



UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA - UFPB
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA NATUREZA - CCEN
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS – DGEO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – PPGG

AILSON DE LIMA MARQUES

COURAÇAS E SOLOS FERRUGINOSOS NAS MESETAS DA FORMAÇÃO
SERRA DOS MARTINS DA PARAÍBA

João Pessoa - PB

Agosto de 2025

AILSON DE LIMA MARQUES

**COURAÇAS E SOLOS FERRUGINOSOS NAS MESETAS DA FORMAÇÃO
SERRA DOS MARTINS DA PARAÍBA**

AILSON DE LIMA MARQUES

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal da Paraíba como requisito parcial para obtenção do título de Doutor na linha de pesquisa em Gestão do Território e Análise Geoambiental.

Area de Concentração: Território, Trabalho e Ambiente.

Linha de Pesquisa: Gestão do Território e Análise Geoambiental.

Orientador 1: Prof. Dr. Bartolomeu Israel de Souza

Orientador 2: Prof. Dr. José João Lelis Leal de Souza

Coorientador: Prof. Dr. Fábio Soares de Oliveira

João Pessoa – PB

Agosto de 2025

Catálogo na publicação
Seção de Catalogação e Classificação

M357c Marques, Ailson de Lima.

Courças e solos ferruginosos nas mesetas da
Formação Serra dos Martins da Paraíba / Ailson de Lima
Marques. - João Pessoa, 2025.
145 f. : il.

Orientação: Bartolomeu Israel de Souza, José João
Lelis Leal de Souza.

Coorientação: Fábio Soares de Oliveira.
Tese (Doutorado) - UFPB/CCEN.

1. Relevo tabular. 2. Horizonte húmico. 3. Semiárido
- Agreste Paraibano. 4. Solos ferruginosos. I. Souza,
Bartolomeu Israel de. II. Souza, José João Lelis Leal
de. III. Oliveira, Fábio Soares de. IV. Título.

UFPB/BC

CDU 913(23) (043)

DEDICATÓRIA

À minha mãe, Selma.

AGRADECIMENTOS

Aos meus familiares (os amo).

A minha, sempre, professora de Geografia, Lucilene Balbino, por ter criado em mim, o amor pela Ciência Geográfica durante o ensino médio. A minha eterna professora e amiga, Debora Coelho Moura, que tanto fez e investiu cognitivamente e financeiramente na minha evolução acadêmica;

Aos meus amigos, especialmente, Douglas, Giliane, Chris, Bianca, Tiago, Edu e Sabrina...;

Ao meu orientador, Bartolomeu, por todo apoio, dedicação e paciência. Ao meu orientador, JJ, por todo apoio, dedicação e paciência. Ao meu coorientador, Fábio, por ter me apresentado com elevado saber as Lateritas, objeto de estudo que quero trabalhar durante toda minha trajetória acadêmica. A todos eles, por terem acreditado no meu potencial e investido na pesquisa científica;

A Rodrigo Macedo, sempre orientador, que me ajudou em todas os trabalhos de campo, análises e conselhos científicos. A Raphael Beirigo, sempre orientador, por me apresentar a pedogênese ainda durante o mestrado, oportunidades, apontar os melhores locais de campo e conselhos.

A colaboração de Marcia Calegari, que tanto me ajudou com fitólitos e conselhos na caminhada científica; Ao professor Rafael Xavier pelo apoio e dedicação na minha trajetória acadêmica dentro da pós-graduação;

Aos colegas do Laboratório de Estudos do Semiárido (LAESA).

A Universidade Federal da Paraíba (UFPB), Instituto Nacional do Semiárido (INSA), Universidade Estadual Paulista (UNESP), Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), Universidade Estadual do Oeste do Paraná (UNIOESTE) e Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG), pelo apoio científico com laboratórios e análises.

A todos que indiretamente atuaram pra concretização desse sonho.

Obrigado!

Epígrafe

“Para mim, é impossível existir sem sonho. A vida na sua totalidade me ensinou como grande lição que é impossível assumi-la sem risco”.

Paulo Freire.

Resumo

O estudo analisou a evolução de couraças e solos ferruginosos nas mesetas da Formação Serra dos Martins, no Agreste Paraibano, visando compreender sua relação com processos bio-pedo-geomorfológicos. Buscou-se caracterizar a diversidade morfológica das couraças, entender a interação com a vegetação ($\delta^{13}\text{C}$) e propor um modelo de evolução ambiental. Os resultados mostraram variações estruturais e composicionais ligadas a diferentes estágios de formação e degradação. As análises isotópicas indicaram mudanças paleovegetacionais e climáticas, evidenciando alternância entre períodos úmidos e secos. A caracterização morfológica revelou padrões associados à estabilidade e instabilidade geomorfológica. Conclui-se que a gênese das couraças é influenciada por fatores geoquímicos, físicos e biológicos, com destaque para o papel da biota dos Brejos de Altitude. O modelo proposto integra dados geomorfológicos, pedológicos e isotópicos, contribuindo para a compreensão da evolução de paisagens tropicais.

Palavras-chave: relevo tabular, horizonte húmico, semiárido

Abstract

This study analyzed the evolution of ferruginous duricrusts and soils in the mesas of the Serra dos Martins Formation, in the Agreste Paraibano region, aiming to understand their relationship with bio-pedo-geomorphological processes. It sought to characterize the morphological diversity of the duricrusts, understand their interaction with vegetation ($\delta^{13}\text{C}$), and propose an environmental evolution model.

The results showed structural and compositional variations linked to different stages of formation and degradation. Isotopic analyses indicated paleovegetational and climatic changes, revealing alternation between humid and dry periods. Morphological characterization revealed patterns associated with geomorphological stability and instability. It is concluded that the genesis of duricrusts is influenced by geochemical, physical, and biological factors, with emphasis on the role of the biota in the Brejos de Altitude. The proposed model integrates geomorphological, pedological, and isotopic data, contributing to the understanding of the evolution of tropical landscapes.

