváceo-escuro (2,5Y 3/3, úmida); areia franca; moderada pequena e média blocos subangulares, moderada média granular; ligeiramente dura, friável, plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.
- Bi 32-54 cm, bruno-oliváceo (2,5Y 4/4, úmida); francoarenosa; moderada a “forte” média blocos subangulares e angulares; ligeiramente dura, friável, plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.
- C1 54-82 cm, bruno-oliváceo-claro (2,5Y 5/4, úmida); areia; forte média e grande blocos subangulares e angulares; dura, friável, plástica e ligeiramente pegajosa; transição ondulada e gradual (75-89).
- C2 82-115 cm bruno-oliváceo (2,5Y 4/3, úmida); areia; moderada a forte média a grande blocos subangulares e angulares; ligeiramente dura, friável, plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.
- C3 115-150 cm bruno-oliváceo-claro (2,5Y 5/4, úmida); areia; moderada pequena a media blocos subangulares; ligeiramente dura, muito friável, plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.
- C4 150-170+ cm, bruno-oliváceo-claro (2,5Y 5/6, úmida); areia; moderada pequena blocos subangulares; ligeiramente dura, muito friável, plástica e ligeiramente pegajosa.

RAÍZES: Muitas finas e poucas médias no A; comuns finas e raras médias no AB, Bi e C1; poucas finas e raras médias no C2 e C3; raras finas no C4.

APÊNDICE B – Dados de Química total por FRX.

Tabela 07 – Dados químicos de FRX das amostras de solos.

| Amostra | P (%) | K (%) | Ca (%) | Fe (%) | Mg (%) | S (%) | Zn (%) | Cu (%) | Al (%) |
|----------------|------------------|------------------|-------------------|-------------------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| P1 A | 0,0573 | - | 0,0124 | 0,0429 | 0,1466 | 0,2306 | - | 0,0035 | 0,1353 |
| P1 AC | 0,0482 | - | - | 0,0252 | - | 0,0358 | - | 0,0056 | 0,0753 |
| P1 C1 | 0,0660 | - | 0,0082 | 0,0153 | 0,5323 | 0,0366 | - | 0,0040 | 0,0992 |
| P1 C2 | 0,0698 | - | - | 0,0167 | 0,3315 | 0,0443 | - | 0,0060 | 0,1106 |
| P1 562 | 0,0653 | - | 0,0106 | 0,0367 | - | 0,0332 | - | 0,0050 | 0,0737 |
| P1 725 | 0,0654 | - | 0,0043 | 0,0527 | 0,2619 | 0,0246 | - | 0,0038 | 0,1360 |
| P1 790 | 0,0989 | - | - | 0,1412 | - | 0,0439 | - | 0,0038 | 2,5910 |
| P2 A1 | 0,0963 | - | 0,0199 | 0,0646 | 0,2662 | 0,0840 | - | 0,0054 | 0,7043 |
| P2 A2 | 0,0801 | - | 0,0078 | 0,0659 | 0,2993 | 0,0370 | - | 0,0040 | 0,9188 |
| P2 A3 | 0,0703 | - | 0,0040 | 0,0571 | 0,2693 | 0,0319 | - | 0,0047 | 0,7210 |
| P2 E | 0,0826 | - | - | 0,0524 | 0,3505 | 0,0605 | - | 0,0055 | 0,4665 |
| P2 Bhs | 0,0871 | - | 0,0037 | 0,0662 | 0,5553 | 0,0400 | - | 0,0043 | 0,7040 |
| P2 Bh1 | 0,0904 | - | - | 0,1203 | - | 0,0428 | - | 0,0046 | 1,7585 |
| P2 Bh2 | 0,1076 | - | - | 0,5598 | 0,1952 | 0,1013 | - | 0,0060 | 4,5625 |
| P2 Cr | 0,0943 | - | - | 0,4245 | 0,2813 | 0,1064 | 0,0013 | 0,0052 | 5,9903 |
| P3 A | 0,1061 | 0,1295 | 0,0220 | 0,5620 | - | 0,0889 | - | 0,0047 | 5,9932 |
| P3 AB | 0,1201 | 0,1603 | 0,0098 | 0,6830 | 0,2573 | 0,0772 | 0,0010 | 0,0060 | 7,1040 |
| P3 Bi | 0,1147 | 0,1495 | 0,0137 | 0,8337 | 0,5055 | 0,0830 | 0,0011 | 0,0051 | 7,8004 |
| P3 C1 | 0,1080 | 0,2055 | 0,0139 | 0,9725 | 0,3207 | 0,0757 | 0,0010 | 0,0056 | 8,6007 |
| P3 C2 | 0,1203 | 0,2254 | - | 0,8482 | 0,2054 | 0,0683 | 0,0012 | 0,0060 | 9,3762 |
| P3 C3 | 0,1211 | 0,3415 | - | 1,1388 | 0,2174 | 0,0680 | 0,0017 | 0,0053 | 10,1599 |
| P3 C4 | 0,1165 | 0,3512 | - | 1,4625 | 0,8384 | 0,0685 | 0,0019 | 0,0055 | 9,7891 |
| S12C | 0,0875 | 0,0694 | 0,0159 | 5,6350 | - | 0,0804 | - | 0,0063 | 8,2316 |

