



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

MATHEUS SANTOS SILVA FIGUEIREDO

**EVOLUÇÃO E CONDICIONANTES GEOMORFOLÓGICOS DA SUPERFÍCIE
SERTANEJA SETENTRIONAL E SUAS IMPLICAÇÕES PARA AS
PAISAGENS VERTISSÓLICAS (NORDESTE DO BRASIL)**

v. 1

Salvador
2025

MATHEUS SANTOS SILVA FIGUEIREDO

**Evolução e condicionantes geomorfológicos da superfície
sertaneja setentrional e suas implicações para as
paisagens vertissólicas (Nordeste do Brasil)**

Texto apresentado ao Programa de Pesquisa e Pós-graduação em Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, como requisito para obtenção do grau de Mestre em Geografia.

Orientadora: Grace Bungenstab Alves

Salvador
2025

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

F475 Figueiredo, Matheus Santos Silva

Evolução e condicionantes geomorfológicos da Superfície Sertaneja Setentrional e suas implicações para as paisagens vertissólicas (Nordeste do Brasil). / Matheus Santos Silva Figueiredo. – Salvador, 2025.

176 f.

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Grace Bungenstab Alves

Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, 2025.

1. Solos e paisagem. 2. Análise multiescalar. 3. Luminescência. 4. Geomorfologia quantitativa. I. Alves, Grace Bungenstab. II. Universidade Federal da Bahia. III. Título.

CDU: 551.4

MATHEUS SANTOS SILVA FIGUEIREDO

**EVOLUÇÃO E CONDICIONANTES GEOMORFOLÓGICOS DA SUPERFÍCIE
SERTANEJA SETENTRIONAL E SUAS IMPLICAÇÕES PARA AS
PAISAGENS VERTISSÓLICAS (NORDESTE DO BRASIL)**

Dissertação apresentada como requisito para obtenção do grau de mestre em Geografia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal da Bahia.

Salvador, 21 de fevereiro de 2025.

BANCA EXAMINADORA

Documento assinado digitalmente
gov.br GRACE BUNGENSTAB ALVES
Data: 21/02/2025 17:03:41-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dr. Grace Bungenstab Alves (Orientadora)
Universidade Federal da Bahia (UFBA)

Documento assinado digitalmente
gov.br FABIANO DO NASCIMENTO PUPIM
Data: 21/02/2025 17:17:20-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dr. Fabiano do Nascimento Pupim
Universidade Federal de São Paulo (UNIFESP)

Documento assinado digitalmente
gov.br RAFAEL ALBUQUERQUE XAVIER
Data: 24/02/2025 09:27:17-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dr. Rafael Albuquerque Xavier
Universidade Estadual da Paraíba (UEPB)

AGRADECIMENTOS

Finalmente é chegada a hora de agradecer aqueles que, de alguma forma, contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho, afinal sem apoio, orientação e colaboração não existe pesquisa.

Meus primeiros agradecimentos serão concedidos a meus pais, Janio Figueiredo e Rosana Santos pelos ensinamentos, suporte e zelo que prestaram ao longo da minha vida, sobretudo nesses últimos dois anos que me dediquei ao desenvolvimento dessa pesquisa. Sem eles, certamente, o caminho percorrido nessa pequena trajetória seria muito mais difícil.

À minha orientadora e mãe científica, professora Grace Alves, que implantou a semente da pesquisa na minha consciência antes mesmo que eu percebesse. Sou imensamente grato por todas as horas dedicadas ao meu acompanhamento, pelas orientações, conversas, fofocas, pelas oportunidades de estudo, pelos contatos incríveis que você me proporcionou conhecer ao longo desses anos como seu orientando, e pelos projetos nos quais tive a chance de participar. Acima de tudo, agradeço o e-mail em que você pediu que eu finalizasse sua disciplina de Biogeografia – a partir daí, o resto é história. Desde então, tenho muito orgulho em ser "filha da Grace".

À Ana Pimenta, minha companheira, pelo carinho, parceria e paciência, por me incentivar a enfrentar os desafios dos estudos e por estar sempre ao meu lado em todos os momentos desta trajetória, mesmo quando distante.

À Maria Luísa Pimenta, famosa Lilu, mestre de capoeira e minha sogra. Gostaria de agradecer pelas nossas conversas sobre temas variados, que muitas vezes adentram o campo da pesquisa, sempre com falas muito lúcidas e conselhos sábios. Você viabilizou que eu pudesse ser acolhido em outros estados quando tive que sair da Bahia para estudar, por diversas vezes, será sempre lembrada por mim.

Um agradecimento especial aos integrantes do projeto dos Vertissolos, do qual esta pesquisa teve sua origem. Em particular, às professoras Sheila Furquim e Carolina Delpupo e aos professores Valdomiro Severino, José Coelho

de Araújo Filho e Fábio Soares de Oliveira pelas conversas, orientações e conhecimento ao longo dos campos.

Ao professor Gustavo Schacht, pela oportunidade de iniciar minha trajetória acadêmica em um projeto de pesquisa sob sua coordenação durante a Iniciação Científica e pelas demais oportunidades de participação em pesquisas que você coordenou e ainda coordena. Embora as saídas de campo do projeto tenham acabado minha coluna, sou profundamente grato por todo a prestatividade, aprendizado, orientação, conhecimento, além das risadas e momentos de alegria que sempre marcaram esses campos.

Aos meus amigos de graduação e pós-graduação Fernando, Jefferson, Mariana, Andrey, Bruna e Naira pelos momentos de conselhos e conversas que misturavam a aflição da pesquisa com boas risadas.

A minha amiga Amanda Reis, que sempre esteve disponível e disposta a ajudar nos estudos, estadias, resumos e apresentações em congressos, seu otimismo é sempre contagiante. Aos colegas das disciplinas e dos congressos que tive a oportunidade de participar nesses dois anos, em especial Genisson Panta e Inocêncio de Oliveira, pelos enriquecedores diálogos e pelas valiosas referências bibliográficas compartilhadas. Somos o futuro da pedologia e da geomorfologia no Nordeste!

Aos professores Antônio Carlos de Barros Corrêa e Fabiano Pupim pelas valiosas e fundamentais contribuições feitas durante minha qualificação. Ao professor Fabiano Pupim, expresso mais um agradecimento especial pelas incríveis conversas, seja em disciplinas, reuniões ou eventos que nos encontramos ao longo desses últimos anos.

Ao Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência no IGC-USP, famoso LEGaL, na figura do professor André Sawakuchi e de Thays Minelli pela minha primeira experiência em laboratório. Foi incrível e muito especial.

À Fundação de Amparo à Pesquisa da Bahia (FAPESB) pela bolsa concedida. Sem esse auxílio financeiro, essa pesquisa seria inviável.

A todos, meus sinceros agradecimentos!

FIGUEIREDO, Matheus Santos Silva. Evolução e Condicionantes Geomorfológicos da Superfície Sertaneja Setentrional e suas implicações para as paisagens vertissólicas (Nordeste do Brasil). 2025. Orientadora: Grace Bungenstab Alves. 176f. il. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2025.

RESUMO

O Nordeste brasileiro apresenta uma alta pedodiversidade resultante dos processos de esculturação e a diversidade litológica desta área. No entanto, normalmente estes elementos da paisagem são estudados individualmente, dificultando o entendimento integrado sobre a evolução destes solos e paisagens. Nesta pesquisa, investigamos as paisagens vertissólicas da Superfície Sertaneja Setentrional, uma unidade geomorfológica semiárida situada no Nordeste brasileiro, a partir de uma abordagem multiescalar buscando compreender como a paisagem aplainada influenciou a formação e distribuição dos Vertissolos, resultantes da interação entre fatores litológicos, geomorfológicos e pedológicos. Para isso, foram selecionadas três bacias hidrográficas (Rio do Peixe, Banabuiú e Jaguaribe), abrangendo diferentes contextos litológicos e topográficos. Como procedimento metodológico, recorremos a distintas análises, como a cartografia regional, extração de métricas topográficas (ksn, knickpoints, relevo local, perfis em faixa e longitudinais), datação por LOE combinadas com análises pedológicas. Sobre o nível regional, constatamos que a distribuição dos Vertissolos está associada à evolução de longo-termo da Província Borborema, com influência dos processos tectônicos do Cretáceo, que levaram à abertura do rifte, ocasionando a deposição das bacias intracratônicas e influenciando a diferenciação das formas em função da resistência litológica em terrenos cristalinos, cuja morfogênese Cenozoica atuou na individualização de distintas formas e superfícies. No contexto dos processos morfogenéticos associados a escala das bacias hidrográficas, verificamos padrões de knickpoints marcados pela erosão diferencial, controlando a manutenção das paisagens vertissólicas em um cenário de transiência. A exceção está associada a bacia do rio do Peixe, cuja condição de captura removeu parte dos materiais sedimentares, estabelecendo um novo nível de base, possivelmente recente. Verificamos que a distribuição dos Vertissolos está associada a áreas com baixo potencial erosivo e baixa amplitude altimétrica. Os resultados da LOE para os perfis indicaram idades holocênicas, sugerindo predominância de processos vérticos nesse período. As análises de micromorfologia e os índices de intemperismo apontaram para uma pedogênese ativa com influência de materiais alóctones. Esses resultados ressaltam a relevância de compreender a relação entre morfogênese e pedogênese no semiárido brasileiro, contribuindo para o entendimento da complexidade das interações entre os solos e o relevo na evolução da paisagem.

Palavras-chave: Solos e paisagem; análise multiescalar; luminescência; geomorfologia quantitativa.

FIGUEIREDO, Matheus Santos Silva. Evolution and Geomorphological conditioning of the Northern Sertaneja Surface and its implications for vertisolic landscapes (Northeastern Brazil). 2025. Advisor: Grace Bungenstab Alves. 176f. ill. Dissertation (Master's in Geography) – Institute of Geosciences, Federal University of Bahia, Salvador, 2025.

ABSTRACT

The Brazilian Northeast exhibits high pedodiversity, resulting from sculpting processes and the region's lithological diversity. However, these landscape elements are often studied in isolation, making it difficult to achieve an integrated understanding of soil and landscape evolution. This study investigates the vertisol landscapes of the Superfície Sertaneja Setentrional, a semi-arid geomorphological unit in the Brazilian Northeast, using a multiscale approach to examine how the flattened landscape influenced the formation and distribution of Vertisols through the interaction of lithological, geomorphological, and pedological factors. To achieve this, we selected three hydrographic basins (Rio do Peixe, Banabuiú, and Jaguaribe) encompassing distinct lithological and topographic contexts. The methodological framework included regional cartographic analysis, extracting topographic metrics (ksn, knickpoints, local relief, swath, and longitudinal profiles), luminescence dating (LOE), and pedological analyses. At the regional scale, we found that the distribution of Vertisols is associated with the long-term evolution of the Borborema Province, influenced by Cretaceous tectonic processes that led to rift opening, resulting in the deposition of intracratonic basins. These processes also played a role in shaping lithological resistance in crystalline terrains, where Cenozoic morphogenesis contributed to the differentiation of distinct landforms and surfaces. At the hydrographic basin scale, we identified knickpoint patterns marked by differential erosion, which regulate the persistence of vertisol landscapes within a transitional setting. An exception is observed in the Rio do Peixe Basin, where river capture removed part of the sedimentary materials, establishing a new base level, possibly in a more recent period. Our findings indicate that Vertisol distribution is associated with areas of low erosive potential and low altitudinal amplitude. LOE dating of the profiles revealed the Holocene ages, suggesting that vertic processes predominated during this period. Additionally, micromorphological analyses and weathering indices indicate active pedogenesis influenced by allochthonous materials. These results highlight the importance of understanding the interplay between morphogenesis and pedogenesis in the Brazilian semi-arid region, contributing to a deeper comprehension of the complex interactions between soils and landforms in landscape evolution.

Keywords: Soil-to-landscape; multiscale analysis; luminescence; quantitative geomorphology.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa hipsométrico do Nordeste Brasileiro,	15
Figura 2 – Mapa de localização das bacias estudas	19
Figura 3 – Área de estudo que envolve a paisagem vertissólica da bacia sedimentar do Rio do Peixe	30
Figura 4 – Área de estudo que envolve a paisagem vertissólica da bacia sedimentar do Iguatu.....	32
Figura 5 – Área de estudo que envolve a paisagem vertissólica do Planalto Sertanejo na região de Madalena	34
Figura 6 – Preparação de amostras e instrumentação para medição Luminescência Opticamente Estimulada	38
Figura 7 – Sequência de medição de protocolo SAR	39
Figura 8 – Geologia simplificada do Nordeste Setentrional	46
Figura 9 – Coluna estratigráfica do Grupo Rio do Peixe.	55
Figura 10 – Coluna estratigráfica do Grupo Iguatu.....	57
Figura 11 – Compartimentação Geomorfológica do Nordeste Setentrional	61
Figura 12 – Compartimentação dos Solos do Nordeste Setentrional	68
Figura 13 – Seção Esquemática A-B da área de estudo que evidencia a pedodiversidade do Nordeste Setentrional	70
Figura 14 – Mapa de elevação da bacia do rio do Peixe	80
Figura 15 – Mapa de relevo local da bacia do rio do Peixe	82
Figura 16 – Perfil em faixa da seção A-B da bacia do rio Peixe, com orientação noroeste-sudeste (NW-SE)	83
Figura 17 – Distribuição do número de knickpoints por litologias na bacia do rio do Peixe.	83
Figura 18 – Unidades geológicas simplificadas da bacia do rio do Peixe e ocorrência de knickpoints.....	85
Figura 19 – Classe de solos da bacia do rio do Peixe e ocorrência de knickpoints.....	87

Figura 20 – Distribuição do número de knickpoints por classe de solos da bacia do rio do Peixe	88
Figura 21 – Mapa da inclinação normalizada do canal (k_{sn})	90
Figura 22 – Perfis longitudinais no espaço χ -elevação das drenagens da bacia do rio do Peixe	91
Figura 23 – Mapa de elevação da bacia do rio Banabuiú.....	93
Figura 24 – Mapa de relevo local da bacia do rio Banabuiú	94
Figura 25 – Perfil em faixa da seção A-B da bacia do rio Banabuiú, com orientação oeste-leste (W-E).....	95
Figura 26 – Unidades geológicas simplificadas da bacia do rio do Banabuiú .	98
Figura 27 – Distribuição do número de knickpoints por litologias na bacia do rio Banabuiú	99
Figura 28 – Classe de solos da bacia do rio do Banabuiú.....	100
Figura 29 – Distribuição do número de knickpoints por classe de solos na bacia do rio Banabuiú.	101
Figura 30 – Mapa da inclinação normalizada do canal (k_{sn})	102
Figura 31 – Perfis longitudinais no espaço χ -elevação das drenagens da bacia do rio Banabuiú	103
Figura 32 – Mapa de elevação da Bacia do Rio do Jaguaribe	104
Figura 33 – Mapa de relevo local da bacia do rio do Jaguaribe	106
Figura 34 – Perfil em faixa da seção A-B da bacia do rio Jaguaribe, com orientação oeste-leste (W-E).....	108
Figura 35 – Perfil em faixa da seção C-D da bacia do rio Jaguaribe, com orientação sul-nordeste (S-NE)	108
Figura 36 – Unidades geológicas simplificadas da bacia do rio Jaguaribe....	110
Figura 37 – Distribuição do número de knickpoints por litologias na bacia do rio Jaguaribe.....	111
Figura 38 – Classe de solos da bacia do rio Jaguaribe	115
Figura 39 – Distribuição do número de knickpoints por classe de solo na bacia do rio Jaguaribe.....	116
Figura 40 – Mapa da inclinação normalizada do canal (k_{sn}).....	117

Figura 41 – Perfis longitudinais no espaço χ -elevação das drenagens da bacia do rio Jaguaribe.....	119
Figura 42 – Perfil esquemático de Vertissolo à paisagem de Sousa (PB).....	128
Figura 43 – Perfil esquemático de Vertissolo à paisagem de Iguatu (CE).....	129
Figura 44 – Perfil esquemático de Vertissolo à paisagem de Madalena (CE)	131

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Protocolo SAR empregado para calcular a dose equivalente das amostras coletadas	40
Tabela 2 – Síntese dos processos que originaram as bacias sedimentares Rio do Peixe e Iguatu	54
Tabela 3 – Relação entre as classes de solo e as características da paisagem que envolvem sua distribuição e formação	73
Tabela 4 – Principais litologias expostas na BRP	86
Tabela 5 – Principais litologias expostas na BNB	96
Tabela 6 – Principais litologias expostas na BJG	111
Tabela 7 – Perfis selecionados e seus atributos.....	121
Tabela 8 – Resumo das datas da datação LOE.	124
Tabela 9 – Resumo dos períodos e suas principais características paleoclimáticas e paleoambientais no Nordeste do Brasil	126
Tabela 10 – Descrição micromorfológica dos perfis de Vertissolos	127
Tabela 11 – Índices de intemperismo dos perfis de Vertissolos	132
Tabela 12 – Exemplo de índices de intemperismo (CIA e PIA) em solos de zonas semiáridas	134
Tabela Suplementar 1 – Dados complementares sobre dose equivalente, taxa de dose e cálculo da idade OSL.....	170

LISTA DE QUADROS E ANEXOS

Quadro 1 – Níveis de tratamento e escalas da pesquisa	15
Anexo 1 – Descrição geral e morfológica do Perfil de Sousa (P2)	160
Anexo 2 – Descrição geral e morfológica do Perfil de Iguatu (P4)	163
Anexo 3 – Descrição geral e morfológica do Perfil de Madalena (P6).....	167

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

A.P.	Antes do Presente
BRP	Bacia do Rio do Peixe
BBN	Bacia do Banabuiú
BJG	Bacia do Rio Jaguaribe
CIA	Índice de Químico de Alteração
COP30	Copernicus 30 metros
HI	Holoceno Inferior
HM	Holoceno Médio
HS	Holoceno Superior
ICV	Índice de Variabilidade Composicional
ka	Milhares de Anos
k_{sn}	Índice de Inclinação Normalizada do Canal
LOE	Luminescência Opticamente Estimulada
MC	Maciço Cristalino
MDE	Modelo Digital de Elevação
PIA	Índice de Alteração de Plagioclásio
P2	Perfil de Sousa/PB
P4	Perfil de Iguatu/CE
P6	Perfil de Madalena/CE
SIG	Sistema de Informação Geográfica
SSS	Superfície Sertaneja Setentrional
SSR	Superfície Sedimentar Rebaixada
SS1	Superfície Sertaneja 1
SS2	Superfície Sertaneja 2
TP/H	Transição Pleistoceno-Holoceno
UMG	Último Máximo Glacial

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	14
2 OBJETIVOS	17
2.1 OBJETIVO	17
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	17
3 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	14
3.1 1º NÍVEL DE TRATAMENTO.....	16
3.1.1 Documentação Cartográfica.....	16
3.1.2 Seção Esquemática	17
3.2 2º NÍVEL DE TRATAMENTO.....	18
3.2.1 Localização das Bacias Hidrográficas.....	18
3.2.2 Extração das métricas topográficas	21
3.3 3º NÍVEL DE TRATAMENTO.....	29
3.3.1 Trabalho de Campo	29
3.3.2 Procedimento de coleta	35
3.3.3 Datação por Luminescência Opticamente Estimulada	36
3.3.4 Análises complementares do Projeto FAPESP 2020/16446-1	40
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	43
4.1 ANÁLISE REGIONAL DA PAISAGEM.....	43
4.1.1 Contexto Geológico.....	43
4.1.2 Caracterização Geomorfológica.....	57
4.1.3 Compartimentação dos Solos Semiáridos	66
4.2 ANÁLISE DA ESTRUTURA SUPERFICIAL DA PAISAGEM	79
4.2.1 Bacia do Rio do Peixe - BRP	79
4.2.2 Bacia do Rio Banabuiú - BBN.....	92
4.2.3 Bacia do Rio Jaguaribe - BJG.....	103
4.3 ANÁLISE DA FISIOLOGIA DAS PAISAGENS VERTISSÓLICAS	120
5 CONCLUSÃO.....	135
REFERÊNCIAS.....	139

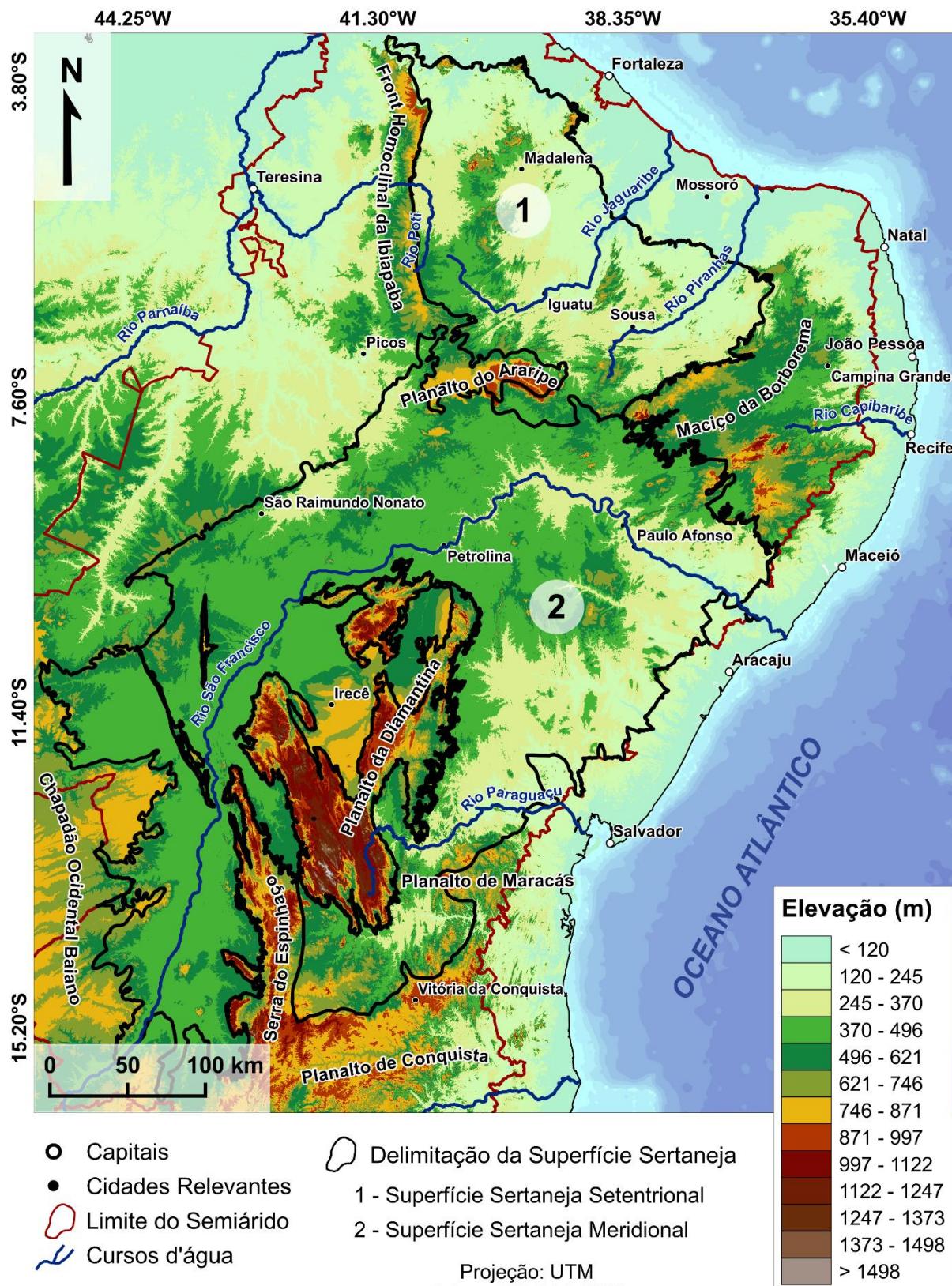
1 INTRODUÇÃO

A Superfície Sertaneja Setentrional (SSS), localizada no semiárido nordestino do Brasil, é uma unidade geomorfológica de aproximadamente 41.420 km², limitada de sua porção meridional pelas altitudes do Planalto do Araripe e da Serra dos Cariris Velhos, pertencente ao Maciço da Borborema (Figura 1). Caracteriza-se por seu extenso aplainamento (Souza, 1988) e presença de condições de semiaridez (Nimer, 1989) que desempenham papel fundamental na evolução dos solos e da paisagem.

Essa superfície, formada pela predominância de processos erosivos (Claudino-Sales; Peulvast, 2007; Peulvast et al., 2008; Peulvast; Bétard, 2015b; Claudino-Sales, 2018; Maia; Bezerra, 2014), teria conduzido à uma evolução pedológica que levou à formação de solos associados às condições semiáridas e em estreita relação com o material de origem (Silva et al., 2021; Claudino-Sales; Maia; Bastos, 2024), cuja a relação com a paisagem frequentemente é menosprezada.

Dentre os solos presentes, os Vertissolos se destacam por sua singularidade. Embora ocupem menos de 2% da cobertura pedológica total do Nordeste (Araújo Filho et al., 2022), esses solos desempenham papel crucial na dinâmica de áreas rebaixadas (Mutzenberg et al., 2013), servindo como indicadores de equilíbrio morfodinâmico recente (Corrêa; Souza; Cavalcanti, 2014; Figueiredo; Furquim; Alves, 2022). Neste contexto, está pesquisa emerge, buscando compreender a relação dos Vertissolos com as paisagens presentes na SSS, considerando diferentes escalas de abordagem.

Desenvolvidos tanto sobre materiais autóctones quanto alóctones, os Vertissolos apresentam alto teor da fração argila, predominando as esmectitas (>35% com ausência de gradiente textural) (Pal; Wani; Sahrawat, 2012; SiBCS, 2018) e no contexto semiárido refletem as características mineralógicas do seu material de origem e do clima atual (Lima; Corrêa; Souza Júnior, 2015).



Fonte(s): SUDENE (2017); COP30; Veloso et al. (2002); ANA (2017); Org.: Figueiredo, Matheus (2025).

Figura 1 – Mapa hipsométrico do Nordeste Brasileiro, com destaque para a divisão das Superfícies Sertanejas

No entanto, a distribuição espacial dos Vertissolos parece não refletir apenas a influência da litologia, mas também a interação com processos morfogenéticos (Figueiredo; Furquim; Alves, 2022), como pulsos de dissecação e controle litoestrutural, além de processos locais de dissolução e remobilização de material (Mutzenberg et al., 2013; Lira et al., 2024).

Embora a paisagem semiárida seja predominantemente interpretada como aplainada (King, 1957), a análise em diferentes escalas pode revelar particularidades que favorecem a formação desses solos, destacando a importância de integrar processos morfogenéticos para compreender sua ocorrência.

Nesse sentido, a compreensão sobre as paisagens vertissólicas podem oferecer uma oportunidade para investigar como a morfogênese conduz às condições pedobioclimáticas que favorecem a distribuição destes solos, e consequentemente a funcionalidade dessas paisagens.

Para isso, foram selecionadas três áreas situadas na SSS, previamente mapeadas e analisadas no âmbito do projeto FAPESP 2020/16446-1, intitulado "Mineralogia de Vertissolos Brasileiros: repercussões nas propriedades, formação e classificação do solo". Esse projeto teve como objetivo principal investigar a gênese dos Vertissolos, com foco em seu detalhamento mineralógico, dado sua relevância no semiárido brasileiro.

As áreas escolhidas para esta pesquisa estão no mesmo compartimento geomorfológico, a SSS, e compartilham semelhanças em suas condições climatobotânicas, tendo como diferença a litologia, sendo composta por rochas sedimentares e metamórficas de distintas unidades litológicas. No entanto, partimos da hipótese de que com o esculpimento da SSS, a existência de materiais de origem em situações mais baixas da paisagem e com pouca variação altimétrica conduziriam à formação dos Vertissolos, controlando sua distribuição (Figueiredo; Furquim; Alves, 2022).

Dessa forma, as diferenças litológicas foram analisadas no contexto da interação com a topografia, buscando compreender como os processos de dissecação e a resistência litológica contribuiriam para a gênese destes solos. Assim, a pesquisa amplia a abordagem do projeto FAPESP ao integrar a

dimensão da paisagem como elemento-chave na explicação da ocorrência dos Vertissolos na região.

Tal combinação permite abordar questões centrais como: Quais são os principais aspectos geológicos, geomorfológicos e pedológicos que caracterizam a área estudada em uma escala regional? Quais condições geomorfológicas estariam relacionadas à formação dos Vertissolos na área de estudo? E como eventos geomorfológicos poderiam deixar marcas nos Vertissolos, considerando a influência dos processos de erosão e deposição registrados no grau de intemperismo, na micromorfologia dos solos e nas idades obtidas por Luminescência Opticamente Estimulada?

A combinação das avaliações geomorfológicas com análises do grau de intemperismo, micromorfologia, métricas topográfica e geocronologia de materiais vírticos na SSS proporcionará uma visão integrada dos processos contribuem para formação da classe dos Vertissolos.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO

Investigar quais as características geomorfológicas influenciaram na formação dos Vertissolos existentes na Superfície Sertaneja Setentrional, formados a partir de rochas sedimentares e metamórficas.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- a) Caracterizar os aspectos geológicos, geomorfológicos e pedológicos no nível regional;
- b) Investigar a relação das características morfométricas com a ocorrência de Vertissolos no nível de bacia hidrográfica;
- c) Analisar como os eventos geomorfológicos no Quaternário tardio influenciaram nas características pedológicas observadas nos Vertissolos.

3 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Buscando desvendar as indagações colocadas e alcançar os objetivos, recorremos a uma investigação multiescalar, que percorre desde a paisagem até o detalhamento do solo (Nakashima et al., 2017). Essa abordagem envolve coleta de dados, observações, análises e correlações dos elementos encontrados em diversas escalas, proporcionando uma análise holística das áreas em estudo.

Levando em conta que essa metodologia é a mais adequada para a realização desta pesquisa, o trabalho abordou diferentes níveis de tratamento dos aspectos naturais, conforme ilustrado no Quadro 1. Partindo de uma perspectiva multiescalar que se baseia nos níveis propostos por Ab'Sáber (1969), considerando ainda o detalhamento dos solos no último nível, conforme proposto por Nakashima et al. (2017).

Nesse sentido, iniciaremos com uma abordagem regional que delinea as características da região na qual os pontos de coleta estão inseridos, com ênfase nas características geológicas, geomorfológicas e pedológicas. Em seguida, foram destacadas as informações da estrutura superficial da paisagem das áreas selecionadas, detalhando a morfologia, os solos e os materiais de origem. Por fim, concentrarmos nossa atenção aos Vertissolos selecionados, destacando e correlacionando as características pedológicas, morfométricas e cronológicas. Essa última etapa se diferencia da proposta do Nakashima et al. (2017), por não utilizar a Análise Estrutural da Cobertura Pedológica, no entanto, satisfaz a proposta de pesquisa, devido a utilização dos solos como elemento integrador da paisagem, que permite entender o funcionamento desta.

A seguir apresentamos a descrição das técnicas e procedimentos empregados neste trabalho, organizando-os de acordo com a ordem dos objetivos específicos.

Quadro 1 – Níveis de tratamento e escalas da pesquisa, materiais e procedimentos necessários para obter o entendimento em cada nível

Nível de tratamento	Escala de observação	Materiais e observações	Procedimentos a serem realizados	Entendimento esperado
1º	Compartimento regional	Cartas, mapeamentos e descrições de pontos de coleta: geológico, hipsométrico, geomorfológico e pedológico Literatura sobre a evolução geológica e geomorfológica do Nordeste Setentrional	Detalhamento da estrutura geológica e geomorfológica, com ênfase na Superfície Sertaneja Setentrional Compartimentação dos solos semiáridos, com destaque para os Vertissolos	Compreensão de como as características geológicas e os processos geomorfológicos interagem na construção das formas Reconhecer como as características geológicas, climáticas e a evolução do relevo influenciaram a distribuição da cobertura pedológica
2º	Bacia hidrográfica	MDE – COP (30 m) e métricas de relevo	Execução dos procedimentos para aquisição das métricas de relevo associadas as bacias hidrográficas selecionadas, tais como: propagação de knickpoints, perfis chi, k_{sn} e perfis em faixa	Identificar a relação da distribuição dos solos com as formas, estrutura e configuração do terreno, destacando a ocorrência dos Vertissolos
3º	Local	Relatório do Projeto sobre Vertissolos ¹ e cronologia dos grãos de quartzo através do LOE	Discussão dos dados sobre os Vertissolos, considerando sobretudo os processos pedogenéticos e taxas de intemperismo identificados e a relação com os resultados de LOE	Entender as relações temporais e espaciais associadas a dinâmica evolutiva dos Vertissolos e sua relação com a topografia

¹Projeto FAPESP 2020/16446-1 – Mineralogia de Vertissolos Brasileiros: repercussões nas propriedades, formação e classificação do solo. Serão utilizados os resultados do projeto para compreensão da pedogênese destes solos, que envolveu análises Micromorfológicas e Grau de intemperismo.

3.1 1º NÍVEL DE TRATAMENTO

3.1.1 Documentação Cartográfica

Esta etapa se refere ao levantamento do conjunto de bases cartográficas empregadas para o reconhecimento dos elementos ambientais essenciais no desenvolvimento desta pesquisa, considerando: unidades litoestruturais, domínios tectônicos, hipsometria, unidades geomorfológicas e cobertura pedológica. Estes materiais foram sistematicamente consultados e utilizados para elaboração dos produtos cartográficos do presente trabalho.

A documentação cartográfica visou reconhecer os elementos que compõem a paisagem do Nordeste Setentrional e correlacionar a relação evolutiva das rochas e formas do relevo, permitindo uma compreensão integrada dos processos que moldam a paisagem e influenciam na distribuição e características dos solos na região, com destaque para os Vertissolos.

Para padronizar os produtos cartográficos adotamos o sistema de projeção Universal Transversa de Mercator (UTM) nos fusos 23S e 24S, juntamente com o Datum oficial brasileiro, o SIRGAS2000 (IBGE, 2005). O enquadramento regional da área pesquisada visou incluir toda a SSS e suas adjacências, abrangendo as latitudes de 2°45'S a 7°30'S e as longitudes de 34°44'W a 41°26'W. Para todas as etapas de confecção dos produtos cartográficos, recorremos ao software de geoprocessamento de dados abertos QGIS 3.30.3 with GRASS.

Utilizamos inputs vetoriais de diversas fontes cartográficas, conforme detalharemos a seguir. Para os elementos geológicos no nível regional e intermediário (bacia hidrográfica) utilizamos dados do Serviço Geológico Brasileiro (CPRM) na escala de 1 para o milionésimo da Província Borborema. Para o relevo da área pesquisada, recorremos o mapeamento desenvolvido por Fernandes da Costa et al. (2020). Tal classificação baseou-se em características taxonômicas, baseada em Tricart (1965), buscando evidenciar como os aspectos estruturais e os processos de denudação climática atuam na gênese do relevo. Adicionalmente, incluímos ao mapeamento o anfiteatro erosivo (Peulvast et al., 2006; Claudino-Sales; Peulvast, 2007). Esta escolha foi justificada pela

localização das amostras, que estão inseridas no contexto dessa ampla superfície erodida, o que contribui para a discussão desta pesquisa.

Em relação aos solos, consultamos as bases do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (Embrapa). Adotamos como padrão de compartimentação dos solos semiáridos regionais, a proposta de classificação sugerida por Alves (2019) e a classificação do segundo táxon do Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos (SiBCS, 2018) aplicadas ao nível de bacia hidrográfica. Ambas as classificações estão na escala de 1:250.000.

Os elementos presentes em todos os mapeamentos incluem os cursos d'água, açudes e reservatórios, além dos pontos amostrais selecionados do Projeto FAPESP 2020/16446-1. Para a representação da hidrografia, utilizamos as bases fornecidas pela Agência Nacional de Água (2017) na escala de 1:1.000.000, com foco nos cursos d'água de maior ordem, conforme o método de Strahler (1964). As coordenadas dos pontos de coleta foram obtidas durante as excursões de campo (item 3.3.1), através da utilização do aplicativo Handy GPS lite (com precisão de 2 a 6 metros).

Para o mapeamento regional da elevação, com destaque para diferenciação das Superfícies Sertanejas, recorremos ao COP-90, que é uma reamostragem do WorldDEM por agregação de 0,4 para a 1 segundo de arco (aproximadamente 90 m em sistema de coordenadas métricas na linha do Equador) (Hawker et al., 2022), adquirido no repositório do OpenTopography. Este MDE é derivado da interferometria de radar de abertura sintética (InSAR) em banda X das missões TanDEM-X e TerraSAR-X (Cremon et al., 2022).

3.1.2 Seção Esquemática

Concomitantemente à documentação cartográfica e seus produtos associados, elaboramos uma seção esquemática regional da área de estudo. O objetivo dessa seção foi enfatizar a relação entre topografia, litologia, clima e cobertura pedológica, visando discutir a configuração dos solos em regiões semiáridas. As características ambientais descritas anteriormente foram plotadas ao longo do perfil topográfico.

3.2 2º NÍVEL DE TRATAMENTO

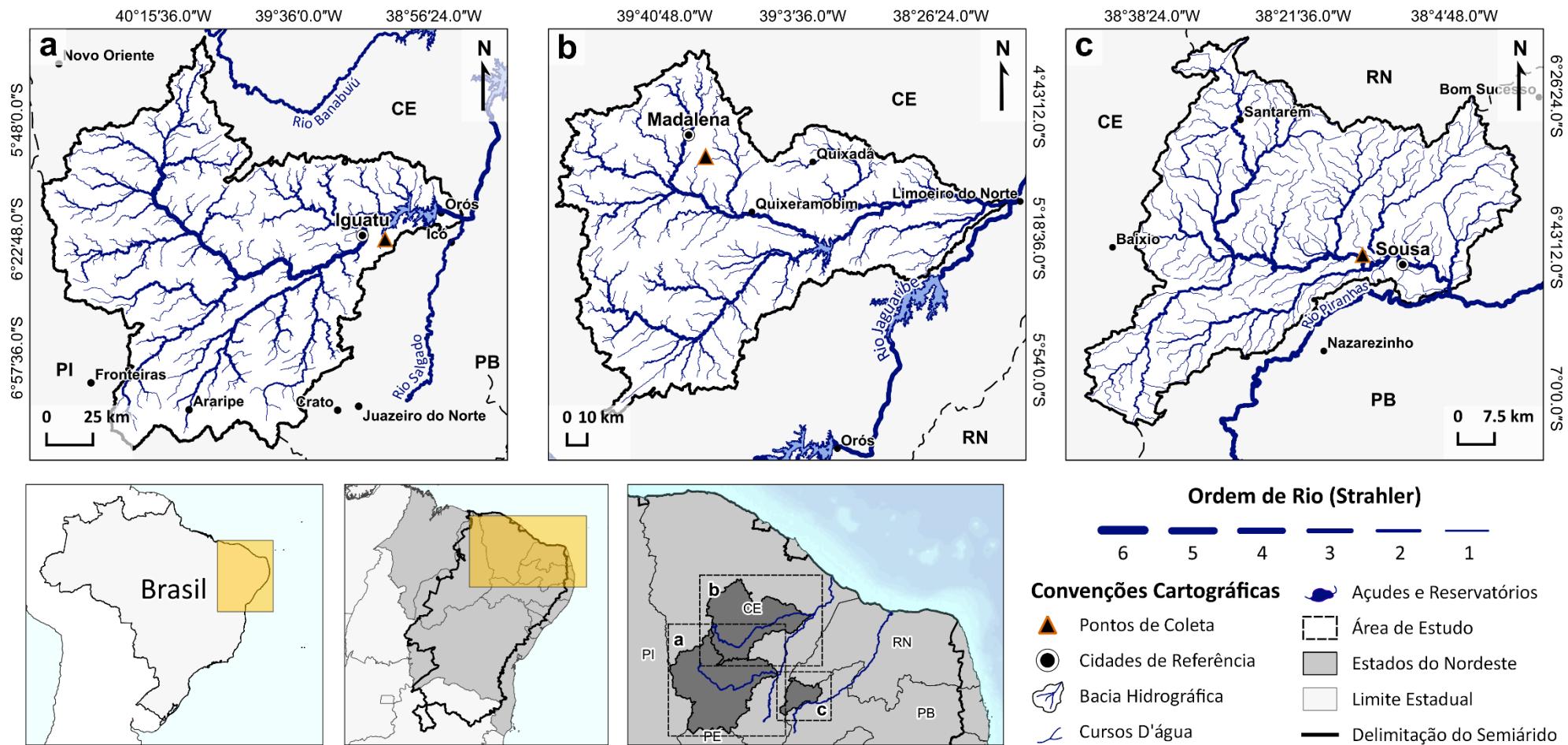
Nesta seção apresentamos os procedimentos para a extração das métricas de relevo em ambiente SIG e MATLAB. O recorte espacial por bacia hidrográfica foi adotado nesta pesquisa por ser considerado como uma unidade organizadora fundamental da paisagem (Christofeletti, 1980; Forte; Whipple, 2018).

Esta etapa serviu para responder quais são as relações espaciais entre as formas e os materiais, focando no entendimento da cobertura pedológica. Desta forma, evidenciamos os fatores geomorfológicos que teriam contribuído com a formação e distribuição dos Vertissolos.

3.2.1 Localização das Bacias Hidrográficas

As áreas selecionadas para o estudo dos perfis de Vertissolos estão localizadas dentro dos limites de três bacias hidrográficas, situadas nos estados do Ceará e da Paraíba. Correspondendo assim a Bacia do Rio Banabuiú e a Bacia Jaguaribe, em seu alto curso, ambas inseridas no Estado do Ceará, e a Bacia do Rio do Peixe localizadas no Estado da Paraíba (Figura 2).

As bacias foram selecionadas com base em dois critérios específicos, a saber: (1) proximidade do perfil de solo com o curso d'água de maior hierarquia fluvial, restringindo à ordem superior à quarta de Strahler; (2) dimensão espacial da bacia, considerando a hierarquia da drenagem para conter no máximo trechos até a sexta ordem de Strahler.



Projeção UTM Datum: SIRGAS 2000 (Zonas 24S e 23S) Fonte(s): IBGE (2019) e ANA (2017). Organização: FIGUEIREDO, Matheus (2024)

Figura 2 – Mapa de localização das bacias estudadas, com indicação da localização das trincheiras, indicadas como pontos de coleta.
a) Bacia do Alto Jaguaribe; **b)** Bacia do Rio Banabuiú; **c)** Bacia do Rio do Peixe

3.2.1.1 Bacia do Rio do Peixe (BRP)

Situada no extremo oeste do Estado da Paraíba, entre as coordenadas -6.251 N, -7.122 S, -38.819 W e -37.926 E, a Bacia do Rio do Peixe é afluente do Rio Piranhas, se configurando como um importante rio do Nordeste brasileiro devido sua dimensão espacial. O Rio do Peixe tem sua nascente na Serra do Padre (maciço estrutural residual), município de Uiraúna/PB, tendo sua foz no município de Aparecida/PB, onde seu curso encontra o Rio Piranhas-Açu.

Esta bacia está disposta em 17 municípios, todos pertencentes ao Estado da Paraíba. A malha hidrográfica é estabelecida como de 4^a ordem (Strahler, 1964), sendo composta por cursos d'água de regime intermitente, tendo como seus tributários os riachos Zé Dias, Poço da Jurema e o das Araras. Sua delimitação geográfica está limitada a oeste pela Bacia do Rio Jaguaribe, situada no Estado do Ceará, a sul/leste pela Bacia do Rio Piranhas-Açu e a norte pelo Estado do Rio Grande do Norte, Bacia do Rio Apodi-Mossoró.

3.2.1.2 Bacia do Rio Banabuiú (BBN)

Situada no centro do Estado do Ceará, entre as coordenadas -4.431 N, -6.110 S, -4.436 W e -38.092 E, a Bacia do Rio Banabuiú se estabelece como principal afluente do Rio Jaguaribe que abriga o terceiro maior açude do Estado (o açude Banabuiú). A nascente do Rio Banabuiú está situada na Serra das Matas, município de Santa Quitéria/CE e tem sua foz localizada no município de Limoeiro do Norte/CE, onde suas águas encontram o Rio Jaguaribe.

Esta bacia está disposta em 15 municípios, inteiramente no Ceará. Sua malha hidrográfica é definida como de 4 ordem (Strahler, 1964) e possui regime intermitente, tendo como principais tributários os rios Sitiá, Quixeramobim e os riachos Capitão Mor, Pirabibu, Patú, Cipoaba e Poço do Barro. Esta bacia limita-se ao norte com a Bacia do Rio Curu e Metropolitano, a sul-leste-nordeste pela Bacia do Rio Jaguaribe e a oeste-noroeste pelas Bacias do Rio Parnaíba e Acaraú.

3.2.1.3 Bacia do Rio Jaguaribe (BJG)

Percorrendo o Ceará de norte a sul, a Bacia do Jaguaribe se destaca como a principal bacia hidrográfica do Estado. Neste trabalho escolhemos utilizar

apenas o alto curso, que é considerado como uma sub-bacia e área de planejamento (CEARÁ, 2009). Está situado entre as coordenadas -5.386 N, -7.415 S, -40.856 W e -38.794 E. A Bacia do Rio Jaguaribe tem suas nascentes no Morro do Lagoa Seca, na Serra das Pipocas, município de Pedra Branca/CE. O Alto Jaguaribe está situado a montante do Açude Orós, principal açude do território cearense.

A alta bacia está disposta em 24 municípios, todos cearenses. Sua malha hidrográfica é composta por cursos d'água intermitentes e se configura como de 6^a ordem, segundo a hierarquia fluvial proposta por Strahler (1964). Embora seja conhecido como maior rio intermitente do Brasil, a construção de açudes e reservatórios promoveram a perenização da calha do Rio Jaguaribe (Pinheiro et al., 2007; Gomes; Frischkorn, 2009). Tem como principais afluentes os rios Jucá, Bastiões, Cariús e o riacho da Conceição. O alto curso da Bacia do Jaguaribe está limitado a oeste pela Bacia do Rio Parnaíba, em sua maior extensão no Estado do Piauí, a Norte pelo Bacia do Rio Banabuiú, seu principal afluente, a Sul pela Bacia pernambucana do Rio Brígida e a Leste por outro afluente, a Bacia do Rio Salgado.

3.2.2 Extração das métricas topográficas

Neste tópico, apresentamos as métricas de avaliação dos aspectos geomórficos da paisagem, verificando a relação destas com a ocorrência de Vertissolos na paisagem semiárida. Para tanto, utilizamos o modelo digital de elevação Copernicus (COP-30), derivadas da interferometria de radar de abertura sintética (InSAR) em banda X das missões TanDEM-X e TerraSAR-X (Cremon et al., 2022). Esse MDE apresenta resolução espacial de 30 m e uma precisão vertical inferior a 2 m (AIRBUS, 2021).

A partir do COP-30 foi possível extrair o índice de inclinação normalizada do canal (k_{sn}), local relief (item 3.2.2.1) e perfis em faixa (item 3.2.2.2) das áreas de estudo, além das análises de perfis de rios e knickpoints (item 3.2.2.3), explorando potenciais características e processos geomórficos que favoreceriam a ocorrência de paisagens vertissólicas. O DEM COP-30 foi obtido da OpenTopography e projetado para WGS84 UTM Zone 24S.

Essas análises são fundamentadas na tentativa de detectar assinaturas de fatores climáticos e geológicos (tectônica e litológica) na morfologia de perfis longitudinais (e.g. Schumm, 1993; Whipple, 2001; Wobus et al., 2006; Kirby; Whipple, 2012). A aplicação desses trabalhos é fundamentada na observação empírica de que a declividade do canal (S) diminui ao longo de um perfil fluvial, à medida que ocorre um aumento da área de drenagem (A), baseada em uma relação de potência (1), como inicialmente observado por Hack (1957) e demonstrado por Flint (1974).

$$S = ks \times A^{-\theta} \quad (1)$$

Na equação destacada acima, θ é o coeficiente que descreve a concavidade do perfil fluvial. Basicamente, valores mais altos de θ indicam que o S diminui mais rapidamente com o aumento de A . A declividade local do canal, representada por ks (comumente referido como K_{sn}), é normalizada pela área de drenagem a montante com base em um valor de referência de θ (Kirby; Whipple, 2012).

A escolha do coeficiente de concavidade é fundamental para a análise, na medida que θ pode variar substancialmente em distintos contextos de paisagens erosivas (Peifer; Cremon; Alves, 2020).

O índice K_{sn} é utilizado para avaliar a relação entre a eficiência erosiva fluvial e a taxa de soerguimento da rocha ao longo das drenagens, com base no pressuposto que rios em estado estacionário aderem a uma relação linear entre declividade e a área de drenagem (Flint, 1974). Além disso, de acordo com Peifer et al. (2020), dados de K_{sn} tem demonstrado uma relação positiva com taxas de denudação, isto é, apresentam potencial representativo da erosão fluvial das paisagens.

Calculamos esse índice a partir das premissas estabelecidas pelo método integral de análise de perfis de rios de leito rochoso (bedrock rivers) (Perron; Royden, 2013). Este método permite calcular K_{sn} sem extrair valores de declividade local, resultando em estimativas de K_{sn} menos afetadas por ruído topográfico (Peifer; Cremon; Alves, 2020). A abordagem integral consiste em substituir S por dz/dx na eq. (1), onde z é a elevação do leito do canal e x é a distância ao longo do perfil. Em seguida, a expressão dx é colocada para o lado

direito da equação, permitindo a integração na direção a montante, a partir de um nível de base arbitrário localizado na posição xb ao longo do perfil, resultando na equação abaixo:

$$z(x) = zx_b + ks \times A_0^\theta \int_{x_b}^x \left(\frac{A_0}{A(x)} \right)^\theta dx \quad (2)$$

Onde A_0 representa uma área de drenagem de referência, inserida para normalizar o termo da área ($\frac{A_0}{A(x)}$). Com base na Eq. (2), podemos definir a quantidade integral χ com dimensões de comprimento (integração da distância ao longo do perfil com relação a área de drenagem normalizada por θ), expressa na Eq. 3:

$$\chi = \int_{x_b}^x \left(\frac{A_0}{A(x)} \right)^\theta dx \quad (3)$$

O coeficiente angular de um perfil longitudinal no espaço χ -elevação corresponde ao valor de K_{sn} quando A_0 é definido como 1 m² e a transformação χ é baseada em um valor de referência θ .

Em resumo, rios em equilíbrio que fluem por áreas com taxas uniformes de soerguimento e resistência à erosão, apresentando perfis lineares no gráfico χ -elevação, desde que o valor de referência de θ seja escolhido corretamente. Por outro lado, diferenças na intensidade do levantamento tectônico ou na resistência do substrato à erosão podem causar grandes variações nos valores de K_{sn} e, consequentemente, nas taxas de erosão do canal (Fernandes; Peifer; Val, 2022). Essas variações geralmente aparecem como inflexões no espaço χ -elevação (Kirby; Whipple, 2012; Mudd *et al.*, 2014).

Para estimar a variação de θ nas paisagens de estudo, utilizamos o algoritmo *mnoptimvar* do TopoToolbox, que emprega o método de desordem para ajustar o valor de concavidade para cada bacia (Hergarten; Robl; Stüwe, 2016). As análises foram realizadas individualmente para as bacias do Rio do Peixe, Banabuiú e Jaguaribe, a partir de dados do MDE processado com os algoritmos *BasinPicker* e *ProcessRiverBasins* (Forte; Whipple, 2019).

Os valores de θ ajustados para as distintas paisagens de estudo, foram: 0,18 para o BRP, 0,15 para o BBN e 0,25 para o BJG. Esses valores são distantes dos comumente utilizados de $\theta = 45$ (e.g. Mandal *et al.*, 2015; Marques *et al.*, 2021). A variabilidade da concavidade apresenta alguns aspectos expressam a heterogeneidade das paisagens erosivas, como paisagens com elevada diversidade litológica (Duvall; Kirby; Burbank, 2004), taxas de soerguimento ativo (Snyder *et al.*, 2000), paisagens montanhosas sem soerguimento ativo (Peifer *et al.*, 2021) ou paisagens rebaixadas com substrato rochoso resistente (Silva, 2022).

Além disso, selecionamos o segmento dos rios principais com o comando *SegmentPicker* (Forte; Whipple, 2019) para visualizar o comportamento destes em comparação a seus afluentes, permitindo observar diferenças em escala local dentro de cada bacia. Por fim, calculamos K_{sn} para todos os segmentos de canais a montante do nível de base (exutório de cada bacia) usando a função *KsnChiBatch* no TAK (Forte; Whipple, 2019).

Para isso, extraímos a rede fluvial utilizando o comando *MakeStreams*, adotando uma área mínima contribuinte $1 \times 10^7 \text{ m}^2$. As medidas de K_{sn} foram suavizadas utilizando uma janela de 1000 m, especificada no parâmetro *smooth distance*, e aplicamos o método *quick* no comando *KsnChiBatch* no TAK. Essa abordagem calcula o K_{sn} para cada segmento de canal separadamente, sendo especialmente adequada para segmentos adjacentes ao nível de base (Forte; Whipple, 2019).

3.2.2.1 Relevo local (Local relief)

Comumente utilizado para explorar padrões de levantamento, condições climáticas e litologia, o relevo local é uma métrica topográfica amplamente empregada em análise geomorfológica. Essa métrica está associada, positivamente, a correlações com taxas de erosão, tornando-se ferramenta essencial para compreender a dinâmica do relevo em diferentes contextos (Montgomery; Brandon, 2002; Portenga; Bierman, 2011; Marques *et al.*, 2021).

O relevo local foi executado utilizando o algoritmo *localtopography* no TopoToolbox, a partir do MDE COP-30 (Schwanghart; Scherler, 2014). O relevo local é estimado a partir do intervalo de elevação dentro de uma área geralmente

definida por uma janela circular. Nesse sentido, foram calculadas janelas circulares para as bacias individualmente. Para as bacias do Banabuiú e do Jaguaribe, aplicamos uma janela de 5 km, enquanto para a bacia do Rio do Peixe utilizamos uma janela de 4 km. Essas diferentes janelas foram selecionadas para identificar a melhor correlação entre os valores médios de relevo local e os valores médios de K_{sn} de cada bacia, ajustando as análises às características específicas das paisagens.

3.2.2.2 Perfil em Faixa (*Swath profile*)

Estudos que vinculam a análise topográfica a estudos geomorfológicos são comumente conhecidos. Propostas que compreendiam a identificação de superfícies pela condição altimétrica, utilizando levantamentos topográficos regionais, foram amplamente propostas em território brasileiro (e.g. Ab'Sáber, 1969).

Utilizando parâmetros estatísticos em cada ponto ao longo do perfil, os perfis em faixa são empregados para analisar o comportamento topográfico e morfológica das paisagens, possibilitando a identificação de padrões e atributos que controlam a morfologia (Telbisz et al., 2013). Esses perfis são elaborados projetando perfis topográficos igualmente espaçados dentro de uma faixa (denominado *swath*), que extraí valores de elevação máximo, médio e mínimo de uma seção transversal (Fielding et al., 1994; D'Agostino et al., 2001). Segundo Pérez-Peña et al. (2017), a elevação média é uma boa aproximação para a tendência geral topográfica da paisagem dentro da faixa do perfil em faixa, enquanto as elevações máxima e mínima podem informar sobre variações na paisagem na direção perpendicular ao perfil.