Keywords: tabular relief, humic horizon, semiarid

SUMARIO

INTRODUÇÃO	10
OBJETIVOS	14
HIPOTESE	14
REFERENCIAL TEORICO	15
Laterização e o conceito de laterita	16
Geoquímica do ferro	18
O perfil de alteração laterítico	21
Classificação das lateritas	26
Solos com duricrusts: Latossolos e Plintossolos	27
Formação Serra dos Martins	33
MATERIAL E METODOS	45
Área de estudo	46
Procedimentos metodológicos	49
RESULTADOS	54
DISCUSSÃO	80
CONSIDERAÇÕES FINAIS	129
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	134

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Distribuição global do fenômeno de laterização. Fonte: Bardossy e Aleva (1990).
- Figura 2. Representação esquemática de um perfil de laterita, adaptado de Tardy (1997), compilado de Milagres (2022).
- Figura 3. Gênese dos Latossolos da FSM. Fonte: Marques (2019).
- Figura 4. Unidades geomorfológicas do nordeste setentrional.
- Figura 5. Mapa de localização da área de estudo.
- Figura 6. Aspectos do município de Areia-PB.
- Figura 7. Aspectos do município de Cuité-PB.
- Figura 8. Imagens representativas dos solos estudados, com a identificação da organização de horizontes em cada perfil.
- Figura 10. Mineralogia da fração argila do Latossolo e Argissolo (P1 e P2). Legenda: Ct; Caulinita, Gb; Gibbsita, Gt; Goethita.
- Figura 14. Fotomicrografias representativas da couraça maciça amostrada separadamente.
- Figura 15. Fotomicrografias representativas dos horizontes do Latossolo.
- Figura 16. Fotomicrografias representativas dos horizontes de Plintossolos e Argissolo.
- Figura 17. $\delta^{13}\text{C}$ em profundidade.
- Figura 18. Fotomicrografias em luz polarizada e refletida.
- Figura 19. Modelo de Ollier.
- Figura 20. Modelo de degradação da couraça em Plintossolo e em Latossolo na FSM.
- Figura 21. Precipitação, vegetação e mesetas de Areia e Cuité-PB.
- Figura 22. Espacialização dos Brejos de Altitude no Nordeste brasileiro. Fonte: adaptado de Tabarelli & Santos (2004).
- Figura 23. Dinâmica da orografia nos Brejos de Altitude. Fonte: adaptado de Tabarelli & Santos (2004).
- Figura 24. Horizontes húmicos da FSM.
- Figura 25. Correlação entre dois estudos na região do Brejo paraibano.
- Figura 26. Modelo de evolução da paisagem.
- Figura 27. Desmantelamento da crosta laterítica e formação de Latossolos. Fonte: adaptado de Horbe e Costa (1999) apud Ker et al. (2015).
- Figura 28. $\delta^{13}\text{C}$ em profundidade do P1.

Figura 29. $\delta^{13}\text{C}$ em profundidade do P24.

Figura 30. $\delta^{13}\text{C}$ em profundidade do P3, P4 e P5.

1 INTRODUÇÃO

A evolução das paisagens resulta da interação dinâmica entre seus diferentes componentes físico-naturais, como geologia, clima, hidrografia, vegetação e solos, cuja interação busca alcançar estados de equilíbrio dinâmico ao longo do tempo (Hack, 1960; Leopold e Langbein, 1962; Howard, 1965). Os processos resultantes dessas interações conferem características únicas às paisagens, refletidas nas formas de relevo e nos materiais que as compõem (Thomas, 1974; Gerrard, 1988).

No contexto brasileiro, cerca de 75% do território é coberto por espessos mantos de intemperismo (Melfi et al., 1988). Tais ambientes frequentemente apresentam couraças ferruginosas, descritas por Tardy (1997) como produtos de longos processos intempéricos, que resultam em materiais endurecidos com teores médios de Fe_2O_3 entre 40% e 60%.

No Planalto da Borborema, especificamente nas superfícies de cimeira dos estados da Paraíba e do Rio Grande do Norte, destaca-se a Formação Serra dos Martins (FSM), composta por depósitos sedimentares que atingem até 70 metros, com evidências de laterização superficial e evolução de couraças ferruginosas, Latossolos e Plintossolos (Marques, 2019). Essa formação é atribuída a um sistema fluvial meandrante do Paleoceno-Eoceno (Menezes, 1999), posteriormente submetido a processos de etchplanação a partir do Eoceno (Moraes Neto e Alkmim, 2001), pedogênese e florestamento a partir do Plioceno (Nunes e Espindola, 1985; 1990; 1993; Farias et al., 2018; Marques, 2019; Ab'Sáber, 1957). Além disso, há evidências de reativações neotectônicas durante o Quaternário superior (Gurgel et al., 2013).

A associação entre couraças ferruginosas, os solos em que estão inseridas e muitas vezes delas derivados, o relevo das mesetas e os horizontes húmicos com florestas em paisagens de exceção configura um mosaico de grande interesse para estudos geográficos, especialmente no que se refere à evolução dessas paisagens e às inter-relações entre esses elementos. Por exemplo, seria a formação das couraças ferruginosas explicada por processos de laterização clássica, conforme descrito na literatura?

Ao compreender Büdel (1977), podemos entender que a laterização clássica pode ser interpretado como um fenômeno resultante de ciclos de intemperismo profundo, nos quais a lixiviação contínua favorece a formação de perfis de solo dominados por minerais resistentes, como caulinita, gibbsita, hematita e goethita.

Esse processo leva ao desenvolvimento de horizontes lateríticos, que podem se consolidar em crostas ferruginosas quando expostos à variação sazonal de umidade.

Ao estudar a área podemos verificar que sua paisagem foge a concepção de laterização clássica, uma vez que é uma área de inversão de relevo derivada da migração de ferro para as áreas mais baixas, ou seja, laterização de um material previamente enriquecido em ferro e não uma área de intemperismo que gerou esse ferro.

A associação entre Latossolos, Argissolos e Plintossolos indicaria processos de degradação concomitante dessas couraças? Qual é a relação entre os horizontes húmicos e a evolução dessas formações ferruginosas? Além disso, como esse conjunto pedológico pode esclarecer a formação das mesetas, ou a gênese dessas estarias, de alguma forma, relacionada à origem desses solos?

Essas são as questões que orientaram a realização deste estudo, cujo interesse foi contribuir para a compreensão da origem e evolução das paisagens de exceção no nordeste brasileiro, em especial, no estado da Paraíba, onde as áreas de estudo foram selecionadas.

Apesar da existência de diversos estudos sobre a Formação Serra dos Martins (FSM) e seus processos de laterização e pedogênese, ainda persistem importantes lacunas no entendimento da gênese e da dinâmica evolutiva dessas paisagens. Pouco se compreende, por exemplo, sobre o papel exato da migração do ferro e da formação das couraças ferruginosas em contextos de inversão de relevo, especialmente em áreas com materiais previamente enriquecidos em ferro. A maioria das interpretações ainda se baseia no modelo clássico de laterização, que pode não ser plenamente aplicável às condições geomorfológicas e paleoambientais específicas da região estudada. Além disso, a relação entre os diferentes tipos de solos — como Latossolos, Plintossolos e horizontes húmicos — e sua conexão com fases distintas do intemperismo e da evolução climática ainda carece de abordagens integradas que associem dados pedológicos, geoquímicos e morfoestruturais.