| Amostra | Mo | Si | Bal | Cr | Cl | Ti | V | As |
|----------------|-----------|-----------|------------|-----------|-----------|-----------|----------|-----------|
| | % | % | % | % | % | % | % | % |
| P1 A | - | 23,4901 | 75,6706 | - | 0,1280 | 0,0614 | - | - |
| P1 AC | - | 34,9788 | 64,7385 | - | - | 0,0548 | - | - |
| P1 C1 | - | 40,1089 | 59,0661 | - | - | 0,0366 | - | - |
| P1 C2 | - | 33,9244 | 65,4249 | - | - | 0,0373 | - | - |
| P1 562 | - | 38,5129 | 61,1234 | - | - | 0,0952 | - | - |
| P1 725 | - | 43,2351 | 56,0399 | - | - | 0,1380 | - | - |
| P1 790 | - | 34,8870 | 61,5715 | - | - | 0,4732 | 0,0043 | - |
| P2 A1 | - | 37,6595 | 60,9535 | - | - | 0,1117 | - | - |
| P2 A2 | - | 42,8771 | 55,5670 | - | - | 0,1080 | 0,0028 | - |
| P2 A3 | - | 41,6767 | 57,0555 | - | - | 0,0796 | 0,0029 | - |
| P2 E | - | 36,4791 | 62,3723 | - | - | 0,0934 | - | - |
| P2 Bh | - | 40,0469 | 58,3773 | - | - | 0,0837 | - | - |
| P2 Bhs1 | - | 38,3589 | 59,2667 | - | - | 0,1458 | 0,0049 | - |
| P2 Bhs2 | - | 24,3836 | 69,6340 | - | - | 0,4098 | 0,0034 | - |
| P2 Cr | - | 15,1741 | 77,4338 | 0,0056 | - | 0,4443 | 0,0048 | - |
| P3 A | - | 26,4106 | 66,1512 | - | - | 0,3180 | 0,0086 | - |
| P3 AB | - | 27,0282 | 64,1162 | 0,0050 | - | 0,3620 | 0,0102 | - |
| P3 Bi | - | 23,8427 | 66,1655 | 0,0085 | - | 0,4107 | 0,0105 | - |
| P3 C1 | - | 22,7425 | 66,4313 | 0,0097 | - | 0,4421 | 0,0126 | - |
| P3 C2 | - | 25,5991 | 63,0753 | 0,0063 | - | 0,3976 | 0,0136 | - |
| P3 C3 | - | 24,4556 | 62,8931 | 0,0088 | - | 0,5059 | 0,0143 | - |
| P3 C4 | - | 21,1446 | 65,6539 | 0,0127 | - | 0,4613 | 0,0159 | - |
| S12C | 0,0004 | 17,9345 | 67,3769 | 0,0294 | - | 0,4391 | 0,0205 | 0,0015 |