Paisagens consideradas estáveis, como superfícies rebaixadas, bacias ou planaltos com baixo a moderado entalhamento, apresentarão perfis em faixa onde todas as linhas estão próximas, ou apresentam a mesma altura. Por outro lado, maiores variações nos perfis em faixa caracterizam cadeias serranas ou paisagens altamente dissecadas expostas a altas taxas de entalhamento e/ou soerguimento (Pérez-Peña et al., 2017). Nesse sentido, a interpretação deste tipo de perfil nos possibilita aferir informações importantes sobre o estado da paisagem, como a dinâmica erosiva da superfície através da variação altimétrica,

além das tendências evolutivas de longo-termo do relevo (Keller; Pinter, 1996; Wobus; Whipple; Hodges, 2006).

Na maioria das paisagens, os perfis em faixa se comportaram com a elevação média estando mais próxima da mínima do que da máxima. Se a elevação média se aproximar da máxima, esse desvio ascendente pode indicar um estado transitório de ajuste a taxas mais altas de soerguimento. Assim como, se houver um desvio descendente, isto é, a elevação média estiver mais próxima da mínima, pode indicar um estado de equilíbrio (Keller; Pinter, 1996; Wobus; Whipple; Hodges, 2006).

Propondo discutir esses padrões para as áreas de estudo, executamos o algoritmo *MakeTopoSwath*, associadas as funções do TopoToolbox (Forte; Whipple, 2019). Para esta pesquisa, foram elaborados quatro *swath profile* (1 = BRP; BBN = 1; e 2 = BJJ) seguindo critérios específicos: os perfis passam pelas áreas de coleta, focando nas paisagens vertissólicas; acompanham o curso do rio principal, sempre no sentido da nascente ao exutório; e abrangem desde as áreas mais elevadas das paisagens até as áreas rebaixadas na proximidade do exutório.

Essa abordagem permitiu capturar o comportamento topográfico e correlacioná-las com as características pedológicas e geomorfológicas do ambiente analisado. Definidos como parâmetros de largura 10km para a faixa de análise de ambas as bacias. Já para o cálculo de excentricidade vertical (escala vertical), definimos 20 para a BRP e 40 para BBN e BJJ. Essa escolha foi baseada em uma série de testes prévios, nos quais esses valores apresentaram os melhores resultados em termos de visualização.

3.2.2.3 Análise de Knickpoints e dos Perfis Longitudinais

A rede fluvial geralmente responde às variações nas condições climáticas, tectônicas ou litológicas existentes, ajustando-se a declividade local do canal na proximidade do nível de base, quer seja um afluente, um lineamento estrutural ativo ou o nível do mar (Whipple, 2001; Kirby; Whipple, 2012).

A expressão do ajuste provocada pela resposta a essas variações, implicam na ocorrência dos knickpoints. Os knickpoints expressam um aumento local na declividade do canal manifestado como uma convexidade acentuada em

um perfil fluvial, provoca taxas mais rápidas de erosão local do canal, o que desencadeia sua migração a montante através da rede fluvial com uma velocidade diretamente relacionada à sua área de drenagem a montante, e à erodibilidade do substrato rochoso (Whipple; Tucker, 1999; Kirby; Whipple, 2012).

Os knickpoints propagam-se pela rede fluvial e são indicadores de paisagem em estado transiente. Nesse sentido, definem uma fronteira morfológica entre áreas definidas como: ativas a jusante que estão ajustadas ou se ajustando às novas condições, neste caso, caracterizadas por um relevo topográfico mais íngreme. Em áreas caracterizadas como reliquias à montante, cuja morfologia suave provavelmente está ajustada às condições passadas (Kirby; Whipple, 2012).

Dessa forma, espera-se que a resposta transiente da rede fluvial envolva a concentração de knickpoints em elevações e valores de χ relativamente constantes em paisagens litologicamente homogêneas (Schwanghart; Scherler, 2020). Embora, quando rochas de diferentes resistências estão expostas, a velocidade de propagação a montante dos knickpoints é mais lenta onde há litologias resistentes. Assim, em paisagens litologicamente heterogêneas afetadas por uma queda uniforme no nível de base, os knickpoints geralmente se concentram em litologias resistentes (Bishop; Goldrick, 2010; Marques *et al.*, 2021). Diferentemente, os knickpoints podem estar ancorados em fronteiras estruturais ativas ou contatos litológicos.

Portanto, os padrões espaciais de distribuição de knickpoints podem ser utilizados para inferir a história geomórfica de uma paisagem erosiva (Kirby; Whipple, 2012). Buscando discutir esses padrões para as bacias selecionadas, executamos os processos para extração dos knickpoints utilizando funções do TopoToolbox e do TAK.

Inicialmente, realizamos uma avaliação de incertezas dos dados de perfil de rios, com base no método descrito por Schwanghart e Scherler (2017), para extraír os knickpoints do MDE (COP30). O perfil fluvial foi processado para garantir que a elevação do canal diminuisse de maneira contínua ao longo do curso, eliminando irregularidades (denominados *bumpy*) que poderiam resultar em erros no modelo. A análise das incertezas foi realizada calculando os valores

de elevação nos percentis 10 e 90 ao longo do perfil, utilizando diferentes combinações de parâmetros de suavização (K e τ), aplicando o algoritmo *crs*. A diferença entre esses percentis foi usada para determinar o valor de tolerância (tol), necessário para identificar os knickpoints. No contexto do semiárido, devido à morfologia aplainada e menos acidentada, valores de tolerância baixos foram ajustados para refletir as características regionais (e.g. Oliveira; Santos; Siame, 2022; Silva, 2022).

Calculamos os knickpoints para todos os canais a montante do nível de base (exutório de cada bacia selecionada) automaticamente usando o algoritmo *knickpointfinder* no TopoToolbox, que ajusta um perfil fluvial ideal côncavo para cima (associado a um ksn uniforme ao longo de todo o perfil) ao perfil corrigido hidrologicamente. Corrigimos os perfis dos rios usando o algoritmo *crs* com τ específico para cada bacia (0,4 = BRP; 0,5 = BBN; 0,9 = BJJG) no TopoToolbox (Schwanghart; Scherler, 2017). Discrepâncias na elevação entre o perfil ideal côncavo e o perfil corrigido representam knickpoints. O algoritmo *knickpointfinder* identifica onde essas discrepâncias são maiores, dividindo o perfil em seções estritamente côncavas separadas por knickpoints e diminuindo progressivamente a restrição de concavidade até que um valor de tolerância limite seja atingido.

Por fim, esses dados foram exportados para shapefile (*shp*) com o algoritmo *shapewrite*, facilitando análises geoespaciais em SIG, possibilitando a correlação em mapeamentos com outros elementos ambientais. Além disso, os perfis suavizados foram visualizados em gráficos de χ -elevação e perfis longitudinais, permitindo uma análise detalhada da dinâmica fluvial, destacando os padrões dos knickpoints na paisagem e, consequentemente, explorando a relação dos padrões locais com a declividade, elevação e a posição das paisagens vertissólicas.

3.3 3º NÍVEL DE TRATAMENTO

3.3.1 Trabalho de Campo

Foram realizadas investigações de campo entre janeiro e agosto de 2022. O objetivo principal das expedições foi identificar, caracterizar, descrever e coletar amostras dos Vertissolos presentes na região semiárida brasileira, objetivo do projeto FAPESP 2020/16446-1, sob coordenação da Professora Dr.^a Sheila Aparecida Correia Furquim, da Universidade Federal de São Paulo (UNIFESP). A escolha dos pontos e coleta e descrição baseou-se em investigações e levantamentos pedológicos existentes para selecionar áreas com Vertissolos sob diferentes materiais de origem.

A partir da seleção das áreas foram realizadas incursões de campo com o suporte técnico de equipamentos de localização e orientação geográfica (bússola e GPS) e equipamentos técnicos para descrição e coleta de amostras de solo (martelo pedológico, enxada, pá quadrada, pá reta, faca entre outros), além de automóveis disponibilizados pela Universidade Federal Rural de Pernambuco (UFRPE) e pela Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (Embrapa).

Os trabalhos de campo foram divididos em duas etapas. A primeira ocorreu de 7 a 13 de janeiro, enquanto a segunda foi realizada entre 25 de julho e 2 de agosto, tendo ao total o levantamento de seis perfis pedológicos. Posteriormente, foi realizada mais uma campanha de campo com levantamento de dois perfis que não foram considerados para este trabalho. Para escolha dos três perfis selecionados para esta pesquisa, utilizamos como critérios: perfis inseridos na unidade geomorfológica da Superfície Sertaneja Setentrional; presença de mais de 6 g kg⁻¹ de areia (necessário para fração granulométrica de 125-250 µm para LOE); e contexto litológico distinto.

O primeiro perfil escolhido encontra-se no extremo oeste do Estado da Paraíba, mais precisamente o município de Sousa (Figura 3). Baseado no levantamento de informações geoambientais, a ocorrência de Vertissolos estaria associada a bacia sedimentar Rio do Peixe sob a qual o município se localiza.

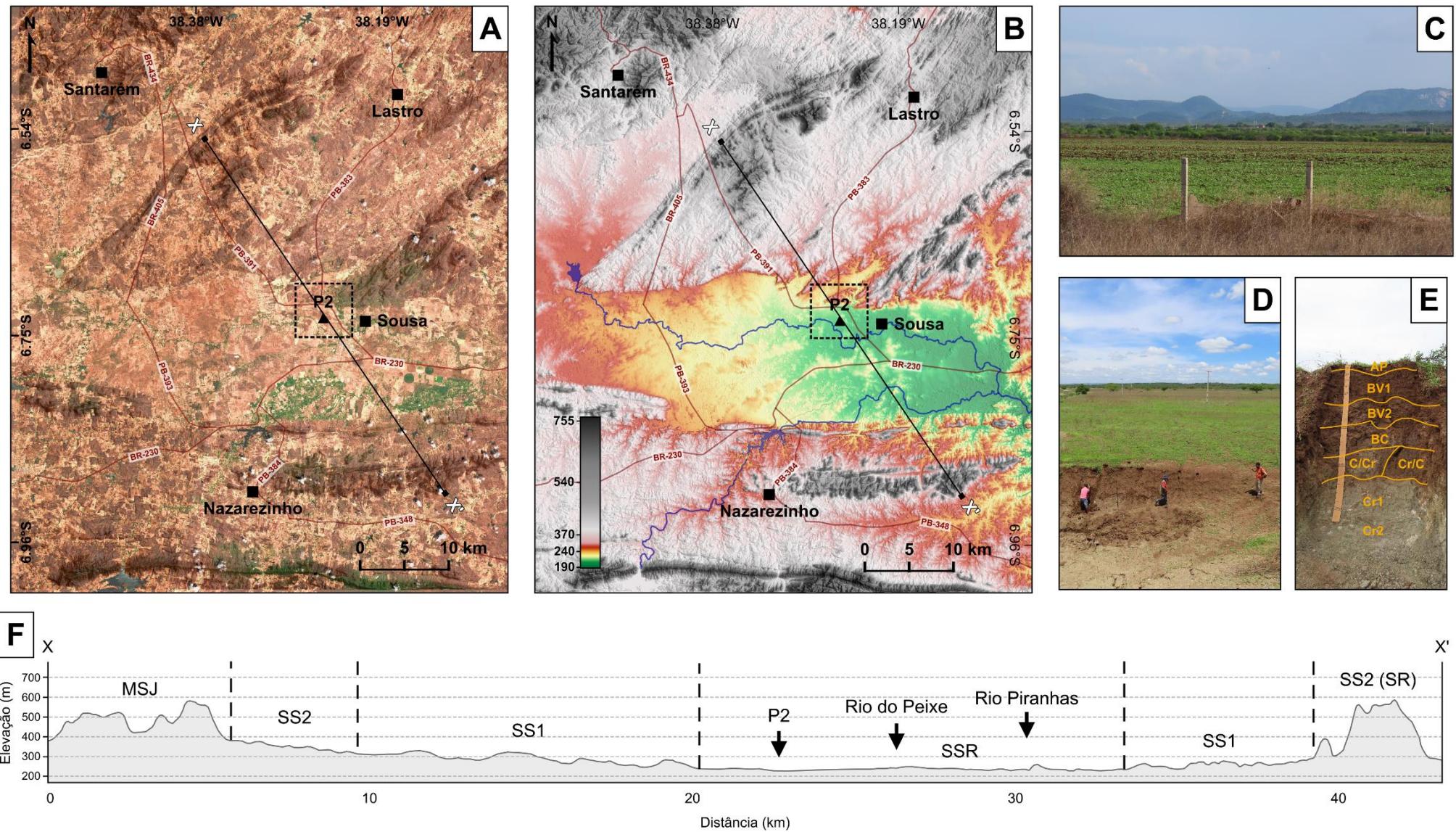


Figura 3 – Área de estudo que envolve a paisagem vertissólica da bacia sedimentar do Rio do Peixe. **A)** Imagem Sentinel Level-2A (10 m); **B)** DEM – COP (30 m); **C)** Contexto regional da região de Sousa; **D)** Área de pastagem utilizado para realização do perfil de Vertissolo; **E)** Vertissolo Háplico Órtico; **F)** Seção altimétrica com definição dos compartimentos geomorfológicos. Abreviações: MSJ (Maciço São José), SS1 (Superfície Sertaneja 1), SS2 (Superfície Sertaneja 2), SSR (Superfície Sedimentar Rebaixada), SR (Serra do Rufino). **Registro fotográfico:** Alves (2022).

Após uma breve investigação sobre regiões próximas à rodovia estadual PB-391, identificamos uma área de ocorrência do solo investigado e realizamos os procedimentos para abertura do perfil pedológico. O perfil teve sua abertura facilitada por estar situado em área já aberta, devido a uma escavação realizada para atividades agropecuárias, estando sob as coordenadas 6°44.042'S e 38°15.003'W, localizado na margem direita da rodovia estadual PB-391, no sentido Sousa à Caiçara. Em termos de elevação, apresenta uma altitude de 223 metros em uma área extensamente plana (Figura 3).

Após abertura da trincheira, realizamos a descrição morfológica do perfil de solo, seguindo as orientações estabelecidas por Santos *et al.* (2005) (ver descrição no ANEXO 1). Após essa etapa, procedemos à coleta de amostras destinadas à datação por luminescência e demais análises.

Para o perfil pedológico de Sousa foram coletadas quatro amostras para LOE, iniciando no horizonte vértico até o saprolito. Nesse sentido, foram coletados os horizontes BV₁, BV₂, BC e C/Cr. A escolha de coletar apenas nos horizontes subsuperficiais, fundamentou-se nos processos de argiloturbação típicos dos Vertissolos, considerando que os materiais são retrabalhados entre períodos úmidos e secos, podendo ser expostos à luz solar, tendo esse critério para as demais amostras.

No segundo campo o destino foi o Estado do Ceará, municípios de Iguatu e Madalena, situados à leste e centro-leste do Estado, respectivamente. De acordo com os dados geoambientais levantados previamente, a ocorrência de Vertissolos em Iguatu estaria associada ao conjunto de bacias sedimentares de Iguatu, cronocorrelata à Bacia do Rio Peixe, citada anteriormente.

A logística desse campo teve como destino inicial o município de Iguatu (Figura 4). Nesse sentido, buscamos localizar cortes de estrada que aflorassem materiais sedimentares próximos à Iguatu. Encontramos em uma estrada vicinal que cortava a CE-282, saindo de Icó em direção à Iguatu, onde havia alguns cortes de estrada com material sedimentar aflorante devido à tentativa de construção da ferrovia Transnordestina, em um destes cortes identificamos a ocorrência do solo alvo.

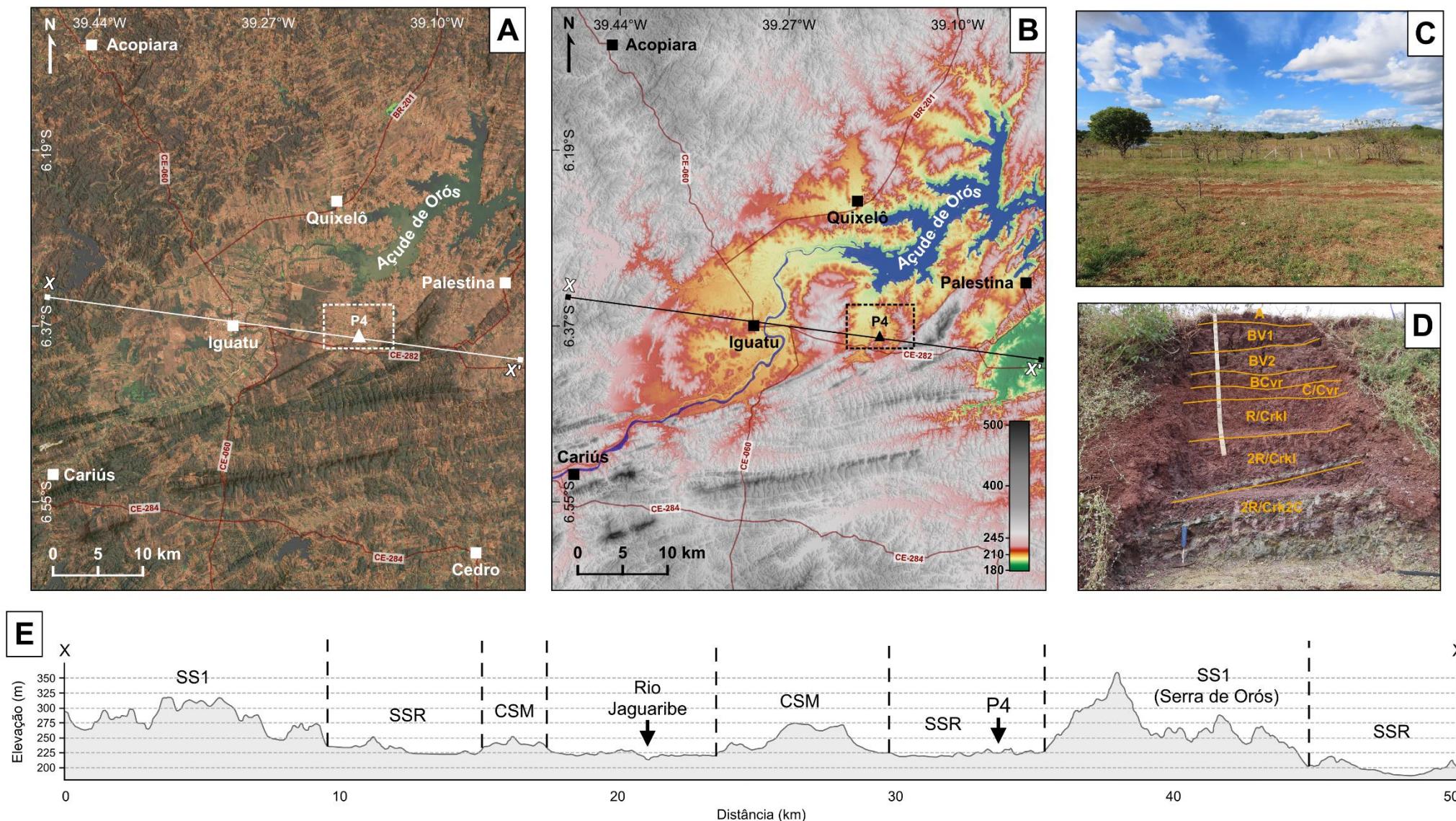


Figura 4 – Área de estudo que envolve a paisagem vertissólica da bacia sedimentar do Iguatu. **A)** Imagem Sentinel Level-2A (10 m); **B)** DEM – COP (30 m); **C)** Contexto local que envolve o perfil de Vertissolo; **D)** Vertissolo Háplico Carbonático; **E)** Seção altimétrica com definição dos compartimentos geomorfológicos.

Abreviações: SS1 (Superfície Sertaneja 1), SSR (Superfície Sedimentar Rebaixada), CSM (Chapada Sedimentar do Moura).

Registro fotográfico: Alves (2022).

Após identificado, realizamos a limpeza do perfil e iniciamos a descrição morfológica do perfil (ver descrição no ANEXO 2) (Santos *et al.*, 2005). O ponto de coleta está localizado nas coordenadas 6°22.921'S e 39°10.720'W, apresentando 2,5 metros de profundidade. Em termos de elevação, apresenta uma altitude de 222 metros em uma área plana à suavemente ondulada, com morros residuais circundando essa extensa superfície (Figura 4).

Posteriormente à descrição morfológica do perfil de solo, iniciamos a coleta de amostras destinadas à datação por LOE. Em Iguatu também coletamos amostras em quatro profundidades, seguindo o mesmo critério exposto no tópico anterior. Nesse sentido, coletamos a partir do horizonte vértico até o saprolito, sendo os horizontes coletados descritos como: BV₁, BV₂, BCvr e C/Crk.

Madalena representou a segunda etapa daquele campo. Como visualizado previamente nos levantamentos da área, os Vertissolos dessa região eram derivados de rochas metamórficas descritas como gnaisses e anfibolitos, pertencentes ao escudo cristalino, o que implicou em maior dificuldade em encontrá-los. Recorremos às descrições de campo, realizadas para mapeamentos pedológicos regionais. Localizamos uma área de ocorrência do solo investigado em uma vicinal que cortava a CE-265, sentido Quixeramobim - Madalena.

Posterior à identificação, procedemos com abertura do perfil pedológico, seguida pela descrição morfológica do perfil (ver descrição no ANEXO 3) (Santos *et al.*, 2005). A localização deste perfil está sob as coordenadas 4°56.590'S e 39°29.778'W, com 315 metros de altitude. O perfil de solo apresentou 1 metro de profundidade em uma superfície suavemente ondulada (Figura 5).

Após descrever morfologicamente o perfil, iniciamos à coleta de amostras destinadas à luminescência. Diferentemente de Sousa e Iguatu coletamos três amostras, devido a menor profundidade do perfil e consistência do material, que era muito endurecida. Nesse sentido, seguimos o critério de coleta a partir do horizonte vértico até o saprolito, coletando os horizontes: BV₁, BV₂ e C ou BC.

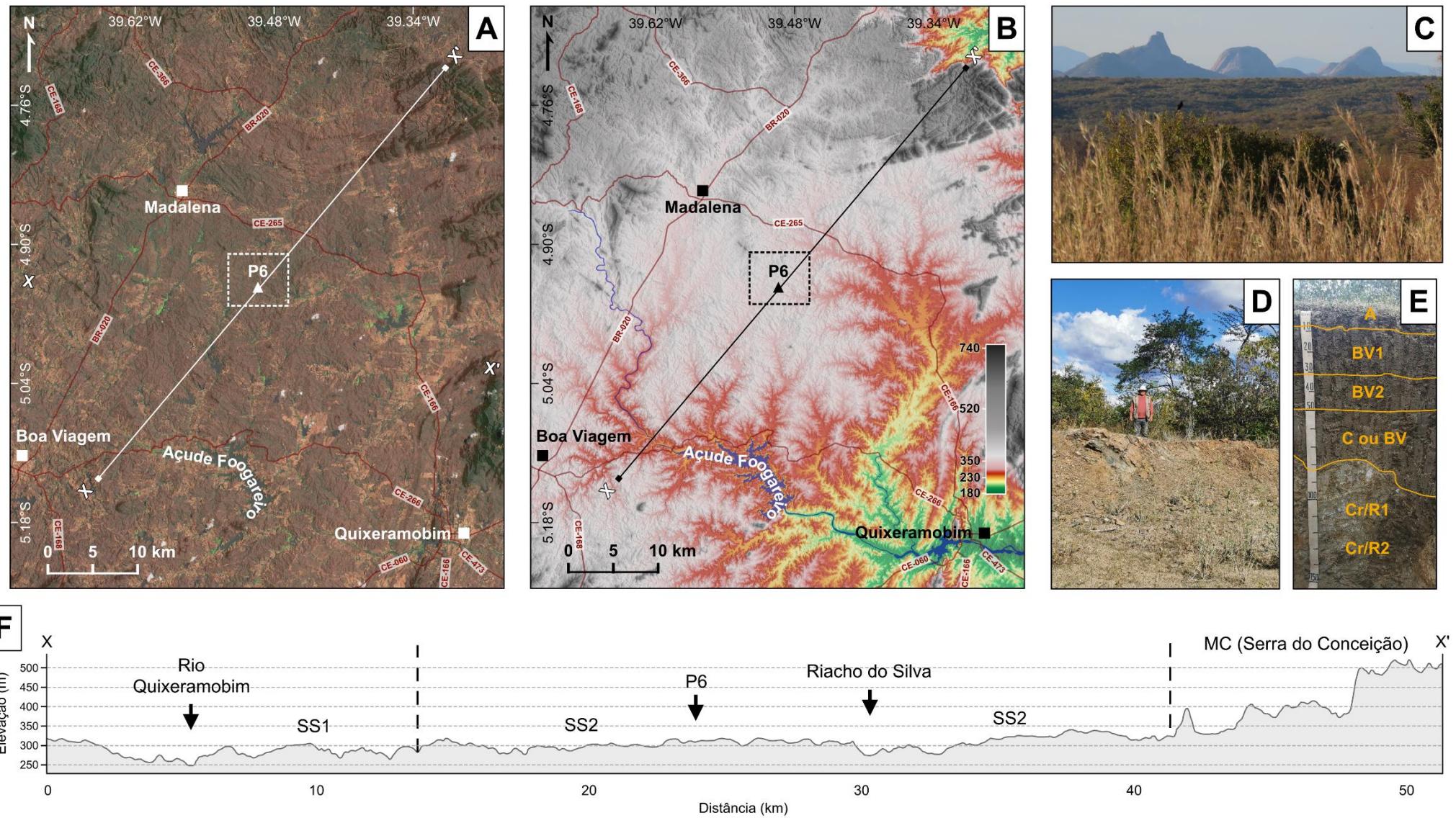


Figura 5 – Área de estudo que envolve a paisagem vertissólica do Planalto Sertanejo na região de Madalena. **A)** Imagem Sentinel Level-2A (10 m); **B)** DEM – COP (30 m); **C)** Contexto regional da região de Madalena; **D)** Corte de estrada utilizado para realização do perfil de Vertissolo; **E)** Vertissolo Háplico Órtico; **F)** Seção altimétrica com definição dos compartimentos geomorfológicos. Abreviações: SS1 (Superfície Sertaneja 1), SS2 (Superfície Sertaneja 2), MC (Maciço Cristalino).

Registro fotográfico: Alves (2022).

3.3.2 Procedimento de coleta

A seguir, detalhamos os procedimentos de coleta das amostras de LOE, pois esta pesquisa visa discutir os resultados à luz do entendimento de que tais materiais foram perturbados por processos pedogenéticos.

A metodologia de coleta de amostras destinadas à datação por LOE é delineada segundo protocolos específicos (Murray *et al.*, 2021). Esses protocolos recomendam a utilização de tubos de alumínio ou tubos de policloreto de vinilo (PVC), devido à proteção eficiente contra a luz solar que esses materiais proporcionam às amostras coletadas. No entanto, é importante observar que esses protocolos são destinados normalmente à coleta de sedimentos majoritariamente inconsolidados, fruto de sedimentação eólica ou fluvial, cujo material geralmente não apresenta uma consistência tão plástica e endurecida, como foi o caso dos solos investigados.

Embora alguns estudos já tenham destacado processos pedogenéticos, sobretudo investigando a relação da bioturbação com a LOE (Kristensen *et al.*, 2015; Wilkinson; Humphreys, 2005), nenhum deles teve por objetivo realizar uma descrição metodológica de coleta e nem destacar o entendimento de material bastante argiloso que se torna endurecido em estação seca e altamente pegajoso em estação úmida, como é o caso dos Vertissolos.

Nesse sentido, tivemos que desenvolver técnicas adaptadas para coleta de amostra de Vertissolos, com ferramentas comuns a coleta de solo, descritas a seguir. Inicialmente procedemos com a limpeza da parede do perfil, preferencialmente com uma enxada ou pá reta. Essa etapa foi realizada para apreciação e descrição morfológica dos perfis, como comentado anteriormente. Na sequência, com a definição dos horizontes pedológicos definidos, utilizamos o martelo pedológico para cravarmos uma faca de lâmina espessa e extensa no perfil, criando fendas para tentar destacar a estrutura prismática mais intacta possível do horizonte coletado, ou para criar um molde para retirada do material (perspectiva bidimensional), quando esse este estava mais úmido. Em seguida, utilizamos as ferramentas que poderia funcionar como alavanca para completa retirar da estrutura ou do bloco moldado, em caso de porções com estruturas mais fracas e/ou úmidas. Então, destacamos as amostras de solo, em geral, com formatos prismáticos (perspectiva tridimensional).

Com a amostra destacada do perfil, retirávamos os excessos quando a estrutura era muito grande, ou se fragmentava no processo. Finalizávamos com a vedação do material com plástico PVC, embrulhando com diversas camadas. Essa etapa teve como objetivo conservar a amostra, diminuindo o risco de fragmentação no seu transporte. Depois, utilizamos plástico fosco preto para proteger a amostra da iluminação solar, utilizando três camadas deste material. Com a vedação realizada, identificamos a amostra pelo perfil a qual está associada e seu respectivo horizonte.

3.3.3 Datação por Luminescência Opticamente Estimulada

Para determinar as idades das onze amostras coletadas e descritas na seção 3.3.2, utilizamos a técnica de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), um método amplamente reconhecido para estimar idades de soterramento de materiais sedimentares nos últimos 500 ka (Mahan *et al.*, 2022). Esta técnica geocronológica permite determinar a última vez que um mineral, usualmente utilizados o quartzo ou feldspato, foi aquecido ou exposto à luz solar (Murray *et al.*, 2021).

Embora comumente aplicada para entender a evolução de paisagens sedimentares em ambientes fluviais, lacustres, eólicos e costeiros, esta técnica tem recentemente sido explorada para investigar outros processos, como a mistura de materiais por atividade biológica (Bateman *et al.*, 2003; Johnson *et al.*, 2014) e a formação de horizontes pedológicos (Gray *et al.*, 2020).

Neste estudo, empregamos a Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) em grãos de quartzo de diferentes horizontes de Vertissolos na Superfície Sertaneja. Nossa objetivo foi investigar como as idades determinadas por LOE refletem os processos geomorfológicos e pedológicos na região. Isso inclui entender a mobilidade dos grãos de quartzo ao longo da paisagem (deposição) e no interior do perfil do solo (pedoturbação).

As amostras foram preparadas seguindo os protocolos para datação revisados e descritos por Murray *et al.* (2021) (Figura 6). Algumas adaptações foram necessárias para realização da coleta, com destaque para o recipiente que acomodou o material de trabalho, destacado no tópico 3.3.2. Parte da

amostra foi destinada à medição da dose equivalente ou natural, enquanto outra parte foi macerada, seca e pesada, para posterior medição da taxa de dose ambiental. A equação que permite calcular a idade das amostras considera a dose equivalente, que é uma função da taxa de dose ambiental ao longo do tempo. Assim, a idade é dada por (4):

$$\text{Idade [ka]} = \frac{\text{Dose natural [Gy]}}{\text{Taxa de dose [Gy/ka]}} \quad (4)$$

Onde a Dose natural, que pode ser representado por D_e , é a concentração de radiação que a amostra acumulou desde o último evento de fotoesvaziamento (exposição à luz). A Taxa de Dose é uma medida da quantidade de radiação ambiental em um determinado período, representando a concentração de radionuclídeos nos sedimentos do entorno da amostra, como o K, U e Th, e a radiação cósmica. Essas concentrações variam consideravelmente de um local para outro (Ankjærgaard; Murray, 2007). A unidade de medida é expressa em grays por mil anos (Gy/ka).

Para determinar a Dose, utilizamos o protocolo *single aliquot regenerative dose* (SAR) (Murray; Wintle, 2000, 2003). Nesse protocolo, a D_e é obtida pela correção da sensibilidade do sinal de luminescência natural (L_i) por meio de uma dose teste regenerada (T_i). Conforme descrito por Murray *et al.* (2021), o protocolo SAR envolve irradiar uma amostra de quartzo, medir sua resposta luminescente, aplicar doses regeneradas e comparar essas respostas com a resposta luminescente natural (Figura 7). A luminescência corrigida pela sensibilidade é expressa pela equação (5).

$$\frac{L_i}{T_i} = L_s (1 - e^{-D_i/D_c}) \quad (5)$$

Onde $\frac{L_i}{T_i}$ é o sinal luminescente corrigido pela sensibilidade da alíquota i , L_s é o nível de luz corrigido pela sensibilidade na saturação, D_i é a dose aplicada na alíquota i , e D_c é a dose característica de saturação. Esta relação permite interpolar a dose natural em uma curva de resposta construída a partir de sinais regenerados, garantindo precisão na determinação da dose equivalente (D_e).

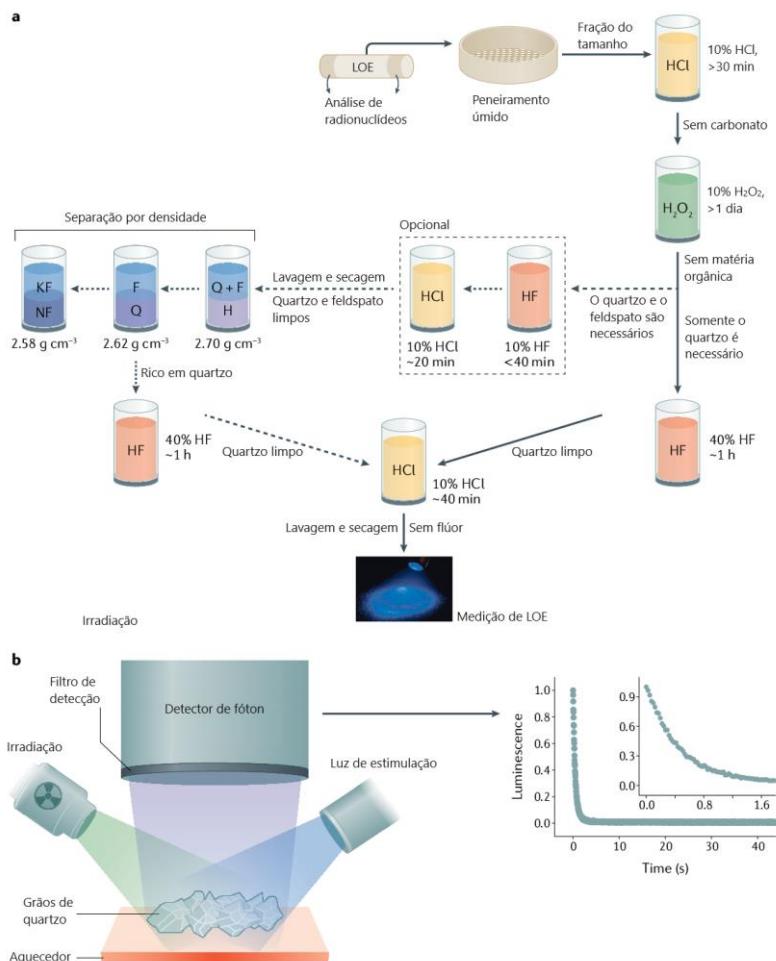


Figura 6 - Preparação de amostras e instrumentação para medição Luminescência Opticamente Estimulada. **a)** Etapas de laboratório usadas para extrair grãos de quartzo de um tubo de sedimento. **b)** Principais componentes em um sistema de medição de LOE. **Legenda:** F - feldspato; H - minerais pesados; HF - ácido fluorídrico; KF - feldspato rico em potássio; NF - feldspato rico em sódio; Q - quartzo. **Fonte:** Adaptado de Murray *et al.* (2021, tradução nossa).

A aplicabilidade do protocolo SAR é verificada por meio de testes de reciclagem (*recycling ratio*) e recuperação (*recuperation*), que garantem a precisão da correção de sensibilidade e a reprodutibilidade das medidas do sinal de luminescência (Murray; Wintle, 2003).

As medições de LOE foram realizadas utilizando os instrumentos Lexsyg Smart-Freiberg (Richter; Richter; Dornich, 2015) e os leitores Risø TL/OSL DA-20 (Bøtter-Jensen *et al.*, 2002). Ambos os leitores estão equipados com: fontes de radiação beta (⁹⁰Sr/⁹⁰Y) que emitem, respectivamente, uma taxa de dose de 0,115 Gy.s⁻¹ e 0,121 Gy.s⁻¹; diodos emissores de luz (LED) azul (470 nm) e infravermelho (850 nm) para estimulação luminosa; e um filtro Hoya U-340 para detecção de luz na faixa ultravioleta (290–340 nm). As alíquotas de quartzo foram estimuladas com LED azul operando a 90% de potência (~40 mW.cm⁻²).

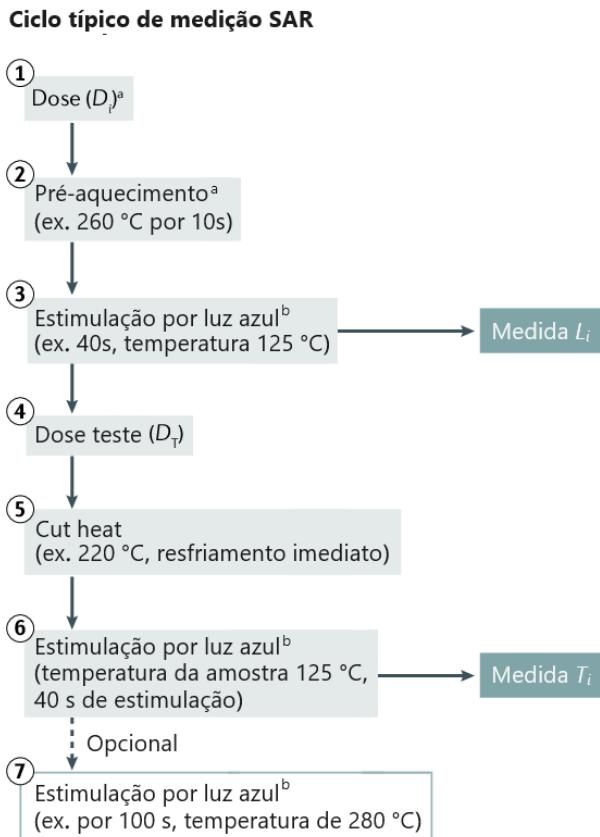


Figura 7 - Sequência de medição de protocolo SAR. Após a conclusão de um ciclo (passo 6 ou 7), a sequência regressa ao passo 1, conforme necessário. a | Quando $i=0$, D_i é a dose natural ou de recuperação da dose dada; quando $i>0$, D_i é a dose de regeneração laboratorial. b | Luz de estimulação tipicamente 470 nm, 80 mW cm⁻² na amostra. **Fonte:** Adaptado de Murray *et al.* (2021, tradução nossa).

Os testes de recuperação de dose foram realizados utilizando duas doses regenerativas (8 e 83 Gy) e temperaturas de pré-aquecimento variando de 180 a 240 °C. Foram utilizadas 4 alíquotas por amostra. A melhor relação dose calculada/dose aplicada foram obtidas utilizando temperaturas de pré-aquecimento de 220 °C (*cut-heat* de 160 °C) para a dose mais baixas (8 Gy). Portanto, o protocolo foi utilizado de acordo com a faixa de dose esperada para a amostra (Wintle; Murray, 2006; Trauerstein *et al.*, 2017).

As D_e dos sinais OSL do quartzo foram calculadas a partir dos primeiros 0,8 s de emissão de luz da curva de decaimento OSL, subtraindo os últimos 10 s como fundo. Os critérios de aceitação aplicados às alíquotas de quartzo foram os seguintes: (i) recuperação inferior a 5% (ii) *recycling ratio* entre 1.0 ± 0.1 e (iii) *feldspar test* entre 1.0 ± 0.1 , seguindo Murray e Wintle (2003).

Todas as curvas de resposta à dose foram ajustadas com uma única função de crescimento exponencial saturada. Os dados de luminescência para o cálculo de D_e foram analisados utilizando o software Analyst (Duller, 2015). As idades foram calculadas utilizando o Central Age Model (CAM) (Galbraith *et al.*, 1999). Com base nesses critérios, o protocolo utilizado para a estimativa de D_e em quartzo é apresentado na Tabela 1.

Tabela 1 - Protocolo SAR empregado para calcular a dose equivalente das amostras coletadas. A proporção do sinal da D5 em relação ao sinal natural foi adotada como indicador de recuperação. A taxa de reciclagem é determinada pela relação entre os sinais das doses D1 e D6. A análise do sinal de D7 foi realizada após estimulação por infravermelho a 60°C. A relação entre os sinais das doses D6 e D7 é utilizada para avaliar a contaminação por feldspato.

Etapas	Procedimentos
1	Dose (D_i)
2	Preheat a 220 °C por 10s
3	Estimulação por LEDs azul a 125°C por 40s (L_i)
4	Dose teste (D_t)
5	Cut-heat até 160°C
6	Estimulação por LEDs azul a 125° por 40s (T_i)
7	Repetição dos passos 1-6 para série crescente de D_i $i = 0-7$, sendo D_0 = sinal natural $D_1 < D_2 < D_3 < D_4$; $D_5 = 0$ Gy; $D_6 = D_7 = D_1$

O teor de água foi calculado a partir da pesagem das amostras antes e depois da secagem a 60 °C durante 24 h. A espetrometria de raios gama foi realizada após o armazenamento das amostras durante pelo menos 21 dias para permitir o reequilíbrio do rádon. As taxas de dose foram calculadas utilizando os fatores de conversão de Guérin *et al.* (2011). As taxas de dose cósmica foram calculadas de acordo com Prescott e Hutton (1994), considerando a profundidade, elevação, latitude e longitude da amostra.

3.3.4 Análises complementares do Projeto FAPESP 2020/16446-1

Serão descritas, a seguir, análises que consideramos relevantes para o contexto da pesquisa, com base nos dados presentes nos relatórios de pesquisa e nos materiais produzidos pelos responsáveis das análises dentro do escopo do projeto, servindo para complementar as discussões propostas.

Parte dos resultados das análises desenvolvidas já foram publicadas (Batista; Furquim; Alves, 2022; Batista, 2024; Reis, Amanda Dias dos *et al.*,

2022), não sendo inéditas desta pesquisa. Estes resultados nos permitiram discutir a relação destes itens com os processos geomorfológicos observados nas bacias estudadas.

3.3.4.1 Grau de intemperismo

Para estimar o grau de intemperismo dos Vertissolos, foram utilizados índices derivados de análises químicas dos solos totais, obtidos através da Fluorescência de Raios X. Entre os índices aplicados para estimar quantitativamente o grau de intemperismo, foram considerados: índice químico de alteração, denominado CIA (*Chemical Index of Alteration*); índice de alteração do plagioclásio, intitulado PIA (*Plagioclase Index of Alteration*); e índice de variabilidade composicional, conhecido como ICV (*Index of Compositional Variability*).

O índice químico de alteração (CIA) é uma medida utilizada para avaliar o nível de intemperismo e o grau de desenvolvimento dos solos. Ele quantifica o intemperismo químico de rochas e solos com base na relação entre as concentrações de elementos químicos como Al, Ca, K e Na. A equação que permite calcular o CIA é dada por (8):

$$\text{CIA} = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} \cdot 100 \quad (6)$$

Na equação destacada acima, o óxido de alumínio (Al_2O_3) é utilizado como indicador de elementos residuais menos móveis durante o intemperismo químico, enquanto os óxidos de cálcio (CaO), sódio (Na_2O) e potássio (K_2O) representam elementos mais facilmente mobilizados por lixiviação.

De acordo com Nesbitt e Young (1982), os valores obtidos pelo CIA oscilam entre 0 a 100, sendo que valores abaixo de 50 são considerados baixos, indicando material pouco intemperizado. Enquanto valores superiores a 70 refletem condições de intemperismo moderado a forte, associadas à formação de minerais secundários (Nesbitt; Young, 1982)

Utilizado para monitorar, especificamente, o grau de alteração química do plagioclásio em relação a outros minerais, o PIA quantifica a proporção de

alumínio residual (Al_2O_3) em relação aos óxidos móveis de cálcio (CaO^*) e sódio (Na_2O), refletindo a intensidade do intemperismo químico (9).

$$PIA = 100 \cdot \frac{Al_2O_3 - K_2O}{Al_2O_3 + CaO + Na_2O - K_2O} \quad (7)$$

Ao subtrair o potássio (K_2O) da equação, o índice de alteração do plagioclásio analisa a transformação dos plagioclásios, que está entre os minerais mais abundantes da crosta terrestre, em minerais secundários, como caulinita e gibbsita, ao longo do processo de intemperismo. A escala dos índices é semelhante ao CIA. Valores elevados de PIA indicam intemperismo avançado, com remoção significativa de cálcio e sódio, enquanto valores baixos sugerem condições de alteração limitadas ou rochas frescas (Fedó; Wayne Nesbitt; Young, 1995).

Por fim, o índice de variabilidade composicional (ICV) quantifica a abundância de óxidos móveis, como Fe, Ca, Na e K em relação aos óxidos mais estáveis, como o alumínio (Al_2O_3). A equação que envolve o ICV é apresentada abaixo (10):

$$ICV = \frac{Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2}{Al_2O_3} \quad (8)$$

Esse índice reflete o grau de estabilidade química da amostra e é aquele que passaram por intemperismo químico intenso ou retrabalhamento. Valores maiores que 1, indicam materiais com baixa influência de intemperismo químico, enquanto valores menores que 1 refletem materiais mais alterados e quimicamente estáveis (Cox; Lowe; Cullers, 1995).

Ambos os índices consideram que, o avanço do intemperismo, leva cátions ligados por forças mais fracas a serem progressivamente removidos por lixiviação, resultando em uma concentração relativa de elementos menos móveis, como o alumínio (Al), especialmente devido à sua participação na formação de minerais secundários.

3.3.4.2 Micromorfológica

A análise micromorfológica ofereceu um entendimento importante sobre a contribuição dos processos pedogenéticos para a remobilização do quartzo e

a contribuição dos processos morfogenéticos para os materiais observados nas lâminas.

Esta caracterização micromorfológica foi conduzida em seções delgadas confeccionadas a partir de amostras indeformadas, impregnadas com resina. A descrição da fábrica dos solos, incluindo seus constituintes e organizações, foram realizadas dentro do escopo do Projeto FAPESP 2020/16446-1 e por Reis (em desenvolvimento). A apresentação e interpretação dos dados é apresentada no item 4.3. As descrições seguiram as recomendações metodológicas de Stoops (2004), Castro e Cooper (2019) e as interpretações propostas por Kovda e Mermut (2010).

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Nesta seção, serão apresentados e discutidos os principais resultados obtidos a partir da análise da área de estudo, em diferentes escalas espaciais e temporais. A análise proposta, possibilitará correlacionar os processos geomorfológicos e pedológicos observados na área de estudo, com ênfase na relação entre a evolução da Superfície Sertaneja e a formação de Vertissolos. A discussão abordará como as características geológicas, climáticas e sobretudo, morfológicas influenciam a distribuição desses solos, fornecendo contribuições relevantes para compreensão sobre a gênese e a cronologia dos Vertissolos no contexto do semiárido nordestino. Assim, os resultados permitirão uma compreensão mais profunda da interação entre formas e os solos do semiárido.

4.1 ANÁLISE REGIONAL DA PAISAGEM

O objetivo principal deste tópico é analisar a paisagem em escala regional, contextualizando o cenário geológico e geomorfológico da área de estudo, com o intuito de subsidiar o entendimento da compartimentação e distribuição dos solos semiáridos.

4.1.1 Contexto Geológico

A área de estudo está situada na Província Borborema (Almeida *et al.*, 1981), delimitada ao norte e a leste pelas bacias sedimentares costeiras, ao sul pelo Cráton do São Francisco e a oeste pela Bacia do Parnaíba (Arthaud *et al.*,

2008) (Figura 8). Este domínio geológico-estrutural constitui uma estrutura tectônica cuja configuração resultou da convergência entre os crátons Oeste Africano-São Luiz, Amazônico e São Francisco-Congo, durante a consolidação do Supercontinente Gondwana Ocidental (Santos *et al.*, 1984; Brito Neves; Cordani, 1991; Jardim de Sá, 1994; Trompette, 2020).

Em síntese, a Província Borborema está associada a eventos tectônicos, magmáticos e térmicos de diferentes idades, principalmente Paleoproterozoica e Neoproterozoica (Teixeira, 2015). Esse processo foi marcado pela geração de extensas zonas de cisalhamento com orientação predominantemente E-W e NE, formadas durante o ciclo Orogênico Brasiliano (650-550 Ma), responsável pela principal característica estrutural da província (Brito Neves; Santos; Van Schmus, 2000).

O arcabouço geológico é dominado por um embasamento gnáissico migmatítico, no qual o componente gnáissico predomina, variando de granítico a quartzo diorítico. Este embasamento é acompanhado por rochas metassedimentares, metaultramáficas, metagabros e anfibolitos (Santos *et al.*, 2023). O Ciclo Brasiliano é caracterizado por cinturões semi-contínuos de rochas supracrustais metamorfizadas, uma rede de zonas de cisalhamento transcorrentes e várias intrusões (Brito Neves, 2020).

A história evolutiva da Província Borborema é complexa, envolvendo distintas interpretações ao longo dos anos, com destaque para interpretações sobre a composição de maciços e sistemas de dobramentos formados durante a Orogenese Brasiliana (~0.6 Ga) no final do Neoproterozoico (Almeida; Hasui; Neves, 1976; Brito Neves, 1975). Outra interpretação existente seria a superposição orogenética, atribuída à aglutinação de terrenos alóctones de origens distintas, separados por grandes zonas de cisalhamento (Jardim de Sá *et al.*, 1992; Santos, 1996). Além da compreensão da evolução a partir da existência de faixas dobradas, em que sedimentos Neoproterozoicos depositados sobre um embasamento Arqueano a Paleoproterozoico, teriam disso deformados e metamorfizados durante a Orogenese Brasiliana (Neves, 2003).

Embora existam divergências na interpretação, alguns aspectos são consensuais sobre a evolução Pré-cambriana da Província Borborema (Oliveira,

2008), entre eles destacam-se: o embasamento essencialmente Paleoproterozoico, com núcleos Arqueanos localizados no Rio Grande do Norte (Dantas *et al.*, 2004) e no Ceará (Fetter *et al.*, 2000). Esses núcleos seriam resultado da colisão de massas continentais do Megacontinente Columbia, formado pela colisão dos continentes Ur, Ártico e Atlântida, este último seria parte da Província Borborema (Schobbenhaus; Brito Neves, 2003).

Ao longo do Paleo e início Meso-proterozoico, a região teria sido marcada por rifteamentos, formação de grábens, magmatismo e deposição de sedimentos na Zona Transversal e na Domínio (ou Faixa) Orós-Jaguaribe, cujas estruturas ainda persistiram na estrutura geológica regional (Sá; McReath; Leterrier, 1995; Sá *et al.*, 1997; Brito Neves, 1999). Em síntese, esses processos fragmentaram Atlântida em vários blocos continentais individuais (Brito Neves; Fuck; Pimentel, 2014).

Em torno de 1.45 a 0.97 Ga, no Mesoproterozoico, os segmentos continentais isolados pela fragmentação de Columbia se reuniram novamente formando um novo Megacontinente (Brito Neves, 1999; Brito Neves; Fuck; Pimentel, 2014). O resultado desses processos culminou na formação do Megacontinente Rodínia (Nance; Murphy, 2013).

No final do Meso e início de Neo-proterozoico, houve magmatismo e deposição de sedimentos, ocorridos na Zona Transversal, associados ao Evento Cariris Velhos, com formação de assoalho oceânico, subducção e desenvolvimento de arcos magmáticos que geraram processos colisionais e acrecionários (Brito Neves *et al.*, 1995). Embora haja controvérsias a respeito do processo que teria afetado a porção setentrional da província (Brito Neves; Santos; Van Schmus, 2000).

Em subsequência no Neoproterozoico, ocorreu rifteamentos com deposição de sedimentos e rochas vulcânicas, além de intrusão granitóides espacialmente associadas a zona de cisalhamento de escala crustal (Corsini *et al.*, 1991). Esses processos estão relacionados a fragmentação de Rodínia (Brito Neves; Fuck; Pimentel, 2014), gerando os novos blocos continentais definidos como Gondwana Oriental, Gondwana Ocidental e a Laurásia (Fetter *et al.*, 1997).

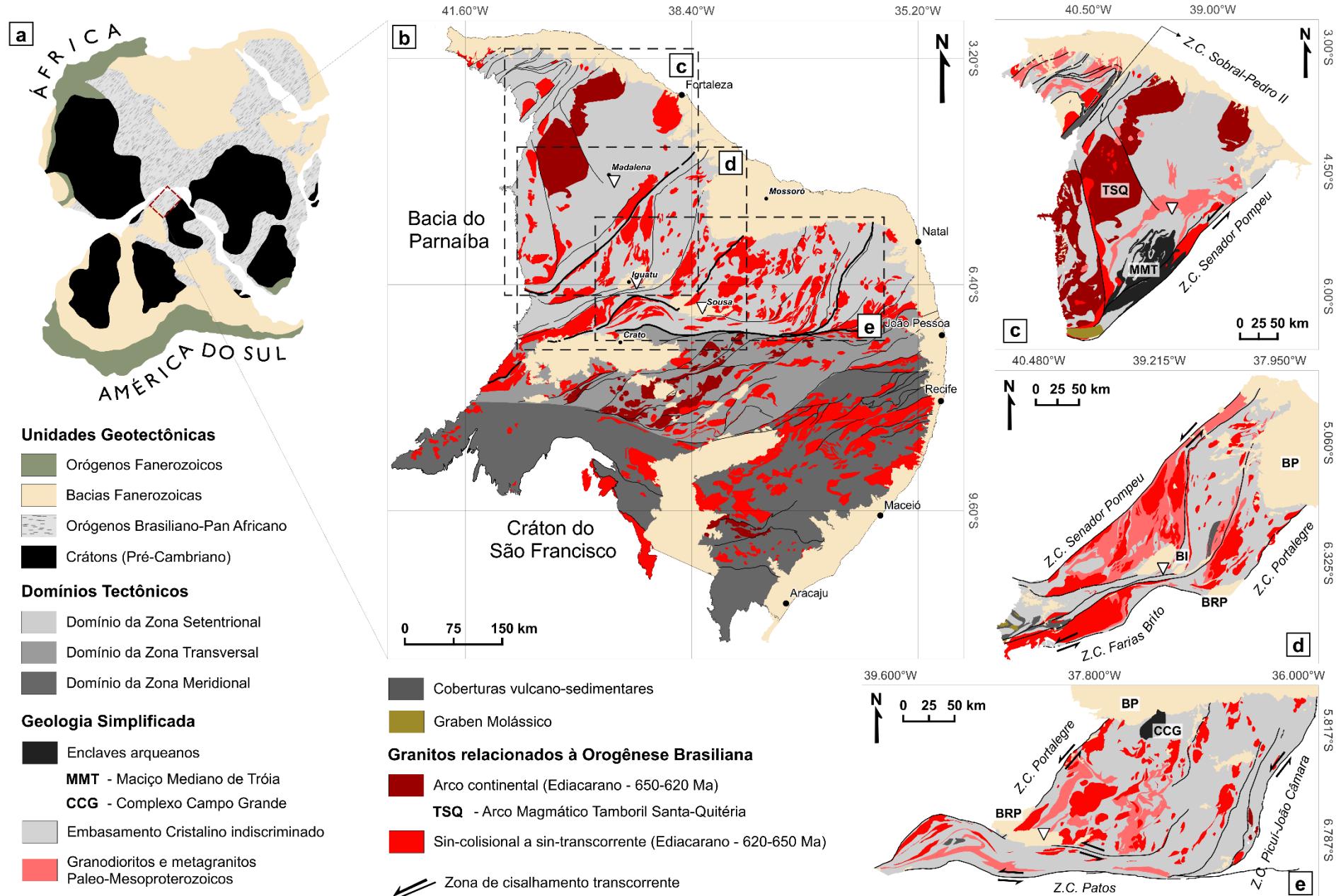


Figura 8 - Geologia simplificada do Nordeste Setentrional, com destaque para os Domínios Estruturais que compõem as áreas de pesquisa. **Fonte:** CPRM (2021)

Por volta de 600 Ma, marcando o final do Proterozoico e início do Paleozoico, as zonas de cisalhamento foram preenchidas por metamorfismo e deformação tangencial de metassedimentos, com desenvolvimento de grandes blocos de rochas deslocados, marcando a Orogênese Brasiliana (Caby; Arthaud, 1986; Schobbenhaus; Brito Neves, 2003). Segundo os autores, estariam relacionados à integração de diferentes estruturas geológicas, dando origem ao Supercontinente Gondwana. Essa orogênese gerou uma cadeia montanhosa, equivalente ao que hoje é o Himalaia, dentro da Província Borborema (Hasui, 2012; Claudino-Sales; Maia; Bastos, 2024).