Outra lacuna significativa refere-se ao papel dos Brejos de Altitude enquanto registros paleoclimáticos e geomorfológicos no nordeste brasileiro. Embora reconhecidos como refúgios ecológicos e indicadores de condições ambientais pretéritas mais úmidas, ainda são incipientes os estudos que correlacionam diretamente esses ambientes com processos específicos de formação de solos, como a gênese de horizontes húmicos espessos e suas possíveis interações com as couraças

ferruginosas. Questões como a possível degradação dessas crostas, a formação de solos organominerais em condições atuais de semiaridez e a permanência de processos ativos de intemperismo químico sob essas condições ambientais são aspectos pouco explorados e fundamentais para a compreensão mais ampla da evolução dessas paisagens de exceção.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 - Geral

O objetivo deste estudo foi investigar a evolução de couraças e solos ferruginosos de mesetas derivadas da Formação Serra dos Martins, nas superfícies de cimeira do Agreste Paraibano, e compreender como eles se relacionam com a evolução bio-pedo-geomorfológica das áreas. A pesquisa analisou o papel da degradação das couraças, sendo isto, o material de origem dos solos.

1.2.3 - Específicos

- a) Compreender a relação das couraças com as mesetas, solos e dinâmica de $\delta^{13}\text{C}$ da vegetação;
- b) Caracterizar a diversidade morfológica de couraças e gênese dos solos;
- c) Propor um modelo de evolução dos contextos ambientais.

1.3 - Hipótese

A hipótese científica testada neste estudo é que as couraças ferruginosas apresentam variações morfológicas, detectáveis nos perfis pedológicos, que refletem diretamente os processos de evolução bio-climática e geomorfológica das mesetas. Isto é, existe um componente biológico, que são os Brejos de Altitude, atuante na formação e evolução das couraças de forma excepcional, geralmente negligenciado, que se associa aos processos geoquímicos e morfogenéticos, e cuja síntese mostra o importante papel dessas áreas no nordeste brasileiro.

2. REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Laterização e o conceito de laterita

As oscilações climáticas da Terra no Paleógeno (Paleoceno/Eoceno), de úmido para seco, frio para quente (Tardy; Kobilsek; Paquet, 1991) atuaram para a acumulação residual de precipitados de Fe_2O_3 (óxidos de ferro) ou Al_2O_3 (óxidos de alumínio), com lixiviação vertical de cátions metálicos (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ e Na^+) e de sílica em solução (H_4SiO_4), e com isso formação de lateritas nos trópicos (continentes Sul-Americano, africano e Oceania - Austrália), onde são encontradas em aproximadamente 65% do seu território, além se serem verificadas também nos EUA, Índia e na Europa (Tardy; Melfi; Valetton, 1988; Tardy et al., 1990; Tardy; Kobilsek; Paquet, 1991; Oliveira et al., 2009; Porto, 2010; Butt; Iintern; Anand, 2000; Augustin; Lopes; Silva, 2013; Prado et al., 2014; Bourman, 1996; Bourman et al., 2019) (Figura 1).

Para Espindola (2008), os eventos que ocorreram no mundo intertropical – ausência de glaciações no Terciário e Quaternário, alternâncias climáticas (clima quente com períodos chuvosos e secos), pedogêneses pretéritas, elaboração de superfícies de erosão, proteção dessas superfícies dada pelas couraças, constituintes relictuais e movimentos de massa – fizeram parte de uma mesma história ou de histórias próximas. Com isso, tem que se reconhecer a enorme complexidade, no que se refere ao estudo da pedogênese, no mundo tropical.

As extensões mais significativas de coberturas lateríticas globais são predominantemente encontradas em regiões tropicais (Tardy et al., 1988; Tardy et al., 1991; Tardy e Roquin, 1992). A relevância dos estudos dessas coberturas para a compreensão da evolução dessas regiões é amplamente reconhecida, a ponto de Chatelin (1972) argumentar que a ciência dos solos tropicais efetivamente teve sua origem quando os solos associados às lateritas foram estudados e identificados como solos lateríticos no início do século XX.

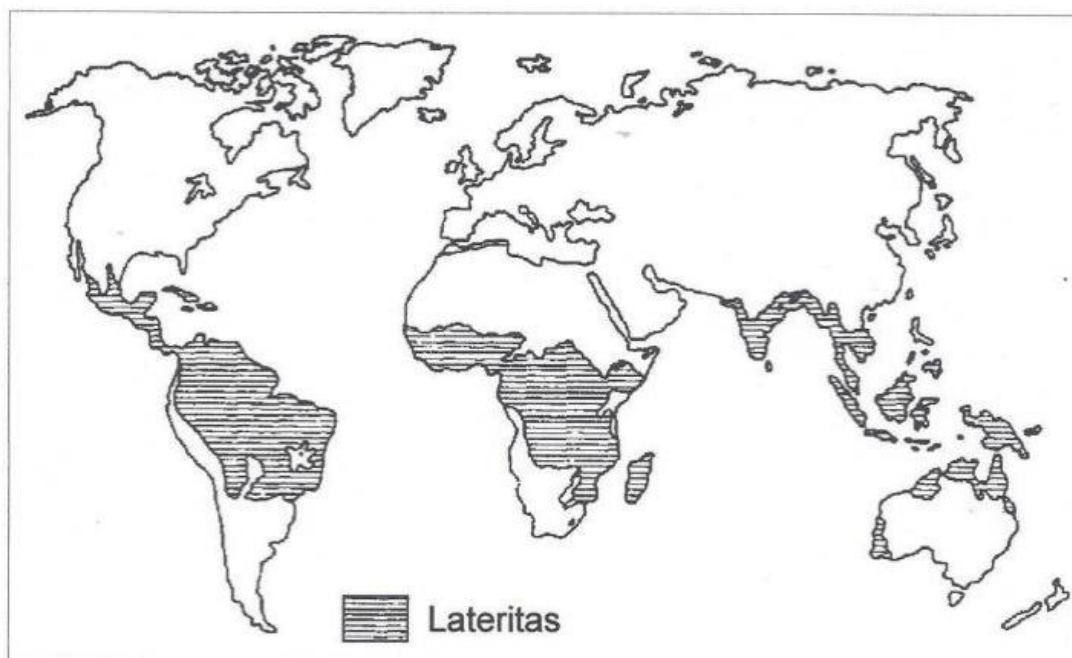


Figura 1. Distribuição global do fenômeno de laterização. Fonte Bardossy e Aleva (1990).