| Amostra | Rb | Rb | Sr | Zr | Nb | Ba | W | Pb | Bi | Zr/Ti |
|----------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|----------|-----------|-----------|--------------|
| | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % |
| P1 A | 0,0002 | 0,0002 | 0,0004 | 0,0138 | 0,0004 | - | 0,0062 | - | - | 0,22 |
| P1 AC | - | - | - | 0,0151 | 0,0003 | 0,0105 | 0,0079 | - | - | 0,27 |
| P1 C1 | - | - | 0,0002 | 0,0064 | 0,0002 | 0,0137 | 0,0053 | - | 0,0005 | 0,17 |
| P1 C2 | - | - | - | 0,0100 | 0,0004 | 0,0126 | 0,0105 | - | 0,0007 | 0,27 |
| P1 562 | - | - | - | 0,0239 | 0,0003 | 0,0112 | 0,0068 | - | - | 0,25 |
| P1 725 | - | - | 0,0002 | 0,0203 | 0,0004 | 0,0080 | 0,0064 | - | 0,0008 | 0,15 |
| P1 790 | - | - | 0,0006 | 0,0203 | 0,0011 | 0,0091 | 0,0068 | 0,0011 | 0,0009 | 0,04 |
| P2 A1 | - | - | 0,0004 | 0,0174 | 0,0004 | 0,0093 | 0,0060 | - | 0,0008 | 0,16 |
| P2 A2 | - | - | 0,0003 | 0,0146 | 0,0003 | 0,0119 | - | - | 0,0009 | 0,13 |
| P2 A3 | - | - | 0,0003 | 0,0088 | 0,0005 | 0,0105 | 0,0058 | - | 0,0007 | 0,11 |
| P2 E | - | - | 0,0003 | 0,0134 | 0,0003 | 0,0100 | 0,0087 | - | 0,0005 | 0,14 |
| P2 Bh | 0,0002 | 0,0002 | 0,0002 | 0,0107 | 0,0004 | 0,0084 | 0,0096 | - | 0,0005 | 0,13 |
| P2 Bhs1 | 0,0003 | 0,0003 | 0,0002 | 0,0197 | 0,0005 | 0,0111 | 0,0071 | - | 0,0010 | 0,14 |
| P2 Bhs2 | 0,0006 | 0,0006 | 0,0006 | 0,0179 | 0,0009 | 0,0072 | 0,0063 | 0,0008 | 0,0022 | 0,04 |
| P2 Cr | 0,0007 | 0,0007 | 0,0008 | 0,0094 | 0,0008 | 0,0104 | - | 0,0013 | 0,0031 | 0,02 |
| P3 A | 0,0007 | 0,0007 | 0,0014 | 0,0287 | 0,0009 | 0,0101 | 0,0095 | 0,0012 | 0,0018 | 0,09 |
| P3 AB | 0,0006 | 0,0006 | 0,0016 | 0,0314 | 0,0010 | 0,0144 | 0,0062 | 0,0016 | 0,0025 | 0,09 |
| P3 Bi | 0,0007 | 0,0007 | 0,0017 | 0,0277 | 0,0011 | 0,0133 | 0,0065 | 0,0012 | 0,0030 | 0,07 |
| P3 C1 | 0,0008 | 0,0008 | 0,0018 | 0,0280 | 0,0013 | 0,0117 | 0,0093 | 0,0017 | 0,0032 | 0,06 |
| P3 C2 | 0,0009 | 0,0009 | 0,0019 | 0,0274 | 0,0011 | 0,0101 | - | 0,0013 | 0,0035 | 0,07 |
| P3 C3 | 0,0012 | 0,0012 | 0,0023 | 0,0354 | 0,0013 | 0,0061 | 0,0065 | 0,0017 | 0,0035 | 0,07 |
| P3 C4 | 0,0012 | 0,0012 | 0,0022 | 0,0376 | 0,0013 | 0,0235 | 0,0065 | 0,0019 | 0,0036 | 0,08 |
| S12C | 0,0004 | 0,0013 | 0,0416 | 0,0015 | 0,0122 | 0,0083 | 0,0009 | 0,0047 | 0,0004 | 0,09 |