No final do Meso e início de Neo-proterozoico, houve magmatismo e deposição de sedimentos, ocorridos na Zona Transversal, associados ao Evento Cariris Velhos, com formação de assoalho oceânico, subducção e desenvolvimento de arcos magmáticos que geraram processos colisionais e acrecionários (Brito Neves *et al.*, 1995). Embora haja controvérsias a respeito do processo que teria afetado a porção setentrional da província (Brito Neves; Santos; Van Schmus, 2000).

Em subsequência no Neoproterozoico, ocorreu rifteamentos com deposição de sedimentos e rochas vulcânicas, além de intrusão granitóides espacialmente associadas a zona de cisalhamento de escala crustal (Corsini *et al.*, 1991). Esses processos estão relacionados a fragmentação de Rodínia (Brito Neves; Fuck; Pimentel, 2014), gerando os novos blocos continentais definidos como Gondwana Oriental, Gondwana Ocidental e a Laurásia (Fetter *et al.*, 1997).

Por volta de 600 Ma, marcando o final do Proterozoico e início do Paleozoico, as zonas de cisalhamento foram preenchidas por metamorfismo e deformação tangencial de metassedimentos, com desenvolvimento de grandes blocos de rochas deslocados, marcando a Orogênese Brasiliana (Caby; Arthaud, 1986; Schobbenhaus; Brito Neves, 2003). Segundo os autores, estariam relacionados à integração de diferentes estruturas geológicas, dando origem ao Supercontinente Gondwana. Essa orogênese gerou uma cadeia montanhosa, equivalente ao que hoje é o Himalaia, dentro da Província Borborema (Hasui, 2012; Claudino-Sales; Maia; Bastos, 2024).

De acordo com Brito Neves *et al.* (2000), esse processo convergente foi responsável pelo surgimento das zonas de cisalhamento com *trend* geral E-W e

SW-NE. Posteriormente, ao longo do Cambriano/Ordoviciano, associados ao regime distensivo, houve a intrusão de granitos tardios e granitos tardio-brasiliões alojando-se nas zonas de cisalhamento transcorrente e em falhas de empurrão, como pode ser visualizado na Figura 8 (Hasui, 2012). Assim, a atual ocorrência superficial desses seria resultado dos processos tectônicos posteriores e da erosão, sendo bastante representativa no Nordeste Setentrional (Corrêa *et al.*, 2019; Claudino-Sales; Maia; Bastos, 2024).

Com a formação do Supercontinente Gondwana no Paleozoico, a Bacia do Parnaíba se instalou devido aos colapsos tectônicos e espessamento crustal, em uma depressão intracratônica. Esse processo expandiu sua área de sedimentação sobre a província em riftes e bacias de antepaís, formando uma extensa bacia sedimentar, preenchida por sedimentos marinhos e terrígenos provenientes da erosão dos remanescentes da Cadeia Brasiliiana (Oliveira; Mohriak, 2003; Hasui, 2012).

O Supercontinente Gondwana permaneceu relativamente estável tectonicamente por volta de 400 Ma (Brito Neves, 1999; Schobbenhaus; Brito Neves, 2003). Dessa forma, foi possível a formação de uma extensa superfície aplainada nos terrenos cobertos pelos materiais da Bacia do Parnaíba (Claudino-Sales; Maia; Bastos, 2024). No final do Paleozoico, finalizou a formação do Megacontinente Pangeia (Szatmari *et al.*, 1987). Devido a sua localização central em Gondwana, a Província Borborema não passou por significativa orogenia durante o processo de convergência dos blocos continentais (Claudino-Sales; Maia; Bastos, 2024).

Durante o Mesozoico, houve a separação do Supercontinente Pangeia, resultando na formação da margem continental e das bacias interiores e marginais (Matos, 1992). Essa fragmentação de Pangeia ocorreu em estágios a partir do Permo-Triássico (~260 a 240 Ma), tendo a separação da América do Sul e África retardada pela litosfera espessa, resultado de longa união de Gondwana no Paleozoico (Szatmari *et al.*, 1987).

Os estágios de fragmentação de Pangeia que afetaram área, tiverem início com a separação da América do Norte e América do Sul (Marinho; Mascle, 1987). No Neocomiano/Barremiano ocorreu o início da abertura do Atlântico Sul,

ao passo que, mais tarde, no Aptiano/Albiano começou a abertura do Atlântico Equatorial (Asmus; Porto, 1972).

Em decorrência desse processo do Atlântico Equatorial no Aptiano, uma série de riftes intracontinentais se abriu nesse segmento territorial, formando um eixo estrutural conhecido como Eixo Cariri-Potiguar ou Gráben da Bacia Potiguar, com *trend* SE-NE (Matos; Mohriak, 2000; Valença; Neumann; Mabesoone, 2003). Nesse contexto de abertura do Oceano Atlântico, também ocorreu reativações das zonas de cisalhamento geradas pela Orogênese Brasiliiana (Matos, 1987, 1992; Szatmari *et al.*, 1987), que podem ter auxiliado na exposição de granitóides brasileiros (Santos *et al.*, 1984; Claudino-Sales; Maia; Bastos, 2024).

A separação e individualização da América do Sul levou à uma reorientação dos esforços tectônicos que inicialmente promoveu a formação de *riftes*. No entanto, a interrupção desse processo levou ao desenvolvimento de falhas normais, que por sua vez criaram grábens e semi-grábens (Carvalho; Melo, 2012). Essas estruturas foram posteriormente preenchidas por sedimentos cretáceos, configurando bacias como as do Araripe, Apodi, Rio do Peixe, Iguatu, Cedro, entre outras (Assine, 1994; Carvalho; Leonardi, 1992; Carvalho; Melo, 2012).

Desde o Albiano, a América do Sul se desloca para Oeste (Szatmari *et al.*, 1987). Os processos de separação foram finalizados, em torno de 100 Ma, através de falhas transcorrentes (Claudino-Sales; Peulvast, 2007). Entrando no Cenozoico, dois eventos geológicos importantes marcaram a região: o Vulcanismo Macau (Souza *et al.*, 2004), marcado pela presença de bentonita (Bertolino *et al.*, 2010), e o soerguimento do Planalto da Borborema (Corrêa *et al.*, 2010). Além disso, houve deposição sedimentar terrígena (Vilas Bôas; Sampaio; Pereira, 2001; Gomes Neto; Morales; Hamelak, 2012), e de influência das flutuações marinhas (Rossetti; Góes; Truckenbrodt, 1990; Arai, 2006), que levaram a deposição da Formação Barreiras no Mioceno.

Devido à ampla extensão e complexidade da evolução da Província Borborema, como discutido acima, há diferentes propostas de compartimentação (e.g. Santos; Brito Neves, 1984; Jardim de Sá, 1994; Ferreira

et al., 1997; Hasui, 2012), no entanto, a maioria das pesquisas reconhece a existência de cinco grandes domínios tectônicos (Oliveira, 2008).

Neste trabalho utilizaremos a compartimentação em subprovíncias: Setentrional, Transversal e Meridional (Brito Neves; Santos; Van Schmus, 2000; Van Schmus *et al.*, 1995). Associada à compartimentação em domínios tectônicos, que abarca: o Domínio Médio Coreaú, localizado na porção noroeste; o Domínio Cearense, situado na parte oeste; e o Domínio Rio Grande do Norte, posicionado mais a leste – juntos, esses três formam o setor setentrional da província. Além deles, há o Domínio da Zona Transversal ou Central, que abrange o setor central, e o Domínio Sul ou Externo, que se localiza na porção meridional da região (Medeiros, 2000).

Neste estudo, as áreas investigadas estão localizadas no contexto do Setor Setentrional, delimitada ao sul pela Zona de Cisalhamento de Patos e a oeste pela Bacia do Parnaíba. Trataremos de discuti-las na sequência.

4.1.1.1 Domínio Cearense (Ceará Central)

Situado no Setor Setentrional, o Domínio Cearense é o bloco tectônico mais expressivo em área da porção norte da Província Borborema. Compreende a área situada entre as Zonas de Cisalhamento Sobral Pedro II (Lineamento Transbrasiliano) e Senador Pompeu, e é limitado a oeste pela Bacia do Parnaíba.

O Domínio Cearense (ou Ceará Central) pode ser subdividido em seis unidades principais. A primeira unidade corresponde ao Complexo Cruzeta (Arqueano), composto por granitoides como gnaisses granodioríticos, tonalíticos e graníticos, além de anfibolitos e metassedimentos, representando o Núcleo Arqueano (Costa *et al.*, 2015).

No Paleoproterozoico (Ciclo Transamazônico), destacou-se a formação de gnaisses tonalíticos, granodioríticos, anfibolitos e charnockitos do Complexo Granulítico Granja, submetido a metamorfismo durante o Evento Brasiliano, e o Complexo Algodões, que inclui paragnaisses, anfibolitos e metabasaltos, que circundam o Complexo Cruzetas (Hasui, 2012). Essa unidade é definida como Embasamento Gnáissico Juvenil Paleoproterozoico por Arthaud (2007).

No pós-Transamazônico, ainda no Paleoproterozoico, surge o Complexo Saquinho, composto por vulcanoclásticos, calcários e arenitos ferruginosos

(Santos *et al.*, 2008). Associadas a Unidade Eclogítica, temos rochas de alto grau de metamorfismo do Mesoproterozoico. Chegando no Neoproterozoico, destacam-se as unidades metavulcanossedimentares dos grupos Martinópole e Ceará, acompanhadas por diversos granitoides sin- e pós-tectônicos, como a Suíte Tamboril-Santa Quitéria (Fetter *et al.*, 2003). No Cambriano-Ordoviciano ocorreu a formação da Suíte Meruoca, com granitos e sienitos alcalinos a subalcalinos, além de unidades vulcanosedimentares como o Grupo Jaibaras, caracterizado por formações de conglomerados, basaltos e arenitos arcoseanos (Hasui, 2012).

A área de maior relevância para essa pesquisa, situa-se nas unidades do Núcleo Arqueano e do Embasamento Gnáissico Juvenil Paleoproterozoico composta pelo Complexo Cruzeta e Algodões, juntamente com corpos intrusivos Paleoproterozoicos, principalmente dioritos e gabros, como as suítes Cedro e Madalena (Moura, 2018).

De acordo com Arthaud (2007) e Delgado *et al.* (2003), o Complexo Cruzeta é subdividido nas Unidades Tróia, Pedra Branca e Mombaça, correspondendo ao Maciço Mediano de Tróia (Brito Neves, 1975). Essas unidades se formaram por volta de 3 Ga (Silva *et al.*, 2002) e, posteriormente, foram afetadas pelo Evento Brasiliano, que induziu metamorfismo de médio a alto grau, migmatização e intensa deformação. Esse processo resultou em empilhamento de *nappes* e na formação de zonas de cisalhamento transcorrente com orientação predominantemente NE, além de algumas falhas sob orientação NW (Hasui, 2012).

A litologia do Complexo Cruzeta é composta por ortognaisses de cor cinza, parcialmente migmatíticos, de composições quartzo-dioríticas, tonalíticas, granodioríticas e raramente graníticas, com lentes de anfibolitos e de rochas metaultramáficas (Pinéo; Palheta, 2021).

Segundo Martins *et al.* (2009) o Complexo Algodões (ou Unidade Algodões) é formado por pacote metassedimentar contendo metamafitos e ultramafitos de 2.3 Ga, possivelmente associados aos basaltos de platôs e dorsais oceânicas ou de bacias de retroarco. Esse contexto sugere um período de abertura oceânica seguido por fechamento e colisão, caracterizado por metamorfismo de médio grau e intensa deformação. Tal deformação gerou

zonas de cisalhamento de empurrao que delimitam e caracterizam a unidade como alóctone, acompanhada por intrusão granitoide de arco continental (Hasui, 2012). Dessa forma, o Complexo Algodões pode representar a cobertura Paleoproterozoica do Complexo Cruzeta ou uma unidade alóctone associada à tectônica brasiliiana (Parente; Almeida; Arthaud, 2008).

Em termos litológicos, o Complexo Algodões é formado por paragnaisse, metagrauvacas, quartzitos, metachertes, formações ferríferas, anfibolitos (metabasaltos) e metavulcânicas intermediárias (Costa; Palheta, 2017).

4.1.1.2 Domínios Orós-Jaguaribe e Rio Piranhas-Seridó e as Bacias Sedimentares Intracratônicas do Rio do Peixe e Iguatu

Os Domínios Orós-Jaguaribe e Rio Piranhas-Seridó são partes componentes do Setor Setentrional (Arthaud *et al.*, 2008), sendo para alguns autores representativos do Domínio Rio Grande do Norte (Parente; Almeida; Arthaud, 2008). O Domínio Orós-Jaguaribe está situado entre a zona de cisalhamento Senador Pompeu a oeste e Portalegre a leste. Enquanto que o Domínio Rio Piranhas-Seridó está delimitada a leste pela falha de Portoalegre e a oeste pelo lineamento João Câmara. Ambos estão limitados a sul pelo lineamento Patos e a norte pelas coberturas sedimentares Meso-cenozoicas.

Esses domínios estruturais formam o embasamento, que foi posteriormente coberto por sedimentos do Juro-Cretáceo ao longo dos lineamentos de Portalegre (NE-SW) e Patos (E-W) (Carvalho; Leonardi, 1992). Devido à maior relevância dos processos subsequentes para a compreensão e reconstrução desses terrenos Proterozoicos, não focaremos em uma reconstrução evolutiva de seus materiais constituintes. Em vez disso, daremos ênfase aos processos que levaram à formação das bacias intracratônicas.

As bacias que compõe o interior do Nordeste Setentrional resultam de processos decorrentes da separação da América do Sul com a África, representando testemunhos do episódio de abertura do Oceano Atlântico (Mabesoone, 1994; Carvalho; Melo, 2012). A formação e o desenvolvimento dessas bacias foram controlados pela reativação de falhas que afetaram o embasamento pré-cambriano, seguindo predominante orientação SW-NE (Valença; Neumann; Mabesoone, 2003), sendo configuradas como pequenos

riftes individualizadas como pequenos lagos tectônicos que capturavam a rede de drenagem (Carvalho; Melo, 2012).

Embora diversas propostas sobre a evolução e estruturação dessas bacias tenham sido apresentadas (Rabinowitz; LaBrecque, 1979; Françolin, 1992; Matos, 1992), adotaremos o modelo proposto por Valença, Neumann e Mabesoone (2003). Esse modelo divide a formação das bacias em quatro estágios principais, vinculados à existência de uma planície estrutural com orientação SW-NE, denominado gráben Pendência da bacia Potiguar, similar ao *trend Cariri-Potiguar*, proposto por Matos (1992).

A evolução tectônica e sedimentar das bacias intracratônicas do Nordeste brasileiro, a exemplo das bacias do Rio do Peixe e do Iguatu, ocorreu entre o Jurássico Médio e o Cretáceo Médio, estando bem documentada no registro sedimentar da depressão Araripe-Potiguar (Ponte; Ponte Filho, 1996). Os principais estágios identificados são: (a) estágio pré-rifte; (b) estágio sin-rifte; (c) estágio de transição erosional, e (d) estágio pós-rifte (Valença; Neumann; Mabesoone, 2003), conforme sintetizamos na Tabela 2.

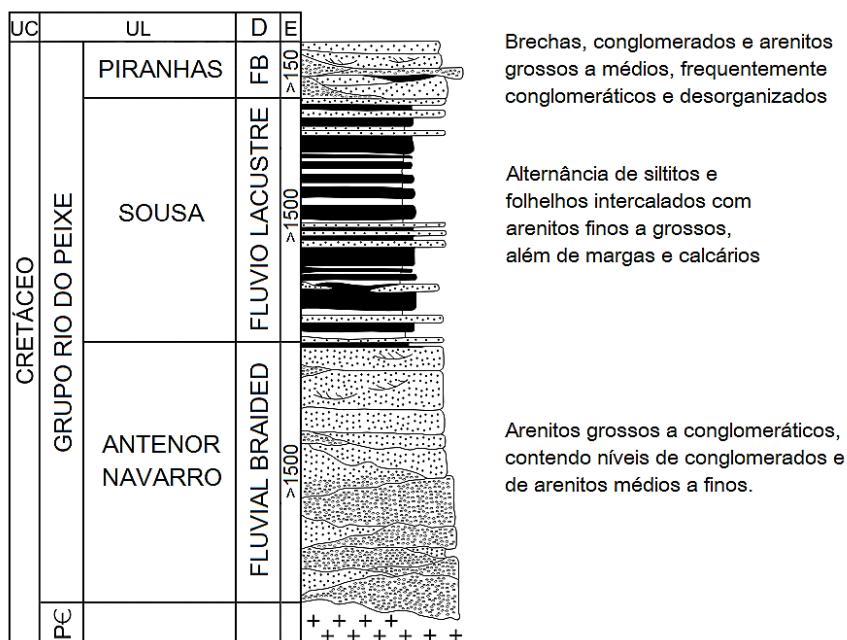
A partir do final da fase de sedimentação Albiano-Cenomaniana, a região passou a ser marcada por processos tectônicos significativos, caracterizados principalmente por soerguimento e erosão (Valença; Neumann; Mabesoone, 2003). Este soerguimento é atribuído à reativação da Província Borborema, que iniciou um novo ciclo de deformação crustal e alteração morfológica na área, resultando na alteração das características topográficas atuais das bacias sedimentares interiores (Peulvast *et al.*, 2008).

Embora apresentem semelhanças litofaciológicas significativas, as Bacias do Rio do Peixe e Iguatu possuem uma evolução tectonossedimentar distinta (Carvalho; Melo, 2012). Portanto, abordaremos as bacias de forma separada. A Bacia do Rio do Peixe limita-se à noroeste pelo Domínio Jaguaribeano, formado por sequências metavulcanossedimentares, com ortognaisses (Parente; Arthaud, 1995), e à sudeste pelo Domínio Rio Piranhas-Seridó, predominantemente composto por xistos, quartzitos, gnaisses e mármore (Jardim de Sá; Salim, 1980). Estes domínios estão separados pela Zona de Cisalhamento Portalegre, ocorrendo também, em suas adjacências, corpos granitoides brasileiros (Lourenço, 2020; Palheta; Gomes; Rocha, 2019).

Tabela 2 – Síntese dos processos que originaram as bacias sedimentares Rio do Peixe e Iguatu, com indicação dos principais eventos e respectiva cronologia, considerando os estudos realizados na área (Valença; Neumann; Mabesoone, 2003).

Estágio Tectono Sedimentar	Período Geológico	Intervalo (Ma)	Principais Eventos									
a) Pré-rifte	Caloviano-Kimmeridgiano	166 - 152	<p>Início da subsidência regional, com reativação de falhas Pré-cambrianas</p> <p>Formação das Depressões Afro-brasileiras e Araripe-Potiguar</p> <p>Deposição de conglomerados polimíticos imaturos e arenitos conglomeráticos (Formação Mauriti, Bacia do Araripe), em zonas de leques aluviais.</p> <p>Presença de paleocorrentes com orientação N-NW e indícios de retrabalhamento eólico</p>									
b) Rifte	Tithoniano	152 - 144	<p>Diminuição da intensidade tectônica associada as falhas Pré-cambrianas</p> <p>Continuação da subsidência e deposição de sedimentos em ambientes lacustres (Formação Brejo Santo, Bacia do Araripe), representados por xistos, argilitos, siltitos e intercalações de arenitos</p>									
c) Erosional (Transicional)	Berriasiano-Barremiano	145 - 125	<p>Intensa atividade tectônica, com falhamentos acentuados, resultando na abertura do <i>rifte</i> do Atlântico Sul</p> <p>Nas bacias Araripe-Potiguar a reativação tectônica continuou com intensa atividade ao norte do lineamento Patos, onde se desenvolveram as bacias sedimentares do Iguatu e Rio do Peixe</p> <p>Mudança no ambiente deposicional lacustre para fluvial (Formação Missão Velha), com intercalações de arenitos argilosos, siltitos e folhelhos, depositados em sistemas de rios entrelaçados e meandrantes</p> <p>A Formação Abaiara na Bacia do Araripe registra a fase principal do <i>rifte</i>, com deposição de arenitos argilosos finos e médios e uma fauna fossilífera rica em coprólitos, algas, ostracodes e peixes</p> <p>Na bacia do Rio do Peixe, a Formação Sousa foi depositada em ambiente lacustre, indicando mudanças na dinâmica deposicional</p> <p>Nas bacias de Iguatu e Lavras de Mangabeira, as faunas fósseis consistem em ostracodes não-marinhos, conchostráceos, restos de peixes e pólen</p> <p>Fósseis de troncos silicificados da conífera <i>Dadoxylon benderi</i>, indicando florestas densas em planícies fluviais</p> <p>A Formação Pendência, no Gráben da Bacia Potiguar, registra uma sequência similar, ainda pouco detalhado</p>									
d) Pós-Rifte (Deriva continental)	Barremiano-Albiano	129 - 100	<p>Início de um período de erosão nas bacias da Depressão Araripe-Potiguar, resultante da mudança da atividade de <i>rifte</i> do Atlântico Sul para o Atlântico Equatorial</p> <p>Importante discordância erosiva registrada na Bacia do Araripe</p> <p>Interrupção da sedimentação ao norte do lineamento de Patos</p> <p>Subsidência flexural térmica-mecânica na Depressão Araripe-Potiguar</p> <p>A transgressão marinha atingiu a área, com registros sedimentares marinhos na Depressão Intracratônica, subdividida em três fases:</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th>Transgressão</th> <th>Inundação</th> <th>Ressassão</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Deposição de arenitos grossos na Formação Rio Batateira, seguida de xistos betuminosos fossilíferos representando um sistema deposicional lacustre</td> <td>Formação Crato composta por calcários micríticos laminados e xistos, registrando um ambiente lacustre com forte sazonalidade</td> <td>Formação Romualdo composta por margas e calcários contendo fósseis de peixes, répteis, pterossauros, além de moluscos marinhos, indicando uma fase final de transgressão-ressassão</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Diversidade de fauna e flora fossilíferas, incluindo insetos, ostracodes, peixes e fragmentos vegetais</td> <td>O ciclo deposicional termina com a deposição de arenitos fluviais da Formação Exú</td> </tr> </tbody> </table>	Transgressão	Inundação	Ressassão	Deposição de arenitos grossos na Formação Rio Batateira, seguida de xistos betuminosos fossilíferos representando um sistema deposicional lacustre	Formação Crato composta por calcários micríticos laminados e xistos, registrando um ambiente lacustre com forte sazonalidade	Formação Romualdo composta por margas e calcários contendo fósseis de peixes, répteis, pterossauros, além de moluscos marinhos, indicando uma fase final de transgressão-ressassão		Diversidade de fauna e flora fossilíferas, incluindo insetos, ostracodes, peixes e fragmentos vegetais	O ciclo deposicional termina com a deposição de arenitos fluviais da Formação Exú
Transgressão	Inundação	Ressassão										
Deposição de arenitos grossos na Formação Rio Batateira, seguida de xistos betuminosos fossilíferos representando um sistema deposicional lacustre	Formação Crato composta por calcários micríticos laminados e xistos, registrando um ambiente lacustre com forte sazonalidade	Formação Romualdo composta por margas e calcários contendo fósseis de peixes, répteis, pterossauros, além de moluscos marinhos, indicando uma fase final de transgressão-ressassão										
	Diversidade de fauna e flora fossilíferas, incluindo insetos, ostracodes, peixes e fragmentos vegetais	O ciclo deposicional termina com a deposição de arenitos fluviais da Formação Exú										

Essa bacia é estruturada em semi-grábens, sendo compartimentadas em bordas falhadas, margens flexurais, rampas direcionais e depocentros, além de áreas elevadas e rampas de revezamento (Lourenço, 2020). Em termos estratigráficos, esta bacia sedimentar é composta pelo Grupo Rio do Peixe, composta pelas formações Antenor Navarro, Sousa e Rio Piranhas de idade eocretácea (Figura 9), descritas a seguir.



Fonte: Beurlen *et al.* (1994), com modificações.

UC - Unidade Cronológica UL - Unidade Litoestratigráfica D - Sistema de Deposição E - Espessura



Arenitos



Conglomerados e arenito grosso



Siltitos e folhelhos



Rochas pré-cambrianas

Figura 9 - Coluna estratigráfica do Grupo Rio do Peixe. **Fonte:** Adaptado de Beurlen *et al.* (1994)

Assentada acima do embasamento, a Formação Antenor Navarro marca o início deposicional da bacia do Rio do Peixe, sendo composta por arenitos grossos a conglomeráticos (Santos; Ferreira; Silva Jr., 2002). Formados por sistemas de leques aluviais coalescentes, que evoluíram para fluviais entrelaçados, relacionados às margens flexurais e rampas direcionais dos semi-grábens (Lourenço, 2020). Com a posterior alteração de deposição em águas calmas, relacionados ao ambiente lacustre raso com influência fluvial (Vasconcelos, 1980), ocorre o preenchimento da bacia por siltitos e folhelhos

vermelhos amarronzados, intercalados com arenitos finos a grossos, além de margas e calcários da Formação Sousa (Medeiros, 2008). Esta formação é a unidade de maior distribuição geográfica na Bacia do Rio do Peixe.

Retornando as condições do sistema de leques aluviais e fluviais entrelaçados, como resposta ao soerguimento relativo do embasamento, ocorre a deposição da Formação Rio Piranhas (Carvalho; Leonardi, 1992). Esta formação é composta por brechas, conglomerados e arenitos grossos a médios, frequentemente conglomeráticos e desorganizados (Lourenço, 2020). Conforme Srivastava e Carvalho (2002), esta formação indica uma fase de reativação dos falhamentos ao término do período de calmaria tectônica que originou os depósitos da Formação Sousa.

Conceitualmente, as unidades do Grupo Iguatu se referem a um conjunto de bacias sedimentares, com destaque para as bacias de Iguatu, Lima Campos, Malhada Vermelha e Lavras da Mangabeira (Vasconcelos; Gomes, 1998). As bacias do Grupo Iguatu, estão limitadas pelas sequências metavulcanossedimentares do Domínio Jaguaribeano, orientadas na borda sudoeste pela zona de falhas Aiuaba-Orós, enquanto, na borda noroeste não foram verificadas falhas importantes.

Em termos estruturais, esses pacotes sedimentares pertencem a um grupo de pequenas bacias, definidas como *pull-aparts*, que englobam uma variedade de bacias rasas e assimétricas de semi-grábens, normalmente seguindo as zonas de cisalhamento de tendência NE-SW (Matos, 1992).

De acordo com Ghignone *et al.* (1986), o Grupo Iguatu é composto pela compartimentação dos depósitos em três unidades distintas, definidas como (Figura 10): inferior, médio e superior. As características de cada unidade são representativas de suas distintas condições deposicionais.

Disposta sobre o embasamento, a Unidade Inferior é composta por arenitos médios a grossos com ocorrências de níveis conglomeráticos. Em sua porção superior, há a presença de níveis subordinados de siltitos, folhelhos e margas, com intercalações de camadas de rocha básica nas partes basais (Vasconcelos; Gomes, 1998). Esses sedimentos estão associados ambientes

deposicionais aluviais, fluviais e lacustres, entre leques aluviais distais e sistemas fluviais entrelaçados (Srivastava, 1990).

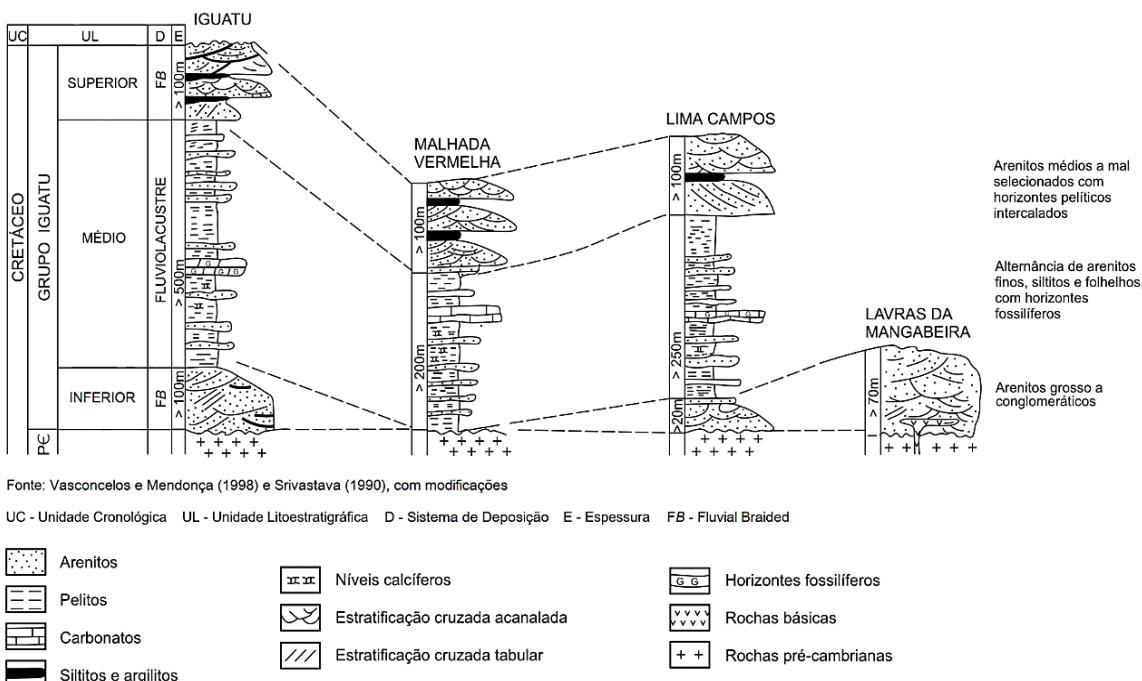


Figura 10 - Coluna estratigráfica do Grupo Iguatu. **Fonte:** Adaptado de Vasconcelos; Mendonça (1998) e Srivastava (1990)

Sendo representativa da alteração dos ambientes deposicionais em sistema fluviolacustre, com distintas fácies deposicionais, a Unidade Média consiste em siltitos argilosos e argilitos avermelhados com cimento calcífero, folhelhos, margas, calcarenitos e calcários (Carvalho; Melo, 2012; Pinéo; Palheta, 2021).

Na porção superior das bacias, a Unidade Superior é composta por arenitos finos, enquanto na base, essa unidade transita para fácies mais grossas e conglomeráticos, com camadas intercaladas de siltitos e folhelhos (Vasconcelos; Gomes, 1998). Esta unidade representa o retorno das condições iniciais de deposição dessas bacias, representativas pelos sistemas em leques aluviais, fluvial *braided* e de planície de inundação (Srivastava, 1990).

4.1.2 Caracterização Geomorfológica

O contexto geológico do Nordeste Setentrional Brasileiro é um fator crucial para a esculturação destas paisagens. Tais processos consolidaram cinturões de rochas metamorfizadas e blocos graníticos, sobre os quais os processos

erosivos, intempéricos e deposicionais atuaram diferentemente ao longo do tempo (Bastos; Cordeiro, 2021). A partir desse contexto, torna-se possível compreender as características geomorfológicas da região, onde as estruturas herdadas influenciam diretamente a compartimentação do relevo, destacando-se as variações de resistência litológica e os processos tectônicos pré e pós-rifte como fatores condicionantes das formas observadas.

De acordo com Corrêa *et al.* (2019), a área de estudo abriga quatro conjuntos morfológicos regionais subordinados ao contexto geotectônico e litoestratigráficos, definidos como: planaltos e depressões em faixas de dobramento e intrusões neoproterozóicas; planaltos e depressões em bacias fanerozóicas; piemontes em orógenos proterozóicos, suítes magmáticas, faixas de dobramento e bacias marginais em rifte; e formas de acumulação fluvial e eólica.

Esses conjuntos morfológicos estão subordinados aos processos denudacionais cenozoicos, que diferenciaram as formas e produziram um complexo mosaico geomorfológico (Ross, 2016; Ross *et al.*, 2019). Esse mosaico expressa, na superfície, os condicionantes estruturais que moldam a morfologia atual da Província Borborema (Maia; Bezerra, 2014).

Dada essa complexa interação de processos tectônicos e climáticos na configuração dos conjuntos morfológicos, recorre-se à proposta de Fernandes da Costa *et al.* (2020), que sugere uma análise dos processos modeladores ocorrendo de forma concomitante e com diferentes intensidades ao longo do Cenozoico, refletindo-se na diversidade de formas observadas, apresentadas a seguir.

O conjunto dos planaltos e depressões em faixas de dobramento e intrusões neoproterozóicas compreende terras altas e rebaixadas do Nordeste Setentrional. Os planaltos são estruturados por suítes intrusivas e complexos metamórficos, associados às zonas de cisalhamento neoproterozóicas, favorecendo a presença de amplos planaltos cristalinos e maciços estruturais isolados. As depressões, por sua vez, consistem em rampas rochosas e patamares dissecados que acompanham as principais drenagens (Corrêa *et al.*, 2019).

As formas pertencentes a esse conjunto são predominantemente derivadas de processos denudacionais (Souza, 1988; Fernandes da Costa *et al.*, 2020). Destacam-se o Maciço da Borborema, as Superfícies Sertanejas 1 e 2, os Maciços Cristalinos e os Pequenos Platôs em Maciços (Figura 11).

O Maciço da Borborema caracteriza-se como um grande domo de rochas cristalinas, apresentando uma topografia irregular e condições semiáridas que apresentam uma diversidade pluviométrica relevante, como a região do Cariri Paraibano, a mais seca dentro do semiárido (Nascimento; Alves, 2008). Os limites do maciço com as unidades adjacentes são marcados por acentuadas quebras topográficas na forma de escarpas, que, em alguns trechos, como no Pico do Jabre, podem ultrapassar os 1.000 metros de altitude. Nesse contexto, a orografia propicia condições de temperatura mais amenas e de maior umidade, podendo ocorrer ecossistemas florestais (Araújo Filho *et al.*, 2023; Corrêa *et al.*, 2024). A Borborema é delimitada à leste pela fachada oriental do Nordeste Setentrional, sendo delimitada ao sul e à oeste pela Superfície Sertaneja (Radam, 1983).

Sua gênese está inicialmente ligada ao reajuste das formas de relevo regionais resultante da formação de um novo nível de base, após a abertura do Oceano Atlântico Sul, no Cretáceo. Posteriormente, esse processo foi reativado por movimentos epirogenéticos, condicionados pela tectônica e ajustes isostáticos ao longo do Cenozoico, além do magmatismo intraplaca ocorrido no Mioceno, que contribuiu para o soerguimento regional com fluxos basálticos em setores específicos da Borborema (Corrêa *et al.*, 2010; Oliveira *et al.*, 2023).

Apesar da grande diversidade de formas do Maciço da Borborema, destacam-se algumas de suas características principais. Na porção ocidental, o clima semiárido modelou um relevo escarpado típico de paisagens graníticas, com cristas residuais e inselbergs destacados (Fènelon, 1958; Maia; Nascimento, 2018).

Em sua porção central, apresenta morfologias planas a suavemente onduladas, com pequenas inclinações à leste, onde o clima semiárido severo expõe granitos, gnaisses e migmatitos (Radam, 1983; Corrêa *et al.*, 2010). Já na porção oriental, encontra-se o Piemonte da Borborema (Corrêa *et al.*, 2024), uma área de transição sem ruptura de declividade nítida para a zona costeira, onde a

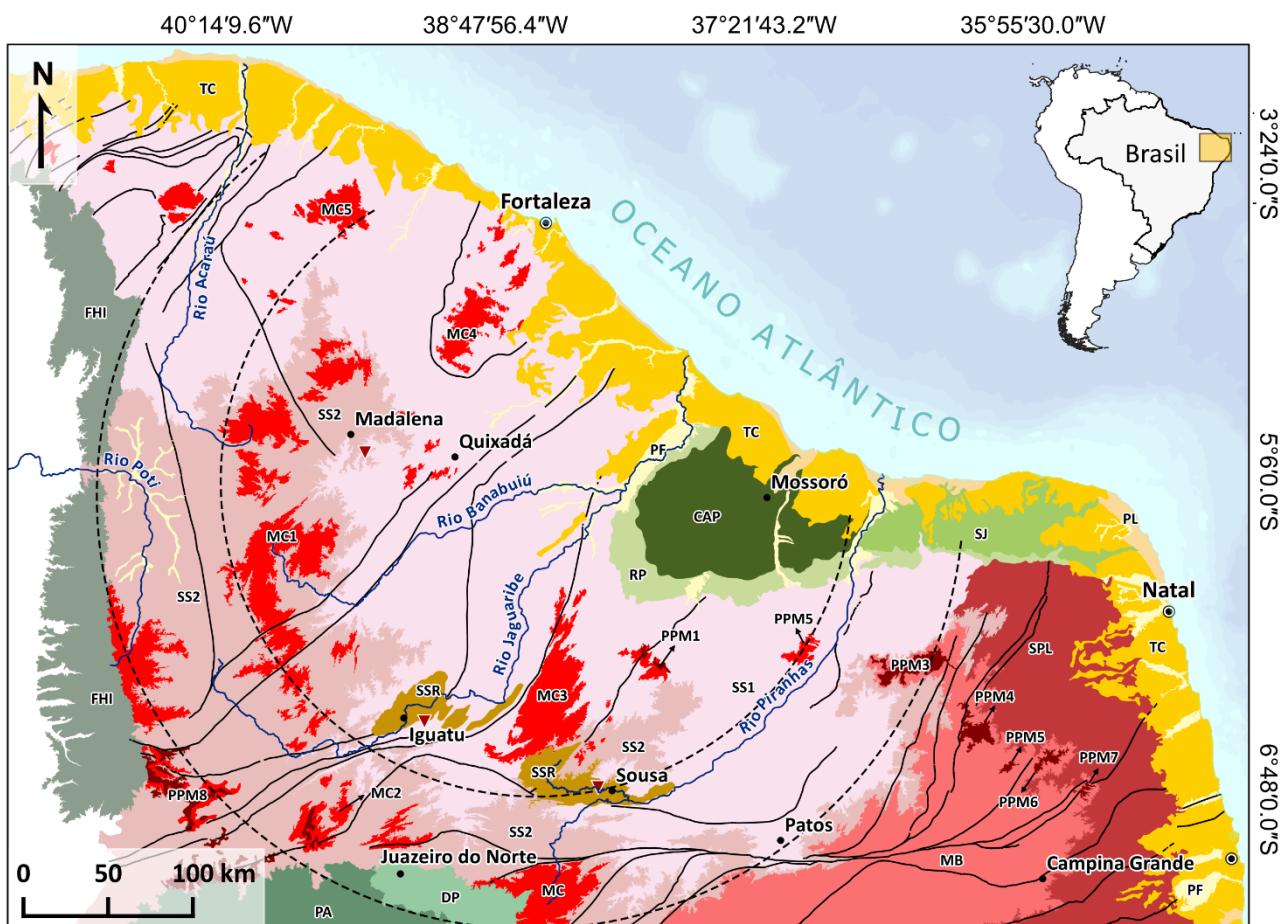
baixa amplitude topográfica é combinada a condições climáticas úmidas, apresentando maior dissecação.

As Superfícies Sertanejas 1 e 2 representam as áreas cujos processos de aplainamento são dominantes e desenvolvidos sobre rochas pré-cambrianas, embora a segunda apresente remanescentes de coberturas sedimentares. A diferença principal entre ambas é representada pelas diferenças de elevação, gradiente topográfico e grau de dissecação (Fernandes da Costa *et al.*, 2020). Essas duas superfícies compõem o denominado anfiteatro de erosão, cuja principal característica é o recuo da principal escarpa de rifte formada durante a ruptura da Pangeia (Peulvast; Claudino Sales, 2004).

A Superfície Sertaneja 1 (SS1) equivale a Depressão Interplanáltica proposta por Ab'Sáber (1969), que foi rediscutida e redelimitada por Corrêa *et al.* (2019). Essa superfície se destaca por elevações que variam entre 50 e 250 metros, onde predomina um nível de aplainamento bem-marcado. A topografia é majoritariamente plana à levemente ondulada, pontuada por inselbergs e caracterizada por uma transição gradual em direção aos depósitos sedimentares costeiros. Sua delimitação no interior é definida pela Superfície Sertaneja 2 (SS2), pelos Maciços Cristalinos e pelo Maciço da Borborema (Claudino-Sales; Maia; Bastos, 2024).

Também definida como Planalto Sertanejo, a SS2 apresenta uma variação altimétrica que varia de 250 a 400 metros, localizada no interior do continente. Este setor possui um relevo proeminentemente dissecado, com áreas que exibem sequências de cristas e vales, além de conjuntos de morros convexos e interflúvios proeminentes, situados acima dos níveis de base regionais, definidos pela superfície pediplanada que precede essa região (Souza, 1988).

As superfícies citadas apresentam uma litologia complexa e são frequentemente classificadas como Depressão Sertaneja, neste trabalho optamos pela denominação de Superfície Sertaneja. Nesse contexto, o metamorfismo associado às zonas de cisalhamento influencia os processos de erosão diferencial entre as áreas aplainadas e os maciços cristalinos (Claudino-Sales; Maia; Bastos, 2024).



Formas Agradacionais

PL	Planície Litorânea
PF	Planícies Fluviais
TC	Tabuleiros Costeiros
SSR	Superfícies Sedimentares Rebaixadas

Elementos Cartográficas

- ▼ Pontos de Coleta
- Capitais
- Cidades relevantes
- ↙ Cursos d'água
- ↔ Zonas de Cisalhamento
- Anfiteatro de Erosão

Projeção UTM; Datum: SIRGAS 2000; Fonte(s): Adaptado de Maia et al. (2019);
Claudino-Sales e Peulvast (2007); CPRM (2019).
Organização: FIGUEIREDO, Matheus (2024)

Formas Circundenudacionais

CAP	Chapada cuestiforme do Apodi
PA	Planalto do Araripe
RP	Rebordos e Patamares
FHI	Front Homoclinal da Ibiapaba

SJ	Superfície Jandaíra
DP	Depressão Periférica

Formas Denudacionais

SS1	Superfície Sertaneja 1
SS2	Superfície Sertaneja 2
MC	Maciço Cristalino
MC1:	Maciços do CE Central
MC2:	Maciços do Alto Jaguaribe
MC3:	Maciço do Pereiro
MC4:	Maciço do Baturité
MC5:	Maciço de Uruburetama
MC6:	Maciço da Merouca
SPL	Superfície Pré-litorânea
MB	Maciço da Borborema
PPM	Pequenos Platôs em Maciços
PPM1:	Portolegre/Martins
PPM2:	João do Vale
PPM3:	Santana
PPM4:	Cinte
PPM5:	Bom Bocadinho
PPM6:	Araruna
PPM7:	Solânea Bananeiras
PPM8:	Alto Jaguaribe

Figura 11 - Compartimentação Geomorfológica do Nordeste Setentrional

A gênese dessas superfícies é atribuída a evolução morfoclimática do Cretáceo-Cenozoico controlada pela morfogênese mecânica associada aos climas secos (Claudino-Sales, 2018). Segundo Maia e Bezerra (2014), os processos de dissecação são controlados, sobretudo, por drenagens, como os rios Jaguaribe e Piranhas, que seguem as direções tectônicas do embasamento, definidas por estruturas rúpteis e dúcteis.

Interrompendo a extensa superfície aplainada das superfícies sertanejas, encontram-se os Maciços Cristalinos. A presença desses maciços está vinculada às principais zonas de cisalhamento proterozóicas da Província Borborema, com predomínio de orientação NE-SW e E-W, que facilitaram o alojamento de corpos plutônicos, atualmente destacados topograficamente (Hasui, 2012; Schobbenhaus; Brito Neves, 2003).

Essa morfologia característica do Nordeste brasileiro é composta por rochas de alta resistência, como granitoides, quartzitos e ortognaisses (Bastos; Cordeiro, 2021), que podem atuar como barreiras mecânicas à erosão e se destacarem na paisagem devido aos processos de erosão diferencial (Maia; Bétard; Bezerra, 2016). Além disso, a interação com pulsos tectônicos cenozoicos favorece o soerguimento e a preservação desses maciços (Gurgel *et al.*, 2013).

Os Maciços Cristalinos possuem caráter granítico e apresentam um relevo montanhoso, geralmente isolado e intensamente dissecado por processos de intemperismo e erosão (Mabesoone, 1978). Suas altitudes variam entre 300 e 800 m, podendo ultrapassar os 900 m, o que favoreceria a presença de ambientes mais úmidos, ocasionalmente com formações florestais mais densas do que a vegetação típica da caatinga.

A ação erosiva diferencial, condicionada pelos lineamentos estruturais, contribuiu para a formação de encostas, escarpas e desníveis topográficos (Ab'Sáber, 1969; Fernandes da Costa *et al.*, 2020; Claudino-Sales; Maia; Bastos, 2024). Essas características específicas levaram à individualização desses maciços, como pode ser visualizado na Figura 11.

Localizados nos topo dos maciços, temos os Pequenos Platôs em Maciços que são normalmente capeados por lateritas da Formação Serra dos

Martins, ou por coberturas colúvio-eluviais detríticas que apresentam intensa laterização (Santos *et al.*, 2021). Essas feições apresentam uma elevação que varia entre 600 a 700 metros (Fernandes da Costa *et al.*, 2020). A gênese que envolve esses platôs tem relação com soerguimentos regionais, cuja erosão diferencial atuou nos processos de inversão de relevo (Mabesoone; Lobo, 1980; Peulvast; Bétard, 2015b).

Em relação ao conjunto morfológico dos planaltos e depressões em bacias扇erózicas, este compreende o setor que bordeja as formações sedimentares do anfiteatro erosivo (Corrêa *et al.*, 2019). Este compartimento apresenta substrato sedimentar, apresentando arenitos, argilitos e conglomerados. As formas que compõem esse compartimento morfológico são, essencialmente, resultantes de processos circundenuacionais (Claudino-Sales; Maia; Bastos, 2024). Entre elas, destacam-se o Planalto do Araripe, o Front Homoclinal da Ibiapaba, a Chapada do Apodi, a superfície Jandaíra, além dos rebordos e patamares, conforme a Figura 11.

O Planalto do Araripe apresenta-se como uma feição geomorfológica alongada na direção E-W, caracterizando-se por um topo plano que mergulha suavemente em direção ao oeste. Suas bordas são delimitadas por escarpas erosivas íngremes do tipo glints. Em relação à elevação, o planalto pode atingir até 900 metros e é composto por unidades pertencentes às sequências pós-rifte do Grupo Araripe, datadas do Aptiano/Cenomaniano, no Cretáceo Interior (Assine, 2007).

A gênese do Planalto do Araripe pode ser explicada por dois modelos de evolução distintos. O primeiro modelo sugere que o soerguimento da bacia teria ocorrido durante o Cretáceo (Marques *et al.*, 2014). O segundo modelo, por sua vez, relaciona a morfologia atual do planalto à erosão diferencial e à subsequente inversão de relevo, em que um soerguimento generalizado, não apenas da bacia, teria contribuído para o processo desnudacional (Assine, 2007; Peulvast; Bétard, 2015a).

A outra morfologia significativa desse conjunto é o Front Homoclinal da Ibiapaba. Essa feição caracteriza-se por um relevo dissimétrico, apresentando uma escarpa voltada para leste e um reverso que se inclina suavemente para

oeste, formando uma morfologia assemelhada a uma cuesta, mas que é sustentada por materiais graníticos (Fernandes da Costa *et al.*, 2020).

O comportamento morfológico desse relevo está relacionado aos arenitos silurianos do Grupo Serra Grande, pertencentes a Bacia do Parnaíba (CPRM, 2009), que recobrem discordantemente o embasamento pré-cambriano (Claudino-Sales; Maia; Bastos, 2024). A interação entre processos erosivos e a resistência litológica dos arenitos em relação ao embasamento cristalino, origina uma feição que se destaca na paisagem. Esses arenitos preservam cornijas que definem relevos escarpados ao longo do bordo leste da bacia, circundados pelas superfícies erosivas rebaixadas (Bastos; Cordeiro, 2021).

A gênese da Ibiapaba está associada à atuação prolongada de processos erosivos que, ao interagirem com a resistência litológica condicionada pelos arenitos, resultaram na inversão do relevo. Sua evolução morfogenética apresenta similaridades com a do Planalto do Araripe, embora ocorrendo em uma escala temporal mais extensa (Fernandes da Costa *et al.*, 2020).

A Chapada do Apodi, a superfície Jandaíra, bem como seus rebordos e patamares, compõem os chamados Baixos Platôs da Bacia Potiguar. Esses platôs situam-se entre altitudes de 80 a 250 metros, caracterizados por relevos predominantemente tabulares e baixa dissecação (Dantas; Valença, 2010). Além disso, está superfície se apresenta ligeiramente mais elevada que os terrenos adjacentes, como os Tabuleiros Costeiros e as Superfícies Sertanejas (Radam, 1973).

As formas de relevo dos Baixos Platôs estão associadas aos sedimentos cretáceos da Bacia Potiguar. A Chapada do Apodi, em particular, apresenta uma superfície bem preservada, sustentada pelos calcários da Formação Jandaíra, que formam um capeamento em cornija responsável pelo seu desnível em relação ao entorno (Souza, 1988).

As áreas circundantes à Chapada do Apodi, correspondentes aos rebordos e patamares, que estão sendo atualmente dissecados sobre os arenitos e siltitos da Formação Açu, unidade sotoposta à Formação Jandaíra (Dantas; Valença, 2010). Embora situados em cotas mais baixas que a Chapada do Apodi, esses rebordos e patamares se encontram ligeiramente acima das

planícies fluviais do baixo Jaguaribe (Souza, 1988). Essas formas de relevo estão geneticamente vinculadas aos episódios de reativação das estruturas dúcteis do embasamento durante o Cretáceo Inferior, no contexto da abertura do Oceano Atlântico (Matos, 1992; Valença; Neumann; Mabesoone, 2003), que resultaram na formação de falhas transformantes com direção NW e falhas normais com direção NE (Maia; Bezerra, 2014).

As Superfícies Sedimentares Rebaixadas (SSR), embora inseridas no conjunto de planaltos e depressões em bacias扇erózicas, apresentam uma morfologia associada à acumulação de sedimentos fluviais quaternários (Mabesoone; Silva, 1972; Marinho, 1979). Assim, prevalecem condições de deposição, contrastando com os processos de remoção de material nas bordas das bacias sedimentares. Nesse sentido, reclassificamos a SSR, inserindo-as ao grupo de morfologias de acumulação fluvial e eólica.

As formas de acumulação fluvial e eólica do Nordeste semiárido resultam da deposição de sedimentos, gerados por processos erosivos que moldaram o interior e se acumularam nas áreas mais baixas da paisagem (King, 1957; Ab'Sáber, 1958). Entre essas morfologias, na área estudada destacam-se as planícies litorâneas e fluviais, além dos Tabuleiros Costeiros. Como o foco deste estudo é a caracterização das formas associadas ao semiárido, optamos por não incluir as morfologias costeiras nesta discussão.

O relevo da SSR apresenta topos predominantemente planos a levemente ondulados, com elevações variando em torno de 250 a 270 metros, podendo apresentar até 120 metros abaixo das áreas adjacentes (Fernandes da Costa *et al.*, 2020). Ocorre sobre os substratos sedimentares Mesozoicos, associados às bacias intracratônicas do tipo *strike-slip* do Rio do Peixe e do Iguatu (Pedreira da Silva *et al.*, 2003).

A origem dessas bacias está associada à instalação de pequenos riftes vinculados à abertura do Atlântico Equatorial (Asmus; Porto, 1972). Esses riftes acabaram por se tornar lagos tectônicos que capturavam os cursos d'água e, consequentemente os sedimentos, o que explica a natureza continental dos depósitos sedimentares observados (Carvalho; Melo, 2012).

Devido à sua morfologia plana e rebaixada em relação ao nível das superfícies sertanejas, essa área configura-se como um ambiente de agradação, resultado de processos tectônicos significativos que ocorreram após fases de sedimentação, citadas no tópico 4.1.1.2. Segundo Peulvast *et al.* (2008), a atual forma dessas bacias teria relação com o soerguimento experimentado pela Província Borborema no Albiano-Cenomaniano, gerando um novo ciclo de deformação tectônica.

Entretanto, localizadas em áreas de baixa deformação, essas bacias não sofreram o mesmo grau de soerguimento que as áreas circundantes, se mantendo rebaixadas em relação ao seu entorno. A configuração geológica em grábens e semi-grábens pode ter atuado como uma barreira ao soerguimento (Peulvast *et al.*, 2008). Além disso, estruturas como corpos graníticos, situados ao redor dessas bacias, mostram claros indícios de soerguimento, o que pode ter levado a uma compensação isostática (Gurgel *et al.*, 2013).

4.1.3 Compartimentação dos Solos Semiáridos

No Semiárido brasileiro, observa-se uma notável diversidade de elementos ambientais, incluindo relevo, litologia e, principalmente, solos. Essa região, apesar de ser caracterizada pelo predomínio de condições semiáridas (Nimer, 1989), apresenta predominantemente Latossolos, cuja formação está associada à maior disponibilidade hídrica. O nordeste semiárido se apresenta como uma das áreas com maior pedodiversidade do Brasil (Silva *et al.*, 2021). Segundo Araújo Filho *et al.* (2023), essa diversidade deve-se, em grande medida, à variedade de materiais de origem, especialmente em rochas cristalinas do embasamento. Além da diversidade de rochas, se destaca a intensa denudação que expôs estas rochas, permitindo a formação de diferentes tipos de solos (Silva *et al.*, 2021).

Embora a pedogênese ocorra de forma contínua ao longo do tempo, os eventos morfogenéticos de grande escala são responsáveis por destruir os mantos de intemperismos pretéritos (Gerrard, 1996; Schumm, 1998), que seriam subordinados as variações paleoclimáticas do Cenozoico (Ross, 2016).