Muitos pesquisadores têm dedicado esforços consideráveis ao estudo da evolução do conceito de lateritas (Kellogg, 1948; Maignien, 1966; Persons, 1970; Schellmann, 1983; Tardy, 1997). O termo "laterita" remonta a 1807, quando o inglês Francis Buchanan, em seu relato de viagem à Índia (1802-1803), descreveu um material rico em precipitados de ferro e alumínio que, retirado do solo, apresentava uma consistência suficientemente macia para ser cortado, mas que endurecia irreversivelmente quando exposto à secagem. Devido à sua aplicação na construção civil, Buchanan o denominou "laterita" (do latim: later, tijolo) (Ollier e Pain, 1996; Ollier, 1991). Esses materiais são resultado de processos geoquímicos conhecidos como Laterização ou Lateritização, podendo ou não estar associados ao processo de Latossolização (Espíndola, 2010).

Após a apropriação científica do termo, estudos pioneiros foram conduzidos nas lateritas ao redor do mundo, incluindo trabalhos de Babington (1821), Benza (1836), Clark (1838), Newbold (1844, 1846), Wingate (1852), Kelaart (1853), Blanford (1859), Buist (1860), King e Foote (1864), Cole (1836), Wynne (1872), Theobald (1873), Voysey (1883), Mallet (1881) e Lake (1890), resultando na adoção de diversas denominações para esse material (Quadro 1).

Quadro 1. Terminologias de lateritas no globo. Adaptado de Goudie (1976).

País	Terminologia
India	Iron clay Brickstone Laterite
Brasil	Canga, tapiocanga, tauá, piçarra
Uganda	Murum
África do Sul	Ouklip Ferricrete
França	Cuirasse
Venezuela	Moco de Hierro
Nigeria	Ironstone
Estados Unidos	Plinthite
Sri Lanka	Cabook
Alemanha	Eisenkruste Krusteneisenstein
Australia	Pisolite
Ghana	Mantle rock

A laterização é um processo de alteração mineral de solos e rochas que ocorre sob climas quentes e úmidos, onde a lixiviação intensa favorece a formação de solos ricos em óxidos de ferro e alumínio. A laterita é um tipo de solo ou rocha resultante desse processo, e é caracterizada pela presença predominante de óxidos de ferro, como a hematita (Fe_2O_3) e a goethita ($\text{FeO}(\text{OH})$), além de silício e alumínio. Ela é geralmente encontrada em regiões tropicais e subtropicais, com altas precipitações pluviométricas, o que favorece a lixiviação.

A definição e classificação de 'laterita' varia no tempo, Schellman em 1983 baseiam-se na química, através dos conteúdos de SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 e inclusão destas nos grupos das rochas se tornou uma controversia científica, e não só ele, Bauer (1989) Jutson (1914) e Aleva (1994), e foi a primeira controvérsia em torno do termo, ao considerar goethita, hematita, caulinita, gibbsita e quartzo como a principal composição mineralógica de lateritas. enfatiza as propriedades químicas destes materiais. Mallet (1883) trouxe à tona que formações ferruginosas e bauxíticas só são lateritas se endurecida, enfatizando a abordagem morfológica.

Para outros autores não restam dúvidas de se tratar de um manto de intemperismo e assim derivado de processos pedogenéticos, como aponta Walther (1916), Eggleton e Taylor (1998) Widdowson (2009) e Eze et al. (2014), com formação de plintita e petroplintita derivadas de ciclos de umedecimento e secagem da oxi-redução, nódulos de ferro e remobilização de ferro.

Segundo Bourman e Ollier (2002), ao considera-la rochas, isso leva a inumeros erros de interpretação porque muitos materiais regolíticos foram formados por transporte; ignora o papel da acumulação absoluta; da pouca atenção as características morfológicas; ignora as composições mineralógicas detalhadas de materiais intemperizados e não permite identificação de campo. A concepção de Schellman definiu que cada parte do perfil potencialmente lateritica seja analisada quimicamente. Ainda segundo os autores, a compreensão da geologia, estratigrafia, evolução geomórfica, mineralogia e micromorfologia são ingredientes essenciais das investigações do regolito. Sendo a análise química por si só é insuficiente, pois exige formação de Laterita via intemperismo tropical, que elimina duricrusts ferruginosos formados fora dos trópicos.

Já Harrison (1910) introduz que as lateritas são materiais quimicamente enriquecidos em Fe e Al e não necessariamente endurecidos (friáveis), e isso foi genial, como aponta Maignien (1966) e McFarlane (1976), pois trouxe uma abordagem pedológica.

Kellogg (1949) usa 'laterite' para designar materiais ferruginosos que endurecem após a exposição, assim como incorpora o termo Latossolo pra definir materiais com gênese semelhante a laterite, porém friáveis.

McFarlane (1976) e outros pesquisadores passaram a conceituar a laterita como o resultado culminante da dessilicificação, de modo que a presença de

caulinita, ao indicar uma dessilicificação incompleta, era considerada um indicativo de que não se tratava de uma laterita genuína.

A acumulação relativa surge do processo de concentração de Fe_2O_3 e Al_2O_3 , que ocorre devido à perda de SiO_2 e bases. Esse fenômeno envolve tanto a interpretação da laterita e a precipitação química quanto a consideração de um resíduo resultante do intemperismo, onde elementos mais estáveis se agregariam próximo à superfície, em razão da remoção dos elementos mais móveis. Já a acumulação absoluta ocorre por meio da iluviação, com o transporte de Fe_2O_3 e Al_2O_3 , ou de outros elementos capazes de formar essas substâncias, vindos de fontes laterais superiores, como uma laterita já formada ou materiais ricos nesses compostos. A concentração e cimentação desses elementos se manifestariam nas regiões inferiores do relevo. Esse conceito levou à definição de duas categorias de lateritas: as autóctones, ou seja, aquelas formadas localmente e de forma genuína, e as alóctones, também conhecidas como exolateritas, que são formadas por processos externos (SCHELLMANN, 1983).