| Amostra | P2O5 | TiO2 | K2O | CaO | Fe2O3 | Al2O3 | MgO | SiO2 |
|----------------|-------------|-------------|------------|------------|--------------|--------------|------------|-------------|
| | % | % | % | % | % | % | % | % |
| P1 A | 0,1311 | 0,1025 | - | 0,0174 | 0,0618 | 0,2557 | 0,2433 | 50,2689 |
| P1 AC | 0,1104 | 0,0916 | - | 0,0043 | 0,0363 | 0,1424 | - | 74,8547 |
| P1 C1 | 0,1512 | 0,0612 | - | 0,0115 | 0,0220 | 0,1874 | 0,8837 | 85,8332 |
| P1 C2 | 0,1600 | 0,0623 | - | - | 0,0240 | 0,2091 | 0,5503 | 72,5983 |
| P1 562 | 0,1494 | 0,1589 | - | 0,0149 | 0,0528 | 0,1393 | - | 82,4175 |
| P1 725 | 0,1497 | 0,2305 | - | 0,0060 | 0,0759 | 0,2570 | 0,4348 | 92,5231 |
| P1 790 | 0,2265 | 0,7903 | - | 0,0060 | 0,2033 | 4,8970 | 0,2336 | 74,6582 |
| P2 A1 | 0,2205 | 0,1866 | - | 0,0278 | 0,0930 | 1,3311 | 0,4419 | 80,5914 |
| P2 A2 | 0,1834 | 0,1804 | - | 0,0110 | 0,0949 | 1,7365 | 0,4968 | 91,7569 |
| P2 A3 | 0,1609 | 0,1329 | - | 0,0056 | 0,0822 | 1,3627 | 0,4471 | 89,1882 |
| P2 E | 0,1892 | 0,1560 | - | 0,0051 | 0,0754 | 0,8816 | 0,5818 | 78,0652 |
| P2 Bh | 0,1995 | 0,1397 | - | 0,0051 | 0,0953 | 1,3306 | 0,9219 | 85,7003 |
| P2 Bhs1 | 0,2069 | 0,2434 | - | 0,0046 | 0,1732 | 3,3236 | 0,2715 | 82,0880 |
| P2 Bhs2 | 0,2464 | 0,6843 | - | - | 0,8060 | 8,6232 | 0,3241 | 52,1809 |
| P2 Cr | 0,2160 | 0,7420 | - | 0,0060 | 0,6113 | 11,3217 | 0,4669 | 32,4726 |
| P3 A | 0,2429 | 0,5311 | 0,1567 | 0,0308 | 0,8093 | 11,3271 | 0,2466 | 56,5188 |
| P3 AB | 0,2749 | 0,6045 | 0,1940 | 0,0137 | 0,9836 | 13,4266 | 0,4270 | 57,8404 |
| P3 Bi | 0,2627 | 0,6859 | 0,1809 | 0,0192 | 1,2006 | 14,7427 | 0,8391 | 51,0233 |
| P3 C1 | 0,2472 | 0,7383 | 0,2487 | 0,0194 | 1,4004 | 16,2553 | 0,5324 | 48,6690 |
| P3 C2 | 0,2756 | 0,6640 | 0,2727 | 0,0091 | 1,2213 | 17,7210 | 0,3409 | 54,7821 |
| P3 C3 | 0,2774 | 0,8448 | 0,4132 | 0,0139 | 1,6399 | 19,2022 | 0,3609 | 52,3351 |
| P3 C4 | 0,2667 | 0,7704 | 0,4250 | - | 2,1060 | 18,5013 | 1,3917 | 45,2494 |
| S12C | 0,2004 | 0,7334 | 0,0840 | 0,0222 | 8,1144 | 15,5578 | - | 38,3798 |