Em consequência desse processo, o semiárido brasileiro apresenta, de modo geral, mantos de intemperismo pouco espessos, o que alguns autores

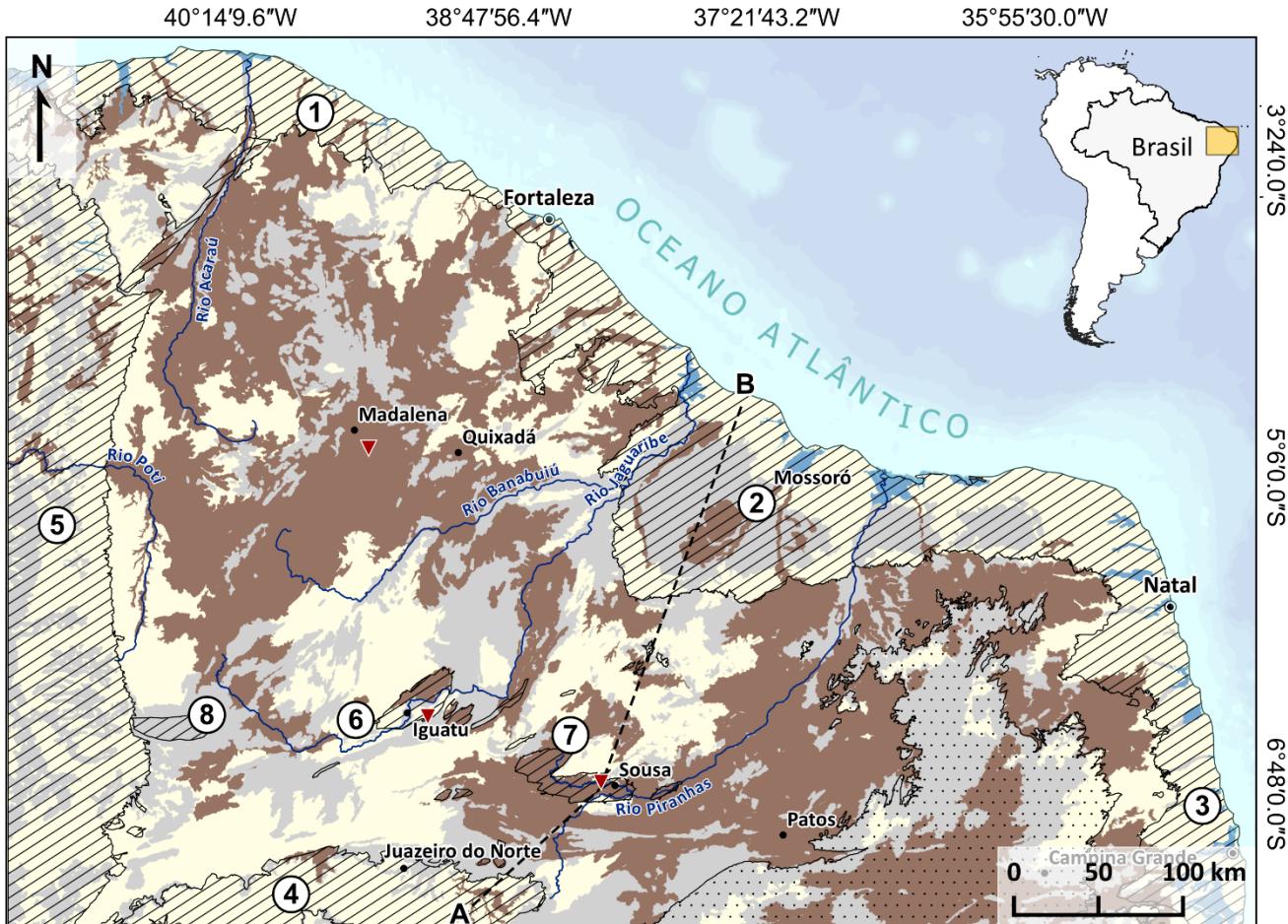
defendem que seriam representativos de uma fraca alteração por hidrolise, e condicionaria o predomínio da erosão sobre a pedogênese (Melfi; Pedro, 1978). Essa dinâmica favoreceria o escoamento superficial difuso, levando à suavização do relevo (Corrêa; Souza; Cavalcanti, 2014).

Contudo, a ocorrência de registros testemunhos paleoclimáticos e paleoambientais na área de estudo coloca maciços e fragmentos de planaltos sedimentares justapostos a superfície sertaneja com variados graus de dissecação e intemperismo, aumentando a complexidade na distribuição das classes de solo (Corrêa; Souza; Cavalcanti, 2014; Lira, 2014; Souza *et al.*, 2023).

As particularidades geológicas e geomorfológicas do semiárido brasileiro oferecem uma base para compreender a distribuição dos solos em múltiplos setores, além da divisão clássica entre bacias sedimentares e áreas de embasamento cristalino (Jacomine, 1996). Outras propostas foram expostas, como Alves (2019) que propõe uma compreensão baseada no contexto pedobioclimático (Figura 12).

O Tabela 3 destaca a diversidade pedológica da região, revelando uma variedade de perfis de solos que vai além da divisão simplificada comumente utilizada. Essa diversidade inclui diferentes classes de solos que, apesar de compartilharem o mesmo material de origem, apresentam características morfológicas, químicas e físicas distintas, refletindo a influência de outros fatores, como a configuração geomorfológica e os processos pedobioclimáticos (Figura 13). Propondo superar essa limitação clássica de compartmentação, sugerimos a inclusão de novos setores que ampliem a compreensão da variabilidade pedológica na região, conforme descrito a seguir.

Em relação às bacias sedimentares, a diversidade pedológica é marcada por setores elevados, como o Planalto do Araripe e o Front Homoclinal da Ibiapaba, e setores rebaixados, como as Bacias do Rio do Peixe e do Iguatu, cada qual com dinâmicas próprias de intemperismo e erosão (Fernandes da Costa *et al.*, 2020).



Classes de Solo (SiBCS)

Solos de Tropical Semiárido

- Vertissolo
- Chernossolos
- Luvissolos
- Planossolos

Solos Rasos

- Cambissolos
- Neossolo Flúvico
- Neossolo Litólico
- Neossolo Regolítico

Solos de Tropical Úmido

- Argissolos
- Latossolos
- Nitossolos
- Neossolo Quartzarênico
- Plintossolos

Solos Hidromórficos

- Gleissolos
- Organossolos
- Espodossolos

Elementos Cartográficas

▼ Pontos de Coleta

● Capitais

• Cidades relevantes

↙ Cursos d'água

Elementos Geomorfológicos

→ Seção Esquemática

▨ Bacias Sedimentares

▩ Maciço da Borborema

Bacias Sedimentares: 1 - Ceará; 2 - Potiguar; 3 - Pernambuco-Paraíba; 4 - Araripe; 5 - Parnaíba; 6 - Iguatu; 7 - Rio do Peixe; 8 - Cococi

Projeto UTM; Datum: SIRGAS 2000; Fonte(s): SiBCS (2018); CPRM (2016); IBGE (2019).
Organização: FIGUEIREDO, Matheus (2024)

Figura 12 - Compartimentação dos Solos do Nordeste Setentrional

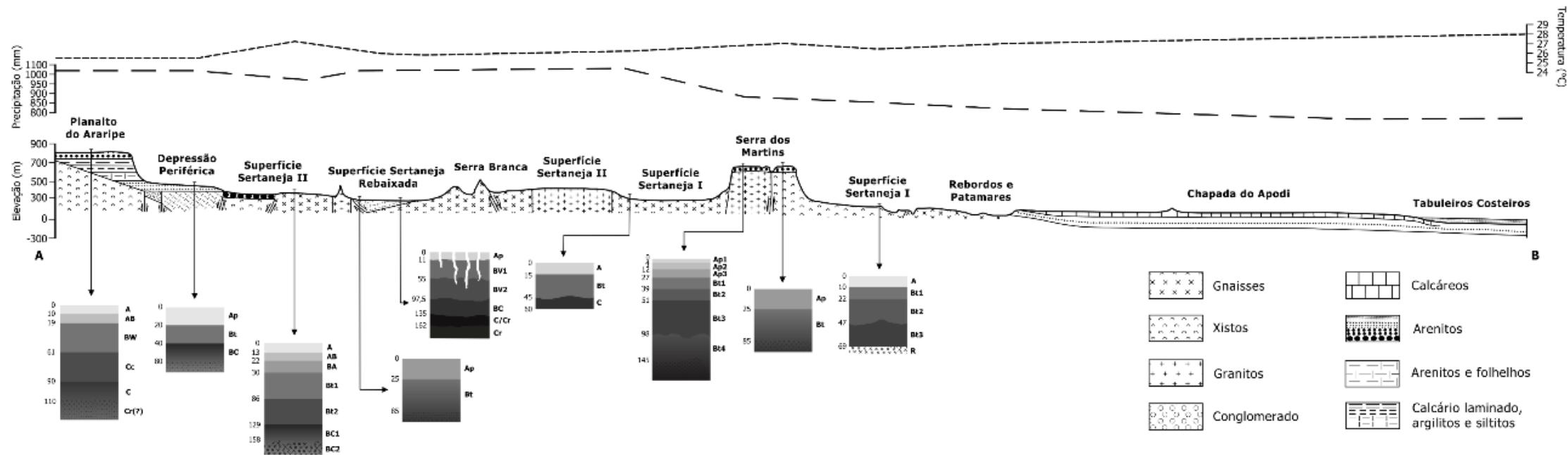
Outra área incluída nesta proposta são as Superfícies Dissecadas, correlatas a SS2 ou Planalto Sertanejo, que está submetido a intensos processos de dissecação, que mobilizam sedimentos e influenciam o arranjo pedológico significativamente (Araújo Filho *et al.*, 2023; Corrêa *et al.*, 2019).

Por fim, incluem-se os Maciços Cristalinos, cuja altitude diferenciada cria condições climáticas específicas (topoclimas) que favorecem a preservação de antigas superfícies de intemperismo, acrescentando novas camadas de complexidade à pedodiversidade do semiárido (Bétard; Peulvast; Claudino-Sales, 2007; Bétard, 2012).

Nos planaltos sedimentares – Planalto do Araripe, Front Homoclinal da Ibiapaba – predominam solos típicos de regiões tropicais úmidas, especialmente os Latossolos e os Neossolos Quartzarênicos (Alves, 2019). Esses solos são formados a partir de sedimentos pré-intemperizados, cauliníticos e lixiviados nos topo dessas superfícies, tendo conformidade com a natureza do material geológico, geralmente arenitos intercalados por argilitos (Araújo Filho *et al.*, 2023).

Volkoff (1985) observa que, devido à impossibilidade de formação de Latossolos em clima semiárido, esses solos não teriam se originado nas condições climáticas atuais, pois sua pedogênese requer uma maior quantidade e regularidade de precipitação. A presença destes Latossolos nas partes elevadas de bacias sedimentares pode ser interpretada como um registro pedológico fossilizado relacionado as condições climáticas mais úmidas durante o Quaternário (Schaefer, 2013), conforme evidenciado por Mabesoone e Lobo (1980) e Nascimento (1993), ou ainda do Paleoceno até o Mioceno Médio (Tardy; Kobilsek; Paquet, 1991).

Em relação aos Neossolos Quartzarênicos, estes podem ser considerados uma fase avançada de desenvolvimento do Latossolo, caracterizando-se por uma considerável perda de argila (Pacheco, 2017; Alves, 2019). De acordo com Corrêa *et al.* (2014), os Neossolos Quartzarênicos dominam o reverso da *cuesta*, devido a elevada condição de degradação dos arenitos.



Nas áreas do escudo cristalino – Maciço da Borborema, Superfície Sertaneja 1 e Superfície Sertaneja 2 – predominam os Luvissolos, Planossolos, Vertissolos (Alves, 2019; Corrêa; Souza; Cavalcanti, 2014), típicos de condições semiáridas, além de Neossolos (Litólicos e Regolíticos), Argissolos e Cambissolos, os dois últimos em menor proporção (Araújo Filho *et al.*, 2023).

Devido as condições climáticas semiáridas, o substrato geológico tende a se tornar mais relevante para a formação dos solos, considerando a intensa desnudação (Silva *et al.*, 2021). Assim, com a retirada de material se formariam solos rasos ou pouco profundos, condicionados pelo material de origem e pelas características topográficas predominantemente colinosas e suavemente convexas (Araújo Filho, 2011).

No embasamento cristalino, os solos pedoclimaticamente adaptados mais comuns são os Luvissolos e os Planossolos. Os Luvissolos estão associados a litologias ricas em ferro, como biotita-xistos e biotita-gnaisses (Oliveira *et al.*, 2009; Câmara *et al.*, 2021). Os Planossolos, por sua vez, apresentam uma diversidade de substratos, mas geralmente se relacionam a rochas ígneas de natureza félscica e ácida. Em geral, esses solos são encontrados em áreas mal drenadas, como fundos de vale e planícies de inundação (Araújo Filho *et al.*, 2023).

Embora seja considerado um solo semiárido, os Vertissolos são bastante restritos, sendo geralmente encontrados nas áreas mais rebaixadas da paisagem, que podem ou não serem depressões fechadas (Alves, 2019; Corrêa; Souza; Cavalcanti, 2014), associados a rochas com elevado teor de carbonatos e/ou minerais maficos (Lima; Corrêa; Júnior, 2015).

Conhecidos como solos rasos, os Neossolos Litólicos e Regolíticos não são diretamente influenciados por fatores climáticos e litológicos. Eles podem ser encontrados em uma variedade de litologias, como granitos, gnaisses e xistos, que emergem durante a esculturação das superfícies cristalinas (Oliveira; Jacomine; Camargo, 1992; Schaefer, 2013). Além disso, esses solos também ocorrem em áreas sedimentares e nas encostas dos planaltos, podendo apresentar uma estreita associação com Cambissolos em diferentes materiais de origem (Alves, 2019).

Os Argissolos são tipicamente formados em regiões úmidas, nas Superfícies Sertaneja aparecem em áreas específicas. Sua relação com essa paisagem estaria associada a remanescentes de coberturas sedimentares do Cenozoico tardio, pré-intemperizadas sobrepostas as rochas do embasamento cristalino em ambientes ligeiramente mais úmidos (Araújo Filho, 2011; Araújo Filho *et al.*, 2023).

No entanto, até onde sabemos, não há referências que discutem a distribuição dos Argissolos no semiárido, embora ao observar o Tabela 3, notamos que sua ocorrência está principalmente associada à presença de gnaisses. Essa visão pedológica tradicional tende a enfatizar a rocha-mãe como o principal fator controlador da formação dos solos, frequentemente ignorando outros atributos importantes, como a configuração geomorfológica, os processos erosivos e a influência de fatores climáticos locais, que também desempenham papéis significativos na distribuição e nas características desses solos no semiárido.

No Maciço da Borborema, os Argissolos estão associados aos gnaisses e, em alguns casos, aos granitos. Nesses ambientes, eles se configuram como solos moderadamente profundos, uma característica resultante da presença de minerais primários que se intemperizam facilmente, especialmente devido à maior disponibilidade de água (Jacomine *et al.*, 1972).

Nas bacias sedimentares rebaixadas – Bacias do Rio do Peixe e do Iguatu – dominam solos típicos de semiárido, com destaque para Luvissolos, Planossolos e Vertissolos. Essas bacias compreendem sedimentos em diferentes estratos que vão desde o Cretáceo até o Quaternário (Carvalho; Leonardi, 1992; Mabesoone; Silva, 1972). Diferentemente dos planaltos sedimentares que estão submetidas ao processo de circundesnudação, as superfícies sedimentares rebaixadas passam por um processo atual de agradação (Fernandes da Costa *et al.*, 2020; Mabesoone; Silva, 1972), apesar de serem comumente classificadas, de forma equivocada, como áreas erosivas (Matsumoto, 1974).

Tabela 3 – Relação entre as classes de solo e as características da paisagem que envolvem sua distribuição e formação. As informações que envolvem a descrição morfológica dos solos foram coletadas do banco de dados do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e da Empresa Brasileira de Agropecuária (EMBRAPA) dos Estados da Paraíba e do Ceará. Para as Unidades Geomorfológicas recorremos a compartimentação de Fernandes da Costa *et al.* (2020). As variáveis climáticas foram coletadas no banco de dados histórico do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), sendo selecionadas a precipitação anual acumulada, temperatura média compensada e a evaporação total sobre a série histórica de 1961 a 1990 (*) e 1981 a 2010.

Código ¹	Lat/Long	Classe de solo	Unidade Geomorfológica	Relevo Regional	Relevo Local	Declividade	Processos erosivos observados	Drenagem do solo	Material de origem	Elevação do perfil	Posição na Vertente	Vegetação primária	Precip. (mm)	Temp. média (°C)	Evap. Total (mm/ano)
5393	6°11'52" S 40°30'52" W	Argissolo Vermelho Eutrófico	Superfície Sertaneja II	Suave ondulado	Suave ondulado	3 a 8%	Ligeira	Bem drenado	Saprólito da rocha supracitada com provável influência de material retrabalhado	451m	Alta vertente	Savana Estépica	599.8	27.10	2.938,8
698	3°59'12" S 40°23'41" W	Argissolo Vermelho-Amarelo Eutrófico	Superfície Sertaneja I	Ondulado	Ondulado	8 a 20%	Ligeira	Bem drenado	Produto da alteração de gnaisse, granulito, quartzito, mármore e anfibolito	109m	Baixa vertente	Savana Estépica	931.17	27.20	2.343,7
5440	5°39'03" S 39°17'16" W	Argissolo Vermelho Eutrófico	Superfície Sertaneja I	Suave ondulado	Suave ondulado	3 a 8%	Moderada	Bem drenado	Saprólito do gnaisse	303m	Alta vertente	Caatinga hiperxerófila com jurema e mofumbo	875.7	26.5	1.989 *
5356	6°43'02" S 39°16'11" W	Argissolo Vermelho Eutrófico	Superfície Sertaneja I	Suave ondulado e ondulado	Ondulado	8 a 20%	Ligeira	Bem drenado	Saprólito do gnaisse	372m	Alta vertente	Caatinga hiperxerófila com predominio de unha-de-gato	983.1	27.30	2.685,9
5488	7°16'24" S 39°12'48" W	Argissolo Vermelho-Amarelo Eutrófico	Superfície Sertaneja II	Suave ondulado	Plano	3 a 8%	Não aparente	Bem drenado	Proveniente da decomposição de arenitos	405m	Baixa vertente	Contato estope/floresta	1.059,9	25.90	2.244,4
5394	7°18'46" S 38°24'47" W	Argissolo Vermelho Eutrófico	Depressão Periférica	Forte ondulado	Ondulado	8 a 20%	Ligeira	Bem drenado	Saprólito da rocha acima com adição de material transportado	747m	Alta vertente	Estepe	1.050,2	26.60	2.589
5528	6°07'07" S 37°53'14" W	Argissolo Vermelho Eutrófico	Maciços cristalinos	Montanhoso	Forte ondulado	8 a 20%	Ligeira	Acentuadamente drenado	Gnaisse	461m	Média vertente	Vegetação de transição entre floresta e caatinga	893.0	27.1	2.189,8 *
5610	66°06'06" S 37°36'37" W	Argissolo Vermelho Eutrófico	Superfície Sertaneja I	Suave ondulado	Suave ondulado	8 a 20%	Moderada	Acentuadamente drenado	Saprólito do migmatito	214m	Baixa vertente	Savana estépica arbustiva pouca densa, com árvores esparsas	893.0	27.1	2.189,8 *
5437	4°04'07" S 38°56'09" W	Argissolo Vermelho Eutrófico	Maciços cristalinos	Montanhoso	Forte ondulado	8 a 20%	Moderada	Bem drenado	Proveniente da decomposição de gnaisses	534m	Alta vertente	Contato estope/floresta	1.668	20.90	920.4
6032	6°38'42" S 37°21'30" W	Argissolo Vermelho Eutrófico	Superfície Sertaneja II	Suave ondulado	Plano a suave ondulado	8 a 20%	Laminar	Moderadamente a bem drenado	Granito e granito-gnaisse, profírticos	338m	Média a baixa vertente	Caatinga hiperxerófila	1.050,2	26.60	2.589
5647	6°59'47" S 37°19'17" W	Argissolo Vermelho-Amarelo Eutrófico	Superfície Sertanejo I	Plano a suave ondulado	Plano a suave ondulado	3 a 8%	Laminar	Bem drenado	Gnaisse um tanto micáceo com possíveis penetrações de quartzitos calcíferos	261m	Alta vertente	Caatinga hiperxerófila	764.4	27.60	3.439,5

5646	7° 0'10" S 37°18'57" W	Argissolo Vermelho Eutrófico	Superfície Sertanejo I	Plano	Plano	1 a 3%	Laminar	Bem drenado	Gnaisse com diques de quartzito	259m	Alta vertente	Caatinga hiperxerófila	764.4	27.60	3.439,5
5436	4°34'16" S 40°48'16" W	Latossolo Amarelo Distrófico	Front Homoclinal da Ibiapaba	Suave ondulado	Suave ondulado	3 a 8%	Não aparente	Acentuadamente drenado	Arenitos	701m	Alta vertente	Floresta Ombrófila	738.4	27.40	3.552
5460	6°44'48" S 40°21'51" W	Latossolo Amarelo Distrófico	Pequenos platôs em maciço	Plano e suave ondulado	Plano	0 a 3%	Ligeira	Bem drenado	Arenitos	665m	Alta vertente	Savana	599.1	25.00	3.016,5
5594	7°12'36" S 40°24'53" W	Latossolo Amarelo Distrófico	Pequenos platôs em maciço	Plano e suave ondulado	Plano	0 a 3%	Ligeira	Bem drenado	Material arenoso-argiloso e concreções ferruginosas capeando o arenito	655m	Média vertente	Caatinga hiperxerófila	599.1	25.00	3.016,5
5590	6°51'22" S 41°04'37" W	Latossolo Amarelo Distrófico	Front Homoclinal da Ibiapaba	Suave ondulado	Suave ondulado	3 a 8%	Ligeira	Acentuadamente drenado	Proveniente da decomposição do arenito	516m	Média vertente	Savana estépica	795.4	27.90	2.640,2
5594 / 2	7°14'26" S 39°29'41" W	Latossolo Amarelo Distrófico	Planalto do Araripe	Plano e suave ondulado	Plano	0 a 3%	Ligeira	Bem drenado	Material arenoso-argiloso e concreções ferruginosas capeando o arenito	949m	Alta vertente	Caatinga hiperxerófila	1.059,9	25.90	2.244,4
5398	7°24'57" S 39°21'16" W	Latossolo Amarelo Distrófico	Planalto do Araripe	Plano	Plano	0 a 3%	Não aparente	Acentuadamente drenado	Arenitos	917m	Alta vertente	Vegetação de transição entre florestas subperenifólias e cerrado	1.059,9	25.90	2.244,4
5398 / 2	7°18'04" S 39°15'31" W	Latossolo Amarelo Distrófico	Depressão Periférica	Plano	Plano	0 a 3%	Não aparente	Acentuadamente drenado	Arenitos	377m	Média vertente	Vegetação de transição entre florestas subperenifólias e cerrado	1.059,9	25.90	2.244,4
3021	3°48'11" S 41°04'18" W	Latossolo Amarelo Distrófico	Front Homoclinal da Ibiapaba	Plano e suave ondulado	Plano	0 a 3%	Não aparente	Bem drenado	Produto da alteração de arenito	765m	Alta vertente	Savana	1.423,4	27.40	2.140,9
498	3°46'50" S 41°02'51" W	Latossolo Amarelo Distrófico	Front Homoclinal da Ibiapaba	Plano e suave ondulado	Plano	0 a 3%	Não aparente	Bem drenado	Produto da alteração de arenito	768m	Alta vertente	Contato savana/floresta estacional	1.423,4	27.40	2.140,9
5349	6°54'28" S 37°42'37" W	Luvissolo Crômico Órtico	Superfície Sertaneja I	Suave ondulado	Suave ondulado	3 a 8%	Forte	Bem drenado	Saprólito da rocha supracitada e material pseudo-autoctone, este influenciado o desenvolvimento do horizonte A	248m	Média vertente	Caatinga hiperxerófita arbórea-arbustiva aberta	1.050,2	26.60	2.589
5617	4°35'12" S 39°20'37" W	Luvissolo Crômico Órtico	Superfície Sertaneja I	Suave ondulado	Suave ondulado	3 a 8%	Moderada	Moderadamente drenado	Saprólito de gnaisse com delgado recobrimento de material pedimentar	239m	Média vertente	Caatinga hiperxerófita	1.668	20.90	920.4

5618	5°00'19" S 40°34'21" W	Luvissolo Crômico Órtico	Superfície Sertaneja II	Plano e suave ondulado	Suave ondulado	3 a 8%	Ligeira	Bem drenado	Proveniente da decomposição de migmatitos e gnaisses	316m	Média vertente	Estepe	738.4	27.40	3.552
3023	3°51'35" S 39°17'08" W	Luvissolo Crômico Órtico	Superfície Sertaneja I	Suave ondulado	Suave ondulado	3 a 8%	Moderada	Moderadamente drenado	Produto da alteração de gnaisse, migmatitos e granitos	79m	Média vertente	Savana estépica	1.668	20.90	920.4
3022	3°48'20" S 40°16'00" W	Luvissolo Crômico Órtico	Superfície Sertaneja I	Suave ondulado e ondulado	Suave ondulado	3 a 8%	Ligeira	Bem drenado	Produto da alteração de gnaisse, migmatitos e anfibolito	101m	Média vertente	Savana estépica	931.17	27.20	2.343,7
694	3°43'47" S 40°19'48" W	Luvissolo Crômico Órtico	Superfície Sertaneja I	Suave ondulado	Suave ondulado	3 a 8%	Moderada	Moderadamente drenagem	Produto da alteração de gnaisse, anfibolito, granulito, quartzo e mármore	72m	Média vertente	Savana estépica	931.17	27.20	2.343,7
5649	7°0'8"S 38°18'59" W	Luvissolo Crômico Órtico	Superfície Sertaneja II	Suave ondulado	Suave ondulado	3 a 8%	Laminar	Moderadamente a bem drenagem	Gnaisse micáceo	352m	Média vertente	Caatinga hiperxerófila	995.5	26.5	- *
5650	6°59'39" S 37°19'38" W	Luvissolo Crômico Órtico	Superfície Sertaneja II	Suave ondulado	Suave ondulado	3 a 8%	Laminar	Moderadamente a bem drenagem	Rochas gnáissicas possivelmente ricas em cálcio, magnésio e ferro	257m	Média vertente	Caatinga hiperxerófila	764.4	27.60	3.439,5
5655	7°0'4"S 37°19'9"W	Luvissolo Crômico Órtico	Superfície Sertaneja II	Plano	Plano a suave ondulado	3 a 8%	Laminar	Moderadamente a bem drenagem	Gnaisse e granodiorito	254m	Média vertente	Caatinga hiperxerófila	764.4	27.60	3.439,5
5648	7°0'11.00"S 37°18'53" W	Luvissolo Crômico Órtico	Superfície Sertaneja II	Plano a suave ondulado	Plano a suave ondulado	3 a 8%	Laminar	Bem drenagem	Gnaisse	255m	Média vertente	Caatinga hiperxerófila	764.4	27.60	3.439,5
5651	7°00'05" S 37°18'46" W	Luvissolo Crômico Órtico	Superfície Sertaneja II	Plano a suave ondulado	Plano a suave ondulado	3 a 8%	Laminar	Moderadamente a bem drenagem	Biotita-gnaisse	249m	Média vertente	Caatinga hiperxerófila	764.4	27.60	3.439,5
5656	7°0'19.00" S 37°18'19" W	Luvissolo Hipocrômico Órtico	Superfície Sertaneja II	Suave ondulado a ondulado	Suave ondulado a ondulado	3 a 8%	Laminar	Moderadamente drenagem	Produto da intemperização de rochas gnáissicas com influência de material de recobrimento	262m	Média vertente	Caatinga hiperxerófila	764.4	27.60	3.439,5
12170	4°49'5" S 38°59'15" W	Luvissolo Crômico Órtico	Superfície Sertaneja I	Suave ondulado	Suave ondulado	3 a 8%	Laminar	Moderadamente drenagem	Produto da alteração do gnaisse	206m	Média vertente	Caatinga hiperxerófila	712.8	27.20	2.529,7
12167	4°34'54" S 38°55'01" W	Neossolo Regolítico Distrófico	Superfície Sertaneja I	Suave ondulado	Suave ondulado	3 a 8%	Laminar	Excessivamente drenado	Produto da alteração do gnaisse	184m	Média a baixa vertente	Caatinga hiperxerófila	1.668	20.90	920.4
5684	7°0'14" S 37°18'46" W	Neossolo Flúvico Ta Eutrófico	Superfície Sertaneja I	Plano	Plano	0 a 3%	Laminar	Imperfeitamente a moderadamente drenado	Sedimentos colúvio-aluvionares	254m	Baixa vertente	Caatinga de várzea	764.4	27.60	3.439,5
5682	6°59'54" S 37°19'9" W	Neossolo Flúvico Ta Eutrófico	Superfície Sertaneja I	Plano a suave ondulado	Plano	0 a 3%	Laminar	Imperfeitamente a moderadamente drenado	Sedimentos aluvionares arenosos de textura media do Holoceno	246m	Baixa vertente	Caatinga de várzea com carnaúba	764.4	27.60	3.439,5

5687	6°59'11" S 37°20'33" W	Neossolo Flúvico Eutrófico	Superfície Sertaneja I	Suave ondulado	Suave ondulado	3 a 8%	Laminar	Bem drenado	Alteração do migmatito	282m	Baixa vertente	Caatinga hiperxerófila	764.4	27.60	3.439,5
5592	7°14'42" S 38°49'43" W	Neossolo Litólico Eutrófico	Depressão Periférica	Ondulado e forte ondulado	Forte ondulado	20 a 45%	Moderada	Bem drenado	Material proveniente da decomposição do filito	531m	Média vertente	Caatinga hiperxerófila	599.1	25.00	3.016,5
5439	5°44'02" S 39°03'20" W	Neossolo Litólico Distrófico	Superfície Sertaneja I	Ondulado	Suave ondulado	3 a 8%	Ligeira	Moderadamente drenado	Saprólito da rocha supracitada com delgado recobrimento pedimentar de material macroclástico	206m	Média a baixa vertente	Caatinga hiperxerófila pouca densa	875.7	26.5	1.989 *
310	3°42'52" S 41°00'59" W	Neossolo Quartzarênico Órtico	Front Homoclinal da Ibiapaba	Plano e suave ondulado	Plano	0 a 3%	Não aparente	Excessivamente drenado	Produto da alteração de arenitos	746	Alta vertente	Contato savana/savana estépica	1.423,4	27.40	2.140,9
5475	6°31'28" S 38°23'44" W	Planossolo Nátrico Órtico	Superfície Sedimentar Rebaixada	Plano e suave ondulado	Plano	0 a 3%	Ligeira	Imperfeitamente drenado	Sedimentos predominantemente arenosos-quartzosos	298m	Baixa vertente	Caatinga hiperxerófita arbustiva e mata ciliar de carnaúba	1.050,2	26.60	2.589
867	3°51'47" S 39°59'23" W	Planossolo Nátrico Órtico	Superfície Sertaneja I	Plano	Plano	0 a 3%	Ligeira	Imperfeitamente drenado	Produto da alteração de granito, anfibolito e migmatito	167m	Baixa vertente	Savana estépica	931.17	27.20	2.343,7
5475 / 2	6°02'31" S 37°59'26" W	Planossolo Nátrico Órtico	Maciços cristalinos e pequenos platôs em maciços	Plano e suave ondulado	Plano	0 a 3%	Ligeira	Imperfeitamente drenado	Sedimentos predominantemente arenosos-quartzosos	662m	Baixa vertente	Caatinga hiperxerófita arbustiva	893.0	27.1	2.189,8 *
6035	6°43'34" S 38°18'12" W	Planossolo Nátrico Sálico	Superfície Sedimentar Rebaixada	Plano	Plano	0 a 3%		Imperfeitamente drenado	Sedimentos aluvionares	232m	Baixa vertente	Floresta ciliar de carnaúba	1.050,2	26.60	2.589
5657	6°59'9" S 37°20'15" W	Planossolo Háplico Eutrófico	Superfície Sertaneja II	Suave ondulado a ondulado	Suave ondulado	3 a 8%	Laminar	Imperfeitamente drenado	Gnaisse	289m	Baixa vertente	Caatinga hiperxerófita	764.4	27.60	3.439,5
5659	6°59'49" S 37°19'39" W	Planossolo Nátrico Órtico	Superfície Sertaneja II	Plano a suave ondulado	Plano	0 a 3%	Laminar	Imperfeitamente drenado	Rocha gnássica com influência de sedimentos do Holoceno na superfície	253m	Baixa vertente	Caatinga hiperxerófita	764.4	27.60	3.439,5
5658	6°59'40" S 37°19'21" W	Planossolo Háplico Eutrófico	Superfície Sertaneja II	Plano a suave ondulado	Plano	0 a 3%	Laminar	Imperfeitamente drenado	Produto da alteração das rochas supracitadas com possível influência de materiais arenosas na superfície	263m	Baixa vertente	Caatinga hiperxerófita	764.4	27.60	3.439,5
12172	4°57'26" S 38°59'50" W	Planossolo Nátrico Sálico	Superfície Sertaneja I	Plano	Plano	0 a 3%	Laminar	Imperfeitamente drenado	Produto de alteração das rochas gnássicas	182m	Baixa vertente	Caatinga de várzea com carnaúba	712.8	27.20	2.529,7

5662	4°52'19"S 39° 8'11" W	Chernossolo Háplico Órtico	Maciços cristalinos	Forte ondulado a montanhoso	Forte ondulado	20 a 45%	Moderada	Moderadamente drenado	Saprólito do anfibolito com granada	427m	Média vertente	Savana estépica	875.7	26.5	1.989 *
7463	6°43'34" S 38°18'12" W	Vertissolo Ebânico Órtico	Superfície Sedimentar Rebaixada	Plano	Plano	0 a 3%		Imperfeitamente drenado	Folhelhos e argilitos, ambos calcíferos	232m	Baixa vertente	Caatinga hiperxerófita	1.050,2	26.60	2.589
7464	6°43'37" S 38°15'18" W	Vertissolo Ebânico Órtico	Superfície Sedimentar Rebaixada	Plano	Plano	0 a 3%		Imperfeitamente drenado	Folhelhos e argilitos, ambos calcíferos (ocorrência pouca e descontínua na massa do solo e na superfície de cascalhos e calhaus desarestados a rolados (seixos) de quartzo)	229m	Baixa vertente	Caatinga hiperxerófita	1.050,2	26.60	2.589

¹ Código do levantamento dos solos presentes nos bancos de dados do IBGE e EMBRAPA.

A exposição de estratos cretáceos, compostos por sedimentos finos e ricos em carbonatos, como argilitos, xistos e siltitos, favorece o desenvolvimento de Luvissolos e Vertissolos (Araújo Filho *et al.*, 2023). Já os Planossolos, se formariam a partir de materiais do embasamento, ocorrendo em áreas de baixadas e nas proximidades de planícies aluviais, frequentemente enfrentando problemas de drenagem deficiente, especialmente ao longo dos eixos de drenagem intermitentes (Corrêa; Souza; Cavalcanti, 2014). Nessas condições, estão associados a depósitos coluvio-aluvionares de origem quaternária (Torres; Silva, 2016).

Nas Superfícies Dissecadas, a diversidade pedológica desse compartimento é atribuída à interação de diferentes fatores, como o material de origem, condições de umidade e maior precipitação sob influência orográfica, resultando em diferentes níveis de dissecação (Araújo Filho *et al.*, 2023). Nesse setor da paisagem, predominam Neossolos Litólicos, Luvissolos e Argissolos, com a presença pontual de Latossolos. Essa configuração reflete a ausência de uma relação biopedoclimática homogênea, abrigando classes de solos geneticamente diversas, que variam entre condições úmidas e semiáridas

De acordo com Menezes *et al.* (2007), a presença desses Latossolos pode ser atribuída ao transporte de sedimentos quaternários, derivados de mantos de intemperismo remobilizados. Esse manto de intemperismo estaria em cotas altimétricas elevadas, ausente de cobertura pedológica, que teria sido removido e transportado para áreas mais baixas, próximas ou situadas no sopé dessas elevações, formando depósitos em partes rebaixadas subsequentes (Menezes *et al.*, 2007; Lira, 2014). Em contraponto, Nascimento (1993) e Santos (2025) indicam que a ocorrência de Latossolos em áreas do cristalino na Superfície Sertaneja Meridional representariam restos de um manto de intemperismo formado em condições mais úmidas, que não teria sido completamente removido.

Por fim, os Maciços Cristalinos e os Pequenos Platôs em Maciços caracterizados pela sua condição individualizada e altimétrica em relação ao seu entorno (geralmente em relação Superfície Sertaneja, embora seja encontrada em outras unidades de paisagem), podendo chegar a 500 metros de amplitude altimétrica, exibem marcantes afloramentos rochosos que, em geral,

demonstram elevada resistência ao intemperismo (Maia; Nascimento, 2018). Nestas áreas, ocorrem predominantemente o Neossolo Litólico, além de Argissolos, Cambissolos e Luvissolos em menor proporção (Araújo Filho *et al.*, 2023).

Esse contexto de altimetria elevada e isolada cria condições climáticas mais úmidas, como maior pluviosidade nos cumes e menor nas encostas, resultando na formação de topoclimas distintos (Saraiva Junior, 2009; Nascimento; Alves, 2008). O contexto dessa variação influencia diretamente a intensidade do intemperismo e a composição mineral derivada do material de origem, gerando perfis de solos variados em diferentes zonas do maciço (Bétard, 2012).

Comumente, a morfogênese que se desenvolve nos Maciços Cristalinos é interpretada como resultado de processo de inversão de relevo (Oliveira; Tavares; Corrêa, 2018; Coelho, 2022), embora dados recentes de taxas de intemperismo e luminescência tenham indicado taxas de soerguimentos cenozoicas para o Maciço do Pereiro (Gurgel *et al.*, 2013). Em ambos os contextos, os processos morfogenéticos parecem influenciar a atividade pedológica, condicionando maior disponibilidade hídrica pela orográfica, além de particularidades na dinâmica sedimentar nas encostas e grau de intemperismo atrelado ao tempo de exposição desse material de topo.

4.2 ANÁLISE DA ESTRUTURA SUPERFICIAL DA PAISAGEM

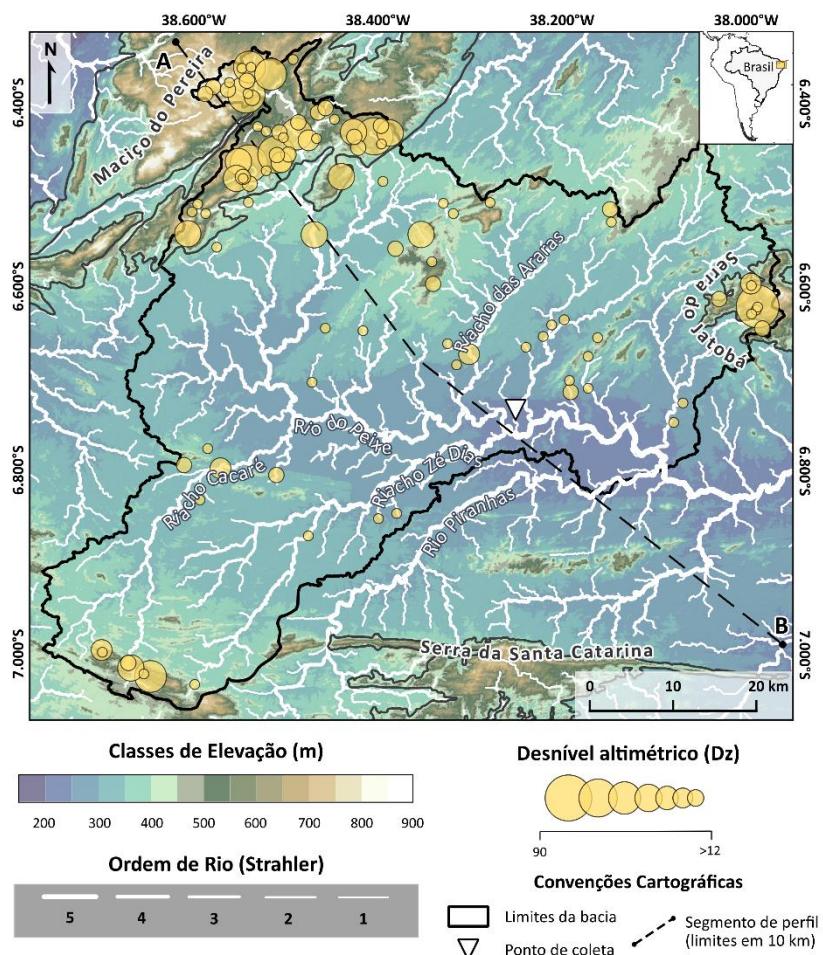
O intuito deste tópico é apresentar a estrutura superficial da paisagem, considerando os padrões espaciais encontrados na área de pesquisa, evidenciando as tendências morfológicas presentes nas bacias, com destaque para a ocorrências de paisagens vertissólicas da SSS.

4.2.1 Bacia do Rio do Peixe - BRP

A estrutura superficial da Bacia do Rio do Peixe (BRP) é marcada por baixa variação altimétrica, com exceção de áreas pontuais, concentradas nas extremidades da bacia. Para entender esta estrutura, tratamos de correlacionar as variações altimétricas, com destaque para os knickpoints, com as rochas e

solos mapeados para área, buscando indicar possíveis processos que teriam contribuído para tais características.

Considerando um limiar de tolerância de 9 m, foram identificados 100 knickpoints na Bacia do Rio do Peixe, que apresentam baixas variações de desnível altimétrico (Figura 14). Apesar de o limiar utilizado ser considerado baixo, especialmente em comparação com paisagens similares no Nordeste brasileiro (e.g. Silva, 2022), a área reduzida da bacia, sobretudo quando comparada as demais bacias estudadas, exigiu um ajuste para maior sensibilidade do parâmetro de tolerância.



Projeção: UTM; Datum: SIRGAS 2000 Zona 24S; Fonte: COP30m; Org.: Figueiredo, Matheus (2024)

Figura 14 – Mapa de elevação da bacia do rio do Peixe

Um aspecto marcante na distribuição dos knickpoints, pensando nas condições altimétricas da área, é a ausência destes em elevações abaixo dos 250 m. A maior concentração de knickpoints está nas elevações superiores a

500 m, com destaque para o Maciço do Pereiro, à noroeste, que apresenta as maiores amplitudes de elevação.

Outro fator que merece destaque é a propagação limitada dos knickpoints derivados do principal nível de base da paisagem, o Rio Piranhas. A maioria destes, aparentemente associados à propagação a partir do nível de base do rio principal, segue predominantemente uma orientação E-W, associada a um controle topográfico (área que circunda os 250 m de elevação).

Uma notável exceção está situada próximo ao Maciço do Pereiro, que apresenta um knickpoint na transição das áreas rebaixadas (abaixo dos 250 m), com um desnível altimétricos elevado. Essa condição possivelmente reflete à propagação do pulso de dissecação derivado Rio Piranhas, associada ao material que diferencia essas diferentes elevações.

Ao observar o relevo local (Figura 15), a BRP é marcada por baixas amplitudes, variando de 130 a 450 m, com uma média de 290 m. O setor com os menores valores de relevo local (entre 130 a 250 m), coincidem com a ausência de knickpoints. É possível observar pequenos setores com maior amplitude topográfica somente em áreas que se destacam em elevações acima dos 400 m (Maciço do Pereiro, Serra do Jatobá e Serra da Santa Catarina).

Os rios que compõem a bacia não conseguem romper as pequenas faixas de maior amplitude, permanecendo confinados nas zonas de baixa amplitude topográfica, destacando a ausência de conectividade direta entre os setores elevados e as principais drenagens. Isso indica que as áreas mais altas funcionam como uma barreira topográfica que impede a migração ou captura de drenagem para outros sistemas hidrográficos.

Por outro lado, na região do Maciço do Pereiro, identificamos uma área com maior amplitude topográfica (500 a 600 m) associada a bacia adjacente (bacia do rio Jaguaribe), que revela uma dinâmica fluvial contrastante com o comportamento interno da bacia. O corte perpendicular dos rios sugere um entalhamento facilitado por uma condição estrutural, gerando maior capacidade erosiva e podendo representar um processo de captura fluvial em andamento.

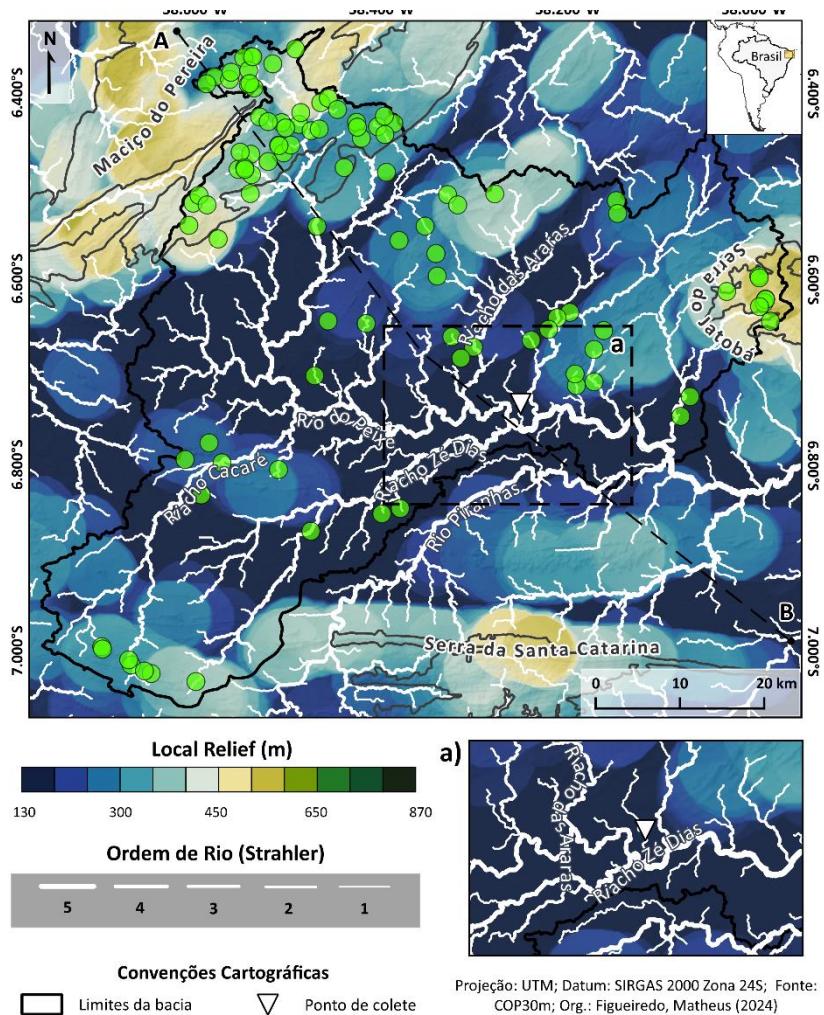


Figura 15 – Mapa de relevo local da bacia do rio do Peixe (4 km de diâmetro). **a)** Destaque para o baixo relevo da área de ocorrência de Vertissolo

Essa análise é evidenciada ao observar a topografia de uma seção NW-SE da BRP (Figura 16). Duas características principais se destacam: a primeira, no início da seção A, revela a presença proeminente de áreas com alta amplitude altimétrica, com ambas as médias indicando possivelmente soerguimento ou erosão diferencial. A segunda ocorre entre as distâncias de 60 a 80 km, onde as condições topográficas indicam uma relação de equilíbrio, representada pela convergência das médias da seção topográfica.

Outra feição topográfica relevante está localizada entre a distância 80 a 100 do segmento do perfil. Observamos uma grande amplitude entre as topografias máxima e mínima, acompanhada por uma topografia média mais próxima a mínima, indicando uma tendência ao rebaixamento. Essa característica parece representar uma paisagem relictá, possivelmente associada à erosão diferencial.

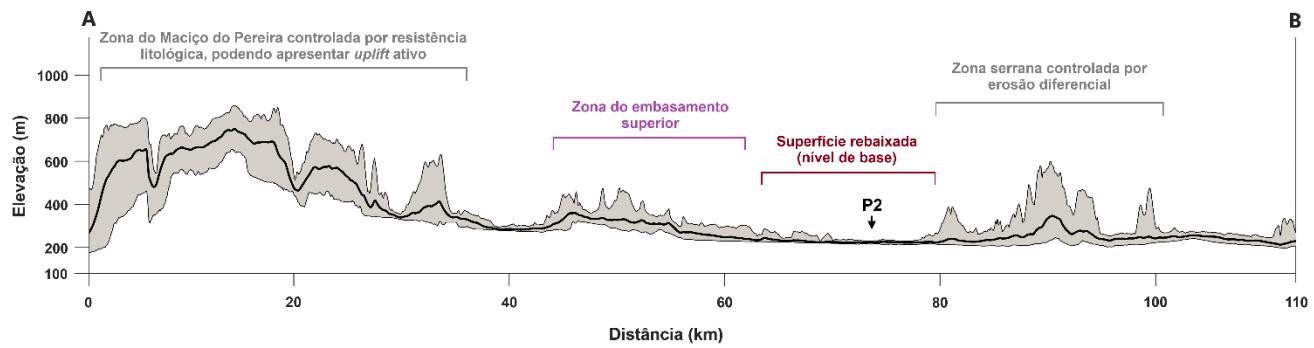


Figura 16 – Perfil em faixa da seção A-B da bacia do rio Peixe, com orientação noroeste-sudeste (NW-SE). Escala vertical: 20 m

As observações analisadas mostram uma boa correlação com as condições litológicas da paisagem da BRP. A distribuição espacial dos knickpoints em relação à geologia da área é moderadamente variável, mas apresenta uma notável uniformidade dentro de um contexto litológico específico, rochas metamórficas e ígneas (Figura 17). Apesar da elevada diversidade de formações, complexos, grupos e suítes, a litologia dessa região do território paraibano, com exceção dos sedimentos quaternários e cretáceos, demonstra homogeneidade em termos de resistência à erosão (Tabela 4).

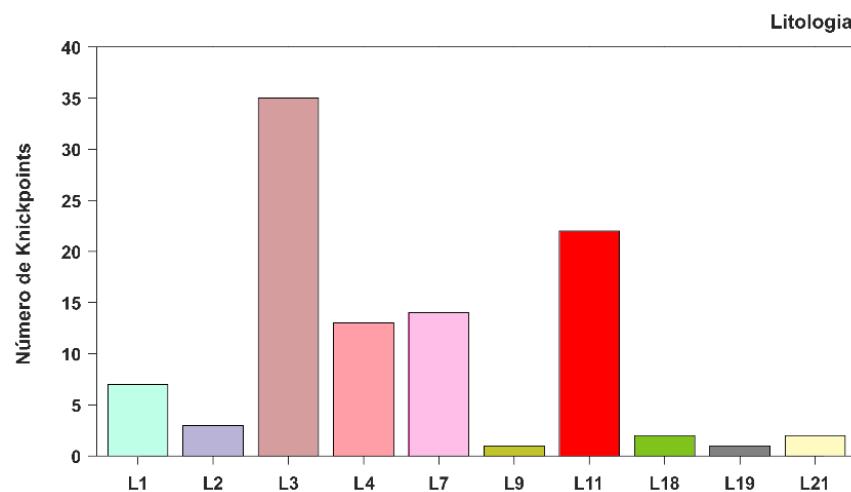


Figura 17 – Distribuição do número de knickpoints por litologias na bacia do rio do Peixe.

A bacia sedimentar do Rio do Peixe ocupa a porção rebaixada da paisagem, apresentando litologia com fraca resistência litológica e consequentemente baixa incidência de knickpoints. Os knickpoints associados a morfogênese atuante na bacia, são restritas pelos lineamentos estruturais

regionais e falhas que delimitam os semi-grábens (Matos, 1992; Carvalho; Melo, 2012), além das rochas metamórficas e ígneas do embasamento superior.

A espacialização desses knickpoints está associada ao pulso de dissecação derivado do nível de base atual, o rio Piranhas, que está avançando sobre a borda da bacia sedimentar, evidenciando uma evolução morfogenética por erosão diferencial. Devido a preservação da unidade superior do Grupo Rio do Peixe, a Formação Piranhas (Costa, 1964), é possível que esse nível de base seja resultado da captura recente do rio do Peixe pelo rio Piranhas, como sugerido por Tavares *et al.* (2024).

As rochas de maior resistência erosiva concentraram a maior quantidade de knickpoints, com destaque para os ortognaisses Paleoproterozoicos do Complexo Jaguaretama e os granitóides Neoproterozoicos da Suíte Itaporanga (Figura 18). No setor próximo ao Maciço do Pereiro, essas unidades estão diretamente associadas às condições de resistência litológica impostas pelo ortognaisse e pelo granito.

As unidades associadas aos paragnaisses e xistos apresentam menor concentração de knickpoints, devido à menor resistência imposta por sua litologia (Tabela 4). Como resultado, os knickpoints originados do Rio Piranhas tornam-se mais efetivos, propagando-se para áreas a montante da bacia sedimentar, embora não efetiva suficiente para nivelar a elevação. Destacam-se, nesse contexto, as zonas de cisalhamento, que sugerem condições favoráveis para a propagação dos knickpoints (*e.g.* Alves *et al.*, 2022).

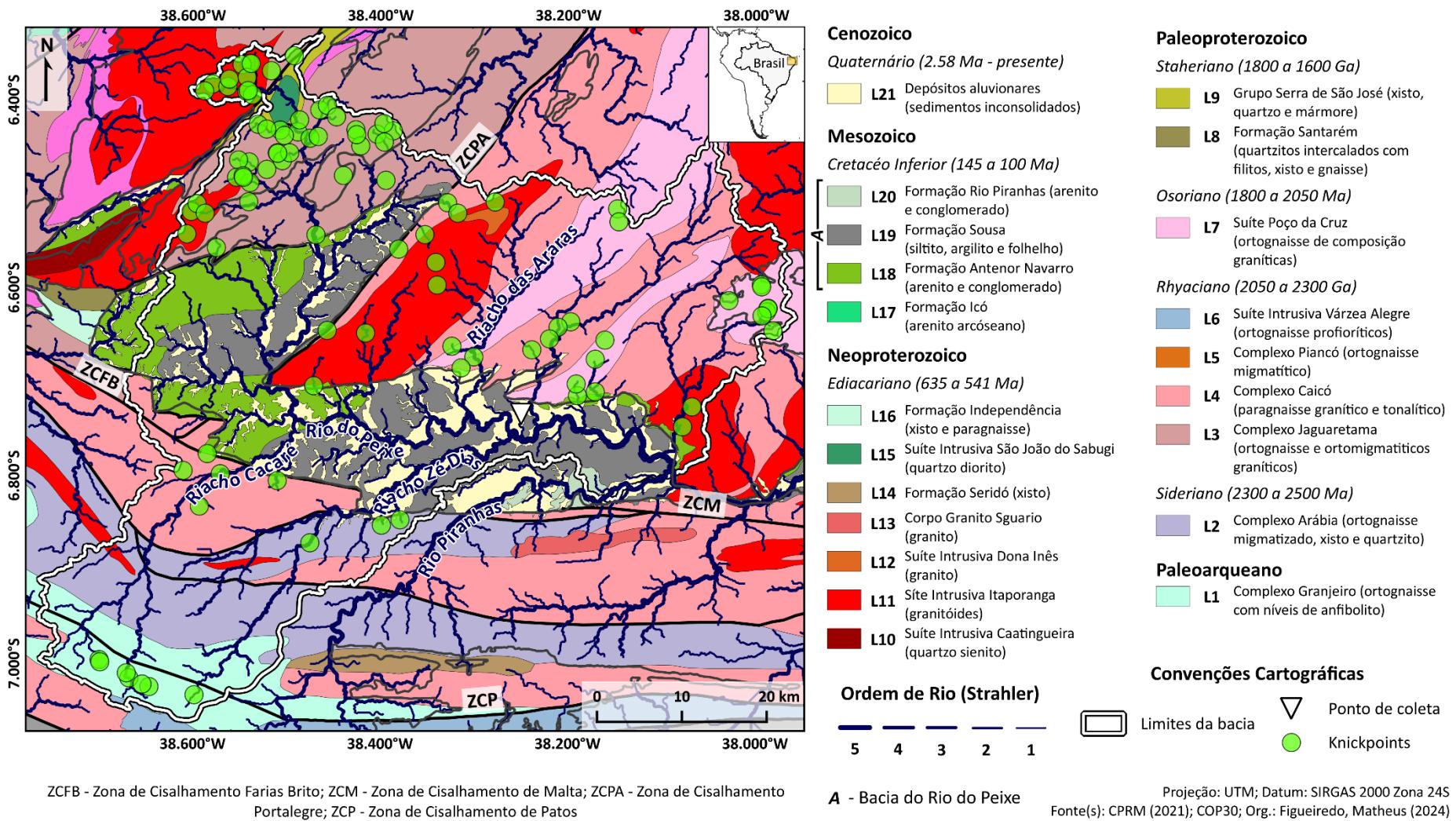


Figura 18 – Unidades geológicas simplificadas da bacia do rio do Peixe e ocorrência de knickpoints.