Segundo Bourman e Ollier (2002), a laterita está estritamente relacionada à rocha da base (lateritas verdadeiras, lateritas autóctones, ou lateritas endógenas) sendo excluídas as formadas por mecanismos de enriquecimento absoluto associados ao comportamento do freático, cimentação de colúvios, movimentação lateral do Fe, etc (lateritas falsas, exolateritas, ou lateritas alóctones).

O efeito dessa discussão é que existe uma ampla variedade de expressões para designar lateritas, sendo que alguns termos apresentam definições variadas em diferentes campos do saber, e o mesmo termo passou por modificações em seu significado ao longo do tempo.

O Brasil é caracterizado por uma extensa área, aproximadamente 75%, coberta por lateritas, em grande parte devido à sua localização quase exclusivamente dentro da faixa tropical do globo, o que proporciona condições propícias para a formação desses depósitos supergênicos (Melfi et al., 1988). , ressalta-se nesse dado concepção não classica de laterita Comumente, essas formações ocupam vastas áreas de relevos suaves, muitas vezes sustentadas por couraças localizadas próximas ao manto alterado e sob um solo espesso. As maiores extensões de lateritas estão no Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais), Serra do Espinhaço (Minas Gerais e Bahia), Região de Carajás (Pará), Caetité (Bahia), Morraria de Urucum (Mato Grosso do Sul) e litoral brasileiro (Formação Barreiras).

2.2 Geoquímica do ferro

O ferro liberado dos minerais passa por reações de dissolução oxidativa e precipita-se facilmente como óxido ou hidróxido de Fe^{3+} , que são insolúveis (Schwertmann, 1985). Durante o intemperismo, o ferro se torna móvel na forma Fe^{2+} (Cornell e Schwertmann, 1966). Se as soluções de intemperismo permanecem ácidas e redutoras, o Fe^{2+} pode ser transportado (Trolard e Tardy, 1987). Quando essas soluções se tornam alcalinas ou neutras, o ferro precipita-se como goethita, hematita ou ferrohídrita (Trolard e Tardy, 1987).

De maneira geral, a hematita, a goethita, a maghemita, a magnetita e a ilmenita são os minerais mais comuns da geoquímica do ferro (CORNELL & SCHWERTMANN, 1996). A hematita e a goethita são, normalmente, fases residuais da decomposição de silicatos. A maghemita e a magnetita podem ser herdadas diretamente do material de origem, ou serem formadas ou alteradas durante a pedogênese, já a ilmenita normalmente é herdada do material de origem (FERREIRA et al., 2003; DORIGUETTO et al., 1998).

A precipitação da goethita depende de fatores ambientais, como pH, Eh, atividade da água, temperatura e composição da solução de intemperismo (Cornell e Schwertmann, 1966). A reação química principal que controla a precipitação da goethita é a oxidação e hidrólise do Fe^{2+} solúvel, que ocorre em condições oxidantes e neutras a alcalinas. As possíveis fontes de oxigênio são o oxigênio dissolvido nas águas meteóricas e a circulação do ar através do perfil de intemperismo. Soluções de intemperismo ácido-redutoras, ricas em matéria orgânica contendo ferro dissolvido ou coloidal, podem ser neutralizadas por soluções de intemperismo alcalinas, resultando também na precipitação de goethitas.

As relações entre hematita e goethita no processo de formação de nódulos e crostas ferruginosas têm sido extensivamente pesquisadas e documentadas. Geralmente, os ferricretes mais antigos e desenvolvidos são encontrados em áreas mais elevadas do terreno e apresentam uma maior predominância de hematita em comparação com os estágios menos avançados. Estes últimos tendem a ser menos ricos em ferro e mais abundantes em goetita (Beauvais & Roquin, 1996; Beauvais et al., 1990; Sivarajasingham et al., 1962). Assim, a fase inicial do processo de ferruginização é predominantemente goetítica, evoluindo gradualmente para uma predominância de hematita à medida que ocorrem processos de oxidação no perfil do

solo, resultando na formação de nódulos ferruginosos que eventualmente podem se transformar em crostas ferruginosas sólidas (Nahon, 1976;1986).

Em estágios avançados da evolução dos ferricretes, a goethita novamente se torna proeminente, manifestando-se como um revestimento amarelo ou marrom ao redor ou dentro dos nódulos hematíticos. Estes nódulos com revestimento goetítico podem se originar do desgaste da crosta sólida ou da própria evolução dos nódulos hematíticos devido à exposição aos processos de hidratação que afetam a superfície dos perfis lateríticos (Ambrosi & Nahon, 1986; Anand & Gilkes, 1987b; Beauvais & Colin, 1993; Beauvais & Tardy, 1993; Nahon, 1976; Nahon, 1991; Roquin, 1990). Dessa forma, a hidratação emerge como o mecanismo desencadeador que transforma a hematita em goethita nos locais onde há contato íntimo com a solução percolante (Beauvais & Tardy, 1991), além de ser responsável pela formação dos chamados pisolitos de degradação (aglomerados com revestimento goetítico), frequentemente encontrados no topo dos perfis de ferricretes (Ambrosi & Nahon, 1986; Roquin, 1990; Tardy, 1993).

A compreensão dos fenômenos relacionados à mobilidade do ferro, aos movimentos vertical e lateral do lençol freático contendo ferro reduzido, além da formação de complexos organo-metálicos, e ao controle da paisagem e do relevo nessas dinâmicas e discutida por Thomas (1994). Esse autor destaca que três mecanismos são amplamente debatidos como responsáveis pelo fornecimento de ferro na formação dos ferricretes:

- a) O transporte vertical do Fe^{2+} , muitas vezes de dezenas de metros, seja devido ao movimento descendente gravitacional associado ao rebaixamento do lençol freático, ou através do movimento ascendente por difusão. O deslocamento descendente de ferro, resulta na formação de couraças de acumulação absoluta (McFarlane, 1976) e Thomas (1974);
- b) A transferência lateral do elemento ocorre por meio de um fluxo convergente em direção a locais receptores, como o fundo dos vales e depressões;
- c) O elemento é retido e acumulado nos horizontes superficiais na forma de pisolitos e nódulos quando o perfil é rebaixado pelo intemperismo.

2.3 O perfil de alteração laterítico

Deere e Patton (1971) conceituam o perfil de alteração como uma sequência estratificada de camadas com propriedades físicas distintas, formadas *in situ* por processos físicos e químicos de alteração, e que permanecem sobrejacentes ao maciço rochoso. O perfil delineado por eles identifica três zonas principais: solo residual, rocha alterada e rocha sã.

A transformação laterítica da rocha alterada resulta na formação do saprólito. Segundo Butt, Lintern e Anand (2000), o saprólito é uma porção de rocha alterada na qual a estrutura original ainda está preservada e contém uma proporção variável de minerais originais da rocha matriz e minerais alterados.

Esta camada de saprólito é reconhecida como um produto da alteração da rocha *in situ*, frequentemente identificado em descrições morfológicas como camadas discretas, e pouco ou nada influenciado pela atividade biológica. Outras propostas de terminologia designam o saprólito pela letra D (Thomas, 1994). Comumente, Delvigne (1998) introduziu outras terminologias referentes ao saprólito: alterita, aloterita e isoalterita, para descrever níveis de alteração localizados entre a rocha matriz inalterada (R) e os horizontes de solo. O termo "alterita" é uma designação geral para materiais alterados, identificados indistintamente pelas letras C, Cr, CR e RC, geralmente utilizadas em descrições menos detalhadas. Pode ser subdividido em aloterita ou isoalterita.

O termo aloterita, derivado do vocábulo grego "alos", que significa diferente, é aplicado às zonas em que a microestrutura original, inerente ao material parental, não é facilmente discernível (Delvigne, 1998). Por outro lado, o termo isalterita, derivado do vocábulo grego "isos", que significa igual ou similar, é utilizado para descrever os níveis de alteração nos quais a estrutura original e as relações espaciais entre os minerais estão bem preservadas em relação à rocha de origem. Neste último caso, deve ser designado pelas letras CR e RC, podendo ser tratado como sinônimo de saprólito, considerando sua definição clássica (Becker em 1895; Delvigne, 1998; Butt; Lintern; Anand, 2000).

A origem da plintita na isalterita está relacionada à redução, mobilização, transporte e concentração de íons e compostos de Fe formando inicialmente mosqueados que são manchas óxidos de ferro. Segundo Driessen & Dudal (1989) a formação da plintita envolve dois processos: (1) acumulação de sesquióxidos, que por sua vez pode ser relativa, como consequência da remoção de Si e bases, ou

absoluta, resultante do enriquecimento de sesquióxidos vindos de fora através de movimentação vertical ou lateral; (2) segregação do ferro, causada por alternância de redução e oxidação já que em condições redutoras o Fe^{+3} é reduzido a Fe^{+2} , o que permite a sua translocação. A alternância de ciclos de umedecimento e secagem pode causar o endurecimento da plintita que passa a se chamar petroplintita. A petroplintita é originada da consolidação mais intensa da plintita, sendo também formada por vários ciclos de umedecimento e secagem, podendo apresentar formas e dimensões variadas. Portanto, a plintita é resultado da precipitação cíclica de Fe na zona de oscilação do lençol freático, originando inicialmente mosqueados, que evoluem a nódulos e concreções (petroplintitas).

Uma descrição específica da formação desses nódulos e ou concreções é apresentada por Nahon (1991): a formação dos nódulos inicia-se nos microporos de matriz argilosa, onde a solução supersaturada (ferrihidrita) quando desidratada precipita o óxido de Fe (hematita), preenchendo parcialmente os microporos e liberando prótons que intemperizam a caulinita. Nos poros maiores, com maior atividade de água, forma-se a goethita. A caulinita é gradualmente substituída pelo nódulo, cujo crescimento é alimentado pelo novo aporte de Fe^{3+} e nos locais de aporte continuado de Fe resulta na cimentação dos nódulos entre si formando a crosta, ocluindo outros minerais que ficam preservados, tais como a caulinita e o quartzo. Assim, a coalescência dos nódulos e concreções de petroplintita podem ser tão intensas a ponto de formar uma camada compacta e contínua que vem a formar os horizontes ou camadas (fáceis) concrecionários.

As couraças ferruginosas, conforme Person (1970), também são conhecidas por muitos autores como "ferricrete". Tardy (1997) argumenta que o termo ferricrete abrange tanto as couraças (crostas contínuas) quanto as carapaças (horizontes nodulares) dentro do manto regolítico, sem implicar em uma conotação genética específica, referindo-se simplesmente a depósitos ricos em ferro que foram endurecidos. No entanto, outros autores associam o ferricrete a formações ferruginosas originadas por enriquecimento geoquímico absoluto (alóctone) (Thomas, 1974; Widdowson, 2007), atribuindo-lhes uma característica poligenética.

Por outro lado, Widdowson (2007) considera couraça e duricrust como termos sinônimos, descrevendo-os como materiais geoquímicos endurecidos, de origem pedológica ou sedimentar, formados por enriquecimento supergênico. É observado na literatura um predomínio de trabalhos de pesquisadores franceses que

utilizam a denominação cuirasses (couraças) (Tardy, 1997), enquanto pesquisadores ingleses empregam o termo duricrust (crosta dura) (Widdowson, 2007).

Tardy (1993) analisa detalhadamente os mecanismos de formação das couraças ferruginosas e sua evolução. Segundo o autor, a formação da laterita ocorre *in situ* pela incorporação do ferro liberado durante a intemperização do material original, com uma evolução progressiva na sequência vertical dos horizontes: saprolito grosso, saprolito fino, horizonte caulínítico mosqueado, carapaça ferruginosa e couraça ferruginosa. À medida que o perfil da paisagem é rebaixado, o horizonte mosqueado substitui o saprolito fino abaixo dele, enquanto a carapaça ferruginosa, localizada acima, gradativamente substitui o horizonte mosqueado. Na parte superior, a couraça é alterada: o alumínio, seguido pelo ferro, lixiviado da parte superior, se acumula mais abaixo no perfil. Os horizontes sobrejacentes são gradualmente incorporados à couraça pelo rebaixamento simultâneo da superfície da paisagem e da frente de intemperização. A cimentação da laterita ocorre pela impregnação da caulinita remanescente com os óxidos de ferro (hematita e goethita).

Webster (2004) observa que pesquisadores de diversas áreas têm definido o termo laterita de acordo com suas ciências. Como resultado, o termo laterita abrange uma ampla gama de formações, incluindo ferricretes, duricrusts ferruginosos e aluminosos, crostas ferruginosas, bauxitas, couraças, carapaças, horizontes mosqueados e até mesmo solos ferruginosos tropicais (Tardy, 1992; Nahon e Tardy, 1992).