Tabela 4 – Principais litologias expostas na BRP, incluindo suas idades e grupos de acordo com sua resistência relativa à erosão. Adaptado de Goudie (2006) e Selby (1993).

Idade (Ma)	Unid	Litologia	Resistência da rocha
Quaternário	L21	Areia, silte e argila	Muito baixa
	L20	Arenito e conglomerado	Moderada
	L19	Siltito, argilito e folhelho	Muito baixa
	L18	Arenito e conglomerado	Moderada
	L17	Arenito arcóseano	Baixa
Cretáceo	L16	Xisto e paragnaisse	Moderada
	L15	Quartzó diorito	Alta
	L14	Xisto	Moderada
	L13	Granito	Alta
	L12		
Ediacariano	L11	Granítoides	Alta
	L10	Quartzó sienito	Alta
Staheriano	L09	Xisto	Moderada
	L08	Quartzito	Muito alta
Orosiriano	L07	Ortognaisse	Alta
Rhyaciano	L06		
	L05	Ortognaisse	Alta
	L04	Paragnaisse	Moderada
	L03	Ortognaisse	Alta
Sideriano	L02	Ortognaisse	Alta
Paleoarqueano	L01	Ortognaisse	Alta

A relação entre geologia e solos na bacia do rio do Peixe é notável. Nas áreas de domínio das rochas cristalinas, predominam classes de solos como Argissolos, Neossolos e Luvissolos, que refletem a interação entre a composição mineralógica do embasamento, e os níveis de intemperismo frente a resistência dessas rochas à erosão (Santos *et al.*, 2012; Câmara *et al.*, 2021; Araújo Filho *et al.*, 2023) (Figura 19).

Por outro lado, nos setores rebaixados da bacia, associadas às formações sedimentares do Grupo Rio do Peixe, predominam os Planossolos e Vertissolos, que refletem às condições deposicionais, as características litológicas subjacentes como siltitos e argilitos, além do clima semiárido atual (Araújo Filho, 2011; Sousa, 2015).

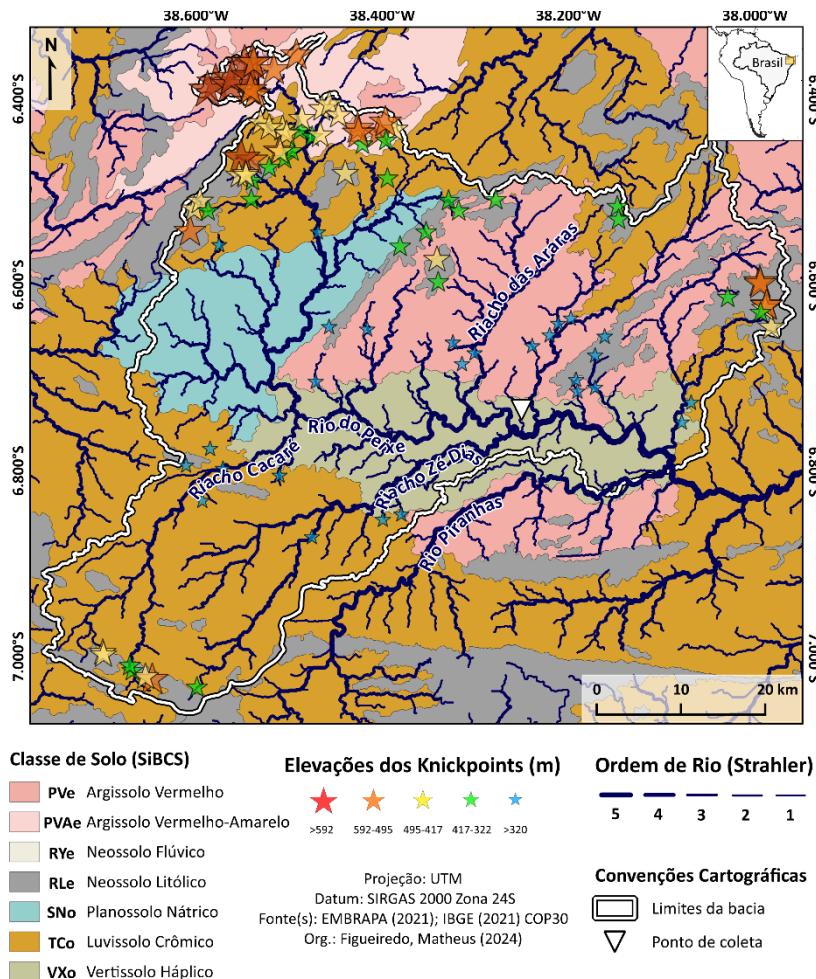


Figura 19 – Classe de solos da bacia do rio do Peixe e ocorrência de knickpoints.

A distribuição dos Planossolos e Vertissolos na bacia do rio do Peixe, seriam condicionadas pela presença das rochas sedimentares do Grupo Rio do Peixe e dos materiais derivados do Maciço do Pereiro. Esse maciço, devido à sua elevação e evidências de deposição coluvial (Gurgel *et al.*, 2013), funcionam como área fonte de sedimentos para as áreas a jusante da bacia. Esses depósitos dependeriam das condições de eficiência erosiva para serem transportados ao longo da bacia, ou, alternativamente, permaneceriam estagnados e seriam incorporados pelos solos.

Outro fator relevante no contexto pedológico, é a relação com a distribuição dos knickpoints com os Argissolos (Figura 20). Essa classe de solo apresenta a maior concentração de knickpoints, e essa predominância pode refletir, em parte, as condições de resistência litológica imposta pelo Maciço do Pereiro, em que estes solos podem ser fruto do retrabalhamento do material.

Nas demais áreas, os knickpoints registrados nos Argissolos são menos frequentes e possuem baixa amplitude altimétrica, indicando menor dinâmica erosiva. Nestes casos, estariam associados ao processo de rejuvenescimento da paisagem, em que o Argissolo funcionaria como um solo fruto da instalação de um sistema de transformação pedológica.

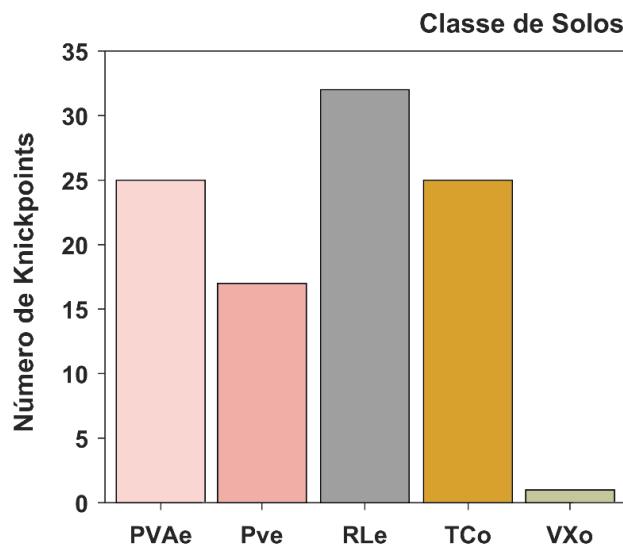


Figura 20 – Distribuição do número de knickpoints por classe de solos da bacia do rio do Peixe.

Os Luvissolos também apresentam uma quantidade significativa de knickpoints, mas, nesse caso, parecem estar diretamente relacionados às características das rochas subjacentes, como os migmatitos e anfibolitos, que influenciam na resistência à erosão e, consequentemente, na formação desses solos. Por outro lado, os Neossolos Litólicos estão associados às áreas recentemente expostas, o que explica a alta correlação entre esses solos e os knickpoints, já que refletem paisagens rejuvenescidas e diretamente moldadas pelos pulsos de dissecação.

Os valores do índice de inclinação normalizada do canal (k_{sn}) na paisagem da Bacia do Rio do Peixe apresentam, em geral, baixa variabilidade, sendo predominantemente uniformes, com exceção de três setores específicos (Figura 21). Na porção mais rebaixada da paisagem, correspondente à Bacia Sedimentar do Rio do Peixe, os valores de k_{sn} são consistentemente baixos, corroborando os dados discutidos previamente. Essa característica reforça a interpretação de que a bacia sedimentar é uma área de baixo potencial erosivo. Tal condição é corroborado por Rodrigues e Souza (2020) ao verificar baixo

confinamento fluvial e predominância de processos de transporte e deposição no setor de encontro do rio Piranhas com o rio do Peixe.

Pequenas alterações nos valores de k_{sn} ocorrem no contato entre os sedimentos da bacia sedimentar e o embasamento cristalino superior, mas apresentando baixa magnitude (alterações de 5 para 15). Entretanto, um pico de declive mais significativo é registrado no trecho a montante do rio do Peixe, na transição entre os arenitos da Formação Antenor Navarro e os ortognaisses do Complexo Jaguaretama.

Esse comportamento possivelmente reflete a influência da erosão diferencial, isto é, diferentes resistências à erosão que marcam a transição entre os sedimentos da bacia e os granitos que compõem a região do Maciço do Pereiro, ou estaria relacionado ao último episódio de reajuste topográfico causado pelo rio Piranhas, cujo antigo nível de base possivelmente era superior a 20 m que o atual (Fènelon, 1958).

Nas áreas correspondentes ao primeiro patamar topográfico, situadas em elevações mais altas do que a bacia sedimentar, os valores de k_{sn} aumentam gradualmente (5 para 30), embora sem grande expressividade. Pequenos picos de k_{sn} são registrados, sendo interpretados como reflexo da presença de lineamentos estruturais que condicionam rupturas sutis no declive do canal (Cordeiro *et al.*, 2024). Esses padrões indicam um leve controle estrutural, mas sem alterações significativas na morfologia geral da paisagem.

A região do Maciço do Pereiro destaca-se como o setor com os maiores valores de k_{sn} na paisagem da Bacia do Rio do Peixe. Esses índices elevados indicam maior capacidade erosiva, sugerindo que o maciço atua como uma área fonte de sedimentos para as regiões a jusante.

É provável que os sedimentos gerados no Maciço do Pereiro estejam sendo transportados e depositados nas áreas de baixo relevo. Tal condição de deposição quaternária na bacia é verificada por Marinho (1979), sendo correlata aos depósitos do maciço discutidas e datadas por Gurgel (2013) desde o Último Máximo Glacial (UMG). Essa condição influência diretamente a pedogênese das partes rebaixadas (Marinho, 1979).

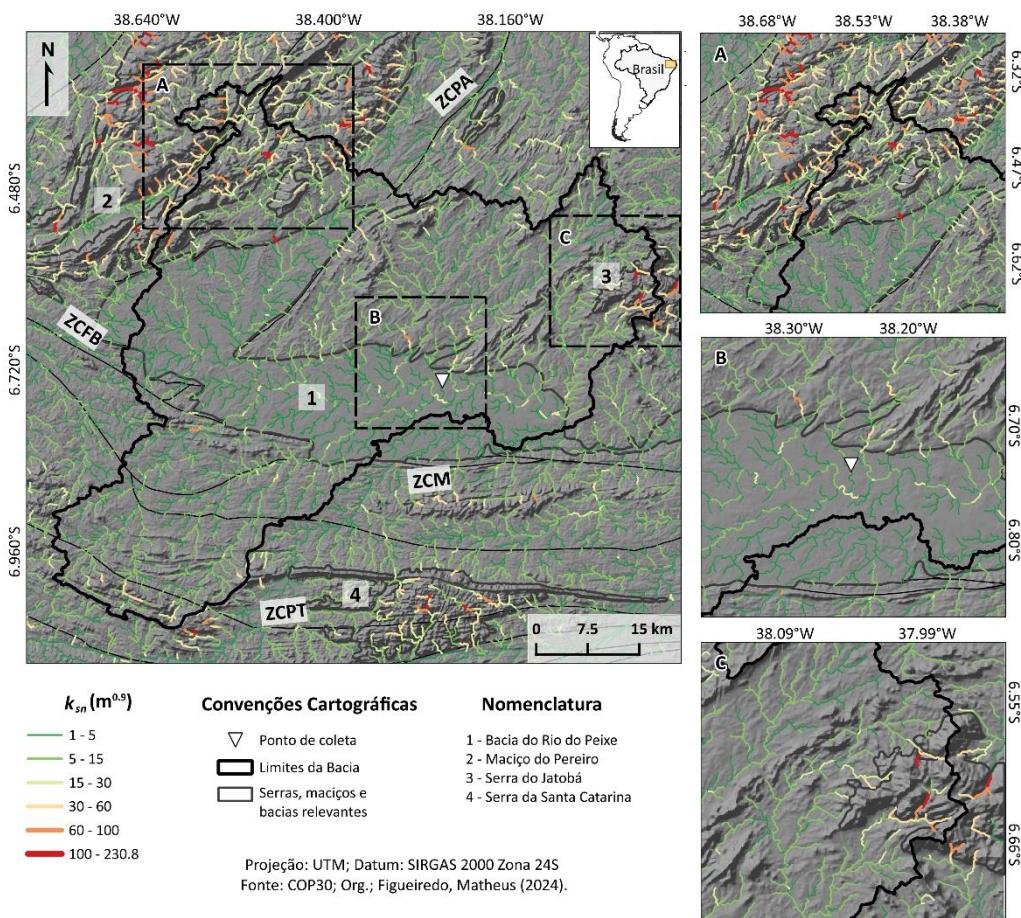


Figura 21 – Mapa da inclinação normalizada do canal (k_{sn}) sobreposto a uma imagem de sombreamento de relevo. **A**) Área de elevados valores de k_{sn} associadas ao Maciço do Pereiro; **B**) Destaque para os baixos valores de k_{sn} das paisagens vertissólicas da Superfície Sedimentar Rebaixada; **C**) Paisagem com valores de k_{sn} contrastantes relacionados a erosão diferencial.

Outras áreas com elevados valores de k_{sn} incluem as Serras do Jatobá e Santa Catarina. Essas regiões aparentam estar relacionadas à erosão diferencial, controlada pelas litologias de composição granítica, que apresentam maior resistência à erosão (Maia; Nascimento, 2018). Estes contrastes litológicos reforçam o papel da litologia na esculturação do relevo, influenciando na distribuição dos índices de k_{sn} na paisagem e na distribuição dos solos na área.

O perfil χ -elevação sintetiza de forma clara a dinâmica geomorfológica da Bacia do Rio do Peixe (Figura 22). O Rio do Peixe apresenta condições de equilíbrio em grande parte do seu percurso, com uma ruptura evidente a montante, marcada por um knickpoint. Essa ruptura coincide com os altos valores de k_{sn} e sinaliza a transição entre os sedimentos da bacia sedimentar e o embasamento cristalino.

A distribuição dos knickpoints revela três grandes grupos. O primeiro grupo é identificado entre 250 e 320 m de altitude e está associado à propagação do pulso erosivo originado pelo rio Piranhas e propagado pelo rio do Peixe, representando o último evento de dissecação. Este pulso estaria provocando a retirada dos Argissolos na Bacia.

Curiosamente, em termos altimétricos, esse grupo coincide, em algumas áreas, com a cota do knickpoint na transição dos sedimentos com o embasamento, reforçando a ideia da existência de uma paleosuperfície, onde predominavam os Argissolos.

Essa configuração pode sugerir a quantidade de sedimento removido ao longo do tempo. Se considerarmos que houve uma remoção de 20 m de materiais, sendo o processo de captura e propagação da dissecação ocorrido possivelmente no início do Quaternário, então teríamos uma taxa de erosão em cerca de 7 m/Ma.

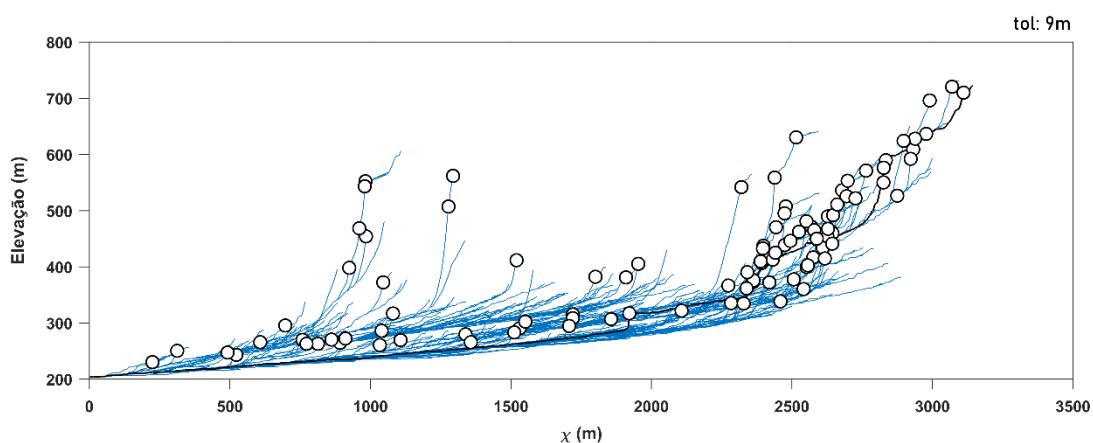


Figura 22 – Perfis longitudinais no espaço χ -elevação das drenagens da bacia do rio do Peixe. A linha preta representa o rio principal (Rio do Peixe). Os círculos brancos indicam os knickpoints

O segundo grupo de knickpoints está localizado em altitudes superiores a 350 metros, distribuídos entre as distâncias 500 e 1300 no perfil χ . Estes knickpoints estão alinhados, com padrões marcados por retilinidade dos rios, evidentes nos mapas de elevação, geologia e solos (aglomerados e seguindo uma orientação bem definida). Este agrupamento sugere a influência de lineamentos estruturais regionais ou locais, que condicionam as rupturas no canal. A litologia predominante, composta por granitos e quartzitos, também

desempenha um papel fundamental, conferindo maior resistência à erosão, possivelmente resultando em processos de erosão diferencial.

O terceiro grupo está associado aos cursos que drenam a partir do Maciço do Pereiro, onde o perfil χ -elevação indica condições de desequilíbrio. A presença de concavidades sucessivas, semelhantes a degraus, podem refletir os diferentes pulsos de soerguimento que influenciaram a Província Borborema ao longo do Cenozoico, conforme indicado por Gurgel *et al.* (2013). Outra condição pode refletir condições litoestruturais de detalhe, cujo material cartográfico não conseguiu evidenciar com detalhe, ou ambas as condições. Além disso, a inclinação ascendente da linha do perfil sugere um aumento na área drenada, indicando que o maciço está atualmente em um processo ativo de captura fluvial.

Em síntese, o perfil χ -elevação demonstra a existência de uma superfície em condições de equilíbrio na região da bacia sedimentar do Rio do Peixe. Essa área está em uma condição em que as taxas de erosão e de soerguimento, ou produção de solo (intemperismo) parecem equivalentes.

Em contraste, o restante da paisagem permanece em processo de ajuste topográfico, influenciado tanto pela resistência litológica, que retarda os pulsos de dissecação derivados do nível de base atual, quanto pelas taxas de soerguimento associadas ao Maciço do Pereiro.

4.2.2 Bacia do Rio Banabuiú - BBN

Dentro da mesma lógica apresentada para a BRP, trataremos agora da Bacia do Rio Banabuiú (BBN). Nesta, utilizamos um limiar de tolerância de 40 m, que permitiu identificar 91 knickpoints na bacia. A BBN apresenta uma clara setorização altimétrica, com setores elevados associados às serras na porção oeste, que fazem fronteira com as bacias do Rio Jaguaribe e do Rio Poti.

O nível de base da bacia é controlado pelo Rio Jaguaribe, cuja calha principal percorre o lado direito do divisor rebaixado da bacia do Banabuiú. Já as áreas mais baixas da bacia se configuram como um extenso pedimento, iniciadas no sopé do conjunto serrano, com elevações que gradualmente diminuem de 340 metros para cerca de 120 metros (Figura 23).

Vários canais da bacia exibem mudanças abruptas de direção, combinadas com um traçado retilíneo, indicando um forte controle estrutural. Os knickpoints estão distribuídos de forma desigual, concentrando-se predominantemente nas áreas serranas a jusante, onde apresentam elevadas amplitudes altimétricas.

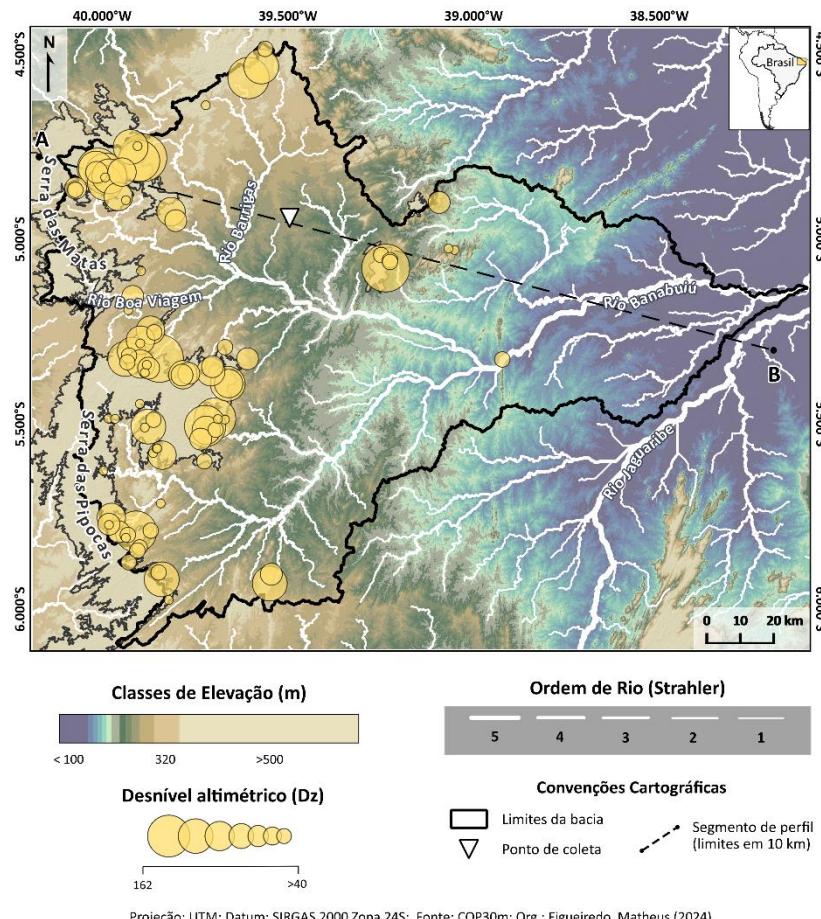


Figura 23 – Mapa de elevação da bacia do rio Banabuiú, com destaque para amplitude altimétrica dos knickpoints identificados

Alguns knickpoints, espalhados pela região média da bacia, estão próximos a trechos mais retilíneos dos cursos fluviais. Apenas um knickpoint derivado do rio principal foi identificado, com um desnível altimétrico reduzido, sugerindo uma parte da paisagem ainda não ajustada às condições do nível de base atual.

O relevo local na BBN apresenta um padrão bem definido (Figura 24). Verificamos uma extensa faixa de topografia mais alta que se distribui de maneira contínua ao longo dos interflúvios a oeste e parcialmente a norte, enquanto há ausência de áreas de alta variação altimétrica no divisor com o Rio

Jaguaribe. Uma característica marcante é uma região de baixa variação, circundada pela faixa de alta elevação, próxima ao curso do rio principal, destacada na Figura 24 (a).

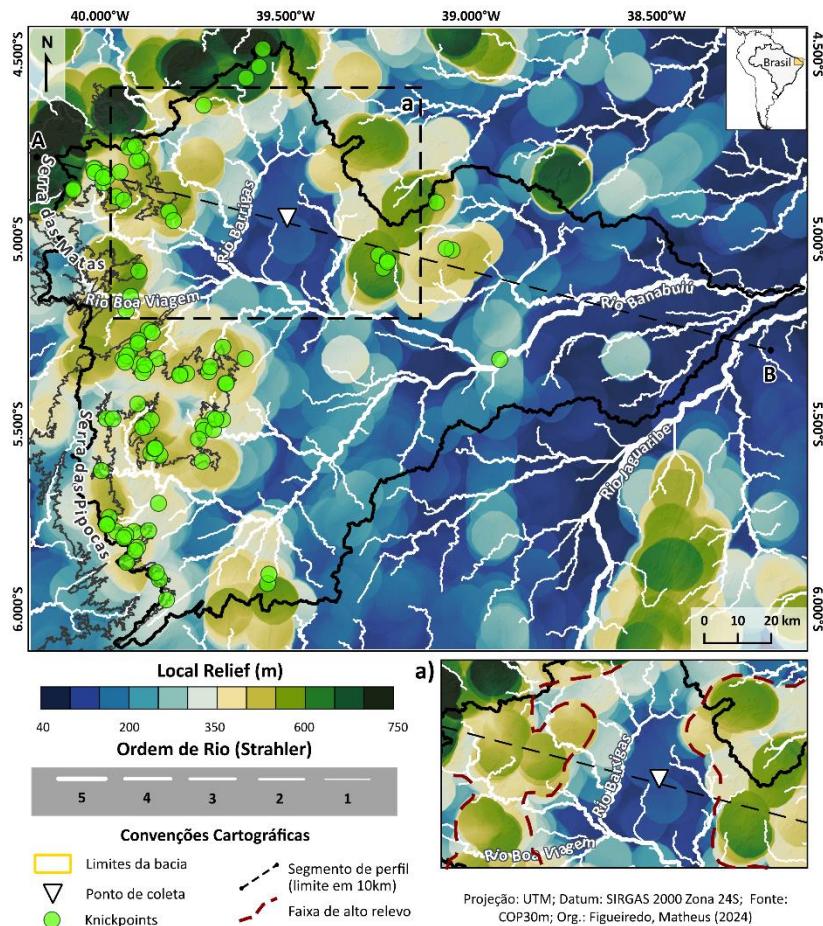


Figura 24 – Mapa de relevo local da bacia do rio Banabuiú (5 km de diâmetro). **a)** Destaque para o baixo relevo da área de ocorrência de Vertissolo

A faixa mais alta apresenta valores entre 400 e 750 m, apresentando uma média de 145 m. Esse setor tem como característica ao confinamento de suas drenagens na faixa mais baixa, enquanto os cursos das bacias vizinhas atravessam as áreas mais baixas em direção à Bacia do Banabuiú, indicando possíveis processos de captura ativos.

De modo geral, formas mais baixas dominam a bacia do Banabuiú de maneira uniforme, exceto por uma leve faixa que corta o médio do baixo curso da bacia. A forma dessa faixa aparenta seguir uma estrutura. Essa configuração indica condições de equilíbrio para praticamente toda a bacia, marcando dois níveis de equilíbrio. Um ajustado ao nível de base atual do rio Jaguaribe e outro

em condições ao antigo nível de base. Essa condição menos elevada apresenta valores entre 40 e 400 m, com uma média de 220 m.

Ao analisar o perfil em faixa (Figura 25), observamos uma dinâmica interessante na topografia, especialmente na região a montante, localizada nos divisores. Essa área, localizado entre o inicio do perfil a aproximadamente 30, apresenta uma relação singular entre as médias topográficas, marcada por altas amplitudes entre as médias, mínimas e máximas. Identificamos pelo menos três picos negativos de mínimas muito baixas, que não levam a média a reduzir significativamente. Tal característica, sugere a presença de vales entalhados, possivelmente rompidos pela drenagem, onde o controle estrutural parece ser determinante. De maneira geral, as médias tendem a acompanhar as máximas, o que sugere um forte controle litológico, enquanto as áreas com vales entalhados, possivelmente, refletem o papel das estruturas geológicas.

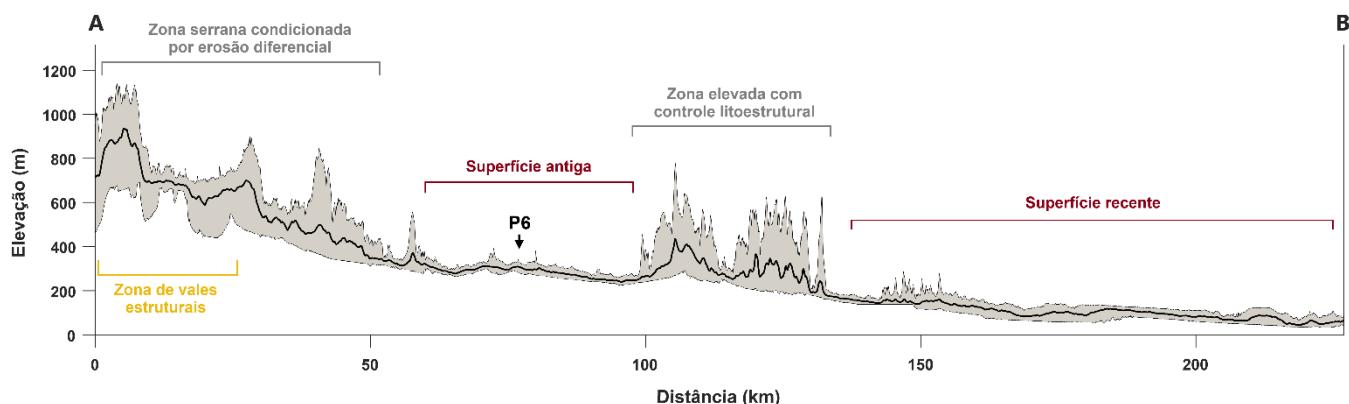


Figura 25 – Perfil em faixa da seção A-B da bacia do rio Banabuiú, com orientação oeste-leste (W-E). Escala vertical: 40 m

Saindo dessa condição de interflúvio, na distância anterior e próximo a 50 surge um pico topográfico isolado, onde a média não o acompanha, indicando um rebaixamento na topografia. Entre as distâncias 50 e 100, as médias topográficas aparecem unidas, sinalizando condições de equilíbrio. Nessa área, uma leve inclinação ascendente às médias é identificada, o que pode indicar a influência de fases de soerguimento ou reorganização da malha hidrográfica.

Na sequência há uma área do perfil cujas máximas se sobressam, embora a média acompanha a mínima, indicando uma relação de resistência litológica, entre as distâncias 100 a 150 km aproximadamente. Essa configuração é singular, pois essas elevações não são evidentes no mapa de elevação e está

situa-se na transição que divide dois setores com variações altimétricas mais baixas. Por fim, a parte seguinte do perfil, apresenta a três linhas em cotas muito próximas, representando uma segunda superfície em equilíbrio.

Ao observar as unidades geológicas da Bacia do Rio Banabuiú, se evidencia a relação entre a distribuição dos knickpoints e o controle litoestrutural da paisagem (Tabela 5). O controle estrutural exercido é verificado em algumas drenagens, cuja orientação respondem a orientação SW-NE, seguindo, encaixadas sobre as zonas de cisalhamento de Senador Pompeu e Orós-Aiuaba (Figura 26).

Tabela 5 – Principais litologias expostas na BNB, incluindo suas idades e grupos de acordo com sua resistência relativa à erosão. Adaptado de Goudie (2006) e Selby (1993).

Idade (Ma)	Unid	Litologia	Resistência da rocha
Quaternário	L30	Areia, silte e argila	Muito baixa
Mioceno	L29	Formação Barreiras	Baixa
Cretáceo	L28	Arenitos, siltitos e folhelhos	Baixa
	L27	Arenitos e conglomerados	
Ediacariano	L26	Quartzo diorito	
	L25	Leucogranítóide	Alta
	L24	Granítóide	
	L23	Sienogranito e quartzo monzonito	Muito alta
	L22	Granítóide	
	L21	Migmatito	Alta
	L20	Diatexito e migmatito	Moderado
Staheriano	L19	Metagranítóide	Muito alta
	L18	Mármore	
	L17	Xisto e paragnaisse	Moderado
	L16	Quartzito	Muita alta
	L15	Ortognaisse	Alta
	L14	Xisto, quartzo e mármore	Moderado
	L13	Granitos e granodioritos	
	L12	Anfibolitos e metadioritos	
	L11	Quartzitos intercalados com filitos, xistos e gnaisses	Muito alta
	L10	Ortognaisse	
Riciano	L09	Suíte Itapiúna	Alta
	L08	Ortognaisse quartzo-diorito	

L07	Ortognaisse		
L06	Paragnaisse, metaconglomerados e quartzitos	Moderado	
L05	Paragnaisse e xistos migmatizados		
L04	Ortognaisse		
L03	Ortognaisse	Alta	
L02	Metagabros e metadioritos		
Neoarqueano	L01	Ortognaisse e migmatitos	Alta

A faixa de maior variação altimétrica identificada na área é justificada pela presença de estruturas que cortam a bacia com orientações N-S e SW-NE (Parente; Almeida; Arthaud, 2008), sendo a zona de cisalhamento um dos fatores que demarcam a ocorrência de um knickpoint. Esse pulso de dissecação parece ser recente e derivado do nível de base do rio Jaguaribe, que teria sua propagação controlada pelas rochas graníticas e granodioríticas da Suíte do Deserto.

Um cotovelo altamente sinuoso, situado acima desse controle estrutural, teria permitido a propagação do pulso de dissecação graças à influência da estrutura geológica, mesmo em uma região dominada pelos quartzitos da Formação Santarém (Rodrigues, 2023).

Essa configuração sugere um processo ativo de captura fluvial, como indicado pelas variações altimétricas locais. A montante, na faixa mais alta, concentra-se a maior propagação de knickpoint, predominantemente nas áreas do Complexo Cruzeta (ortognaisses) e da Formação Santarém (quartzitos), que ainda sustentam essas áreas elevadas devido à sua alta resistência a erosão (Figura 27).

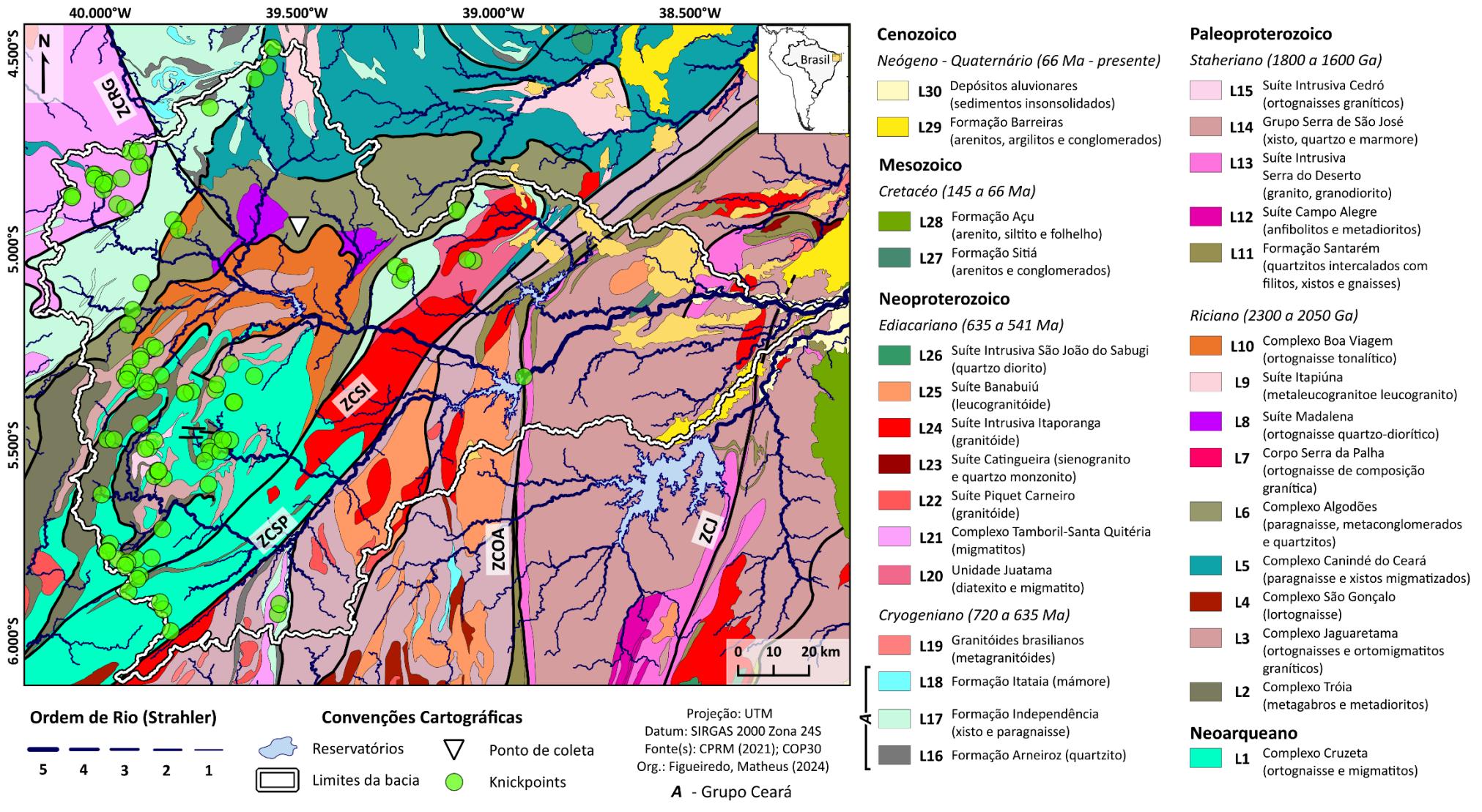


Figura 26 – Unidades geológicas simplificadas da bacia do rio do Banabuiú

A região mais baixa e destacada na Figura 24, que inclui o ponto de coleta do Vertissolo e se assemelha a um anfiteatro, parece ser isolada litologicamente pela influência da Formação Santarém. Esse controle litológico condicionaria a manutenção dessa superfície, interpretada como paisagem de equilíbrio.

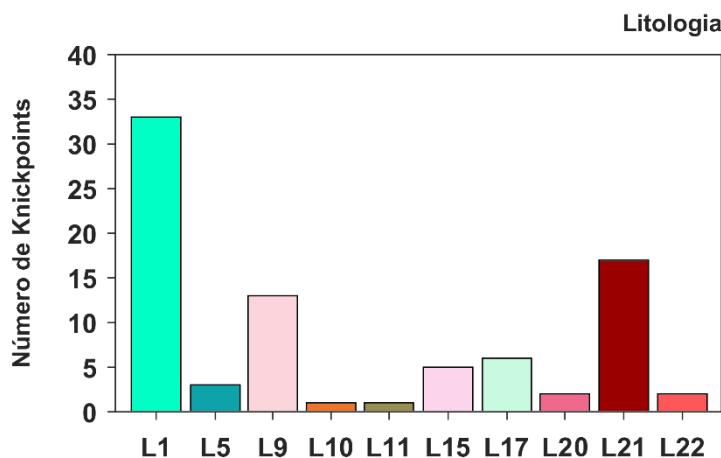
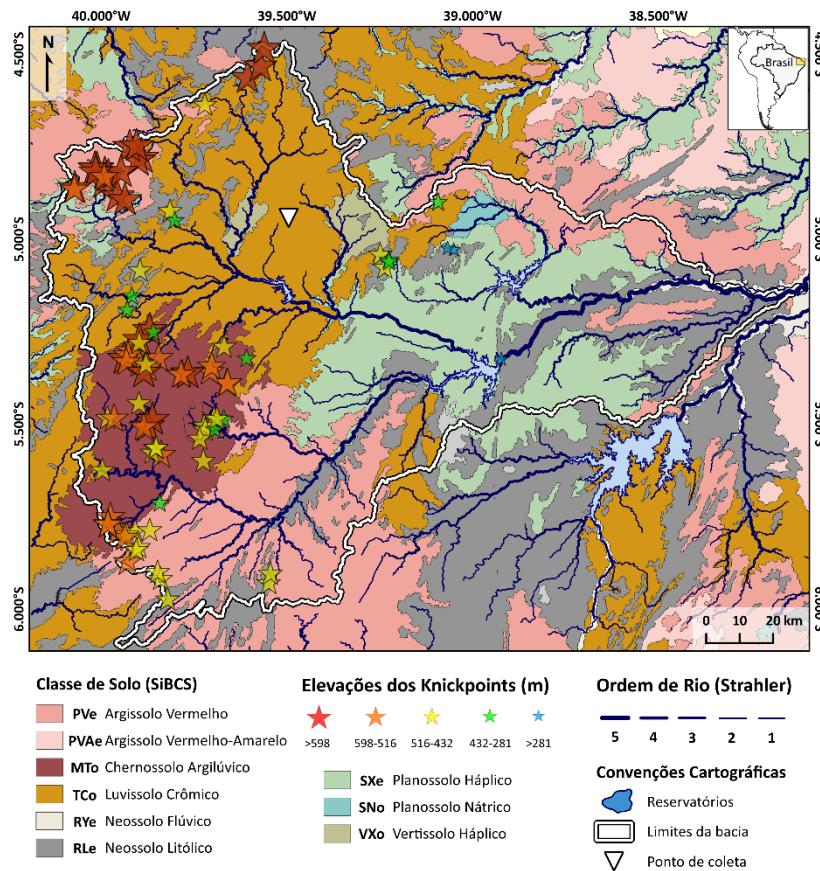


Figura 27 – Distribuição do número de knickpoints por litologias na bacia do rio Banabuiú

A distribuição dos solos apresenta correlações importantes com os níveis topográficos indicadas pelo perfil em faixa, sendo possível de serem visualizados, organizados em dois setores relativamente bem definidos (Figura 28). Do médio para o baixo curso da bacia, onde praticamente a bacia é recortada pelo Zona de Cisalhamento de Orós, predominam Planossolos e Neossolos. Enquanto do médio para o alto curso, há o predomínio de Argissolos, Luvissolos e Vertissolos. A presença de Chernossolos nessa região nos parece anômala e possivelmente decorrente de limitações escalares da base cartográfica utilizada, derivadas do projeto Radam (1973). Materiais mais recentes não indicam a presença desses solos na região, no entanto, os dados atualizados ainda não estão disponíveis ao público (Ceará, 2024).

Essa configuração indica uma pedossequência regional. Os solos possivelmente mais recentes estão concentrados no médio e baixo curso, sendo formados pela exposição de rochas de elevada resistência, como os ortognaisses do Complexo Jaguaretama, os leucogranítoides da Suíte Banabuiú e os granítoides da Suíte Intrusiva Itaporanga.



Projeção: UTM; Datum: SIRGAS 2000 Zona 24S; Fonte(s): EMBRAPA (2021); IBGE (2021) COP30; Org.: Figueiredo, Matheus (2024)

Figura 28 – Classe de solos da bacia do rio do Banabuiú.

Uma relação cronológica interessante é observada nos solos à montante, como Luvissolos e Vertissolos, que estão associados às condições de semiaridez vigentes, atestando sua formação relativamente recente. Por outro lado, a presença de Neossolos e Planossolos nas áreas a jusante indica uma recenticidade ainda maior, pois esses solos estão diretamente relacionados à atuação de pulsos de dissecação mais recentes, que moldaram as paisagens em níveis topográficos inferiores.

A distribuição dos solos aponta para uma maior concentração de Chernossolos (Figura 29); no entanto, presume-se que os solos situados nessa posição da paisagem sejam, na verdade, Argissolos. Isso sugere que essas áreas estão atualmente em processos de rejuvenescimento, com evidências de ajuste às dinâmicas erosivas.

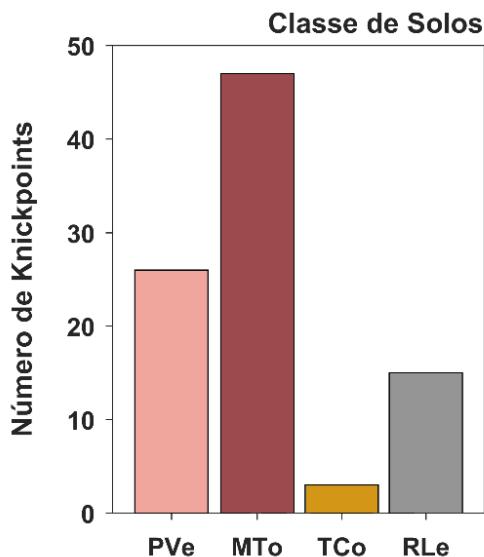
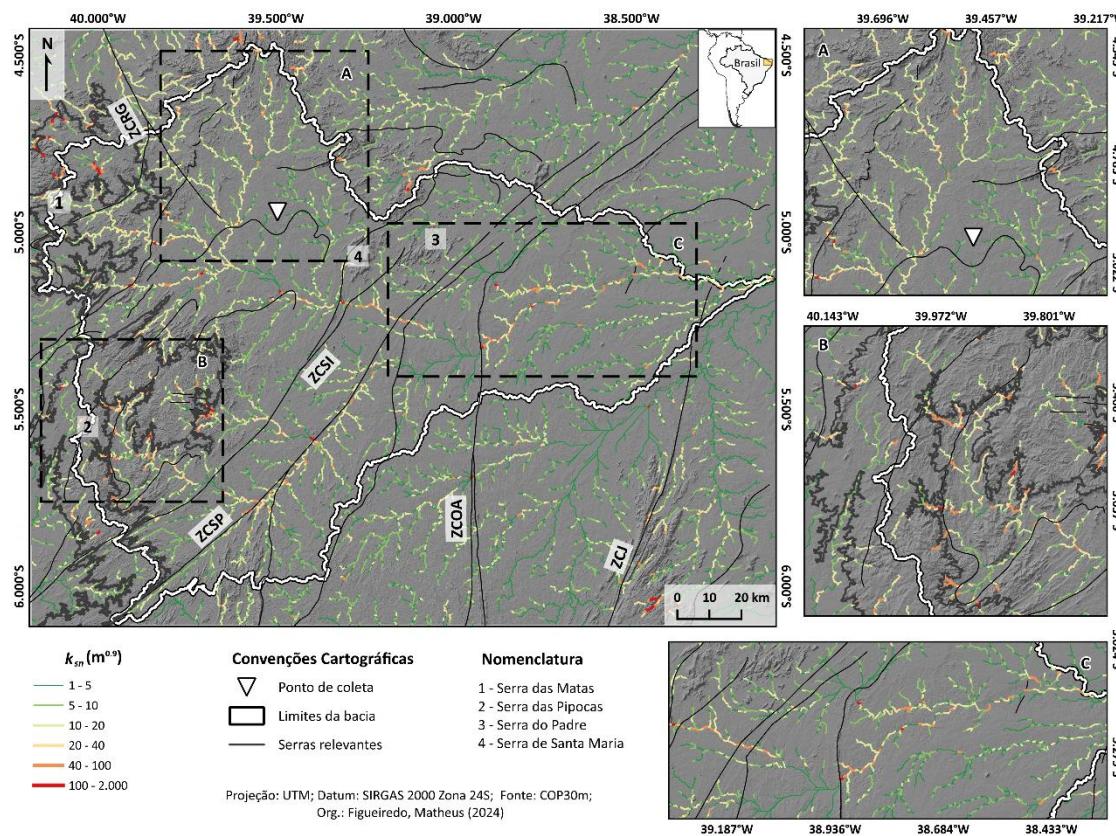


Figura 29 – Distribuição do número de knickpoints por classe de solos na bacia do rio Banabuiú.

Os valores de k_{sn} na Bacia do Rio Banabuiú são, em geral, relativamente altos, com algumas exceções notáveis (Figura 30). Uma faixa contínua de baixos valores de inclinação normalizada do canal é identificada na região posterior à Zona de Cisalhamento de Orós, assim como na área correspondente ao perfil do Vertissolo, ambas marcando setores de menor potencial erosivo. Em contraste, a drenagem orientada em SW-NE (sentido alto curso do Jaguaribe) apresenta altos valores de k_{sn} , consistentes com a propagação de knickpoints ao longo de seu curso, indicando uma dinâmica fluvial ativa (ganho de área).

Pequenos trechos de canal apresentam os maiores valores de k_{sn} , sendo mapeados em várias locais da bacia, coincidindo com os knickpoint. Esses locais parecem refletir trechos onde os leitos fluviais atravessam ou incidem sobre litologias de maior resistência à erosão, como granitos e quartzitos, ou são influenciados por contextos estruturais, como os lineamentos estruturais.

No trecho mais a jusante, os valores de k_{sn} são consistentemente altos ao longo de quase todo o percurso, reforçando as condições de reajuste do nível de base que impactam as áreas a montante. Esses padrões sugerem uma forte interação entre os processos geomorfológicos, litológicos e estruturais na evolução da bacia.



A visualização do perfil χ -elevação sintetiza de forma clara toda a discussão apresentada (Figura 31). O rio Banabuiú, em seu trecho inicial, apresenta uma faixa retilínea até aproximadamente a distância de 50 m, situando a paisagem em equilíbrio com o atual nível de base, controlado pelo rio Jaguaribe. Nesse ponto ocorre a primeira ruptura no perfil, onde se localiza um knickpoint.

Com base na geologia, atribuímos essa ruptura ao controle litológico, com uma amplitude acima de 100 m. Esse rebaixamento significativo levanta questões sobre sua origem: seria apenas o controle litológico ou houve uma alteração mais significativa no sistema fluvial do Rio Jaguaribe, como um rebaixamento a sua jusante?

Abaixo dessa área inicial, alguns rios apresentam trajetórias descendentes, indicando perda de área e confirmando processos de captura fluvial ativos pelas bacias vizinhas. Entre o primeiro e o segundo pulso de

dissecação, destaca-se outro controle litológico associado aos quartzitos, que preservam a área onde se encontra o perfil do Vertissolo.

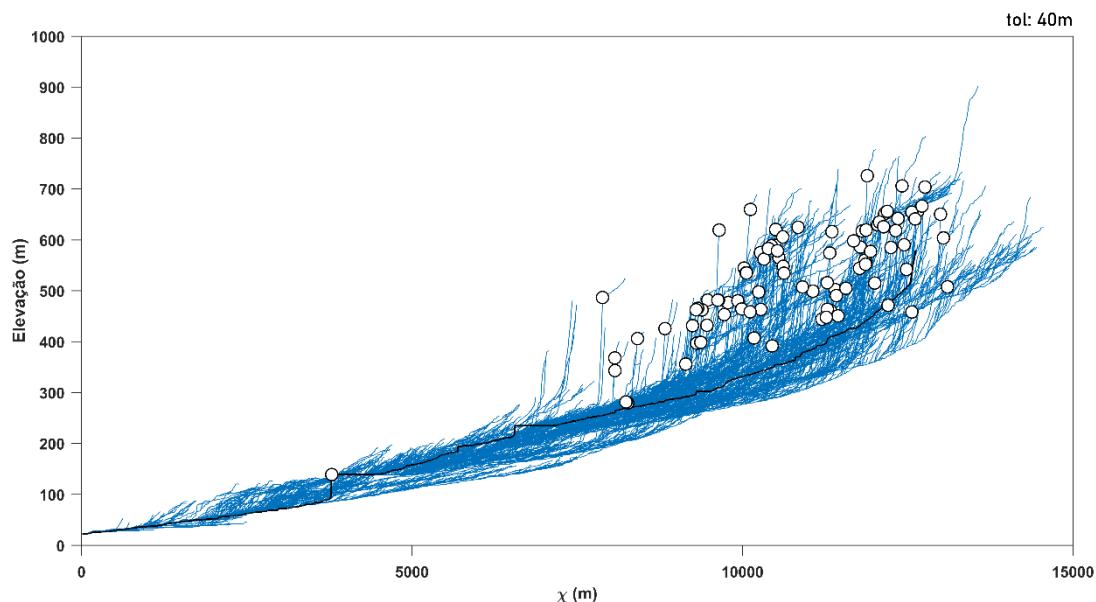
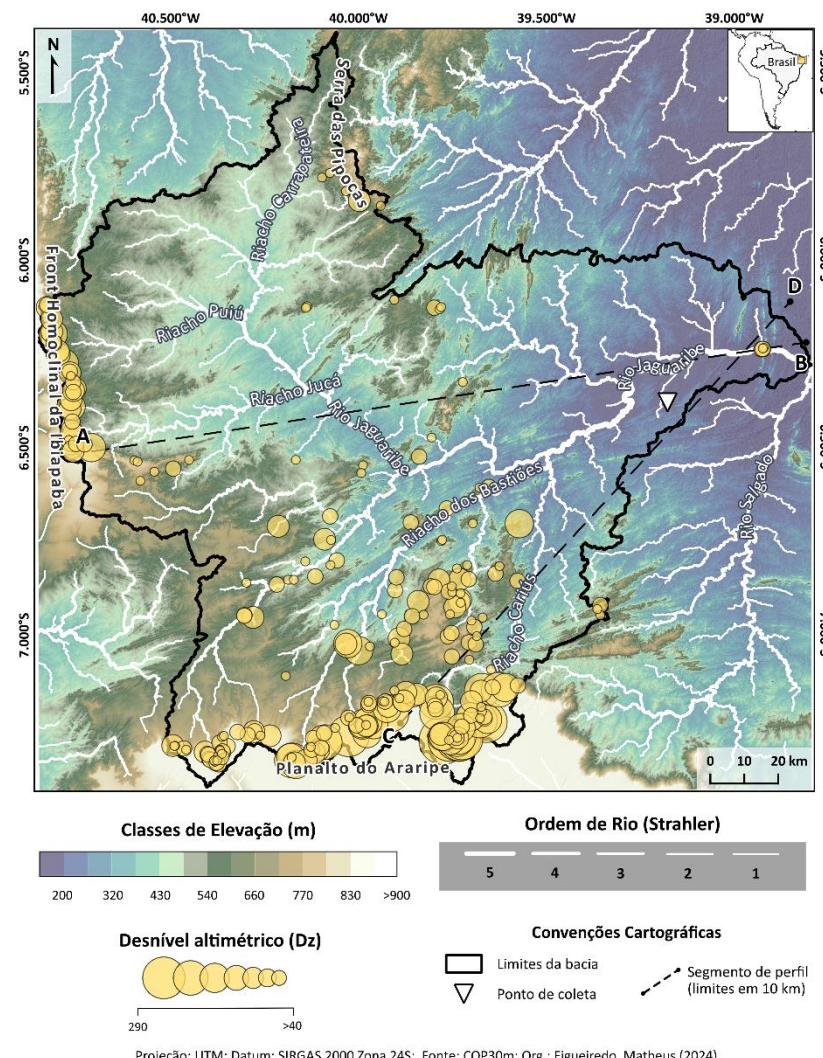


Figura 31 – Perfis longitudinais no espaço χ -elevação das drenagens da bacia do rio Banabuiú. A linha preta representa o rio principal (Rio Banabuiú). Os círculos brancos indicam os knickpoints

Essa área é marcada por altos valores de k_{sn} , seguidos por uma extensão de baixo valor e próximo à região de coleta de material. Esse trecho apresenta uma linearidade moderada, que é gradualmente rompida ao se aproximar da knickzone. A knickzone está localizada em um aglomerado que marca os limites das áreas elevadas das Serras das Matas e das Serras das Pipocas.

4.2.3 Bacia do Rio Jaguaribe - BJG

Considerando a mesma lógica apresentada para as demais bacias, trataremos agora da Bacia do Rio Jaguaribe (BJG). Nesta, utilizamos um limiar de tolerância de 35 m, foram identificados 253 knickpoints para a bacia do rio Jaguaribe. Esta paisagem apresenta características geomorfológicas notáveis. Um dos aspectos mais marcantes é a predominância de rios bastante retilíneos, especialmente na porção de médio curso, onde são evidentes cotovelos de drenagem bem definidos, com desvios de orientação de NE-SW para N-S, condição já observada por Rodrigues (2023).