Dentre essas formações, os ferricretes são frequentemente utilizados para descrever materiais originados por acumulações absolutas de ferro (Tardy e Roquin, 1992; Anand, 1997; Coelho et al., 2001). Por outro lado, segundo Goudie (1973) e Thomas (1994), os duricrusts não especificam uma forma específica de acumulação, representando não apenas a acumulação de ferro, mas também de alumínio, sílica e carbonato de cálcio. Muitas vezes, os duricrusts são usados como sinônimos de couraça ferruginosa ou aluminosa, silcrete e calcrete, como nos trabalhos de Zeegers e Lecomte (1992), Thomas (1994) e Widdowson (2009). Diante da variedade de termos utilizados para caracterizar as lateritas, nesta tese será utilizado o termo couraça, conforme a definição de Tardy (1997).

Dessa forma, algumas terminologias estão definidas abaixo (Figura 2). Suas definições correspondem às interpretações adotadas neste estudo (Quadro 2)

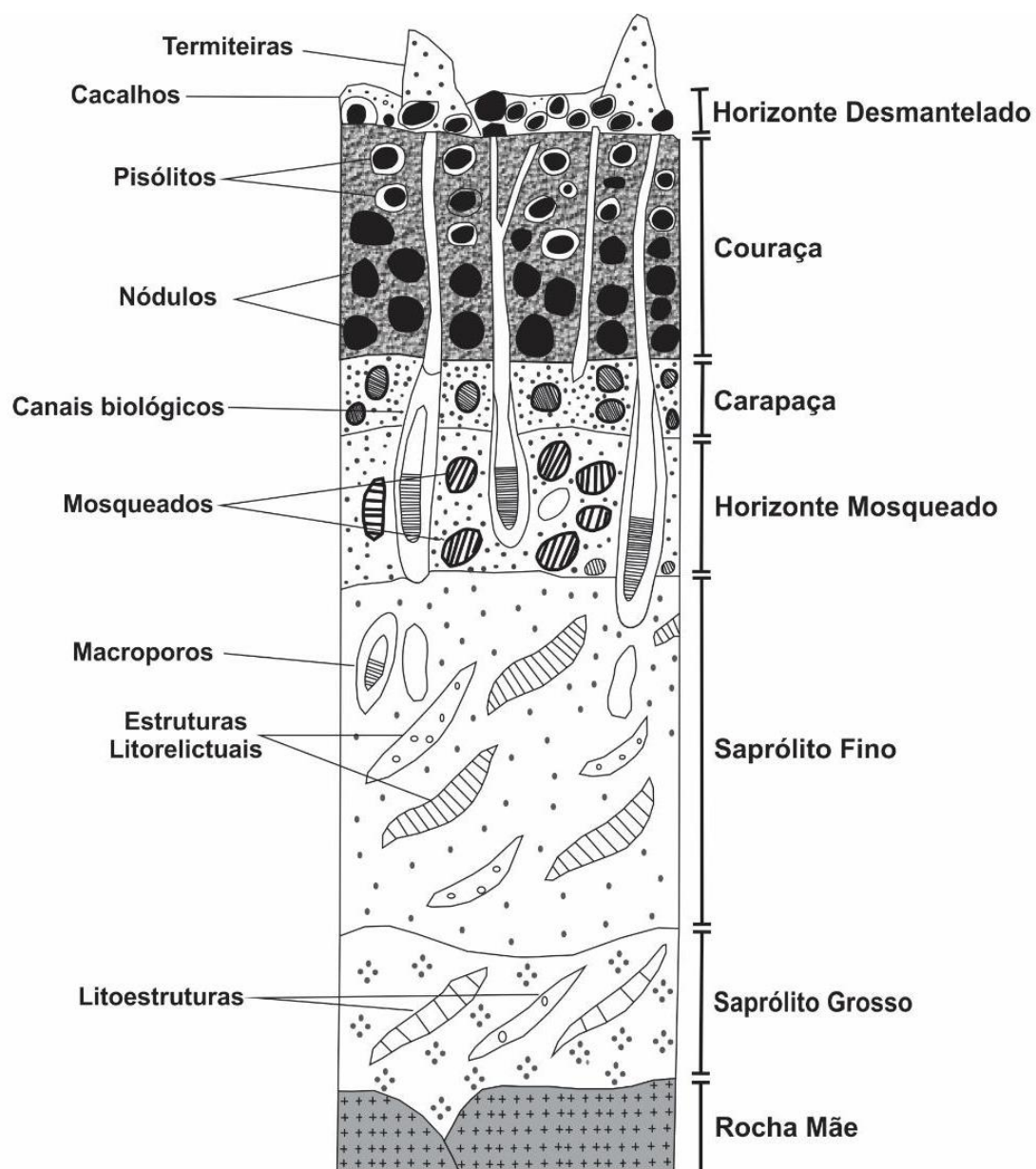


Figura 2. Representação esquemática de um perfil de laterita, adaptado de Tardy (1997), compilado de Milagres (2022).

Quadro 2. Definições da fácies, adaptado de Tardy (1997).

Rocha mãe	Sua composição mineralógica e história geológica e estrutural desempenham um papel fundamental na circulação de fluidos meteóricos e sua interação com os minerais, em taxas diferentes de dissolução, na geração de produtos intemperizados (Tardy e Roquin, 1992; Tardy, 1997).
Saprólito fino	O ambiente do saprólito grosseiro é dominado pela natureza da rocha parental, onde fragmentos de rocha e minerais primários são conservados, com estrutura original intacta (Tardy, 1997).
Saprólito grosso	Esta fácies se forma em uma zona saturada de água, com arquitetura parental e volume preservados, entretanto, há um aumento da porosidade e transformação parcial ou completa dos minerais primários (Tardy, 1997).
Horizonte mosqueado	caracterizado pela presença de manchas claras de lixiviação e manchas vermelhas de acumulação de ferro. Essas manchas vermelhas (mosqueados) aumentam gradualmente em direção ao topo, formando nódulos endurecidos, enquanto a estrutura da rocha mãe é obliterada (Tardy, 1997).
Carapaça	caracterizada pelo aumento progressivo da acumulação de ferro e consequente desenvolvimento de nódulos e redução das manchas claras, por isso, as áreas friáveis diminuem e domínios endurecidos aumentam e se desenvolvem (Tardy, 1997).