Projecção: UTM; Datum: SIRGAS 2000 Zona 24S; Fonte: COP30m; Org.: Figueiredo, Matheus (2024)

Figura 32 – Mapa de elevação da Bacia do Rio do Jaguaribe (alto curso), com destaque para amplitude altimétrica dos knickpoints identificados

Essa retilinidade é preservada tanto nos rios que migram em direção ao Planalto do Araripe quanto naqueles que drenam para montante do Rio Jaguaribe. Apenas nas áreas próximas aos planaltos, as drenagens adquirem uma configuração dendrítica, apresentando trechos em treliça, refletindo as características locais do relevo e da litologia (Oliveira; Santos; Siame, 2022) (Figura 32).

Em termos de elevação, a bacia é bem demarcada em três patamares topográficos distintos: uma área baixa, uma intermediária e uma área elevada. A região de baixas altitudes, localizada a jusante do médio curso da bacia, apresenta elevações abaixo de 400 m. O patamar intermediário abrange a área de transição, com altitudes variando entre 540 e 700 m. Já a região elevada,

situada a montante, inclui elevações superiores a 700 m, que correspondem aos Planaltos do Araripe e o Front Homoclinal da Ibiapaba.

A distribuição dos knickpoints em relação às elevações da bacia revela um padrão claro: a maioria está posicionada no setor intermediário ou diretamente nas escarpas dos planaltos sedimentares. Os knickpoints localizados na porção intermediária indicam rupturas altimétricas que variam de baixas à intermediárias. Já as maiores amplitudes altimétricas são concentradas nas escarpas sedimentares, indicando um controle litológico. A única exceção a esse padrão ocorre na proximidade da foz do rio principal, onde se localiza o Açude de Orós.

A topografia da área é altamente variável e espacialmente heterogênea, apresentando diferentes padrões que evidenciam transições entre paisagens reliquias e em transiência. Os valores variam de 40 a 550 metros, com uma média de 295 metros (Figura 33).

Na Bacia do rio Jaguaribe, destaca-se uma pequena faixa mais alta localizada próxima ao exutório, embora o nível de base ainda se situe abaixo dessa faixa. Entre essa faixa e o médio curso, que concentra a maior densidade de áreas mais altas, observa-se uma zona de baixo relevo, marcando uma zona reliquiar.

No médio curso, as áreas mais altas seguem a orientação dos rios, que apresentam características perpendiculares. Essas drenagens atravessam as zonas de alto relevo em direção à montante, tanto em direção ao Planalto do Araripe quanto ao setor noroeste da bacia. A montante, nas drenagens que fluem para os planaltos do Araripe e Ibiapaba, as áreas de baixo relevo predominam, indicando uma transição gradual entre uma paisagem em transiência e outra mais estável. Essa interpretação coincide com a mudança de patamar do setor rebaixado do intermediário, observando a topografia.

Outra zona baixa é identificada na transição para o setor mais noroeste da bacia. Nesse setor, a mudança de orientação do rio Jaguaribe, que se individualiza do que corre sentido dos planaltos sedimentares, de SW-NE para NW-SW, cortando uma zona mais alta, marcando um setor transitório que segue a orientação da zona mais alta à montante. Essas mudanças de orientação e

cotovelos de drenagem atestam processos de captura fluvial, onde rearranjos de drenagem resultaram na reorganização hidrográfica (Rodrigues, 2023) e no ganho de área drenada pela bacia (Oliveira, 2023).

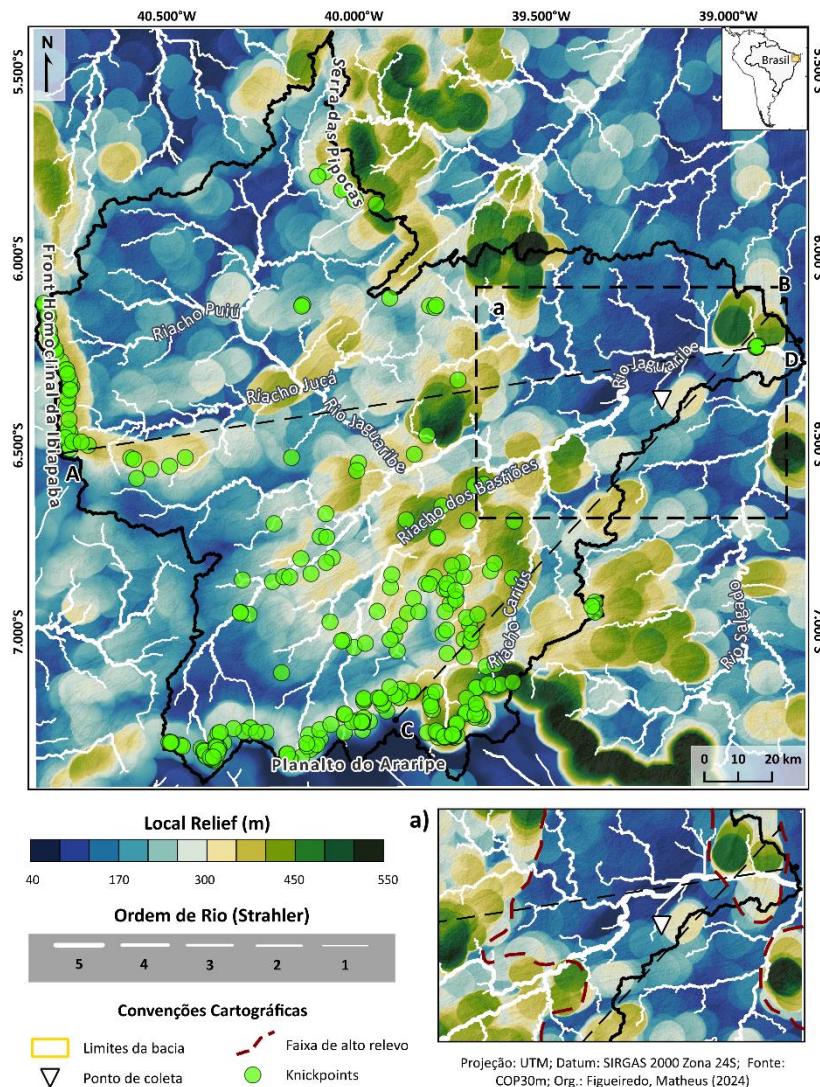


Figura 33 – Mapa de relevo local da bacia do rio do Jaguaribe (5 km de diâmetro). **a)** Destaque para o baixo relevo da área de ocorrência de Vertissolo

O limite da zona mais alta que demarca essa zona noroeste apresenta um formato em "U". Neste setor do alto curso do Rio Jaguaribe, esta faixa mais alta se estende quase continuamente acompanhando o interflúvio, conectada com outra faixa de áreas mais altas no interior da bacia. Esse setor, cortado pelo rio Jaguaribe, confina áreas com baixa amplitude topográfica, apresentando uma alteração muito clara em relação a orientação dos rios em relação a jusante, onde o padrão inicial de SW-NE muda para NW-SE.

O setor do divisor localizado no extremo sudeste da bacia do rio Jaguaribe concentra os maiores valores topográficos, ultrapassando 450 m. Esses valores estão fortemente associados às áreas de maior concentração e altos desníveis altimétricos de knickpoints. A drenagem nessa porção da paisagem está posicionada no limite da escarpa que define as áreas mais elevadas e com paisagem reliquiar de topo do planalto, indicando as maiores taxas de erosão na bacia, onde os processos de dissecação são mais intensos e refletem a dinâmica erosiva predominante na região. Esse entendimento é corroborado por Oliveira (2023).

Foram elaborados dois perfis em faixa para a Bacia do Rio Jaguaribe, considerando sua grande dimensão espacial e o contexto geomorfológico dos divisores situados em planaltos sedimentares. A análise das tendências topográficas desses divisores é fundamental para identificar áreas potenciais como fontes de sedimentos, uma vez que, essas regiões apresentam as maiores taxas de erosão da bacia.

O primeiro perfil em faixa, que se estende do Front Homoclinal da Ibiapaba até o exutório da bacia (Figura 34), revela uma tendência geral de redução da topografia ao longo de seu percurso. Embora as máximas altitudes sejam predominantes no perfil, observa-se que a média segue de forma consistente a mínima, com poucas exceções.

Em setores como o Front da Ibiapaba e no intervalo entre as distâncias de 20 a 40 km, a tendência topográfica apresenta mínimas e médias próximas das máximas, possivelmente, indicando um controle litológico. Já na área que abrange o Açude de Orós, as médias se apresentam mais próximas entre si, sugerindo condições de equilíbrio. À jusante o açude, próximo à distância de 160 km no perfil, é registrada uma queda acentuada na mínima, destacando uma discrepância em relação à paisagem geral e possivelmente refletindo mudanças locais nas condições erosivas e deposicionais.

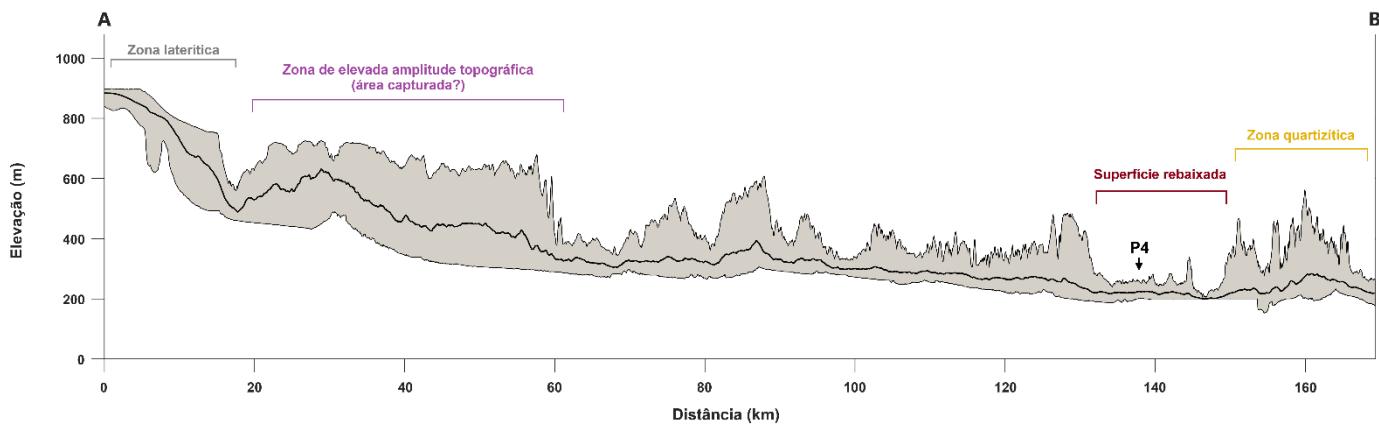


Figura 34 – Perfil em faixa da seção A-B da bacia do rio Jaguaribe, com orientação oeste-leste (W-E). Escala vertical: 40 m

O segundo perfil em faixa, que se estende do Planalto do Araripe até a foz do rio Jaguaribe (C-D), mantém a tendência geral de rebaixamento da topografia observada no perfil A-B. No entanto, a amplitude entre as máximas e mínimas ao longo desse perfil é menor em comparação ao primeiro (Figura 35). Uma das áreas de exceção é a região subsequente à escarpa do Planalto do Araripe, que apresenta elevada amplitude altimétrica, com valores de topografia mínima expressivos em relação à média, interrompidos por um amplo vale. Esse comportamento ressalta o papel da escarpa como uma área de transição geomorfológica significativa.

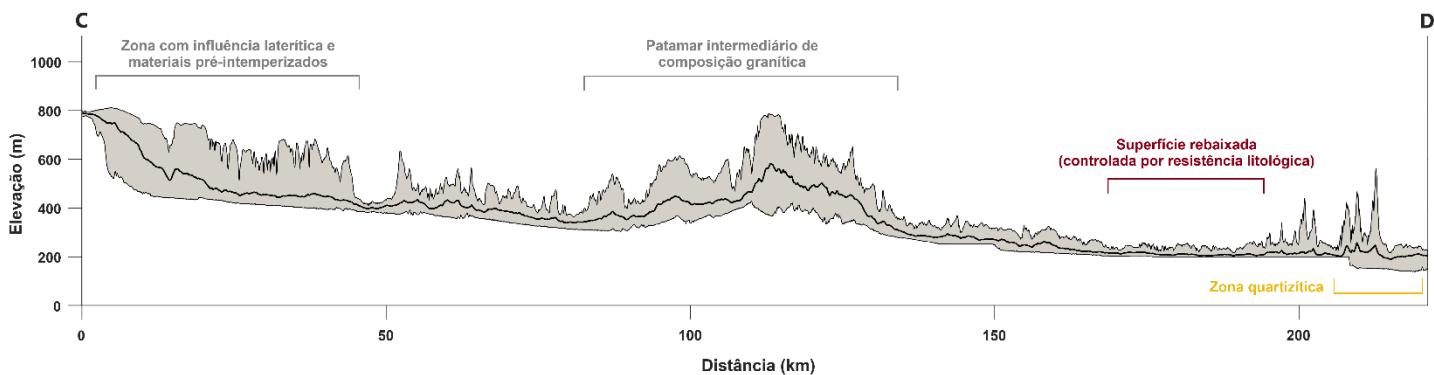


Figura 35 – Perfil em faixa da seção C-D da bacia do rio Jaguaribe, com orientação sul-nordeste (S-NE). Escala vertical: 40 m

No início do perfil C-D, na escarpa do Planalto do Araripe, verifica-se uma aparente manutenção da topografia elevada, mesmo com a proeminente amplitude da topografia mínima, indicando controle litológico. Outra área de

exceção está localizada na parte central do perfil, entre as distâncias 100 a 120 aproximadamente, onde as máximas predominam. Essa região atravessa um grande vale que separa setores de elevações baixas e intermediárias, identificados na Figura 32. Esse padrão possivelmente reflete características de resistência litológica, sugerindo uma erosão diferencial bem marcada.

Após essa área central, as médias assumem praticamente as mesmas cotas, indicando uma estabilidade na topografia. A única exceção ocorre próxima ao exutório, onde são observados pequenos picos de topografia máxima e um rebaixamento da mínima. Esse comportamento pode ser atribuído a condições estruturais locais, que influenciam a dinâmica erosiva e deposicional nesse setor da bacia. Esses padrões reforçam a interação entre fatores litológicos e estruturais na definição das tendências topográficas do perfil.

A distribuição dos knickpoints em relação às unidades geológicas da Bacia do Rio Jaguaribe reflete um claro controle litológico e estrutural (Tabela 6). Dois grandes conjuntos de knickpoints seguem continuamente os limites das formações sedimentares de cotas elevadas (Figura 36), evidenciando uma limitação imposta pela resistência das lateritas que compõem o Grupo Serra Grande e a Formação Exu (Peulvast; Bétard, 2015a; Bastos *et al.*, 2024).

Comparando os desniveis altimétricos dessas áreas de escarpa com as respectivas unidades geológicas (observar a Figura 32), observa-se uma diferença marcante: enquanto o Planalto do Araripe apresenta os maiores desniveis, o Front Homoclinal da Ibiapaba exibe valores moderados. Isso indica um maior potencial erosivo e de dissecação na escarpa do Araripe.

Uma correlação importante na bacia do rio Jaguaribe, que explica as mudanças de orientação das drenagens, bem como seu caráter retilíneo, é a relação entre os lineamentos estruturais e a drenagem. Essa condição de sobreposição dos rios nas Zonas de Cisalhamento e, possivelmente de falhas de menor amplitude espacial bacia (sem caráter regional), influencia significativamente a propagação dos pulsos de dissecação, atuando como zonas de fraqueza, sobretudo em litologias de elevada resistência.

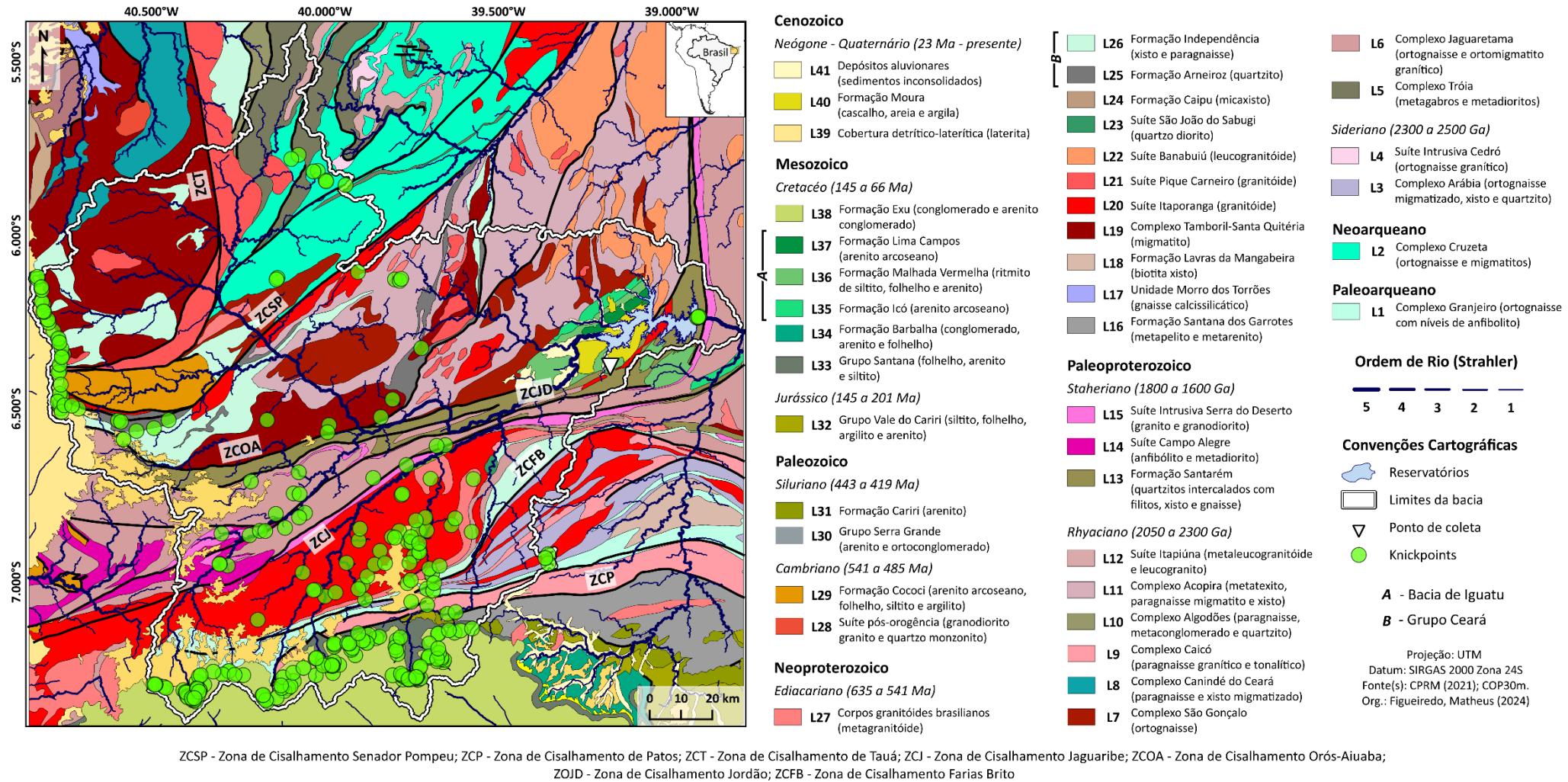


Figura 36 – Unidades geológicas simplificadas da bacia do rio Jaguaribe

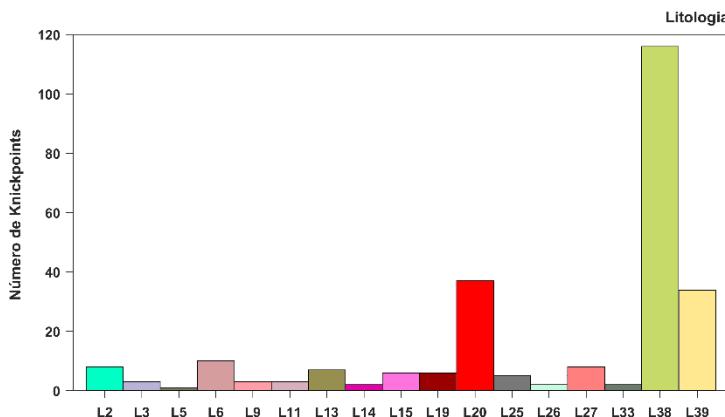


Figura 37 – Distribuição do número de knickpoints por litologias na bacia do rio Jaguaribe

A concentração dos knickpoints da área de estudo está, predominantemente, associada às rochas de elevada resistência, como os granitos, quartzitos e ortognaisses (Figura 37), além das lateritas que respondem a manutenção dos planaltos sedimentares, destacado anteriormente.

A distribuição dessas rochas (por exemplo Suíte Itaporanga, Complexo Tamboril-Santa Quitéria) coincide com os limites do patamar intermediário identificado na elevação da bacia. Os knickpoints demarcados nessa área parecem responder a pulsos pretéritos que foram capazes de dissecar litologias menos resistentes, mas cuja propagação retida.

Tabela 6 – Principais litologias expostas na BJG, incluindo suas idades e grupos de acordo com sua resistência relativa à erosão. Adaptado de Goudie (2006) e Selby (1993).

Idade (Ma)	Unid	Litologia	Resistência da rocha
Quaternário	L41	Areia, argila e silte	Baixa
	L40	Cascalho, areia e argila	
Neogeno	L39	Laterita	Muito alta
Cretáceo	L38	Conglomerado e arenito conglomerado	Baixa
	L37	Arenito arcóseano	
	L36	Ritmítico de siltito, folhelho e arenito	
	L35	Arenito arcóseano	
	L34	Conglomerado, arenito e folhelho	
	L33	Folhelho, arenito e siltito	
Jurássico	L32	Siltito, folhelho, argilito e arenito	Baixa
Siluriano	L31	Arenito	Baixa

	L30	Arenito e ortoconglomerado	
Cambriano	L29	Arenito arcóseano, folhelho, siltito e argilito	Baixa
	L28	Granodiorito, granito e quartzo monzonito	Muito alta
Ediacariano	L27	Metagranitóide	Alta
	L26	Xisto e paragnaisse	Moderada
	L25	Quartzito	Muito alta
	L24	Micaxisto	Moderada
	L23	Quartzo diorito	Alta
	L22	Leucogranitóide	
	L21	Granitóide	Muito alta
	L20	Granitóide	
	L19	Migmatito	Alta
	L18	Biotita xisto	Moderada
Staheriano	L17	Gnaisse calcissilicátilo	Alta
	L16	Metapelito e metarenito	Moderada
	L15	Granito e granodiorito	Muito alta
Rhyaciano	L14	Anfibolito e metadiorito	Alta
	L13	Quartzito intercalado com filitos, xisto e gnaisse	Muito alta
	L12	Metaleucogranitóide e leucogranito	Alta
Sideriano	L11	Metatexitto, paragnaisse migmatizado e xisto	
	L10	Paragnaisse, metaconglomerados e quartzito	Moderada
	L09	Paragnaisse granítico e tonalítico	Alta
	L08	Paragnaisse e xisto migmatizado	Moderada
	L07	Ortognaisse	
	L06	Ortognaisse e ortomigmatitos	Alta
	L05	Metagabros e metadioritos	
Neoarqueano	L04	Ortognaisse granítico	
	L03	Ortognaisse migmatizado, xisto e quartzito	Alta
Paleoarqueano	L02	Ortognaisse e migmatitos	Alta
	L01	Ortognaisse com níveis de anfibolito	Alta

Em contraste, as áreas rebaixadas (o primeiro patamar de baixo relevo), fruto dessa frente de dissecação, são caracterizadas pela presença de rochas menos resistentes, como filitos, xistos, migmatitos, anfibolitos e paragnaisse. Essa diferença litológica ressalta o controle da resistência à erosão na paisagem.

Tal situação sugere um processo de captura na porção noroeste da bacia, que parece ter ocorrido durante o último pulso erosivo, já que não há knickpoints ao longo do curso principal atualmente. Os pulsos de dissecação marcados nesse setor da bacia, parecem estar associados a organização pretérita dessa drenagem.

Por outro lado, os knickpoints posicionados nas escarpas dos planaltos respondem a pulsos de erosão anteriores a aqueles localizados nos patamares intermediários. Esse padrão é corroborado pela presença de materiais pré-intemperizados derivados das escarpas, indicando deposições em momentos em que a eficiência erosiva nos patamares era limitada. Esses materiais, evidenciam condições de deposição que precedem a eficiência dos pulsos de dissecação atuais, possivelmente em contextos climáticos mais úmidos.

No contexto evolutivo da paisagem da área de estudo, destaca-se ao único knickpoint associado ao rio Jaguaribe, localizado no limite do Açude de Orós. Esse knickpoint é controlado litologicamente pelos quartzitos da Formação Santarém, cuja resistência à erosão parece ter desempenhado um papel crucial na preservação da Bacia Sedimentar de Iguatu.

Caso esse knickpoint tivesse eficiência erosiva suficiente para romper esse controle, as condições morfológicas da bacia seriam significativamente diferentes. Entre essas mudanças, destaca-se a provável remoção de parte significativa das formações sedimentares superiores do Grupo Iguatu, devido à baixa resistência erosiva (arenitos, argilitos e siltitos), o que poderia substituir os atuais processos deposicionais por um cenário dominado pela dissecação desses materiais.

A distribuição dos solos na área de estudo apresenta uma forte correlação com os processos superficiais discutidos. Os limites das escarpas sedimentares delimitam com precisão os Latossolos (LAd) das áreas parcialmente dissecadas, situadas no patamar intermediário. Algumas exceções, no entanto, estão

associadas a depósitos pré-intemperizados, formados durante os primeiros pulsos de dissecação. Esses pulsos removeram materiais dos topos dos planaltos e os depositaram em regiões subjacentes, próximas às escarpas.

A presença de Latossolos nessas posições reforça a hipótese de condições mais úmidas no passado, já que a formação desses solos está diretamente relacionada a uma elevada disponibilidade hídrica. A presença desses solos atualmente está fortemente condicionada pelo controle litológico exercido por rochas de composição granítica e pelos quartzitos, retardando a propagação dos pulsos de erosão e consequentemente sua remoção.

Os solos dominantes na área de estudo são os Argissolos (Figura 38), cuja distribuição reflete diferentes processos pedogenéticos e possivelmente distintos níveis de intemperismo. Esses solos estão associados, em parte, aos materiais pré-intemperizados do planalto sedimentar, que foram redistribuídos e depositados em áreas subjacentes, e, em outra parte, às rochas como gnaisses, xistos, paragnaisses, migmatitos e arenitos, em menor expressão que predominam nas áreas de baixa topografia.

Essa ampla distribuição dos Argissolos (PVe) também sugere mudanças na paisagem que teriam levado a transformação de Latossolos, hoje residuais. Tais mudanças podem ter decorrido de variações climáticas ao longo do Quaternário, associadas a maior umidade. Essas condições climáticas teriam favorecido a formação desses solos em diferentes estágios de evolução pedogenética, o que reforça a ideia de que eles podem representar a transição de paisagens relictuais para mais recentes.

As classes dos Neossolos Litólicos (RLe) estão diretamente relacionadas à alta concentração de knickpoints na área de estudo (Figura 39). Esses solos, possivelmente, refletem as características das recentes exposições do embasamento cristalino. Esse embasamento, composto por rochas de elevada resistência, como granitos, quartzitos e granitóides, dificulta o intemperismo químico, limitando a formação de solos mais espessos. Assim, a pedogênese nesses solos preserva, de forma significativa, as características do material de origem, com pouca modificação química ou física.

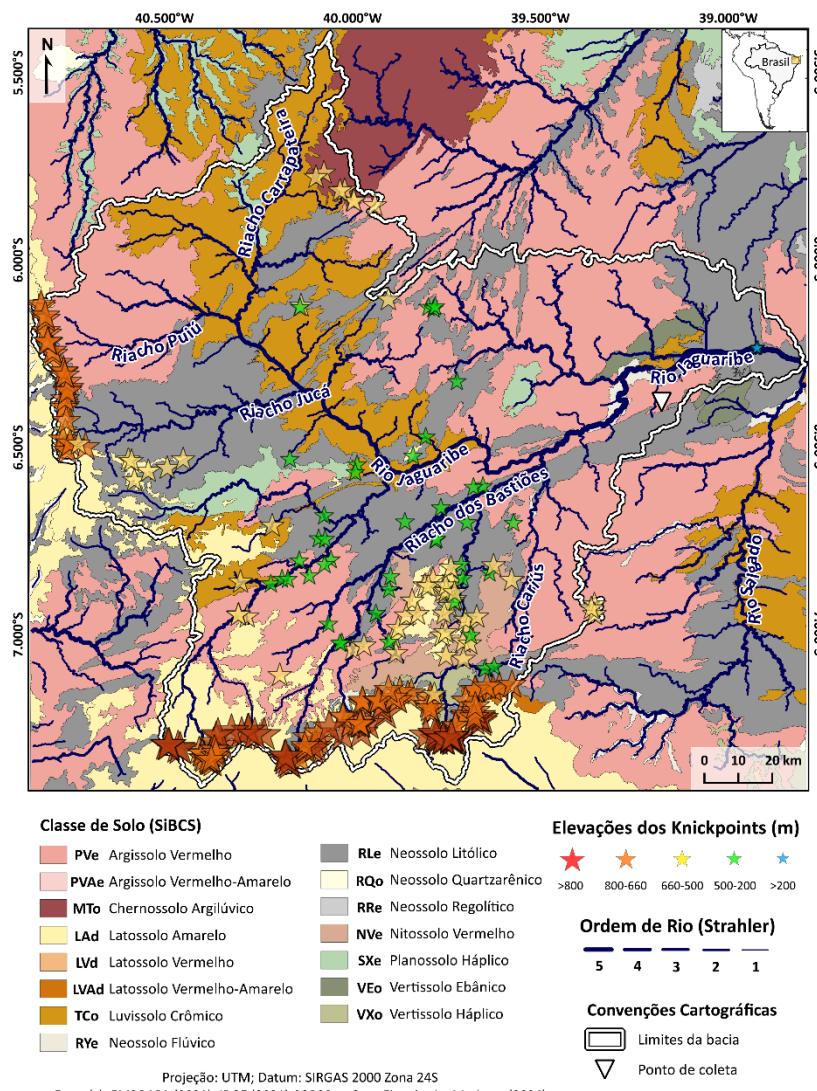


Figura 38 – Classe de solos da bacia do rio Jaguaribe

Em síntese, os Neossolos Litólicos representam paisagens impactadas por pulsos de dissecação que atuaram na área de estudo, indicando que não houve estabilidade ou condições topográficas para espessamento dos solos. Essa interpretação é consistente com a própria natureza dos Neossolos, que são solos jovens, formados em estágios iniciais de evolução pedogenética.

Os Vertissolos, de distribuição espacial mais limitada na área de pesquisa, estão geralmente associados a áreas mais planas, caracterizadas por condições de equilíbrio e predominância de litologias sedimentares, como siltitos e argilitos (Grupo Iguatu). Uma área de exceção é identificada no sopé do Planalto do Araripe, onde a ocorrência desses solos parece estar relacionada ao contexto deposicional e exposição dos materiais carbonatados do Grupo Santana. A

pequena incidência de knickpoints nesses solos (Figura 39), reforça a interpretação de condições de estabilidade topográfica para sua ocorrência.

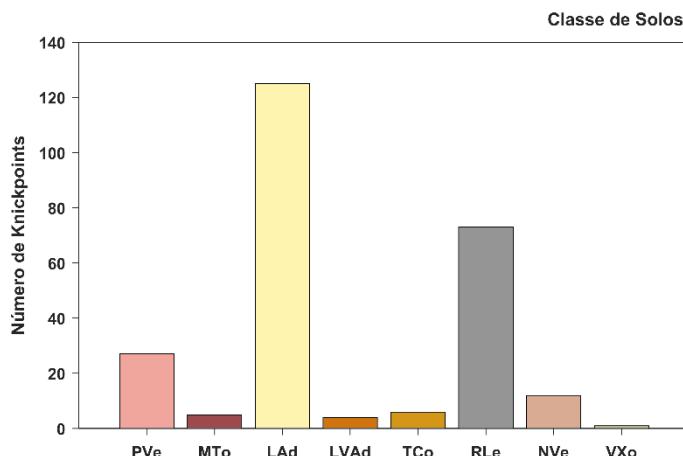


Figura 39 – Distribuição do número de knickpoints por classe de solo na bacia do rio Jaguaribe

As demais classes de solo não apresentam uma relação tão expressiva com os processos superficiais discutidos. Suas condições de ocorrência, nessa escala de observação, parecem refletir predominantemente as características de seus respectivos materiais de origem. Um exemplo são os Luvissolos (TCo), frequentemente associados à presença de materiais de origem ricos em ferro, cuja composição mineralógica influencia diretamente sua formação e distribuição na paisagem, indicando solos recentes ajustados ao material de origem (Câmara *et al.*, 2021; Araújo Filho *et al.*, 2023).

Os valores de inclinação normalizada do canal na bacia do rio Jaguaribe são os mais elevados entre as bacias analisadas, apresentando uma boa correlação com as métricas de relevo discutidas anteriormente (Figura 40). Esses valores refletem o alto potencial erosivo da bacia, marcado por diferenças espaciais bem definidas que resultam das condições topográficas, geológicas e pedológicas.

No setor mais próxima ao exutório da bacia, que incluem a Bacia do Iguatu e suas proximidades, encontram-se os menores índices de k_{sn} , indicando menor potencial erosivo. Uma exceção significativa ocorre na foz do rio Jaguaribe, onde os valores de k_{sn} são influenciados pelo controle litológico exercido pela Formação Santarém. Apresenta-se aqui condições pequena variação altimétrica, equilíbrio topográfico e baixas taxas de erosão, tendências que aparentam favorecer a formação de Vertissolos.

O patamar intermediário (540 a 700 m) apresenta valores de k_{sn} mais elevados, (variando de 20 a 100). Essa área coincide com a ocorrência de litologias mais resistentes, além de ser identificada como uma faixa de alta variação altimétrica. Os altos valores de k_{sn} nessa região indicam a influência direta da deformação estrutural, que controla tanto a orientação dos cursos d'água quanto sua capacidade erosiva.

Outro setor importante é a porção noroeste da bacia. Apesar de apresentar trechos pontuais com alto declive, os valores de k_{sn} nessa região, em sua maioria, variam entre baixos a intermediários. Essas condições refletem a ausência de knickpoints na calha principal, o que corrobora com a estabilidade aferida pelo relevo local.

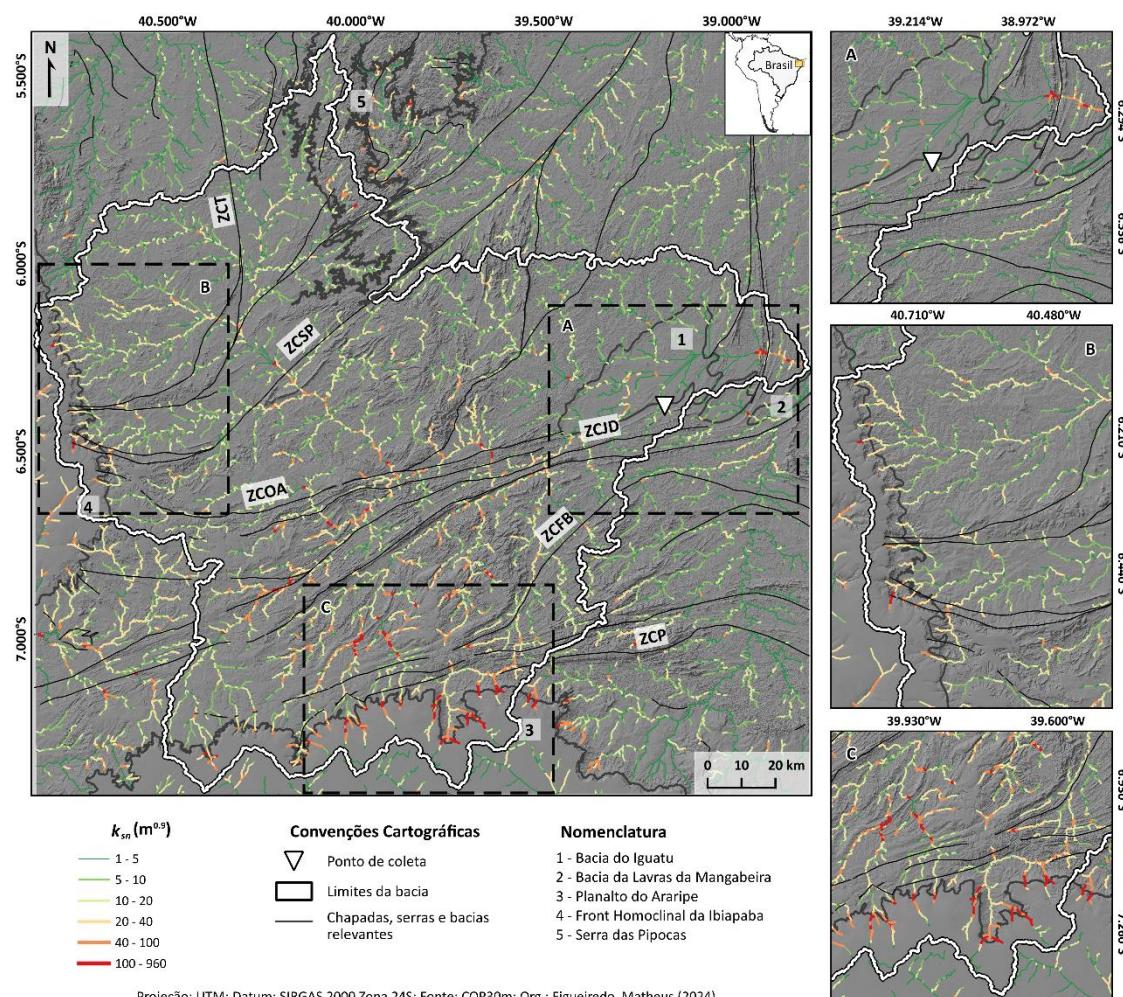


Figura 40 – Mapa da inclinação normalizada do canal (k_{sn}) sobreposto a uma imagem de sombreamento de relevo. **A)** Área de ocorrência de Vertissolo, evidenciando o baixo potencial erosivo; **B)** Paisagem com controle litológico associada ao divisor da Ibiapaba; **C)** Altos valores de k_{sn} indicando avanço da erosão sobre o Planalto do Araripe.

Os maiores índices de k_{sn} da bacia são derivados do Planalto do Araripe, confirmando as premissas de que essa área possui as maiores taxas de erosão. Esses valores elevados reforçam a ideia de que a principal fonte de sedimentos da bacia está associada à erosão das lateritas e arenitos do Grupo Araripe. Esses materiais pré-intemperizados são transportados para as áreas localizadas no sopé da escarpa, destacando sua relevância como fonte sedimentar para pedogênese.

Embora a região da Ibiapaba apresente uma alta concentração de knickpoints, os valores de inclinação normalizada do canal dessa área não se mostraram significativamente elevados, indicando que o controle estrutural pode limitar a propagação de pulsos de dissecação nessa porção da paisagem.

Toda a dinâmica que envolve os processos morfogenéticos, sua relação com a litologia e a distribuição dos solos, torna-se mais evidente no χ -elevação (Figura 41). No início do perfil, observa-se o pulso de dissecação retardado pela Formação Santarém. Após o knickpoint controlado litologicamente, a paisagem apresenta condições de equilíbrio, mas gradualmente começa a exibir rupturas.

Na distância de 200 e 400 m, os rios apresentam tanto segmentos fluviais que ganham área indicando captura ativa, quanto segmentos que perdem área, sofrendo captura. Essa dinâmica reflete a interação litológica e estrutural no reajuste do equilíbrio em resposta ao nível de base atual, estabelecido pela Bacia do Iguatu, que mantêm características de equilíbrio.

A ruptura mais significativa ao longo do Rio Jaguaribe ocorre na distância de 500 metros, onde se iniciam as primeiras knickzones na cota dos 300 m. Entre essa ruptura e uma segunda, ainda mais evidente, destaca-se a reorientação da drenagem, que, possivelmente, fluía em direção ao Planalto do Araripe e agora se dirige à região noroeste, uma área confinada de baixo relevo.

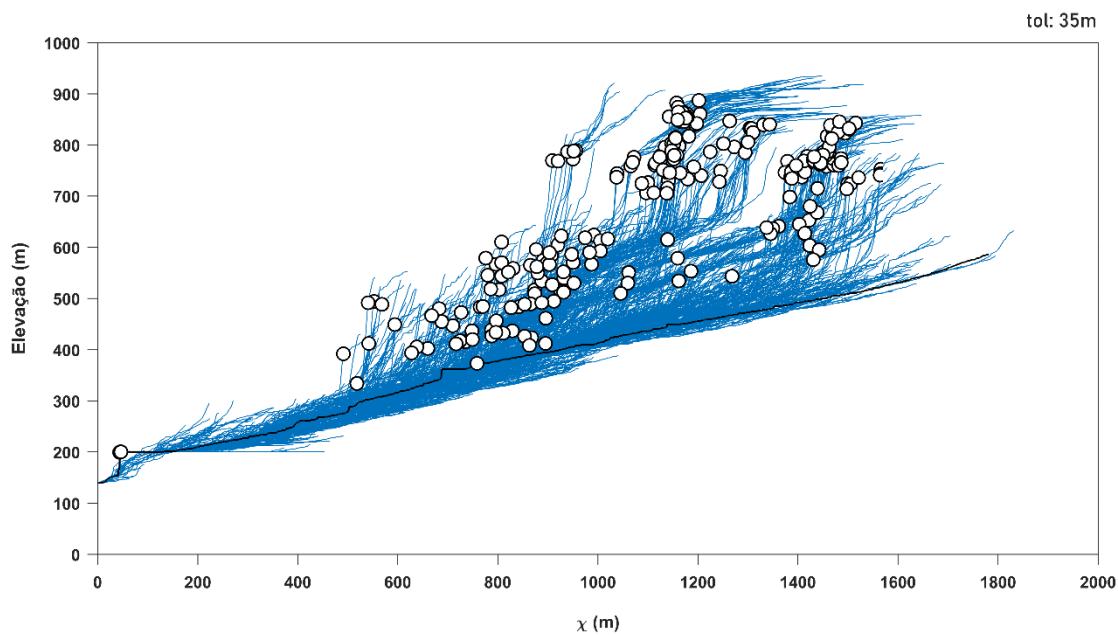


Figura 41 – Perfis longitudinais no espaço χ -elevação das drenagens da bacia do rio Jaguaribe. A linha preta representa o rio principal (Rio do Jaguaribe). Os círculos brancos indicam os knickpoints

Essa transição reflete o controle estrutural e as litologias de maior resistência à erosão, com pulsos de dissecação relativamente alinhados em distância e cota altimétrica, sugerindo um evento de erosão que desencadeou a captura fluvial e reorganização da drenagem.

Dois grandes conjuntos de knickzones em altitudes mais elevadas destacam-se. O primeiro está na faixa de 700 a 800 m de elevação e está associado ao Front Homoclinal da Ibiapaba. Nessa região, os segmentos fluviais descendentes indicam perda de área e processos de captura fluvial ativos dos rios da bacia do Parnaíba em direção ao Jaguaribe. Os elevados índices de k_{sn} sobre o platô na região do Parnaíba corroboram com essa premissa. O que ainda mantém a configuração fluvial atual são as lateritas do Grupo Serra Grande.

A segunda knickzone está localizada nas escarpas do Planalto do Araripe, avançando em direção ao topo do planalto. Essa característica é corroborada pelos altos valores de k_{sn} , pelas grandes amplitudes de desnível dos knickpoints e pela ascendência dos perfis fluviais no χ -elevação, indicando rios em processo de expansão da área de drenagem.

Em síntese, a paisagem apresenta três superfícies em condições de equilíbrio. A primeira está associada ao pulso erosivo derivado do nível de base da bacia, que foi interrompido por perturbações relacionadas à captura fluvial,

resultando no curso atual do Rio Jaguaribe. Essa superfície inclui os sedimentos do Grupo Iguatu, que, em condições de equilíbrio topográfico, favoreceriam a formação dos Vertissolos.

A segunda superfície corresponde à área capturada na região noroeste, que faz fronteira com o divisor do Rio Banabuiú. Na transição entre essas duas superfícies, identificadas a faixa de alto relevo, a recenticidade dos pulsos e consequentemente, a exposição das litologias dos granitos e quartzitos controla a distribuição de Neossolos. A terceira superfície (superfície de cimeira), ocorre o predomínio dos Latossolos. Embora suas escarpas estejam em atual processo de recuo, corroborado pelos altos índices de k_{sn} , seus topos ilustram o estágio mais avançado de evolução pedogenética da bacia do rio Jaguaribe.

4.3 ANÁLISE DA FISIOLOGIA DAS PAISAGENS VERTISSÓLICAS

Nossa análise se concentrou no entendimento dos processos superficiais, no entanto, julgamos essencial discutir a fisiologia das áreas estudadas. Para tanto, utilizamos os índices que estimam o grau de intemperismo e as análises de micromorfologia, correlacionando com a discussão dos eventos morfogenéticos do Quaternário tardio semiárido e as idades derivadas da Luminescência Opticamente Estimulada.

Foram realizadas datações em 11 amostras com maior expressão pedogenética dos Vertissolos (P2; P4; P6), situadas dentro da Superfície Sertaneja Setentrional, com os horizontes que apresentaram de mais de 6 g kg^{-1} de areia, com exceção do horizonte superficial (Tabela 7). Ambas as idades identificadas estão situadas dentro do Holoceno (11.700 ka aos dias atuais), sendo apresentadas na Tabela 8.

O registro cronológico do solo ou sedimento está relacionado à sucessão estratigráfica, regida por dois princípios descritos como: horizontalidade original, que pressupõe a deposição de materiais em camadas horizontais, exceto quando há ação tectônica ou pedoturbação; e sobreposição, onde camadas mais recentes se depositam sobre as mais antigas (Silva; Tadra, 2024). Essa lógica é corroborada pela disposição cronológica das idades, apontando para a relevância de processos deposicionais na formação dos solos estudados (Reis, Amanda Dias *et al.*, 2022).

Tabela 7 – Perfis selecionados e seus atributos

Local	Código	Classe de Solo (SiBCS)	Material de Origem	Formação Geológica	Granulometria (g kg^{-1})			Horizonte (SiBCS)	Código (LOE)	Profundidades (cm)
					Areia	Silte	Argila			
Sousa, Paraíba	P2	Vertissolo Háplico Órtico	Argilito	Formação Sousa	177	414	409	Ap		0-11
					217	226	556	BV1	L1759	11-55
					227	175	598	BV2	L1760	55-97,5
					162	206	633	BC	L1761	97,5-135
					73	175	751	C/Cr	L1762	135-162,5
					21	237	743	Cr/C		135-162,5
					12	241	747	Cr1		162,5-190+
					62	198	740	Cr2		162,5-190+
Iguatu, Ceará	P4	Vertissolo Háplico Carbonático	Argilito/Siltito	Grupo Iguatu (Unidade Superior)	243	446	311	A		0-9
					66	474	460	BV1	L1763	9-60
					40	439	521	BV2	L1764	60-85
					33	480	487	BCvr	L1765	85-105
					6	528	465	C/Crk	L1766	105-125
					1	498	502	R/CrkI		125-180
					5	448	547	2R/Crk		180-240
					6	447	517	2R/Crk2C		240-300
					5	804	190	2R/Crk1V		240-300
					4	434	562	2R/Crk4V		240-300
Madalena, Ceará	P6	Vertissolo Háplico Órtico	Anfibolito/Gnaisse	Suíte Madalena	252	418	330	A		0-8
					233	397	369	BV1	L1767	8-33
					208	422	370	BV2	L1768	33-58
					198	459	342	C ou BC	L1769	58-85
					254	585	162	Cr/R1		85-161+
					124	669	107	Cr/R2		95-130+

Devido às suas condições a nível de paisagem, situados em áreas rebaixadas, os Vertissolos se desenvolvem em ambientes que favorecem processos de deposição, sendo usualmente interpretados como fruto dessas condições (Mutzenberg *et al.*, 2013; Fonseca, 2023). Nesse sentido, importantes eventos de sedimentação terrígena são registrados a partir do Último Máximo Glacial (UMG) e na transição Pleistoceno e Holoceno, cujas condições foram responsáveis pela reorganização da paisagem semiárida recente (Corrêa; Silva; Melo, 2009).

O Último Máximo Glacial (UMG) foi marcado por clima mais frio e seco, com temperaturas 6°C mais baixas, ocasionando períodos de extrema semiaridez no Nordeste. Análises fitolíticas a partir da produção de células buliformes silicificadas sob forte evapotranspiração e medições de $\delta^{18}\text{O}$ dos depósitos de calcretes corroboram esse cenário (Silva, 2013).

Além disso, estudos geoquímicos a partir de espeleotemas no Rio Grande do Norte e na Bahia entre 26 e 15 ka reafirmam que houve um clima frio e seco para o UMG do Nordeste, indicando intercalações de condições de maior umidade entre 25,9 e 25 ka e 17,3 e 15,1 ka, associados aos eventos Heinrich 1 e 2 (Wang *et al.*, 2014; Cruz *et al.*, 2009).

Depósito coluviais em Pernambuco, sugerem uma corrida de lama sob domínio de fluxo laminar em condições climáticas semelhantes aos sistemas pedimentares semiáridos atuais no Nordeste do Brasil, datando 20,1 ka. Esse período coincide com fases estadiais, caracterizadas por temperaturas baixas e precipitações escassas e concentradas (Corrêa; Silva; Melo, 2009).

Depósitos datados em 18,6 e 15,4 Ka indicam movimentos de massa com remobilização de regolito exposto, provavelmente oriundo de cimeiras e encostas durante eventos torrenciais relacionados ao UMG (Silva, 2013). O coluvionamento associado ao UMG encontra-se registrado em diferentes estudos (Silva, Danielle Gomes da; Corrêa, 2009; Galvão, 2012; Gurgel *et al.*, 2013).

No contexto de Pernambuco, períodos mais secos durante o UMG interromperam a sedimentação terrígena, favorecendo a formação de carbonato de cálcio em longos períodos de extrema aridez seguidos por precipitações

intensas (Silva, Danille Gomes da; Corrêa, 2009). Registros do Younger Dryas (12,8 – 11,5 ka), evento climático que faz parte da transição Pleistoceno e Holoceno, indicam variações climáticas e reorganização paisagística no Nordeste. Essa condição climática de alta energia provocou intensa sedimentação coluvial e aluvial (Gurgel *et al.*, 2013; Amorim *et al.*, 2020).

De modo geral, a transição Pleistoceno e Holoceno é marcada por fluxos gravitacionais de encosta não canalizados e remobilização do manto de intemperismo sob condições torrenciais continuadas, como apontado por Behling *et al.* (2000), além da ampliação das planícies de inundação ao longo dos grandes cursos fluviais (Amorim; Corrêa; Mutzenberg, 2019).

No Holoceno Inferior, o Nordeste foi marcado por condições úmidas e temperaturas mais amenas. De acordo com Cruz *et al.* (2009) e Cheng *et al.* (2009), o período mais úmido do Holoceno Inferior está situado entre 8 e 9 Ka A.P., corroborado por análises de pólen no Ceará (Montade *et al.*, 2014) e fitólitos em gnambas na Paraíba (Fonseca, 2023).

Depósitos de areia grossa em pedimentos rochosos em Pernambuco, datados em 8,4 Ka, indicam eventos de alta energia no Holoceno Inferior, associados a sistemas meteorológicos convectivos durante períodos de aridez (Silva, 2013). Outros registros incluem rampas coluviais com sucessões de unidades separadas por níveis de cascalho, datadas entre 8,9 e 7,2 ka, evidenciando pulsação energética diferenciada (Silva, 2013).

A sequência sedimentar na Lagoa Uri de Cima demonstra a alternância entre períodos de aridez e umidade, com cimentação carbonática em camadas basais e fluxos laminares sob condições úmidas subsequentes. Essas dinâmicas são evidenciadas pela formação de calcretes em torno de 10, 8 e 6 ka, respectivamente (Mutzenberg *et al.*, 2013).

No Holoceno Médio, há evidências de sedimentação associada a corridas de lama e fluxos de detritos derivados de chuvas torrenciais convectivas (Corrêa; Silva; Melo, 2009). Condição similar é verificada por Marinho (1979) na Bacia Sedimentar do Rio do Peixe. Estudos em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte registraram colúvios e depósitos aluviais datados desse mesmo período (Gurgel *et al.*, 2013; Lira, 2014).

Tabela 8 – Resumo das datas da datação LOE: doses equivalentes, taxas de dose e idades. Dados complementares sobre dose equivalente, taxa de dose e cálculo da idade LOE podem ser encontrados na Tabela Suplementar 1.

Área de coleta	Amostra	Código de laboratório	Lat/Long grau decimal (WGS)	Elev. (m)	Profundidade (m)	Taxa de dose (Gy/ka)	N	Dose equivalente (Gy)	OD (%)	Idade LOE (ka)
Sousa, Paraíba	BV1	L1759	-6.734/-38.250	222.47	0.53	2.42 ± 0.16	24/24	0.97 ± 0.05	25.5	0.40 ± 0.34
	BV2	L1760	-6.734/-38.250	222.05	0.95	2.97 ± 0.19	23/24	2.57 ± 0.20	37.5	1.12 ± 0.11
	BC	L1761	-6.734/-38.250	221.68	1.32	2.81 ± 0.20	24/24	8.10 ± 0.28	19.0	2.90 ± 0.23
	C/Cr	L1762	-6.734/-38.250	221.12	1.88	2.57 ± 0.17	24/24	10.10 ± 0.44	21.2	3.95 ± 0.31
Iguatu, Ceará	BV1	L1763	-6.382/-39.178	221.85	0.15	2.71 ± 0.24	24/24	3.45 ± 0.17	24.3	1.28 ± 0.13
	BV2	L1764	-6.382/-39.178	221.25	0.75	2.77 ± 0.20	24/24	8.58 ± 1.00	57.2	3.12 ± 0.42
	B/Cvr	L1765	-6.382/-39.178	221.05	0.95	3.38 ± 0.25	24/24	10.41 ± 0.50	23.3	3.09 ± 0.27
	C/Crk	L1766	-6.382/-39.178	220.09	1.10	2.69 ± 0.29	24/24	11.95 ± 2.39	19.9	4.46 ± 0.96
Madalena, Ceará	BV1	L1767	-4.946/-39.497	308.88	0.12	0.51 ± 0.19	27/30	3.90 ± 0.40	59.8	8.00 ± 2.89
	BV2	L1768	-4.946/-39.497	308.55	0.45	0.55 ± 0.06	27/29	4.40 ± 0.30	38.5	8.32 ± 1.00
	C ou BC	L1769	-4.946/-39.497	308.30	0.70	0.55 ± 0.04	28/30	4.90 ± 0.40	45.6	9.16 ± 1.03

Além disso, fluxos de detritos foram responsáveis pela deposição de níveis de cascalho em marmitas de dissolução e pedimentos rochosos, indicando a atuação de sistemas meteorológicos convectivos em períodos de aridez em Pernambuco (Silva, 2013).

O clima semiárido teria se estabelecido entre 5,5 e 4,9 ka, influenciado pelo ENOS e pelo degelo no Hemisfério Norte, que alteraram a corrente Termohalina do Atlântico, promovendo maior aridez regional (Cruz *et al.*, 2009; Stríkis *et al.*, 2011), com chuvas torrenciais sazonais e longos períodos de seca, marcando a consolidação da Caatinga na paisagem regional (Medeiros *et al.*, 2018). Nesse período, ocorreram mudanças bruscas na Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), resultando em vegetação mais aberta e sazonal (Utida *et al.*, 2020). Dados de depósitos coluviais e aluviais corroboram essas alterações, como registrado por Amorim *et al.* (2020).

No contexto do Holoceno Superior, reativações de dunas no submédio São Francisco datados de 1,7 ka apontam para períodos de aridez intercalados com precipitações intensas (Lira, 2014). A reumidificação identificada por Dias *et al.* (2019) no Ceará, demonstra eventos localizados de aumento da umidade entre 2,283 e 721 ka A.P., com presença de plantas C3 e esponjas marinhas. Episódios de reativação eólica e ausência de sedimentação de encosta são marcantes nesse período (Amorim *et al.*, 2020). A síntese sobre essas condições é encontrada na Tabela 9.

Em resumo, diferentes condições morfogenéticas atuaram no Nordeste brasileiro ao longo do Quaternário tardio, com evidências de dinâmicas deposicionais e erosivas bem documentados, conforme discutido anteriormente. Os últimos hiatos deposicionais identificados ocorreram há cerca de 700 anos A.P., sugerindo que, desde então, não há evidências de deposição significativa.

A influência desses episódios morfogenéticos é ratificada ao observarmos os resultados da micromorfologia. Nas lâminas (resumidas na Tabela 10) é possível verificar a diversidade de material de origem sendo um fator relevante que influencia na evolução das microestruturas e a ocorrência de fragmentos de rocha que indicam a presença e incorporação de material grosso (grosseiro) e externo ao perfil, sugerindo influência alóctone.

Além disso, é observada uma intensa pedalidade, característica que indicam uma pedogênese ativa com retrabalhamento desses materiais incorporados (Ahmad; Mermut, 1996). Com isso, os resultados não foram suficientes para auxiliar no reconhecimento

das microfeições dos ambientes de deposição. Isso sugere que material datado, seja na verdade, a incorporação desses materiais à pedogênese através do processo de argiloturbação (feições de microrelevo e mistura dos grãos), os quais serão discutidos em Reis (em desenvolvimento).

Tabela 9 - Resumo dos períodos e suas principais características paleoclimáticas e paleoambientais no Nordeste do Brasil. Abreviações: UMG (Último Máximo Glacial), TP/H (Transição Pleistoceno/Holocene), HI (Holocene Inferior), HM (Holocene Médio), HS (Holocene Superior).

Período	Característica climática	Vegetação	Condições geomorfológicas
UMG	Frio e seco	Campos abertos e estepes	Depósitos de colúvios e movimentos de massa
TP/H	Aumento da temperatura e umidade	Densa com transição para ambientes mais abertos	Erosão intensa e remobilização de material
HI	Úmido com temperaturas mais baixas	Densa com elementos arbóreos	Alto intemperismo e deposição
HM	Transição para o semiárido intercalado com períodos úmidos	Instalação da caatinga e vegetação aberta	Corridas de lama e depósitos coluviais
HS	Semiárido vigente, com presença de reumidificações	Caatinga predominante	Deposição coluvial reduzida

Essa condição esclarece a ausência de marcas estratigráficas claras que permitam realizar considerações paleoambientais diretas, como frequentemente são interpretados os Vertissolos do Nordeste brasileiro (e.g. Mutzenberg *et al.*, 2013), evidenciando a magnitude dos processos pedogenéticos no semiárido brasileiro (Reis, Amanda Dias *et al.*, 2022; Batista, 2024).

A condição cronológica dos eventos deposicionais do semiárido brasileiro, com base nas idades de LOE nos Vertissolos, sugere a predominância dos processos vérticos no Holocene Superior, coincidindo com a formação da atual condição semiárida no Nordeste. Por outro lado, demonstra as particularidades de deposição e pedogênese para as distintas áreas de estudo, refletindo e respondendo às diferentes condições de evolução morfogenética da paisagem semiárida, discutidas no item 4.2.

Tabela 10 – Descrição micromorfológica dos perfis de Vertissolos

Perfil (Horizonte)	Microestrutura e porosidade	Fundo Matricial			Constituintes Orgânicos	Feições Pedológicas
		Material grosso	Micromassa	c/f _{2μm}		
P2 (BV1)	Blocos subangulares a arredondados com poros planares curvos bem acomodados e algumas zonas com agregados granulares com sistema poroso de empacotamento composto	Fragmentos de rocha alterada, com sutil presença de estratificação plano paralela, e outros com minerais maiores que sugerem fragmentos de veios de quartzo. Esse mesmo mineral e o feldspato ocorrem também dispersos	Coloração amarelada a bruno-amarelado-claro, com trama birrefringente monoestriada e indiferenciada	Porfírica	Material orgânico humificado embebido pela micromassa, nódulos orgânicos	Nódulos litorreliquiais disórticos, nódulos subarredondados de coloração preta e preenchimentos soltos contínuos
P4 (BV1)	Blocos angulares e estrutura lenticular, com poros planares retos bem acomodados	Fragmentos rotacionados de rocha com algum acamamento, além de grãos minerais de quartzo e, aparentemente, calcita dispersos, areia fina a média	Coloração bruno-avermelhada, com trama birrefringente monoestriada a indiferenciada	Porfírica	Material orgânico humificado embebido pela micromassa, nódulos orgânicos	Nódulos litorreliquiais disórticos e nódulos ferruginosos
P6 (BV1)	Blocos angulares a subangulares, com poros planares retos e alguns blocos subarredondados menores com sistema de poros de empacotamento composto. Presença rara de agregados granulares	Fragmentos de rocha contendo quartzo, feldspato, biotita, anfibólito e aparentemente piroxênio, além desses mesmos minerais na forma de grãos dispersos, areia fina	Coloração bruno escura a bruno-amarelado-escuro, com trama birrefringente granoestriada a indiferenciada	Porfírica	Material orgânico humificado embebido pela micromassa, nódulos orgânicos	Hiporrevestimentos aparentemente de composição orgânica nos agregados e preenchimentos soltos contínuos em algumas poucas áreas

Quando observamos os resultados do índice CIA do perfil de Sousa (P2) apresentam intemperismo muito forte (>80%). Verificamos que os horizontes Ap, Bv1, Bv2 e BC apresentam as maiores taxas de intemperismo dentro todos os perfis analisados, oscilando entre 81 e 80%. Quando avançamos para as maiores profundidades (horizontes C/Cr, Cr1 e Cr2), diminuem-se esses valores, embora permanecem com taxas elevadas, situadas entre 78 a 74% (Figura 42).

Em relação ao índice PIA, algo semelhante é verificado, embora com mais intensidade. Os horizontes Ap, Bv1, Bv2 e BC apresentam as maiores taxas dentre as registradas, com valores acima dos 89%. Enquanto que os horizontes C/Cr, Cr1 e Cr2 diminuem para taxas entre 78 a 84%. Isso reflete a remoção significativa de cálcio e sódio dos horizontes, um sinal claro de intemperismo avançado (Fedó *et al.*, 1995).

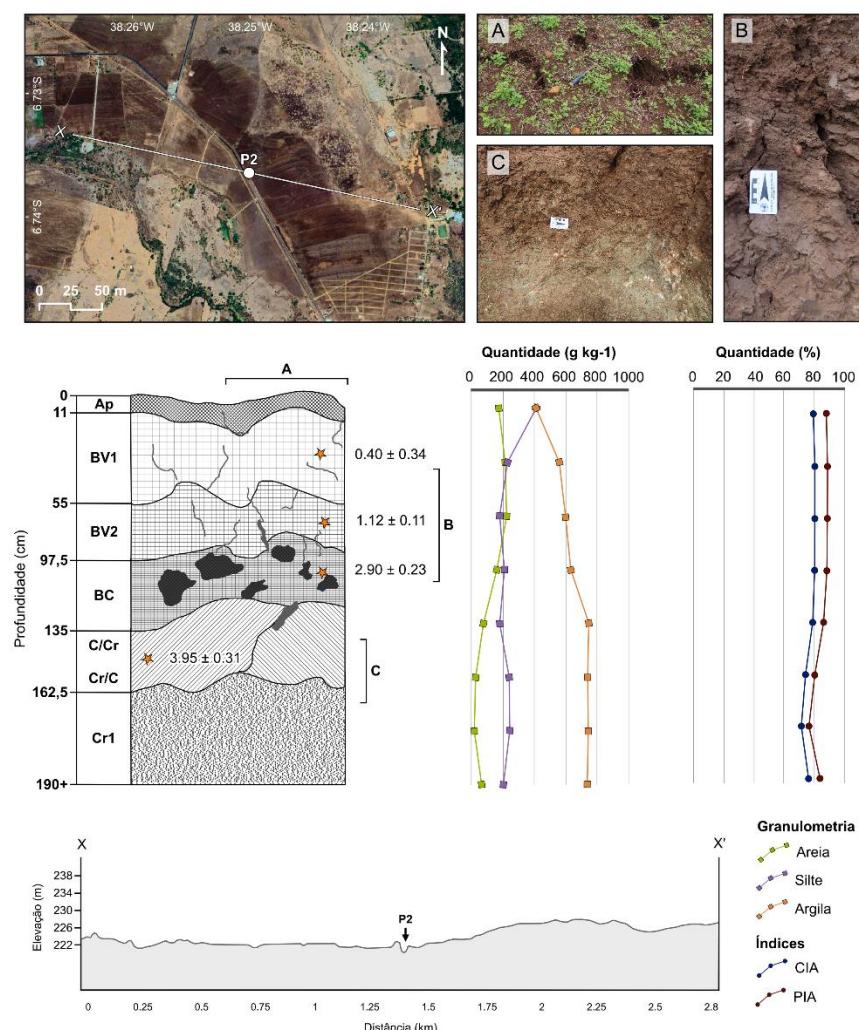


Figura 42 – Perfil esquemático de Vertissolo à paisagem de Sousa (PB), com indicação das amostras de LOE e dados de granulometria e índices intempéricos. Imagens dos horizontes: A (Horizonte A com evidências de gretas de contração em período de estiagem, morfologia propicia a entrada de material externo), B (Fendilhamento característico dos processos de argiloturbação), C (Transição entre horizontes com distintos níveis de preservação do material de origem)

De acordo com Batista (2024), ambas as análises evidenciam que os horizontes Ap, Bv1, Bv2 e BC possuem graus de alteração elevados em comparação com os subsequentes, apresentando uma maior concentração de argilominerais expansivos e maiores índices de grau de alteração. No entanto, os horizontes que apresentam maior grau de alteração, são os que apresentam maior concentração de areia e menor de argila.

O perfil de Iguatu (P4) também apresenta resultados elevados do índice CIA, embora com valores consideravelmente menores do que os obtidos pelo P2 (Figura 43). Os horizontes A, BV1, BV2 e BCvr apresentam valores que variam entre 67 a 72%, demonstrando um forte intemperismo. Enquanto os horizontes mais profundos (C/Crk, R/Crk e 2R/Crk), apresentam valores mais modestos, com taxas entre 59 a 67%.

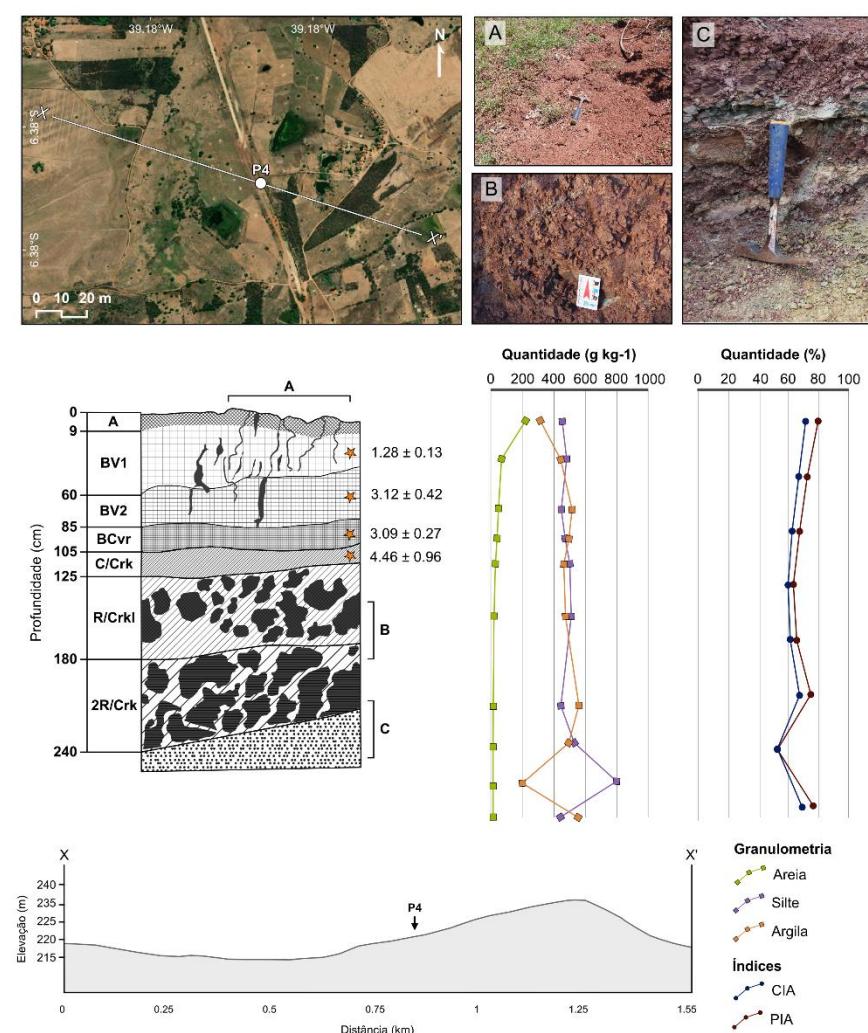


Figura 43 – Perfil esquemático de Vertissolo à paisagem de Iguatu (CE), com indicação das amostras de LOE e dados de granulometria e índices intempéricos. Imagens dos horizontes: A (Horizonte A com evidências de gretas de contração em período de estiagem e autogranulação, morfologia propicia a entrada de material externo), B (Fácies sedimentares alterados pela pedogênese), C (Intercalação dos siltitos e argilitos levemente alterados pela pedogênese)

Para ao índice PIA do P4, os valores são maiores em comparação ao CIA. Os horizontes A, BV1, BV2 e BCvr apresentam as maiores taxas dentre as registradas, com valores entre 72 a 80%. Enquanto que os horizontes C/Crk, R/Crk e 2R/Crk diminuem para valores com alta amplitude, variando entre 59 a 78%. Esses resultados apontam que, em alguns horizontes, a alteração foi mais limitada, possivelmente associada a rochas não alteradas.

Em relação ao granulometria do perfil o P4 apresenta a menor concentração de areia dentre todos perfis. Embora apresente forte intemperismo (>50%), tem seus valores de CIA e PIA bastante inferiores aos índices do perfil de Sousa, que também é derivado de rocha sedimentar. A concentração de argila no perfil parece está associado a condição de intemperismo do perfil como um todo, com destaque para o decréscimo de argila nos horizontes R/Crk e 2RCrk e redução dos índices intempéricos.

O perfil de Madalena (P6) também apresenta resultados elevados do índice CIA, inclusive com valores superiores ao P4 (origem sedimentar). Os horizontes A, BV1, BV2 e C ou BC apresentam valores que variam entre 68 a 75%, demonstrando elevado grau de intemperismo (>50%), mesmo em rocha cristalina. Em contrapartida, os horizontes Cr/R1 e Cr/R2 apresentam taxas mais moderadas, em cerca de 62% (Figura 44).

Os valores do índice PIA para o perfil de Madalena são praticamente similares ao CIA e também apresentam as maiores taxas nos horizontes superficiais em comparação aos mais profundos. Os horizontes A, BV1, BV2 e C ou BC apresentam as maiores taxas, 69 a 75%. Enquanto que os horizontes mais profundos (Cr/R1 e Cr/R2) diminuem para 63%. Essa condição se assemelha a alteração limitada do solo, possivelmente associada a rocha subjacente, cuja dureza dificulta o intemperismo.

O P6 é o perfil que apresenta a maior concentração de areia entre todos os analisados. Nesse caso, a comparação entre a granulometria e os índices de intemperismo está relacionada à concentração de argila, que, ao ser mais alta, está associada ao aumento das taxas de CIA e PIA.

Quando verificamos o índice ICV para os perfis, ambos análises apresentam valores superiores a 1, indicando que os materiais apresentam baixa influência de intemperismo químico, conforme sugerido por Cox *et al.* (1995). Isso é um indicativo que esses materiais podem refletir condições de intemperismo externas ao Vertissolo, isto é, sua história de intemperismo pode estar além da condição pedogenética do Vertissolo,

indicando que eles podem ter sido intemperizados em outra cobertura pedológica por exemplo, e posteriormente depositados nas paisagens vertissólicas.

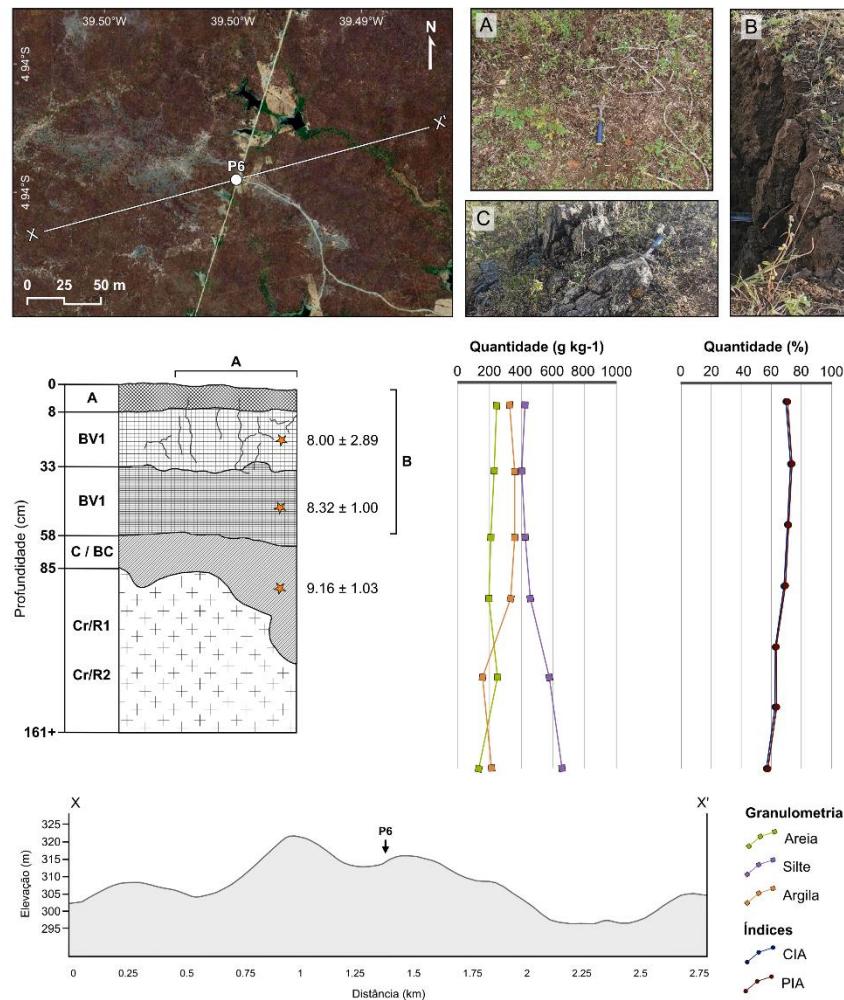


Figura 44 – Perfil esquemático de Vertissolo à paisagem de Madalena (CE), com indicação das amostras de LOE e dados de granulometria e índices intempéricos. Imagens dos horizontes: A (Horizonte A com evidencias de gretas de contração em período de estiagem e autogranulação, morfologia propicia a entrada de material externo), B (Estrutura prismática do perfil de Vertissolo), C (Gnaisse com fácies anfibolito aflorante ao lado do perfil)

Dentro desse contexto, os índices do grau de intemperismo em solos, corroboram com a interpretação de intensa pedogênese observada nas análises de micromorfologia, indicando que os Vertissolos discutidos apresentam intemperismo forte (>50) a muito forte (>80), característico da formação de minerais secundários (Tabela 11).

Os maiores valores estão associados aos horizontes que apresentam maior pedogênese (BV1 e BV2), enquanto os menores estão situados no saprolito (C e R). Essa condição pode refletir a intensidade da pedogênese, e/ou sendo reflexo de materiais externos e pré-intemperizados incorporados ao perfil, o que explica a relação

entre a concentração de areia e o aumento correlativo dessas taxas, bem como nos valores superiores indicados pelo ICV.

As diferenças nos valores do grau de intemperismo entre os solos parecem estar associadas à posição da vertente que esses solos ocupam na paisagem, uma vez que isso influencia tanto a deposição sedimentar recente quanto a intensidade com que o intemperismo afeta materiais mais estáveis. As condições climáticas locais não parecem ser o fator predominante nesse contexto, pois o perfil mais intemperizado (P2) é aquele que apresenta a menor média de precipitação, embora tenha as maiores temperaturas, que agem como catalisadores da hidrólise. Por outro lado, Iguatu, com as maiores médias de precipitação, apresenta os índices de intemperismo mais baixos.

A relação cronológica entre os solos e os índices de intemperismo é inversamente proporcional, pois os solos mais recentes apresentam os maiores graus de alteração mineral. Isso pode ser explicado pela história morfogenética dos materiais mais grossos, o que provavelmente reflete os resultados dos índices de ICV.

Tabela 11 – Índices de intemperismo dos perfis de Vertissolos

Perfis	Horizontes	CIA	PIA	ICV	Médias anuais		Balanço de Massa (τ)		
					Precip. (mm)	Temp. (°C)	Ganhos	Perdas	
P2	A						<i>S</i>	2.7 a 3.3	<i>Ca</i>
	BV1	80,3-81,3	89,2-89,8				<i>Mn</i>	1.3 a 2.3	<i>P</i>
	BV2						<i>Si</i>	0.5 a 0.6	<i>Na</i>
	BC			1,1-1,5	528	27,9			-0,3 a -0,5
	C/Cr								
P4	Cr/C	74,2-79,8	78,8-84,2					<i>Mg</i>	-0,7
	A						<i>S</i>	0,3	<i>Ca</i>
	BV1						<i>Mn</i>	0,5 a 0,7	<i>P</i>
	BV2	67,2-72,2	72,8-80,4						-0,7
	BCvr								
P6	C/Crk						<i>Si</i>	0,2	<i>Na</i>
	R/Crkl								-0,2 a -0,3
	2R/Crk	59,1-67,1	59,1-78,1						
	A							<i>Ca</i>	-0,6 a -0,7
	BV1	68,2-74,9	69,2-75,6					<i>K</i>	-0,4 a -0,6
P6	BV2							<i>Fe</i>	-0,3 a -0,4
	C ou BC							<i>MO</i>	3,5 a 5,1
	Cr/R1							<i>Mg</i>	-0,7 a -0,8
	Cr/R2	62,5-62,9	63,4-63,7						

Embora com diferentes intensidades, os resultados dos índices de intemperismo evidenciam o elevado grau de intemperismo dos Vertissolos estudados, especialmente quando comparados a outros solos associados a condições de semiaridez em diferentes paisagens ao redor do mundo (Tabela 12). Por outro lado, dentro do contexto semiárido global, esse alto grau de intemperismo reflete as condições climáticas específicas do semiárido brasileiro, com destaque para as variações de precipitação e, principalmente, das elevadas temperaturas.

Além disso, essas condições estão diretamente ligadas à evolução da paisagem semiárida, influenciada por processos de erosão, deposição e pedogênese que ocorreram durante o Quaternário no Nordeste brasileiro. Tais condições reafirmam a necessidade de estudos mais integrativos entre pedogênese e morfogênese no semiárido brasileiro (Lira, 2014; Lira *et al.*, 2024).

Dessa forma, as idades de LOE podem ser compreendidas sob duas perspectivas: 1) representam a incorporação de materiais externos ao sistema pedogenético; ou 2) influenciadas pelos processos vérticos que subestimariam as idades registradas, através de argiloturbação, destacando a magnitude dos processos pedogenéticos no semiárido. Nenhuma das duas possibilidades, considerando as análises realizadas neste trabalho, foi constatada, sendo necessárias mais investigações em direção ao entendimento da gênese desses solos e das idades obtidas.

Tabela 12 – Exemplo de índices de intemperismo (CIA e PIA) em solos de zonas semiáridas

Autores	Local	Médias anuais		Material de origem	Classe de solo (SiBCS e WRB)	CIA	PIA
		Precipitação (mm)	Temperatura (°C)				
Alaboz; Senol; Dengiz (2022)	Turquia	362	10.8	Calcários	Cambissolos	53-73	49.2-63.7
					Plintossolos		
					Vertissolos	68-74	54.4-63.7
Goydaragh <i>et al.</i> (2021)	Irã	273	13	Sedimentos de leques aluviais e terraços	Aridisol (não classificado no Brasil)	31-50	-
					Cambissolos		
Kalinin <i>et al.</i> (2021)	Rússia	160 a 400	6 a 9	Sedimentos carbonatados do tipo loess	Chernossolos	55-80	
					Calcisols (não classificado no Brasil)	61-75	-
Pasquini <i>et al.</i> (2017)	Argentina	815	17	Sedimentos retrabalhados e do tipo loess	Chernossolos (terço superior)	55-60.5	-
					Chernossolos (terço inferior)	62.1-68.8	
Patel; Raj; Tripathi (2022)	Índia	>1200	25	Basalto	Vertissolo	36.7-57.5	-
Sharma; Rajamani (2000)	Índia	1100	24	Anfibolito	Rocha sã	24	-
					Rocha alterada	54	
Yousefifard <i>et al.</i> (2012)	Irã	350	10	Granitos, dioritos e sienitos Dacito e andesito	Cambissolos	55-60	
						60-74	-

5 CONCLUSÃO

Este trabalho teve como objetivo estudar as características geomorfológicas que influenciam e condicionam as paisagens vertissólicas existentes nas condições aplainadas da Superfície Sertaneja Setentrional, formados a partir de rochas sedimentares e metamórficas.

Partimos dos questionamentos de Figueiredo *et al.* (2022) de que a distribuição dos Vertissolos não refletia somente a influência da litologia mas também a interação com processos morfogenéticos e dos processos locais. Frente a essas características, passamos a buscar em diferentes escalas, quais seriam os fatores que conduziriam e contribuiriam para formação dos Vertissolos na SSS, tendo como hipótese principal que com o esculpimento dessa ampla superfície, a existência de materiais de origem em situações mais baixas da paisagem e com pouca variação altimétrica conduziriam à formação dos Vertissolos, controlando sua distribuição.

Dessa forma, chegamos ao final deste trabalho com algumas respostas e muitas outras questões a serem posteriormente investigadas. Em nível regional, constatamos que as paisagens vertissólicas do Nordeste Setentrional têm origem nas condições de extenso aplainamento já presentes na região, cuja condição de baixa variação altimétrica é atestada.

Em termos geológicos, a evolução de longo prazo da Província Borborema e os processos de separação entre a América do Sul e a África influenciaram a formação dos diferentes domínios tectônicos que as paisagens vertissólicas estão inseridas. De um lado, formaram-se paisagens mais recentes, associadas às bacias sedimentares interiores do Mesozoico; de outro, ocorreu a formação de uma paisagem resultante de um ambiente tectonicamente menos perturbado ainda no Mesozoico.

Os processos denudacionais cenozoicos atuaram de forma heterogênea no Nordeste Setentrional, formando diferentes setores que refletem essa evolução geológica. A formação dos grábens e semi-grábens condicionou a existência das bacias interiores na paisagem, enquanto a superfície sertaneja está relacionada ao metamorfismo das rochas que compõem o embasamento, influenciando os processos de erosão diferencial entre as áreas aplainadas.

A compartimentação dos solos semiáridos é complexa devido a elevada pedodiversidade e envolve outros fatores além das condições erosivas predominantes. Verificamos a condição agradacional para ocorrência dos solos adaptados às condições de semiaridez nas bacias, e da relação dos diferentes níveis de dissecação que influenciam a ausência de relação biopedoclimática na Superfície Sertaneja.

Ao avançarmos na escala de análise, observamos diferentes tendências de processos superficiais que influenciam a distribuição das paisagens vertissólicas nas áreas de pesquisa. Constatamos que todas as bacias estão localizadas em regiões caracterizadas por baixa amplitude topográfica (*low relief*), nas quais não predominam condições erosivas.

Em todos os contextos das paisagens estudadas, as médias topográficas apresentam uma tendência de convergência, sugerindo uma relação de compensação entre a resistência litológica e a erosão, indicando um estado de equilíbrio. Além disso, os dados de k_{sn} apontam para uma baixa estimativa erosiva nessas paisagens.

Nas bacias do rio Jaguaribe (alto curso) e do rio Banabuiú, a erosão diferencial, influenciada pela resistência litológica dos quartzitos e o controle estrutural são responsáveis pela manutenção dessas paisagens. Na bacia do rio do Peixe, essa dinâmica está associada ao pulso de dissecação gerado pelo rio Piranhas, cuja captura reconfigurou as condições pedológicas da bacia, alterando os fluxos de sedimentos e deposição.

Esses diferentes processos ilustram a complexidade da evolução da paisagem da região sertaneja, evidenciando as interações entre fatores climáticos, geomorfológicos e pedológicos ao longo do tempo. Algumas questões se tornam mais evidentes, como a dúvida sobre a existência de uma superfície de aplanaamento, cujas condições morfogenéticas seriam uniformes no espaço.

Nossos resultados sugerem cronologias distintas para as bacias, que geralmente são interpretadas como produtos de uma única superfície, destacando assim a heterogeneidade e a variabilidade espacial das formas e dos processos no semiárido brasileiro.

Ao avançarmos no último nível de análise, verificamos materiais datados do Holoceno, cuja condição cronológica e estratigráfica aparente nos induziu a uma tentativa de interpretação sob um viés geomorfológico de deposição, considerando os Vertissolos passíveis de registros dos eventos paleoambientais, sobretudo, devido as características e hiatos deposicionais bem documentados no semiárido sendo concordantes com as idades registradas.

Embora tal influência desses episódios morfogenéticos serem verificadas com as análises de micromorfologia, que indicaram a presença de fragmentos rochosos e externos ao perfil, o estágio avançado de pedogênese apagou quaisquer vestígios desses hiatos deposicionais. Essa condição é corroborada pelos índices de CIA e PIA verificados, sobretudo nos horizontes com maior relação com a pedogênese.

Por outro lado, quando analisamos o índice ICV, persiste a dúvida sobre se o elevado intemperismo observado está associado aos materiais transportados e incorporados, dado que há evidências de influência deposicional, ou se está diretamente relacionado à alteração do perfil. O que constatamos é que Holoceno, sobretudo no Holoceno Superior, há uma predominância dos processos vérticos, o que coincide com a consolidação da atual condição semiárida do Nordeste.

Embora seja uma condição instigante, especialmente devido à influência de eventos morfológicos externos que evidenciam contribuições alóctones relevantes na formação desses solos, além do material de origem, as análises realizadas neste trabalho não foram capazes de elucidar esses processos, que estão intimamente ligados à gênese dos Vertissolos e envolvem indicadores essencialmente pedológicas.

Nesse sentido, acreditamos que três questões podem orientar futuras investigações para resolver essas questões: as idades de LOE refletem a incorporação de materiais externos ao sistema pedogenético? as idades de LOE são influenciadas por processos vérticos que podem subestimar os valores registrados e evidenciar a magnitude dos processos pedogenéticos no semiárido? ou ambas as condições?

Reconhecemos que, ao longo deste processo de pesquisa, houve tanto erros quanto acertos. Contudo, acreditamos que avançamos e contribuímos de forma significativa para o entendimento das paisagens vertissólicas, nas quais processos como erosão diferencial, tectônica, pulsos de dissecação, deposição, intemperismo e pedogênese desempenham papéis essenciais e específicos em diferentes escalas, nas condições que favorecem a formação de Vertissolos no semiárido brasileiro.

Embora os resultados obtidos sejam o ponto central deste trabalho, uma contribuição relevante foi a reintrodução de uma perspectiva que integra análises em diferentes escalas. Essa abordagem permitiu identificar relações distintas entre os fatores que favorecem a formação dos Vertissolos no semiárido brasileiro, contribuindo para um entendimento mais amplo e detalhado dessas paisagens. Além disso, reforça a importância de estudos em geografia física para compreender os complexos processos ambientais que moldam as paisagens semiáridas.

REFERÊNCIAS

- AB'SÁBER, Aziz Nacib. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste Brasileiro. **Geomorfologia**, [s. I.], n. 19, p. 1–38, 1969.
- AB'SÁBER, Aziz Nacib. Significado Geomorfológico da Rede Hidrográfica do Nordeste Oriental Brasileiro. **Notícia Geomorfológica**, [s. I.], n. N° 2, p. 35–40, 1958.
- AB'SABER, Aziz Nacib. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o quaternário. **A obra de Aziz Nacib Ab'Sáber**, [s. I.], 1969. Disponível em: <https://repositorio.usp.br/item/002164075>. Acesso em: 30 mar. 2024.
- AHMAD, Nazeer; MERMUT, A. **Vertisols and technologies for their management**. [S. I.]: Elsevier, 1996.
- AIRBUS. **Copernicus GLO-90 Digital Surface Model**. [S. I.]: OpenTopography, 2021. Disponível em: <https://opentopography.org/meta/OT.032021.4326.1>. Acesso em: 10 jan. 2025.
- ALABOZ, Pelin; ŞENOL, Hüseyin; DENGİZ, Orhan. Geochemical and mineralogical processes leading to variation of soil characteristics on calcareous toposequence in semiarid ecosystem condition. **Rendiconti Lincei. Scienze Fisiche e Naturali**, [s. I.], v. 33, n. 4, p. 903–921, 2022.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de *et al.* Brazilian structural provinces: An introduction. **Earth-Science Reviews**, [s. I.], v. 17, n. 1–2, p. 1–29, 1981.
- ALMEIDA, Fernando F M De; HASUI, Yociteru; NEVES, Benjamim Bley De Brito. The Upper Precambrian of South America. **Boletim IG**, [s. I.], v. 7, n. 0, p. 45, 1976.
- ALVES, Grace Beingenstab. A formação das paisagens sertanejas no tempo e no espaço. **Sertão, sertões: repensando contradições, reconstruindo veredas**. Elefante Editora, [s. I.], p. 145–151, 2019.
- ALVES, Fabio Corrêa *et al.* Post-rift geomorphological evolution of a passive continental margin (Paraíba region, northeastern Brazil): Insights from river profile and drainage divide analysis. **Geomorphology**, [s. I.], v. 414, p. 108384, 2022.
- AMORIM, Rodrigo de Freitas *et al.* Evolução holocênica das encostas da bacia do riacho Bruscas, Nordeste do Brasil. **Revista do Departamento de Geografia**, [s. I.], v. 39, p. 112–125, 2020.
- ANA. [S. I.], 2017. Disponível em: <https://metadados.snrh.gov.br/geonetwork/srv/por/catalog.search#/metadata/f7b1fc91-f5bc-4d0d-9f4f-f4e5061e5d8f>. Acesso em: 22 ago. 2024.

- ANKJÆRGÅRD, C.; MURRAY, A. S. Total beta and gamma dose rates in trapped charge dating based on beta counting. **Radiation Measurements**, [s. l.], v. 42, n. 3, p. 352–359, 2007.
- ARAI, Mitsuru. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. **Geologia USP. Série Científica**, [s. l.], v. 6, n. 2, p. 1–6, 2006.
- ARAÚJO FILHO, J. C. Relação solo e paisagem no Bioma Caatinga. **Anais do Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada**, [s. l.], n. 14, p. 24, 2011.
- ARAÚJO FILHO, José Coelho *et al.* Semi-arid Soils of the Caatinga Biome of Northeastern Brazil. In: THE SOILS OF BRAZIL. [S. l.]: Springer, 2023. p. 175–193.
- ARAÚJO FILHO, José Coelho de *et al.* Solos do Semiárido Características e estoque de carbono. In: [S. l.: s. n.], 2022. p. 93.
- ARTHAUD, Michel Henri. Evolução neoproterozóica do grupo Ceará (domínio Ceará central, NE Brasil) : da sedimentação à colisão continental brasiliiana. [s. l.], 2007. Disponível em: <http://repositorio2.unb.br/jspui/handle/10482/6606>. Acesso em: 30 mar. 2024.
- ARTHAUD, Michel Henri *et al.* Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. **Geological Society, London, Special Publications**, [s. l.], v. 294, n. 1, p. 49–67, 2008.
- ASMUS, H. E.; PORTO, R. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: , 1972. **Congresso Brasileiro de Geologia**. [S. l.: s. n.], 1972. p. 67–90.
- ASSINE, Mario Luis. Bacia do Araripe. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, [s. l.], v. 15, n. 2, p. 371–389, 2007.
- ASSINE, Mario Luís. Paleocorrentes e paleogeografia na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Brazilian Journal of Geology**, [s. l.], v. 24, n. 4, p. 223–232, 1994.
- BASTOS, Frederico de Holanda *et al.* Lithostructural control of the relief in the eastern sector of the Parnaíba sedimentary basin (Ibiapaba Plateau), Northeast Brazil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [s. l.], v. 25, n. 4, 2024. Disponível em: <https://rbg.emnuvens.com.br/rbg/article/view/2589>. Acesso em: 19 jan. 2025.
- BASTOS, F. H.; CORDEIRO, A. M. N. Propriedades geomorfológicas das rochas e suas repercuções no relevo do nordeste setentrional do Brasil. **William Morris Davis– Revista de Geomorfologia**, [s. l.], v. 2, n. 1, p. 1–33, 2021.
- BATEMAN, Mark D *et al.* Investigations into the potential effects of pedoturbation on luminescence dating. **Quaternary Science Reviews**, [s. l.], v. 22, n. 10, LED 2002, p. 1169–1176, 2003.

BATISTA, Matheus Gastão de Matos. **Graus de intemperismo em Vertissolos do Nordeste do Brasil.** 2024. 56 f. Trabalho de Conclusão de Curso - Universidade de São Paulo, [s. l.], 2024.

BATISTA, Matheus Gastão de Matos; FURQUIM, Sheila Aparecida Correia; ALVES, Grace Bungenstab. **Cálculo de grau de intemperismo em Vertissolos do Nordeste brasileiro e relações com processos de etchplanação.** Corumbá, MS: [s. n.], 2022. Disponível em: <https://www.sinageo.org.br/2023/trabalhos/1/319-250.html>. Acesso em: 28 jan. 2025.

BEHLING, Hermann *et al.* Late Quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. **Quaternary Science Reviews**, [s. l.], v. 19, n. 10, p. 981–994, 2000.

BERTOLINO, Luiz Carlos *et al.* Caracterização mineralógica e estudos de beneficiamento da bentonita de Pedra Lavrada-PB. In: [S. l.]: CETEM/UFPE, 2010.

BÉTARD, François. Spatial variations of soil weathering processes in a tropical mountain environment: the Baturité massif and its piedmont (Ceará, NE Brazil). **Catena**, [s. l.], v. 93, p. 18–28, 2012.

BÉTARD, François; PEULVAST, Jean-Pierre; CLAUDINO-SALES, Vanda. CARACTERIZAÇÃO MORFOPEDÓLOGICA DE UMA SERRA ÚMIDA NO SEMI-ÁRIDO DO NORDESTE BRASILEIRO: o caso do maciço de Baturité-CE (morphopedological characterization of a humid mountain in the brazilian semi-arid north-east). **Mercator**, [s. l.], v. 6, n. 12, p. 107 a 126–107 126, 2007.

BISHOP, Paul; GOLDRICK, Geoff. Lithology and the evolution of bedrock rivers in post-orogenic settings: constraints from the high-elevation passive continental margin of SE Australia. **Geological Society, London, Special Publications**, [s. l.], v. 346, n. 1, p. 267–287, 2010.

BØTTER-JENSEN, L. *et al.* Enhancements in luminescence measurement techniques. **Radiation Protection Dosimetry**, [s. l.], v. 101, n. 1–4, p. 119–124, 2002.

BRITO NEVES, Benjamim Bley de. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrecionário andino. **Revista Brasileira de Geociências**, [s. l.], v. 29, n. 3, p. 379–392, 1999.

BRITO NEVES, Benjamim Bley de *et al.* O evento Cariris Velho na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. **Revista Brasileira de Geociências**, [s. l.], v. 25, n. 4, p. 279–296, 1995.

BRITO NEVES, Benjamim Bley. Província Borborema, síntese retrospectiva do conhecimento. **Geocronologia e evolução tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani**, [s. l.], p. 203–249, 2020.

BRITO NEVES, Benjamim Bley de. **Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino.** 1975. - Universidade de São Paulo, [s. l.], 1975.

BRITO NEVES, Benjamin; CORDANI, Umberto. Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic. **Precambrian Research**, [s. l.], v. 53, p. 23–40, 1991.

BRITO NEVES, Benjamim Bley de; FUCK, Reinhardt Adolfo; PIMENTEL, Marcio Martins. The Brasiliano collage in South America: a review. **Brazilian Journal of Geology**, [s. l.], v. 44, n. 3, p. 493–518, 2014.

BRITO NEVES, Benjamim Bley de; SANTOS, EJ dos; VAN SCHMUS, Williams Randall. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. **Tectonic Evolution of South America**, [s. l.], 2000.

CABY, R.; ARTHAUD, M. Major Precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceará, northeast Brazil. **Geology**, [s. l.], v. 14, n. 10, p. 871–874, 1986.

CÂMARA, Elis Regina Guimarães *et al.* Parent rock–pedogenesis relationship: How the weathering of metamorphic rocks influences the genesis of Planosols and Luvisols under a semiarid climate in NE Brazil. **Geoderma**, [s. l.], v. 385, p. 114878, 2021.

CARVALHO, Ismar de Souza; LEONARDI, Giuseppe. Geologia das bacias de Pombal, Sousa, Uiraúna-Brejo das Freiras e Vertentes (Nordeste do Brasil). **Anais da Academia brasileira de Ciências**, [s. l.], v. 64, n. 3, p. 231–252, 1992.

CARVALHO, I. de S.; MELO, J. H. G. Bacias interiores do Nordeste. **Geologia do Brasil. 1ed. São Paulo: Beca Editora**, [s. l.], 2012.

CASTRO, Selma Simões de; COOPER, Miguel. Fundamentos de micromorfologia de solos. [s. l.], 2019.

CEARÁ. **Caderno regional da sub-bacia do Alto Jaguaribe. Conselho de Altos Estudos e Assuntos Estratégicos.** [S. l.]: INESP Fortaleza, 2009.

CEARÁ. **Geosolos: Levantamento De Reconhecimento De Média Intensidade Dos Solos Do Estado Do Ceará.** fortaleza, CE: Coletivo Duas Catitas, 2024.

CHENG, Hai *et al.* Timing and structure of the 8.2 kyr BP event inferred from δ18O records of stalagmites from China, Oman, and Brazil. **Geology**, [s. l.], v. 37, n. 11, p. 1007–1010, 2009.

CHRISTOFOLLETTI, Antonio. **Geomorfologia.** [S. l.]: Editora Blucher, 1980.

CLAUDINO-SALES, Vanda. Megageomorfologia do Nordeste Setentrional Brasileiro. **Revista de Geografia (Recife)**, [s. l.], v. 35, n. 4, 2018.

CLAUDINO-SALES, Vanda; MAIA, Rubson Pinheiro; BASTOS, Frederico de Holanda. Geomorphology of Ceará State. In: GEOMORPHOLOGY OF THE NORTHEAST REGION OF BRAZIL. [S. I.]: Springer, 2024. p. 83–121.

CLAUDINO-SALES, Vanda; PEULVAST, Jean-Pierre. EVOLUÇÃO MORFOESTRUTURAL DO RELEVO DA MARGEM CONTINENTAL DO ESTADO DO CEARÁ, NORDESTE DO BRASIL. **Caminhos de Geografia**, [s. I.], v. 8, n. 20, p. 1–21, 2007.

COELHO, Gerliane Kelly de Sousa. Inversão de relevo nos maciços de Portalegre e Martins - NE do Brasil: controle morfotectônico e erosão diferencial como proposta de evolução geomorfológica. [s. I.], 2022. Disponível em: <http://repositorio.ufc.br/handle/riufc/69716>. Acesso em: 8 jan. 2025.

CORDEIRO, Abner Monteiro Nunes et al. CONDICIONAMENTO LITOESTRUTURAL DA REDE DE DRENAGEM DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO PIRANHAS-AÇU, NORDESTE DO BRASIL. **Caminhos de Geografia**, [s. I.], v. 25, n. 97, p. 120–138, 2024.

CORRÊA, Antônio Carlos de Barros et al. Geomorphology of Pernambuco State. In: GEOMORPHOLOGY OF THE NORTHEAST REGION OF BRAZIL. [S. I.]: Springer, 2024. p. 175–204.

CORRÊA, Antonio Carlos de Barros et al. Megamorfologia e morfoestrutura do Planalto de Borborema. **Revista do Instituto Geológico (Descontinuada)**, [s. I.], v. 31, n. 1–2, p. 35–52, 2010.

CORRÊA, Antonio Carlos de Barros et al. The semi-arid domain of the Northeast of Brazil. **The Physical Geography of Brazil: Environment, Vegetation and Landscape**, [s. I.], p. 119–150, 2019.

CORRÊA, Antônio Carlos de Barros; SILVA, Danielle Gomes da; MELO, Jefferson Santana. UTILIZAÇÃO DOS DEPÓSITOS DE ENCOSTAS DOS BREJOS PERNAMBUCANOS COMO MARCADORES PALEOCLIMÁTICOS DO QUATERNÁRIO TARDIO NO SEMI-ÁRIDO NORDESTINO (hillslope sediments of the semi-arid Northeastern Brazil as palaeoclimatic markers). **Mercator**, [s. I.], v. 7, n. 14, p. 99 a 125–99 125, 2009.

CORRÊA, A. C. B.; SOUZA, J. O. P.; CAVALCANTI, L. C. S. Solos do ambiente semiárido brasileiro: erosão e degradação a partir de uma perspectiva geomorfológica. **GUERRA, AJT; JORGE, MCO Degradação dos solos no Brasil. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil**, [s. I.], p. 127–169, 2014.

CORSINI, Michel et al. Strain transfer at continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt: The Patos-Seridó system, northeastern Brazil. **Geology**, [s. I.], v. 19, n. 6, p. 586–589, 1991.

COSTA, Felipe Grandjean da et al. Metalogenia das províncias minerais do Brasil: área Troia-Pedra Branca, estado do Ceará. [s. I.], 2015.

COSTA, W. D. Nota preliminar da geologia da Bacia do Rio do Peixe. **Boletim do Departamento de Geologia**, [s. I.], v. 4, p. 47–50, 1964.

COSTA, Felipe Grandjean da; PALHETA, Edney Smith de Moraes. **Geologia e recursos minerais das folhas Quixadá (SB.24-V-B-IV) e Itapiúna (SB.24-X-A-IV)**. [S. I.]: CPRM, 2017. Technical Report. Disponível em: <http://rigeo.sgb.gov.br/jspui/handle/doc/19029>. Acesso em: 31 mar. 2024.

COX, Rónadh; LOWE, Donald R.; CULLERS, R. L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, [s. I.], v. 59, n. 14, p. 2919–2940, 1995.

CPRM. **Mapa Geodiversidade do Estado do Piauí**. [S. I.]: CPRM, 2009. Map. Disponível em: <http://rigeo.sgb.gov.br/jspui/handle/doc/14708>. Acesso em: 4 nov. 2024.

CREMON, Édipo Henrique *et al.* Avaliação da altimetria do MDE COP-30 no Centro-Oeste do Brasil. **Revista Brasileira de Cartografia**, [s. I.], v. 74, n. 3, p. 536–546, 2022.

CRUZ, Francisco W. *et al.* Orbitally driven east–west antiphasing of South American precipitation | **Nature Geoscience**. [S. I.], 2009. Disponível em: <https://www.nature.com/articles/ngeo444>. Acesso em: 28 jan. 2025.

D'AGOSTINO, N. *et al.* Interactions between mantle upwelling, drainage evolution and active normal faulting: An example from the Central Appennines (Italy). **Geophysical Journal International**, [s. I.], v. 147, n. 2, p. 475–497, 2001.

DANTAS, Elton Luiz *et al.* The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil:: remnants of the oldest crust in South America. **Precambrian Research**, [s. I.], v. 130, n. 1–4, p. 113–137, 2004.

DANTAS, Marcelo Eduardo; VALENÇA, Rogério Valença. Relevo do Rio Grande do Norte. In: PFALTZGRAFF, Pedro Augusto dos Santos; TORRES, Fernanda Soares de Miranda (org.). **Geodiversidade do estado do Rio Grande do Norte**. [S. I.]: CPRM, 2010. p. 77–92. Disponível em: <http://rigeo.sgb.gov.br/jspui/handle/doc/16773>. Acesso em: 5 nov. 2024.

DELGADO, I. de M. *et al.* Geotectônica do escudo atlântico. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**, [s. I.], v. 5, p. 227–334, 2003.

DIAS, R. R. *et al.* Reconstituição paleoambiental de dunas vegetadas na Caatinga, em Aracati, Ceará, através de biomíneralizações de sílica. **Rev. GeoUECE**, [s. I.], v. 8, p. 193–208, 2019.

DULLER, G A T. The Analyst software package for luminescence data: overview and recent improvements. [s. I.], v. 33, n. 1, 2015.

DUVALL, Alison; KIRBY, Eric; BURBANK, Douglas. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, [s. I.], v. 109, n. F3, 2004.

FEDO, Christopher M.; WAYNE NESBITT, H.; YOUNG, Grant M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. **Geology**, [s. I.], v. 23, n. 10, p. 921–924, 1995.

FÈNELON, Paul. A planície semi-árida de Patos e seus Inselbergs (Estado de Paraíba, Brasil. **Notícia Geomorfológica**, [s. I.], n. N° 2, p. 21–24, 1958.

FERNANDES DA COSTA, Luis Ricardo *et al.* GEOMORFOLOGIA DO NORDESTE SETENTRIONAL BRASILEIRO: UMA PROPOSTA DE CLASSIFICAÇÃO. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [s. I.], v. 21, n. 1, 2020. Disponível em: <https://rbg.emnuvens.com.br/rbg/article/view/1447>. Acesso em: 30 mar. 2024.

FERNANDES, Nelson F.; PEIFER, Daniel; VAL, Pedro. Modelos Numéricos de Evolução do Relevo (LEMs) e sua Importância para Estudos de Evolução da Paisagem. **Revisões de Literatura da Geomorfologia Brasileira, Editora da UNB**, [s. I.], p. 957–1003, 2022.

FERREIRA, V. P. *et al.* Granitoids in the characterization of terranes: the Borborema Province, northeastern Brazil. *In:* , 1997. **II Int. Symp. Gran. Assoc. Mineral., ExtEnderd Abst.** [S. I.: s. n.], 1997. p. 197–201.

FETTER, Allen H. *et al.* Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of west Gondwana. **Gondwana Research**, [s. I.], v. 6, n. 2, p. 265–273, 2003.

FETTER, A. H. *et al.* Geologic history and framework of Ceará State: Northwest Borborema Province, NE Brazil. *In:* , 1997. **South American Symposium on Isotope Geology, Brazil, Extended Abstracts.** [S. I.: s. n.], 1997. p. 112–114.

FETTER, Allen Hutcheson *et al.* U–Pb and Sm–Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent “Atlantica”. **Revista Brasileira de Geociências**, [s. I.], v. 30, n. 1, p. 102–106, 2000.

FIELDING, Eric *et al.* How flat is Tibet?. **Geology**, [s. I.], v. 22, n. 2, p. 163–167, 1994.

FIGUEIREDO, Matheus S S; FURQUIM, Sheila A C; ALVES, Grace B. Processos Morfogenéticos e os Vertissolos do Nordeste. **ANAIS 9º SIMPÓSIO DE QUANTIFICAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**, [s. I.], v. 9º, n. 1º, p. 51, 2022.

FLINT, Jean-Jacques. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. **Water Resources Research**, [s. I.], v. 10, n. 5, p. 969–973, 1974.

FONSECA, Christianne Farais da. **RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL EM ENCLAVES ÚMIDOS E SUBÚMIDOS DO CARIRI PARAIBANO.** 2023. - Universidade Federal da Paraíba, [s. I.], 2023.

FORTE, Adam M.; WHIPPLE, Kelin X. Criteria and tools for determining drainage divide stability. **Earth and Planetary Science Letters**, [s. l.], v. 493, p. 102–117, 2018.

FORTE, Adam M.; WHIPPLE, Kelin X. The topographic analysis kit (TAK) for TopoToolbox. **Earth Surface Dynamics**, [s. l.], v. 7, n. 1, p. 87–95, 2019.

FRANÇOLIN, J. B. L. **Analyse structurale du bassin du Rio do Peixe (Brésil)**. 1992. 240 f. 1992. - Tese (Doutorado)-Centre Armoricaine d'Étude Structurale des Socles ..., [s. l.], 1992.

GALBRAITH, Rex F. *et al.* Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia: Part I, experimental design and statistical models. **Archaeometry**, [s. l.], v. 41, n. 2, p. 339–364, 1999.

GALVÃO, Diogo Cavalcanti. **Reconstrução paleoambiental a partir dos colúvios do entorno da lagoa do puiu, município de Ibimirim-Pernambuco, Recife (PE)**. 2012. 127f. 2012. - Dissertação (Mestrado em Geografia)–Universidade Federal de Pernambuco ..., [s. l.], 2012.

GERRARD, John. **Soil geomorphology: an integration of pedology and geomorphology**. Londres: Chapman & Hall, 1996.

GHIGNONE, J. I.; COUTO, EA do; ASSINE, M. L. Estratigrafia e estrutura das bacias do Araripe, Iguatu e Rio do Peixe. In: , 1986. **Congresso Brasileiro de Geologia**. [S. l.: s. n.], 1986. p. 271–285.

GOMES, Diolande Ferreira; FRISCHKORN, Horst. Aspectos da hidrodinâmica do aquífero aluvial do Rio Jaguaribe, em Limoeiro do Norte-Ceará. **Águas Subterrâneas**, [s. l.], v. 23, n. 1, 2009.

GOMES NETO, Antonio de Oliveira; MORALES, Norberto; HAMELAK, Glória Maria Silva. Tectônica da Formação Barreira no Baixo Vale do Rio Jaguaribe, CE. [s. l.], 2012. Disponível em: <http://repositorio.ufc.br/handle/riufc/14885>. Acesso em: 14 set. 2024.

GOUDIE, Andrew S. The Schmidt Hammer in geomorphological research. **Progress in Physical Geography**, [s. l.], v. 30, n. 6, p. 703–718, 2006.

GOYDARAGH, Maryam Ghebleh *et al.* Predicting weathering indices in soils using FTIR spectra and random forest models. **Catena**, [s. l.], v. 204, p. 105437, 2021.

GRAY, Harrison J. *et al.* Depth-dependent soil mixing persists across climate zones. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, [s. l.], v. 117, n. 16, p. 8750–8756, 2020.

GUÉRIN, Guillaume; MERCIER, Norbert; ADAMIEC, Grzegorz. Dose-rate conversion factors: update. **Ancient TI**, [s. l.], v. 29, n. 1, p. 5–8, 2011.

GURGEL, Silvana PP *et al.* Cenozoic uplift and erosion of structural landforms in NE Brazil. **Geomorphology**, [s. l.], v. 186, p. 68–84, 2013.

HACK, John Tilton. **Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland.** [S. I.]: US Government Printing Office, 1957. v. 294

HASUI, Y. Sistema Orogênico Borborema. **Geologia do Brasil. São Paulo: Beca,** [s. I.], p. 254–288, 2012.

HAWKER, Laurence *et al.* A 30 m global map of elevation with forests and buildings removed. **Environmental Research Letters**, [s. I.], v. 17, n. 2, p. 024016, 2022.

HERGARTEN, S.; ROBL, Jörg; STÜWE, K. Tectonic geomorphology at small catchment sizes—extensions of the stream-power approach and the χ method. **Earth Surface Dynamics**, [s. I.], v. 4, n. 1, p. 1–9, 2016.

JACOMINE, P. K. T. *et al.* I. Levantamento exploratório-reconhecimento de solos do Estado da Paraíba. II. Interpretação para uso agrícola dos solos do Estado da Paraíba. [s. I.], 1972.

JACOMINE, Paulo Klinger Tito. Solos sob caatingas: características e uso agrícola. **O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentado.** Viçosa: SBCS/UFV, [s. I.], p. 95–111, 1996.

JARDIM DE SÁ, Emanuel Ferraz. **A faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasiliiana/Pan-africana.** 1994. - Instituto de Geociências da Universidade de Brasília., [s. I.], 1994.

JARDIM DE SÁ, Emanuel F. *et al.* Terrenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, [s. I.], v. 22, n. 4, p. 472–80, 1992.

JARDIM DE SÁ, E. F.; SALIM, J. Reavaliação dos conceitos estratigráficos na região do Seridó (RN-PB). **Mineração e Metalurgia**, [s. I.], v. 80, n. 421, p. 16–28, 1980.

JEFERSON, Mauricio *et al.* Parâmetros de controle de estilos fluviais na bacia hidrográfica do alto curso do rio Piranhas, semiárido paraibano. **Caderno de Geografia**, [s. I.], v. 30, p. 650–667, 2020.

JOHNSON, Michelle O. *et al.* Quantifying the rate and depth dependence of bioturbation based on optically-stimulated luminescence (OSL) dates and meteoric ^{10}Be . **Earth Surface Processes and Landforms**, [s. I.], v. 39, n. 9, p. 1188–1196, 2014.

KALININ, P. I. *et al.* Chemical weathering in semi-arid soils of the Russian plain. **Catena**, [s. I.], v. 206, p. 105554, 2021.

KELLER, Edward A.; PINTER, Nicholas. **Active tectonics.** [S. I.]: Prentice Hall Upper Saddle River, NJ, 1996. v. 338

KING, Lester Charles. **A geomorfologia do Brasil Oriental.** [S. I.]: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Conselho Nacional de Geografia, 1957.

- KIRBY, Eric; WHIPPLE, Kelin X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal of Structural Geology**, [s. l.], v. 44, p. 54–75, 2012.
- KRISTENSEN, Jeppe Aa et al. Quantification of termite bioturbation in a savannah ecosystem: Application of OSL dating. **Quaternary Geochronology**, [s. l.], v. 30, p. 334–341, 2015.
- LIBAULT, André. **Os quatro níveis da pesquisa geográfica**. [S. l.]: Universidade de São Paulo, Instituto de Geografia, 1971.
- LIMA, Glêvia Kamila; CORRÊA, Marcelo Metri; JÚNIOR, Valdomiro Severino de Souza. Mineralogia de Vertissolo Ebânico do Nordeste Brasileiro(1). [s. l.], 2015.
- LIMA, Glêvia Kamila; CORRÊA, Marcelo Metri; SOUZA JÚNIOR, Valdomiro Severino de. Mineralogia de vertissolo ebânico do nordeste brasileiro. In: , 2015. **XXXV Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, Natal–RN**. [S. l.: s. n.], 2015.
- LIRA, Daniel Rodrigues de. **Evolução geomorfológica e paleoambiental das Bacias do Riacho do Pontal e GI-8 no Sub-Médio São Francisco**. 2014. - Universidade Federal de Pernambuco, [s. l.], 2014.
- LIRA, Damião Isaac et al. Microrrelevos: formas e processos pedogeomorfológicos com ênfase em gilgais em ambiente semiárido. **Revista do Departamento de Geografia**, [s. l.], v. 44, p. e225601–e225601, 2024.
- LOURENÇO, Maria Clara de Meneses. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Rio do Peixe, NE do Brasil: porção NW do semi-gráben de Sousa**. 2020. - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, [s. l.], 2020.
- MABESOONE, J. M. Origem dos conglomerados da Formação Serra Grande e unidades equivalentes (Siluriano Superior Devoniano Inferior, Nordeste do Brasil). In: , 1978. **XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Anais. Theatr. Rec.** [S. l.: s. n.], 1978. p. 799–808.
- MABESOONE, Jannes Markus. **Sedimentary Basins of Northeast Brazil**. [S. l.]: Editora Universitária UFPE, 1994.
- MABESOONE, J.M.; LOBO, Hélia R.C. Paleosols as stratigraphic indicators for the cenozoic history of northeastern Brazil. **CATENA**, [s. l.], v. 7, n. 1, p. 67–78, 1980.
- MABESOONE, Jannes Markus; SILVA, Antônio Campos. Formação Moura: depósito correlativo do interior nordestino. [s. l.], 1972.
- MAHAN, Shannon A. et al. Guide for interpreting and reporting luminescence dating results. **GSA Bulletin**, [s. l.], 2022. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/gsabulletin/article/doi/10.1130/B36404.1/617922/Guide-for-interpreting-and-reporting-luminescence>. Acesso em: 22 ago. 2024.

MAIA, Rúbson Pinheiro; BÉTARD, François; BEZERRA, Francisco Hilário. GEOMORFOLOGIA DOS MACIÇOS DE PORTALEGRE E MARTINS – NE DO BRASIL: INVERSÃO DO RELEVO EM ANÁLISE. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [s. I.], v. 17, n. 2, 2016. Disponível em: <https://rbgeomorfologia.org.br/rbg/article/view/801>. Acesso em: 30 mar. 2024.

MAIA, Rubson P.; BEZERRA, Francisco HR. Condicionamento estrutural do relevo no Nordeste setentrional brasileiro. **Mercator (Fortaleza)**, [s. I.], v. 13, p. 127–141, 2014.

MAIA, Rúbson Pinheiro; NASCIMENTO, Marcos Antonio Leite. Relevos graníticos do Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [s. I.], v. 19, n. 2, 2018.

MANDAL, Sanjay Kumar *et al.* Spatial variability of ¹⁰Be-derived erosion rates across the southern Peninsular Indian escarpment: A key to landscape evolution across passive margins. **Earth and Planetary Science Letters**, [s. I.], v. 425, p. 154–167, 2015.

MARINHO, Ana Gloria da Silva. **História cenozóica da bacia de Sousa**. 1979. - Universidade Federal de Pernambuco, [s. I.], 1979.

MARINHO, Marta; MASCLE, Jean. EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DO PLATÔ MARGINAL DA GUINÉ ESUA RELAÇÃO COM A FORMAÇÃO DO OCEANO ATLÂNTICO CENTRO-EQUATORIAL. **Revista Brasileira de Geociências**, [s. I.], v. 17, n. 2, p. 111–117, 1987.

MARQUES, Fernando O. *et al.* The Araripe Basin in NE Brazil: An intracontinental graben inverted to a high-standing horst. **Tectonophysics**, [s. I.], v. 630, p. 251–264, 2014.

MARQUES, Karina P. P. *et al.* Transient and relict landforms in a lithologically heterogeneous post-orogenic landscape in the intertropical belt (Alto Paranaíba region, Brazil). **Geomorphology**, [s. I.], v. 391, p. 107892, 2021.

MARTINS, Guttenberg; OLIVEIRA, Elson P.; LAFON, Jean-Michel. The Algodões amphibolite-tonalite gneiss sequence, Borborema Province, NE Brazil: Geochemical and geochronological evidence for Palaeoproterozoic accretion of oceanic plateau/back-arc basalts and adakitic plutons. **Gondwana Research**, [s. I.], v. 15, n. 1, p. 71–85, 2009.

MATOS, Renato M. Darros. Sistema de rifts cretáceos do Nordeste Brasileiro. **Seminário de Tectônica da PETROBRAS**, [s. I.], v. 1, p. 126–159, 1987.

MATOS, Renato M. Darros. The Northeast Brazilian Rift System. **Tectonics**, [s. I.], v. 11, n. 4, p. 766–791, 1992.

MATOS, Renato M. Darros; MOHRIAK, W. U. Tectonic evolution of the equatorial South Atlantic. **Atlantic Rifts and continental margins**, [s. I.], v. 115, p. 331–354, 2000.

MEDEIROS, Vladimir Cruz de. **Aracaju NE: folha SC. 24-X: Contexto Tectônico Regional.** [S. I.]: CPRM, 2000.

MEDEIROS, Vladimir Cruz de (Org.). **Geologia e recursos minerais da folha Sousa SB.24-Z-A.** [S. I.]: CPRM, 2008. Technical Report. Disponível em: <http://rigeo.sgb.gov.br/jspui/handle/doc/10861>. Acesso em: 31 mar. 2024.

MEDEIROS, Vanda B. DE *et al.* New Holocene pollen records from the Brazilian Caatinga. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, [s. I.], v. 90, n. 2 suppl 1, p. 2011–2023, 2018.

MELFI, Adolpho José; PEDRO, Georges. Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil: Parte 2-Considerações sobre os mecanismos geoquímicos envolvidos na alteração superficial e sua repartição no Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, [s. I.], v. 8, n. 1, p. 11–22, 1978.

MENEZES, J. B. *et al.* Utilização de modelo digital de elevação para Identificação de possíveis áreas-fontes de sedimentos Associados à ocorrência de latossolos no oeste Pernambucano. **Anais do Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário**, [s. I.], 2007.

MONTADE, Vincent *et al.* Stability of a Neotropical microrefugium during climatic instability. **Journal of Biogeography**, [s. I.], v. 41, n. 6, p. 1215–1226, 2014.

MONTGOMERY, David R.; BRANDON, Mark T. Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. **Earth and Planetary Science Letters**, [s. I.], v. 201, n. 3–4, p. 481–489, 2002.

MOURA, Pamella. **Geoconservação no domínio Ceará central, nordeste do Brasil: métodos para seleção, proteção e uso dos sítios geológicos. 2018. 206 f.** 2018. - Tese (Doutorado)–Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, [s. I.], 2018.

MUDD, Simon M. *et al.* A statistical framework to quantify spatial variation in channel gradients using the integral method of channel profile analysis. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, [s. I.], v. 119, n. 2, p. 138–152, 2014.

MURRAY, Andrew *et al.* Optically stimulated luminescence dating using quartz. **Nature Reviews Methods Primers**, [s. I.], v. 1, n. 1, p. 72, 2021.

MURRAY, Andrew S.; WINTLE, Ann G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. **Radiation measurements**, [s. I.], v. 32, n. 1, p. 57–73, 2000.

MURRAY, Andrew S.; WINTLE, Ann G. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. **Radiation measurements**, [s. I.], v. 37, n. 4–5, p. 377–381, 2003.

MUTZENBERG, Demétrio *et al.* Sítio arqueológico Lagoa Uri de Cima: cronoestratigrafia de eventos paleoambientais no semiárido Nordestino.

FUMDHAMentos Revista da Fundação Museu do Homem Americano, [s. I.], v. 10, p. 51–67, 2013.

NAKASHIMA, Marcelo Reis *et al.* Dos solos à paisagem: uma discussão teórico-metodológica. **Revista da ANPEGE**, [s. I.], v. 13, n. 20, p. 30–52, 2017.

NANCE, R. Damian; MURPHY, J. Brendan. Origins of the supercontinent cycle. **Geoscience Frontiers**, [s. I.], v. 4, n. 4, p. 439–448, 2013.

NASCIMENTO, Nádia Regina do. **Sistemas de transformação pedológica de solos lateríticos com couraça ferruginosa em silcrete e/ou planossolo: aplicação a cartografia da pedo-morfologia do médio Vale do Rio Paramirim - Bahia**. 1993. text - Universidade de São Paulo, [s. I.], 1993. Disponível em: <http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44134/tde-23062015-145321/>. Acesso em: 22 ago. 2024.

NASCIMENTO, Sebastiana Santos do; ALVES, Jose Jakson Amancio. **ECOCЛИMATOLOGIA DO CARIRI PARAIBANO. Revista Geográfica Acadêmica**, [s. I.], v. 2, n. 3, 2008.

NESBITT, HWp; YOUNG, Grant M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. **nature**, [s. I.], v. 299, n. 5885, p. 715–717, 1982.

NEVES, Sérgio Pacheco. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): Correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. **Tectonics**, [s. I.], v. 22, n. 4, 2003.

NIMER, Edmon. Climatologia do Brasil. 2^a edição. **Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística**, [s. I.], 1989.

OLIVEIRA, Roberto Gusmão de. **Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozóico da província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil)**. 2008. doctoralThesis - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, [s. I.], 2008. Disponível em: <https://repositorio.ufrn.br/handle/123456789/18344>. Acesso em: 14 set. 2024.

OLIVEIRA, Lindomário Barros de *et al.* Morfologia e classificação de Luvissolos e Planossolos desenvolvidos de rochas metamórficas no semiárido do nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, [s. I.], v. 33, p. 1333–1345, 2009.

OLIVEIRA, José Guilherme de. **Taxas de denudação e evolução do relevo em ambiente semiárido**. 2023. [s. I.], 2023. Disponível em: <https://acervodigital.ufpr.br/handle/1884/86325>. Acesso em: 30 mar. 2024.

OLIVEIRA, George Pereira *et al.* The influence of cenozoic magmatism on drainage rearrangement processes of the northeast sector of the Borborema Highlands, northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, [s. I.], v. 121, p. 104124, 2023.

OLIVEIRA, João Bertoldo de; JACOMINE, Paulo Klinger Tito; CAMARGO, Marcelo Nunes. **Classes gerais de solos do Brasil: guia auxiliar para seu reconhecimento.** Funep: Jaboticabal, 1992.

OLIVEIRA, Diógenes Custódio; MOHRIAK, Webster Ueipass. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. **Marine and Petroleum geology**, [s. l.], v. 20, n. 3–4, p. 351–383, 2003.

OLIVEIRA, José Guilherme de; SANTOS, Leonardo José Cordeiro; SIAME, Lionel. Caracterização de relevo por meio de indicadores morfométricos nas faces norte e sul da Chapada do Araripe – nordeste do Brasil. **Revista do Departamento de Geografia**, [s. l.], v. 42, p. e190706–e190706, 2022.

OLIVEIRA, George Pereira de; TAVARES, Bruno de Azevedo Cavalcanti; CORRÊA, Antonio Carlos de Barros. COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO MACIÇO DE MARTINS-PORTALEGRE - NE DO BRASIL. **Revista Contexto Geográfico**, [s. l.], v. 3, n. 6, p. 01–11, 2018.

PACHECO, Jucelia Macedo. **Interações pedogeomorfológicas em bacia de drenagem no semiárido baiano.** 2017. - Universidade de São Paulo, [s. l.], 2017.

PAL, D. K.; WANI, S. P.; SAHRAWAT, K. L. Vertisols of tropical Indian environments: pedology and edaphology. **Geoderma**, [s. l.], v. 189, p. 28–49, 2012.

PALHETA, Edney Smith de Moraes; GOMES, Iris Pereira; ROCHA, José Maria Aladim Carvalho. **Carta geológica-geofísica: folha SB.24-Y-B-III Iguatu.** [S. l.]: CPRM, 2019. Mapa. Disponível em:
<http://rigeo.sgb.gov.br/jspui/handle/doc/18689>. Acesso em: 31 mar. 2024.

PARENTE, Clovis Vaz; ALMEIDA, Afonso Rodrigues de; ARTHAUD, Michel Henry. **Geologia da Folha Quixeramobim SB.24-V-D-III.** [S. l.]: CPRM, 2008. Technical Report. Disponível em:
<http://rigeo.sgb.gov.br/jspui/handle/doc/10464>. Acesso em: 4 nov. 2024.

PARENTE, Clóvis Vaz; ARTHAUD, MICHEL HENRI. O Sistema orós-jaguaribe no Ceará, NE do brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, [s. l.], v. 25, n. 4, p. 297–305, 1995.

PASQUINI, Andrea I. et al. Geochemistry of a soil catena developed from loess deposits in a semiarid environment, Sierra Chica de Córdoba, central Argentina. **Geoderma**, [s. l.], v. 295, p. 53–68, 2017.

PATEL, Anuradha; RAJ, Rachna; TRIPATHI, Jayant K. Geochemical trends and rare Earth elements' behaviour in the recently exposed weathering profiles of the Deccan Basalts from Central India. **Journal of the Geological Society of India**, [s. l.], v. 98, n. 12, p. 1653–1660, 2022.

PEDREIRA DA SILVA, Augusto José *et al.* Bacias sedimentares paleozóicas e meso-cenozóicas interiores. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil.** CPRM, Brasília, [s. l.], 2003.

PEIFER, Daniel *et al.* Growing topography due to contrasting rock types in a tectonically dead landscape. **Earth Surface Dynamics**, [s. l.], v. 9, n. 2, p. 167–181, 2021.

PEIFER, Daniel; CREMON, Édipo Henrique; ALVES, Fábio Correa. FERRAMENTAS MODERNAS PARA A EXTRAÇÃO DE MÉTRICAS DE GRADIENTES FLUVIAIS A PARTIR DE MDES: UMA REVISÃO. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [s. l.], v. 21, n. 1, 2020. Disponível em: <https://rbgeomorfologia.org.br/rbg/article/view/1732>. Acesso em: 16 jul. 2024.

PÉREZ-PEÑA, José Vicente *et al.* SwathProfiler and NProfiler: Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. **Computers & Geosciences**, [s. l.], v. 104, p. 135–150, 2017.

PERRON, J. Taylor; ROYDEN, Leigh. An integral approach to bedrock river profile analysis. **Earth Surface Processes and Landforms**, [s. l.], v. 38, n. 6, p. 570–576, 2013.

PEULVAST, Jean-Pierre *et al.* Landforms and Neotectonics in the Equatorial Passive Margin of Brazil. **Geodinamica Acta**, [s. l.], v. 19, n. 1, p. 51–71, 2006.

PEULVAST, Jean-Pierre *et al.* Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: Implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin. **Global and Planetary Change**, [s. l.], v. 62, n. 1–2, p. 39–60, 2008.

PEULVAST, Jean-Pierre; BÉTARD, François. A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: The Araripe basin as a keystone for understanding long-term landscape evolution in NE Brazil. **Geomorphology**, [s. l.], v. 233, p. 20–40, 2015a.

PEULVAST, Jean-Pierre; BÉTARD, François. **Landforms and Landscape Evolution of the Equatorial Margin of Northeast Brazil: An Overview**. Cham: Springer International Publishing, 2015b. (Springer Earth System Sciences). Disponível em: <https://link.springer.com/10.1007/978-3-319-18203-2>. Acesso em: 15 abr. 2024.

PEULVAST, Jean-Pierre; CLAUDINO SALES, Vanda. Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian «Nordeste»: constraints on models of morphotectonic evolution. **Geomorphology**, [s. l.], v. 62, n. 1–2, p. 89–122, 2004.

PINÉO, Tercyo Rinaldo Gonçalves; PALHETA, Edney Smith de Moraes. **Projeto mapa geológico e de recurso minerais do estado do Ceará**. [S. l.]: CPRM, 2021. Technical Report. Disponível em: <http://rigeo.sgb.gov.br/jspui/handle/doc/20418>. Acesso em: 31 mar. 2024.

PINHEIRO, P. L. et al. Operação do Açude Castanhão para perenização do Rio Jaguaribe, ano 2003, Ceará, Brasil. **SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS**, [s. l.], v. 27, 2007.

PONTE, F. C.; PONTE FILHO, F. C. Evolução tectônica e classificação da Bacia do Araripe. **Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil**, [s. l.], v. 4, n. 1996, p. 123–133, 1996.

PORTENGA, Eric W.; BIERMAN, Paul R. Understanding Earth's eroding surface with 10 Be. [s. l.], 2011.

PRESCOTT, John R.; HUTTON, John T. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. **Radiation measurements**, [s. l.], v. 23, n. 2–3, p. 497–500, 1994.

RABINOWITZ, Philip D.; LABRECQUE, John. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, [s. l.], v. 84, n. B11, p. 5973–6002, 1979.

RADAM, Projeto. Folhas SA-24 Fortaleza e SB-24 Jaguaribe. **Geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro**, [s. l.], 1973.

RADAM. Folhas SC 24/25. Aracaju/Recife. **Rio de Janeiro: MME/SG/Proyecto RADAMBRASIL**, [s. l.], 1983.

REIS, Amanda Dias et al. **Datação de Vertissolos da Depressão Sertaneja: pedoturbação ou deposição?**. [S. l.: s. n.], 2022. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/376784323_Datacao_de_Vertissolos_da_Depressao_Sertaneja_pedoturbacao_ou_deposicao. Acesso em: 20 jan. 2025.

REIS, Amanda Dias dos et al. **PEDOTURBAÇÃO EM VERTISSOLOS E LATOSSOLOS: UMA ANÁLISE BIBLIOMÉTRICA. I Reunião Brasileiro de Micromorfologia de Solos**, [s. l.], n. 1, p. 1, 2022.

RICHTER, Daniel; RICHTER, Andreas; DORNICH, Kay. *Lexsyg smart* — a luminescence detection system for dosimetry, material research and dating application. **Geochronometria**, [s. l.], v. 42, n. 1, p. 202–209, 2015.

RODRIGUES, Wesley Feitosa. A importância dos rearranjos de drenagem para a organização hidrográfica do nordeste setentrional brasileiro. [s. l.], 2023.

ROSS, Jurandyr Luciano Sanches et al. Macroformas do relevo da América do Sul. **Revista do Departamento de Geografia**, [s. l.], v. 38, p. 58–69, 2019.

ROSS, Jurandyr Luciano Sanches. O relevo brasileiro no contexto da América do Sul. **RGB - Revista Brasileira de Geografia**, [s. l.], v. 61, n. 1, p. 21–58, 2016.

ROSSETTI, Dilce de Fátima; GÓES, Ana Maria; TRUCKENBRODT, Werner. A influência marinha nos Sedimentos Barreiras. [s. l.], 1990.

SÁ, J. M. et al. Augen gnaisses vs augen gnaisses da Faixa Jaguaribeana, NE Brasil: estratigrafia, geoquímica e idades U-Pb. **Simpósio de Geologia do Nordeste**, [s. l.], v. 17, p. 113–1176, 1997.

SÁ, J. M.; MCREATHE, Ian; LETERRIER, J. Petrology, geochemistry and geodynamic setting of Proterozoic igneous suites of the Orós fold belt (Borborema Province, Northeast Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, [s. l.], v. 8, n. 3–4, p. 299–314, 1995.

SANTOS, Edilton José dos et al. A região de dobramentos Nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luiz e as bacias marginais. In: **GEOLOGIA DO BRASIL**. [S. l.]: DNPM, 1984. Disponível em: <http://rigeo.sgb.gov.br/jspui/handle/doc/17169>. Acesso em: 14 set. 2024.

SANTOS, Jean Cheyson Barros dos et al. Caracterização de neossolos regolíticos da região semiárida do Estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, [s. l.], v. 36, p. 683–696, 2012.

SANTOS, EJ dos. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrecionalária na Província Borborema. In: , 1996. **Congresso Brasileiro de Geologia**. [S. l.]: SBG Salvador San Salvador, El Salvador, 1996. p. 47–50.

SANTOS, RD dos et al. Manual de descrição e coleta de solo no campo. 5^a edição. **Revista e ampliada. Viçosa-MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo**, [s. l.], 2005.

SANTOS, Frank Gurgel et al. **Mapa de recursos minerais da província Borborema: projeto geologia e potencial mineral da província Borborema**. [S. l.]: SGB-CPRM, 2023. Map. Disponível em: <http://rigeo.sgb.gov.br/jspui/handle/doc/23761>. Acesso em: 14 set. 2024.

SANTOS, Frank Gurgel et al. **Mapa geológico da província Borborema: projeto geologia e potencial mineral da província Borborema**. [S. l.]: CPRM, 2021. Map. Disponível em: <http://rigeo.sgb.gov.br/jspui/handle/doc/22508>. Acesso em: 23 ago. 2024.

SANTOS, Ticiano J. Saraiva et al. Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW sector of Borborema Province, NE Brazil, during assembly of Western Gondwana. **Journal of South American Earth Sciences**, [s. l.], v. 25, n. 3, p. 271–284, 2008.

SANTOS, Weldon Ribeiro. **Sistema Latossolo-Planossolo: autodesenvolvimento pedológico e evolução da paisagem**. 2025. 159 f. Doutorado em Geografia - Universidade Federal da Bahia, Salvador, Bahia, 2025.

SANTOS, Edilton José dos; BRITO NEVES, Benjamim Bley de. Província Borborema. In: ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de; HASUI, Yociteru (org.). **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgar Blücher, 1984. p. 123–186. Disponível em: <https://repositorio.usp.br/item/001773949>. Acesso em: 4 nov. 2024.

SANTOS, Edilton José dos; FERREIRA, Cícero Alves; SILVA JR., José Maria F. da. **Geologia e recursos minerais do estado da Paraíba.** [S. I.]: CPRM, 2002. Technical Report. Disponível em: <http://rigeo.sgb.gov.br/jspui/handle/doc/5034>. Acesso em: 4 nov. 2024.

SCHAEFER, CEGR. Bases físicas da paisagem brasileira: estrutura geológica, relevo e solos. **Tópicos em ciência do solo. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo**, [s. I.], v. 8, p. 1–69, 2013.

SCHOBBENHAUS, Carlos; BRITO NEVES, Benjamim Bley de. A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília, CPRM**, [s. I.], p. 5–25, 2003.

SCHUMM, S. A. River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. **The Journal of Geology**, [s. I.], v. 101, n. 2, p. 279–294, 1993.

SCHUMM, Stanley A. **To interpret the earth: ten ways to be wrong.** [S. I.]: Cambridge University Press, 1998.

SCHWANGHART, Wolfgang; SCHERLER, Dirk. Bumps in river profiles: uncertainty assessment and smoothing using quantile regression techniques. **Earth Surface Dynamics**, [s. I.], v. 5, n. 4, p. 821–839, 2017.

SCHWANGHART, Wolfgang; SCHERLER, Dirk. Divide mobility controls knickpoint migration on the Roan Plateau (Colorado, USA). **Geology**, [s. I.], v. 48, n. 7, p. 698–702, 2020.

SCHWANGHART, Wolfgang; SCHERLER, Dirk. TopoToolbox 2–MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. **Earth Surface Dynamics**, [s. I.], v. 2, n. 1, p. 1–7, 2014.

SELBY, Michael John. **Hillslope Materials.** [S. I.]: Oxford University Press, 451p, 1993.

SHARMA, Anupam; RAJAMANI, V. Major element, REE, and other trace element behavior in amphibolite weathering under semiarid conditions in southern India. **The Journal of Geology**, [s. I.], v. 108, n. 4, p. 487–496, 2000.

SIBCS. 5a edição revista e ampliadaed. Brasília, DF: Embrapa, 2018.

SILVA, Genisson Panta da. Expressão geomorfológica da queda do nível de base no Baixo São Francisco. [s. I.], 2022.

SILVA, Luiz Carlos *et al.* Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. **Rev. Bras. Geociências**, [s. I.], v. 32, p. 529–544, 2002.

SILVA, Danielle Gomes da. **Reconstrução da dinâmica geomorfológica do semiárido brasileiro no Quaternário superior a partir de uma abordagem multiproxy.** 2013. 277 f. 2013. - Tese (Doutorado em Geografia)–Universidade Federal de Pernambuco, Recife, PE, [s. I.], 2013.

SILVA, Juliana de Paula *et al.* The Geodiversity of Brazil: Quantification, Distribution, and Implications for Conservation Areas. **Geoheritage**, [s. l.], v. 13, n. 3, p. 75, 2021.

SILVA, Danielle Gomes da; CORRÊA, Antonio Carlos de Barros. Aplicação da micromorfologia de solos aos estudos de sedimentos quaternários: uma ferramenta para a reconstrução paleoambiental. **Mercator-Revista de Geografia da UFC**, [s. l.], v. 8, n. 15, p. 111–138, 2009.

SILVA, Danille Gomes da; CORRÊA, Antonio Carlos de Barros. Evolução paleoambiental dos depósitos de tanques em Fazenda Nova, Pernambuco–Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, [s. l.], v. 2, n. 2, p. 43–56, 2009.

SILVA, Narali Marques; TADRA, Rafaela Marques. **Geologia e pedologia**. [S. l.]: Editora Intersaber, 2024.

SNYDER, Noah P. *et al.* Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. **Geological Society of America Bulletin**, [s. l.], v. 112, n. 8, p. 1250–1263, 2000.

SOUSA, Juliet Emília Santos de. **GÊNESE E MINERALOGIA DE PLANOSOLOS SOBRE O MACIÇO DA BORBOREMA, REGIÃO SEMIÁRIDA DE PERNAMBUCO**. [s. l.], 2015.

SOUZA, José João Lelis Leal *et al.* Brazilian semiarid soils formed during the last glacial maximum. **CATENA**, [s. l.], v. 223, p. 106899, 2023.

SOUZA, Marcos José Nogueira de. Contribuição ao estudo das unidades morfo-estruturais do estado do Ceará. **Revista de geologia**, [s. l.], v. 1, n. 1, p. 73–91, 1988.

SOUZA, Zorano Sérgio de *et al.* Geocronologia e geoquímica do Magmatismo Cretácico a Terciário no NE do Brasil. In: , 2004. **Anais do XLII Congresso Brasileiro de Geologia**. [S. l.: s. n.], 2004.

SRIVASTAVA, N. K. Aspectos geológicos e sedimentológicos das bacias de Iguatu, Lima Campos et Malhada Vermelha (Ceará). In: , 1990. **Simpósio sobre a Bacia do Araripe e bacias interiores do Nordeste**. [S. l.: s. n.], 1990. p. 209–222.

SRIVASTAVA, NK; CARVALHO, IS. Bacia do Rio do Peixe (PB). In: , 2002. **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**. [S. l.: s. n.], 2002.

STOOPS, Georges. **Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections**. [S. l.]: Wiley Online Library, 2004.

STRAHLER, Arthur N. Quantitative geomorphology of drainage basin and channel networks. **Handbook of applied hydrology**, [s. l.], 1964.

- STRÍKIS, Nicolás M. et al. Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothem record from central-eastern Brazil. **Geology**, [s. l.], v. 39, n. 11, p. 1075–1078, 2011.
- SZATMARI, Peter et al. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. **Revista brasileira de Geociências**, [s. l.], v. 17, n. 2, p. 180–188, 1987.
- TARDY, Yves; KOBILSEK, B.; PAQUET, H. Mineralogical composition and geographical distribution of African and Brazilian periatlantic laterites. The influence of continental drift and tropical paleoclimates during the past 150 million years and implications for India and Australia. **Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)**, [s. l.], v. 12, n. 1–2, p. 283–295, 1991.
- TEIXEIRA, Cristiane Marques de Lima. **Evolução crustal dos domínios central e Pernambuco-Alagoas da província Borborema na folha Vitória de Santo Antão (Pernambuco – Nordeste do Brasil)**. [S. l.], 2015. doctoralThesis. Disponível em: <https://repositorio.ufpe.br/handle/123456789/22587>. Acesso em: 14 set. 2024.
- TELBISZ, Tamás et al. Topographic swath profile analysis: a generalization and sensitivity evaluation of a digital terrain analysis tool. **Zeitschrift für Geomorphologie**, [s. l.], v. 57, n. 4, p. 485–513, 2013.
- TORRES, Fernanda Soares de Miranda; SILVA, Edlene Pereira da. **Geodiversidade do estado da Paraíba**. [S. l.]: CPRM, 2016.
- TRAUERSTEIN, Mareike et al. Testing the suitability of dim sedimentary quartz from northern Switzerland for OSL burial dose estimation. **Geochronometria**, [s. l.], v. 44, n. 1, p. 66–76, 2017.
- TRICART, Jean. Principes et méthodes de la géomorphologie. **Soil Science**, [s. l.], v. 100, n. 4, p. 300, 1965.
- TROMPETTE, Roland. **Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma): Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa (translated by AV Carozzi, Univ. of Illinois, USA)**. [S. l.]: CRC Press, 2020.
- UTIDA, Giselle et al. Climate changes in Northeastern Brazil from deglacial to Meghalayan periods and related environmental impacts. **Quaternary Science Reviews**, [s. l.], v. 250, p. 106655, 2020.
- VALENÇA, L.M.M.; NEUMANN, V.H.; MABESOONE, J.M. An overview on Callovian-Cenomanian intracratonic basins of Northeast Brazil: Onshore stratigraphic record of the opening of the southern Atlantic. **Geologica Acta: an international earth science journal**, [s. l.], v. 1, n. 3, p. 261–276, 2003.
- VAN SCHMUS, W. Rs et al. UPb and SmNd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. **Journal of South American Earth Sciences**, [s. l.], v. 8, n. 3–4, p. 267–288, 1995.

VASCONCELOS, E. C. **Estudo Faciológico da Formação Souza (Grupo Rio do Peixe, PB)**. 1980. - Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia, Universidade Federal de ..., [s. l.], 1980.

VASCONCELOS, Antonio Maurílio; GOMES, Francisco Edson Mendonça (Orgs.). **Iguatu: folha SB.24-Y-B.** [S. l.]: CPRM, 1998. Technical Report. Disponível em: <http://rigeo.sgb.gov.br/jspui/handle/doc/8840>. Acesso em: 31 mar. 2024.

VILAS BÔAS, Geraldo S.; SAMPAIO, Flávio J.; PEREIRA, Antonio. The Barreiras Group in the Northeastern coast of the State of Bahia, Brazil: depositional mechanisms and processes. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, [s. l.], v. 73, p. 417–427, 2001.

VOLKOFF, Boris. Organisations régionales de la couverture pédologique du Brésil. Chronologie des différenciations. **Cah. Orstom, sér. Pédologie**, [s. l.], v. 21, p. 225–236, 1985.

WANG, Chao *et al.* Aridity threshold in controlling ecosystem nitrogen cycling in arid and semi-arid grasslands. **Nature communications**, [s. l.], v. 5, n. 1, p. 4799, 2014.

WHIPPLE, Kelin X. Fluvial landscape response time: How plausible is steady-state denudation?. **American Journal of Science**, [s. l.], v. 301, n. 4–5, p. 313–325, 2001.

WHIPPLE, Kelin X.; TUCKER, Gregory E. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, [s. l.], v. 104, n. B8, p. 17661–17674, 1999.

WILKINSON, Marshall T.; HUMPHREYS, Geoff S. Exploring pedogenesis via nuclide-based soil production rates and OSL-based bioturbation rates. **Soil Research**, [s. l.], v. 43, n. 6, p. 767–779, 2005.

WINTLE, Ann G.; MURRAY, Andrew S. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. **Radiation measurements**, [s. l.], v. 41, n. 4, p. 369–391, 2006.

WOBUS, Cameron *et al.* Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. [s. l.], 2006.

WOBUS, Cameron W.; WHIPPLE, Kelin X.; HODGES, Kip V. Neotectonics of the central Nepalese Himalaya: Constraints from geomorphology, detrital 40Ar/39Ar thermochronology, and thermal modeling. **Tectonics**, [s. l.], v. 25, n. 4, 2006.

YOUSEFIFARD, Maryam *et al.* Mass balance of major elements in relation to weathering in soils developed on igneous rocks in a semiarid region, northwestern Iran. **Journal of Mountain Science**, [s. l.], v. 9, p. 41–58, 2012.

ANEXO 1 – Descrição Geral

Projeto: FAPESP 2020/16446-1

Data: 10/01/2022

Número do perfil: P2

Classificação: Vertissolo Háplico Órtico

Localização (Coordenadas geográficas): 06° 44' 2.5" S e 38° 15' 0.2" W

Altitude: 223 m

Situação e declividade: Relevo plano ($\leq 3\%$), área de planície aluvionar

Litologia e cronologia: Siltitos esverdeados com lentes carbonáticas da porção superior da Formação Sousa, Bacia Sedimentar do Rio do Peixe, Cretáceo Inferior

Material originário: Interpretado como produto de alteração

Pedregosidade: Pedregosa (7 a 15%); presença de seixos rolados de quartzo

Rochosidade: Não rochoso

Relevo local: Plano

Relevo regional: Plano, associado a Superfície Sedimentar Rebaixada

Formas erosivas: Não vistas

Drenagem: Imperfeitamente drenado

Vegetação primária: Caatinga hiperxerófila (de várzea); presença de marizeiro, carnaúba, tuico, caiabeira, favela

Uso atual: Pastagem

Clima: Semiárido

Descrito e coletado por: José Coelho, Sheila Furquim, Grace Alves, Valdomiro Souza, Fabio Oliveira e Marília Sousa

Descrição morfológica

Ap (0-11 cm): vermelho-escuro-acinzentado (2.5YR 3/2, úmida); nódulos de Mn, pretos (2.5Y 2.5/1), comuns (10 a 20%), pequenos (1 a 3 mm), arredondados ou ligeiramente elipsóides, distintos; muito argilosa (-); moderada a forte, média a grande (4-7 cm), prismática, composta de blocos subangulares e angulares, moderados a fortes, médios (1-2 cm); friável a firme, muito plástica e muito

pegajosa; poros intra-agregados, muitos, muito pequenos; poros interagregados, comuns, médios a muito grandes (0,5 a 2 cm); transição.

BV1 (11-55 cm): bruno-avermelhado (2.5YR 4/3, úmida); nódulos de Mn, pretos (2.5Y 2.5/1), comuns (10 a 20%), pequenos (1 a 3 mm), arredondados ou ligeiramente elipsóides, distintos; muito argilosa; moderada a forte, média a grande (4 a 7 cm), prismática, composta de blocos angulares (poucos subangulares), moderada a fortes, média a grande (1-3 cm); slickensides, poucas (<5%), com grau de desenvolvimento moderado; firme, muito plástica e muito pegajosa; poros intra-agregados, muitos, muito pequenos; poros interagregados, comuns, médios a grandes (0,5 a 2 cm); transição.

BV2 (55-97,5 cm): bruno-avermelhado-escuro (2.5YR 3/3, úmida); nódulos de Mn, pretos (2.5Y 2.5/1), comuns (10 a 20%), pequenos (1 a 3 mm), arredondados ou ligeiramente elipsóides, distintos; muito argilosa (+ rico em silte); média a grande, moderada, prismática (4-7 cm), composta de blocos angulares, moderada, médios a grandes (1-3 cm); cuneiforme, moderada, média (2-3 cm); slickensides, poucas, com grau de desenvolvimento moderado; firme; muito plástica, muito pegajosa; poros intra-agregados, muitos, muito pequenos; poros interagregados, comuns, médios a grandes (4 a 7 cm);

BC (97,5-135 cm): matriz bruna-avermelhada-escura (2.5YR 3/3, úmida); manchas cinzento-oliváceo-escuras (5Y 3/2), pequenas a médias (1 a 6 mm), arredondadas a elipsóides, distintas; nódulos de Mn, pretos (2.5Y 2.5/1), comuns (10 a 20%), pequenos (1 a 3 mm), arredondados ou ligeiramente elipsóides, distintos; argilo-siltosa; predominantemente maciça, com presença menor de estrutura moderada, média a grande, prismática, por sua vez composta de blocos, moderado, médios a grandes; firme a muito firme, muito plástica, pegajosa; poros intra-agregados (fissuras), muitos, muito pequenos; poros interagregados, poucos, grandes (0,5 a 2 cm); transição.

C/Crk (135-162,5 cm): matriz bruna-avermelhada-escura (2.5YR 3/3, úmida); manchas cinzento-oliváceo-escuras (5Y 3/2), comuns (10 a 20%), irregulares, pequenas a médias (3 mm a 1 cm), distintas; manchas de carbonatos brancos

(efervescentes), médias a grandes (1 a 3 cm), irregulares, proeminentes; carbonatos distribuídos pela matriz detectados pelo HCl (fraco); argilo-siltosa; maciça; firme a muito firme, com partes extremamente firmes (verdes); muito plástica e pegajosa.

Cr/C (135-162,5 cm): matriz cinzenta-escura (5Y 4/1, úmida); manchas bruno-oliváceo-escuras (2.5Y 3/3- matriz do C/Crk), comuns (7 a 10%), pequenos a grandes (0.5 a 2 cm), irregulares, distintas a proeminentes; maciça; muito firme, com partes extremamente firmes.

Cr1 (162,5-190 cm): matriz cinzenta-escura (5Y 4/1, úmida); estrutura laminar plano-paralela; lentes carbonáticas com orientação plano-paralela, distintas a proeminentes; extremamente firme, com partes muito firmes.

Cr2 | parede lateral (170-190 cm): cinzento muito escuro (5Y 3/1, seco); laminar mais definida, plano paralela, com lâminas 2 a 3 mm; extremamente firme com partes muito firmes.

Raízes: comuns e finas, raras e médias no horizonte Ap; poucas, finas nos horizontes Bv1 e Bv2; raras, finas no horizonte BC, C/Crk e Cr/C; ausentes nos horizontes Cr1 e Cr2.

Observações: presença de fina camada de estrutura granular em superfície, sobre o Ap, muito pequena (autogranulação).

ANEXO 2 – Descrição Geral

Projeto: FAPESP 2020/16446-1

Data: 27/07/2022

Número do perfil: P4

Classificação: Vertissolo Háplico Carbonático

Localização (Coordenadas geográficas): 06° 22' 55.29" S e 39° 10' 43.18" W

Altitude: 222 m

Situação e declividade: Relevo plano ($\leq 3\%$), segmento superior da vertente, e área de planície aluvionar

Litologia e cronologia: Siltito e, principalmente, argilito, com arenitos finos no entorno da Formação Malhada Vermelha associada a Bacia Sedimentar do Iguatu, Cretáceo Inferior

Material originário: Interpretado como produto de alteração

Pedregosidade: Ligeiramente pedregoso

Rochosidade: Não rochoso

Relevo local: Suave ondulado, com topos plano e vertentes bem suaves

Relevo regional: Plano, associado a Superfície Sedimentar Rebaixada; há perturbação tectônica local. Está entre serras alinhadas do dobramento NE

Formas erosivas: Laminar, pouca

Drenagem: Imperfeitamente drenado

Vegetação primária: Caatinga hiperxerófila (de várzea); presença de jurema preta, saco de velho, pinhão

Uso atual: Corte da Ferrovia Transnordestina, com caatinga degradada

Clima: Semiárido

Descrito e coletado por: José Coelho, Sheila Furquim, Grace Alves, Valdomiro Souza, Beatriz Bandeira e Matheus Figueiredo

Descrição morfológica

A (0-9 cm): bruno avermelhado (2.5YR 4/4, úmida) e bruno avermelhado (2.5YR 5/4, seca); muito argilosa (-); forte, pequena a grande, blocos subangulares e angulares; extremamente dura; friável a firme; muito plástica e muito pegajosa;

poros intra-agregados, comuns a abundantes (20%), muito pequenos; interagregados (fendas), comuns (10 a 20%); muito grandes (1 cm); transição plana e clara.

BV1 (9-60 cm): bruno avermelhado (2.5YR 4/3, úmida) e bruno avermelhado (2.5YR 4/4, seca); muito argilosa; forte, média a grande (5 a 9 cm), prismática, composta de blocos angulares e subangulares, fraca a moderada, média a grande; slickensides, poucas e com fraco desenvolvimento; extremamente dura; friável a firme; muito plástica e muito pegajosa; poros intra-agregados, comuns a abundantes (20%), muito pequenos; poros interagregados (fendas), comuns (10 a 20%); muito grandes (2 a 4 cm); presença de carbonatos (reação fraca a HCl); transição plana e gradual.

BV2 (60-85 cm): bruno avermelhado (2.5YR 4/3, úmida) e bruno avermelhado (2.5YR 4/4, seca); muito argilosa; fraca a moderada, média a grande (5 a 9 cm), prismática, composta de blocos angulares, fraca a moderada, grandes a muito grandes; slickensides comuns e com grau moderado; extremamente dura; friável a firme, muito plástica e muito pegajosa; poros intra-agregados, comuns a abundantes (20%), muito pequenos; poros interagregados (fendas), comuns (5 a 10%), muito grandes (1 a 2,5 cm); presença de carbonatos (reação fraca a HCl); transição gradual e plana.

BCvk (85-105 cm): bruno avermelhado (2.5YR 4/4, úmida); argilo-siltosa; fraca a moderada, média a grande, prismática, composta de blocos angulares, fraca a moderada, grande a muito grande; slickensides, poucos e com grau moderado; friável a firme, muito plástica, pegajosa; poros intra-agregados, comuns a abundantes (20%), 8 muito pequenos; poros interagregados (fendas), poucos (<5%); médios a grandes (2 mm a 1 cm); presença de carbonatos (reação forte a moderada ao HCl); transição plana e clara.

C/Crk (105-125 cm): matriz vermelho-acinzentada (10R 4/3, úmida); mosqueados bruno-avermelhado-escuros (5YR 3/2), poucos, médios, difusos a distintos; fragmentos cinzento-esverdeados (5GY 5/1), raros, grandes (<6 cm x 2cm); argila (+); fraco, muito pequena a pequena, blocos angulares e

subangulares (em desenvolvimento, que guardam muita semelhança com o argilito abaixo); friável com partes firmes; pegajosa e plástica; poros intra-agregados não visíveis; poros interagregados, comuns a abundantes (10 a 30%); presença de carbonatos (reação forte ao HCl); transição plana e clara.

R/Crk1 (125-180 cm): argilito cinzento-avermelhado-escuro (2.5YR 3/3); parte apresenta-se em fragmentos maiores (R), angulosos, de 2 a 4 cm; outra parte em fragmentos menores (Cr), arredondados, de 2 a 3 cm; na superfície dos fragmentos há revestimentos de óxidos de Mn (20 a 40%), principalmente no R; há ainda algumas finas camadas cinzento-esverdeado muito escuras (5G 3/1) em meio a matriz, lineares, inclinadas (30°), com carbonatos na mesma inclinação; slickensides de rocha, abundantes, moderadas, com estriais; presença de carbonatos na matriz (todo o horizonte tem reação forte a HCl); transição plana e clara.

R/Crk2 (120-240 cm): argilito cinzento-avermelhado-escuro (2.5YR 3/3); menos alterado, com fragmentos maiores (7 cm), revestimentos de Mn nos fragmentos, com estriais; slickensides de rocha, abundantes, moderadas, com estriais; presença de carbonatos (reação forte ao HCl); transição plana e abrupta.

2R/Crk (240-300+ cm): siltito estratificado, com sequência de 4 camadas esverdeadas e 2 camadas marrons. Descrição detalhada das camadas esverdeadas, que são as que variam entre si em profundidade: 1) cinzento esverdeados muito escuras (5G 3/1); mosqueados bruno-fortes (7.5YR 5/8), comuns, localizados principalmente entre camadas, irregulares; 4 a 7 cm de espessura; presença de carbonatos (reação forte); muitas moscovitas; transição abrupta e plana); 2) cinzento-esverdeados muito escuras (5G 3/1); mosqueados bruno-avermelhado escuro (2.5YR 3/3); mosqueados carbonáticos entre camadas abundantes, lineares, horizontais (forte reação ao HCl); espessura de 6 a 9 cm; bordas superiores e inferiores irregulares; 3) lente esverdeada; mosqueados marrons comuns, irregulares, com poucos alaranjados; sem continuidade lateral, com espessura de 2 a 3 cm; maior presença de muscovitas (muitas); 4) oliva-cinzento-esverdeada (10Y 6/2), mosqueados alaranjados, abundantes, irregulares, nas fraturas; mosqueados marrons, comuns, lineares

horizontais; muitas moscovitas; espessura de 16 cm. Descrição das camadas marrons: mosqueados oliva-cinzento-esverdeadas (10Y 6/2), comuns, irregulares; mosqueados alaranjados abundantes nas fraturas; carbonatos entre camadas (reação forte); espessura maiores (17 cm e 10-20 cm de espessura).

Raízes: muitas e finas a muito finas, raras e grossas no A, Bv1; comuns, finas e muito finas no Bv2; raras, finas, muito finas e grossas no BCvk; raras, raras, finas, muito finas e médias no C/Crk; raras (<5%), finas e muito finas no R/Crk1; ausentes nos demais.

Observações: presença de fina camada (0.5 cm) de estrutura granular em superfície, sobre o Ap, muito pequena (autogranulação).

ANEXO 3 – Descrição Geral

Projeto: FAPESP 2020/16446-1

Data: 31/07/2022

Número do perfil: P6

Classificação: Vertissolo Háplico Órtico

Localização (Coordenadas geográficas): 04º 56' 46.88" S e 39º 29' 49.96" W

Altitude: 309 m

Situação e declividade: Topo plano ($\leq 3\%$), segmento superior da vertente

Litologia e cronologia: Biotita xisto ou biotita gnaisse, com possível influência do anfibolito, entre Unidade Algodões e Complexo Cruzada (descrição de ponto do CRPM a 560 m de distância: gnaisse migmatítico hornblenda e biotita, localmente com enclaves de anfibolito)

Material originário: Interpretado como produto de alteração

Pedregosidade: Ligeiramente pedregoso

Rochosidade: Moderadamente rochosa, com afloramento a 7 m do perfil

Relevo local: Suave ondulado (colinas pequenas, com pouca amplitude altimétrica)

Relevo regional: Plano, associado a Superfície Sertaneja 2; colinas pequenas, com pouca amplitude altimétrica

Formas erosivas: Laminar, pouca

Drenagem: Imperfeitamente drenado

Vegetação primária: Caatinga hiperxerófila (de várzea); presença de marmeiro, catingueira, juazeiro, pinhão, jurema preta, mandacaru, pau branco

Uso atual: Caatinga degradada (beira da estrada)

Clima: Semiárido

Descrito e coletado por: José Coelho, Sheila Furquim, Grace Alves, Valdomiro Souza, Beatriz Bandeira e Matheus Figueiredo

Descrição morfológica

A (0-8 cm): vermelho-escuro-acinzentada (7.5YR 3/3, úmida); grãos de quartzo esbranquiçados, mm, do material de origem dispersos na matriz; muito argilosa;

moderada a fraca, média a grande (5 a 6 cm), prismática, composta por blocos subangulares e angulares, moderada a fraca, média a grande; friável a firme, muito plástica e muito pegajosa; porosidade intra-agregados comuns (< 20%), muito pequenos a pequenos (1 mm); porosidade interagregados comuns (10 a 15%), médios a muito grandes (0,2- 1 cm); transição plana e clara.

BV ou BV1 (8-33 cm): bruna (7.5YR 4/3, úmida); fragmentos de carvão, comuns, pequenos a médios (0.3 a 1.2 cm); muito argilosa; fraca a moderada, média a grande (3 a 6 cm), prismática, composta de blocos angulares e subangulares, fraca a moderada, média a grande; slickensides poucas e com fraco desenvolvimento; friável a firme, muito plástica e muito pegajosa; porosidade intra-agregados, comum (< 20%), muito pequenos a pequenos (1 mm); porosidade interagregados comum (10 a 15%), pequenos a grandes (0.1 a 0.6 cm); transição plana e gradual.

BV2 ou BCv (33-58 cm): bruna (10YR 4/3, úmida); fragmentos de carvão, abundante, pequenos a grandes (0.2 a 2 cm), com grande parte pequenos (0.2 a 0.3 mm); muito argilosa; fraca, média a grande, prismática, composta por blocos angulares, moderada, média a grande; cuneiformes, moderada, média; slickensides comuns e com fraco desenvolvimento; friável a firme; muito plástica e muito pegajosa; porosidade intra-agregados, comum (< 20%), muito pequenos a pequenos (1 mm); porosidade interagregados comum (5 a 10%), pequenos e médios (0.1 a 0.3 cm); transição plana e gradual.

C (58-85 cm): fragmentos de carvão, poucos; muito argilosa; maciça, com partes com fraca, média, cuneiforme; slickensides poucas e com grau fraco; fraca a média cuneiforme; friável a firme, muito plástica e muito pegajosa; porosidade intra-agregados comum (< 20%), muito pequenos a pequenos (1 mm); porosidade interagregados não visíveis; transição ondulada e abrupta.

Cr/R1 (85-161+ cm): bolsão com 20 cm de altura e 18 de largura do material alterado, com menos de 10% de R; variegado entre: bruno-forte (7.5YR 5/6), irregulares, lineares ou pontuais, proeminentes, friáveis; brancos (10YR 9/1) (quartzosos?), pequenos a grandes (0.2 a 6 cm), irregulares ou arredondados,

com presença de carbonatos (reação fraca em alguns pontos); cinzento muito escuro (10YR 3/1) ou cinzento escuro (2.5Y 4/1), muito variegado com o bruno-forte (7.5YR 5/6); franco arenosa.

Cr/R2 | Parede lateral (95-130+ cm): rocha menos alterada esverdeada(?), mais dura, parece xistosa; ao lado de bolsão de matriz 7.5YR 5/6.

Raízes: poucas a comuns (5 a 15%), finas e muito finas no A; poucas a comuns (5 a 10%), muito finas a finas e raras (<5%) e médias no BV1; poucas a comuns (5 a 10%), muito finas e finas no BV2; raras (<5%), finas e muito finas no C e C/R1.

Observações: presença de fina camada (0.3 a 0.5 cm) de estrutura granular em superfície, sobre o Ap, muito pequena (4 mm) (autogranulação); rocha máfica a 7 m a jusante do perfil, aparentemente diferente da rocha que está abaixo do perfil.

Tabela Suplementar 1 – Dados complementares sobre dose equivalente, taxa de dose e cálculo da idade OSL

Local de estudo	Código	Amostra	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Teor de água (%)	Taxa de dose cósmica (Gy/ka)	Taxa de dose total (Gy/ka)
Sousa, Paraíba	BV1	L1759	3.04 ± 0.07	14.22 ± 0.38	0.94 ± 0.04	18.4	0.204 ± 0.041	2.41 ± 0.16
	BV2	L1760	2.73 ± 0.60	13.87 ± 0.35	0.95 ± 0.04	20.2	0.192 ± 0.024	2.29 ± 0.15
	BC	L1761	3.23 ± 0.07	15.23 ± 0.39	1.04 ± 0.04	9.7	0.183 ± 0.019	2.80 ± 0.20
	C/Cr	L1762	3.26 ± 0.07	14.78 ± 0.38	1.13 ± 0.04	20.7	0.170 ± 0.015	2.57 ± 0.16
Iguatu, Ceará	BV1	L1763	2.37 ± 0.05	9.17 ± 0.24	1.46 ± 0.06	7.7	0.214 ± 0.143	2.70 ± 0.25
	BV2	L1764	2.33 ± 0.05	9.74 ± 0.26	1.66 ± 0.07	12.5	0.198 ± 0.030	2.76 ± 0.20
	B/Cvr	L1765	2.55 ± 0.06	11.31 ± 0.30	2.24 ± 0.09	13.6	0.192 ± 0.024	3.38 ± 0.25
	C/Crk	L1766	2.06 ± 0.05	4.18 ± 0.11	1.90 ± 0.80	8.0	0.189 ± 0.022	2.69 ± 0.21
Madalena, Ceará	BV1	L1767	0.34 ± 0.01	0.96 ± 0.04	0.17 ± 0.01	13.2	0.219 ± 0.183	0.50 ± 0.18
	BV2	L1768	0.33 ± 0.01	0.98 ± 0.04	0.22 ± 0.01	10.3	0.209 ± 0.049	0.54 ± 0.05
	C ou BC	L1769	0.33 ± 0.01	0.99 ± 0.04	0.23 ± 0.01	9.5	0.202 ± 0.032	0.55 ± 0.04