Couraça	Nesta fácies ocorre o crescimento dos nódulos descontínuos da carapaça, que se juntam, podendo resultar em um horizonte contínuo, endurecido e maciço de matriz ferruginosa, predominantemente hematítica (Tardy, 1997). A escolha por este termo também se deu pelo fato de pesquisadores concordarem em não lhe atribuir um valor genético, deste modo o seu uso é mais abrangente.
Horizonte desmantelado	Nesta fácies um novo sistema de poros é desenvolvido e os nódulos são reidratados, deste modo, há o desenvolvimento de um córtex de goethita na periferia dos nódulos hematíticos. Ocorre o desmantelamento da matriz com a individualização dos nódulos ou a recimentação pela goethita (Tardy, 1997). Também pode-se formar uma camada superficial de areia ou cascalho desenvolvida pelo quartzo corroído liberado pela dissolução da couraça (Tardy, 1997). Ainda deve-se ressaltar a importância da remobilização de minerais, como o quartzo e a caolinita, dentro do perfil pela atividade de térmitas (Tardy, 1997).

2.4 Classificação das lateritas

Augustin et al. (2013) norteia que há dois grupos clássicos de formação de lateritas, o primeiro é o de acumulação relativa e o segundo é o de acumulação absoluta. Estes grupos se subdividem em modelos e estão sintetizados no quadro 1:

Modelos de acumulação relativa	Modelos acumulação absoluta
<p>Modelo do Residuum: Supõe-se que a laterita se forme em ambientes de climas úmidos e quentes e que seria produto de lixiviação dos elementos mais móveis e precipitação dos menos móveis, por isso ela seria um material de alteração – residuum (Augustin et al. 2013).</p>	<p>Modelo Fluvial: Apresenta dois submodelos: i) precipitação do material no fundo dos vales ou nos sopés das vertentes e ii) alteração do material por ação periódica de fluxos em lençol (Augustin et al. 2013).</p>
<p>Modelo de Oscilação do Nível Freático: De maneira geral, as lateritas são formadas devido à oscilação do lençol freático durante o tempo geológico e estão concentradas nas zonas tropicais (Nahon & Tardy, 1992).</p>	<p>Modelo Detrítico: O Modelo da Laterita de Origem Detrítica, de McFarlane (1976), assume um processo policíclico em que alguns fragmentos pré-existent de laterita são parcialmente dissolvidos, transportados e posteriormente cimentados, levando a formação de uma laterita mais jovem composta por grãos e fragmentos de uma mais antiga (McFarlane, 1976 apud Augustin et al., 2013). Nesse caso, o material de “origem” rico em Fe, Al e Mn é transportado por um processo físico compondo, assim, uma fonte secundária (Augustin et al. 2013).</p>

Modelo Pedogênico: Essa construção teórica tem como mecanismo os movimentos de capilaridade. Em um primeiro momento (descensum), as soluções dos minerais lixiviados se precipitam nos horizontes mais profundos, no decorrer de períodos quentes e chuvosos. Já no ascensum model, o ferro e o alumínio em solução, por ascensão capilar, deslocam-se e acumulam-se nas porções superiores do horizonte (Augustin et al. 2013)

Fonte: Adaptado de (EGGLETON e Taylor, 1999; BOURMAN e OLLIER, 2002; OLLIER e SHETH, 2008; TANNER e KHALIFA, 2009).

2.5 Solos com duricrusts

A formação do solo (pedogênese), resulta da interação complexa entre os fatores que influenciam seu desenvolvimento, bem como da predominância de um ou mais processos pedogenéticos.

O fenômeno da plintitização está ligado à criação de mosqueados, plintitas e petroplintitas, sendo influenciado pela capilaridade na zona vadosa e pela oscilação do lençol freático. Esse processo ocorre predominantemente em fundos de vales e ou terrenos planos. A variação do lençol freático ao longo do perfil do solo provoca, na região acima da zona permanentemente saturada, a difusão de Fe^{+2} e o desenvolvimento de um horizonte mosqueado que se torna mais espesso com a progressiva diminuição do nível freático devido a alterações climáticas ou à erosão dos vales, ou ambos (Mohr et al., 1972; McFarlane, 1976; Van Breemen e Buurman, 2002). No topo desse horizonte mosqueado, ocorre a acumulação de ferro proveniente da zona pálida e mosqueada, devido à sua redução e remobilização, sendo posteriormente precipitado na franja capilar e oxidado, formando a zona plíntica, caracterizada por plintitas ou nódulos (McFarlane, 1976; van Breemen e Buurman, 2002; Eze et al., 2014; Campos, 2023).

Durante esses processos, a concentração de Fe pode ocorrer de forma relativa (*in situ*), absoluta ou a combinação entre ambas (d'Hoore, 1954; Aleva, 1986). Na concentração relativa, o Fe e Al são produtos da acumulação residual liberados pela alteração de minerais primários provenientes do material de origem (Schellmann, 1981, 1994; Bourman, 1993; Varghese e Byju, 1993). No modelo absoluto, o Fe é mobilizado em soluções, das posições mais elevadas da paisagem, para porções mais rebaixadas do relevo, onde ele se acumula (Maignien, 1966; Bourman, 1993; Bourman e Ollier, 2002; Campos, 2023).

Campos (2023) considera que a teoria da inversão de relevo está ligada ao desenvolvimento de duricrusts em ambientes geológicos estáveis, particularmente no interior de regiões cratônicas, como apontado por Widdowson (2007 e 2009). Dessa forma, a erosão acelerada e a remoção completa de perfis lateríticos poderiam indicar alterações nas condições de contorno, como o soerguimento regional devido a movimentos crustais (Widdowson, 2009). Pesquisas recentes sugerem atividades tectônicas posteriores à formação de duricrusts e a subsequente modificação em sua distribuição original na paisagem (Marques et al., 2021; Silva, 2021), contribuindo inclusive para a interpretação de estudos de neotectônica em uma determinada área (Widdowson e Cox, 1996; Bourman et al., 2010).

Segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Santos et al., 2013), os Latossolos são compostos principalmente por material mineral, com a presença do horizonte B latossólico abaixo de qualquer horizonte A. Esses solos são profundos, apresentando uma sequência de horizontes A-Bw-C e uma diferenciação limitada de sub-horizontes. São altamente intemperizados, com baixa capacidade de troca de cátions e geralmente desprovidos de minerais primários ou secundários facilmente intemperizados. A maioria dos Latossolos é classificada como fortemente a bem drenada, podendo ocorrer variações na cor do solo, com drenagem moderada ou imperfeita.

No horizonte B latossólico, os teores de argila permanecem estáveis ao longo do perfil ou aumentam ligeiramente, sem formar um horizonte B textural característico de solos podzolizados. As cores predominantes variam de vermelho muito escuro a amarelo, geralmente mais escuras no horizonte A, vivas no horizonte B e mais claras no horizonte C. Os Latossolos são compostos por minerais altamente intemperizados, resultando em uma fração de argila com baixa atividade, comuns são os argilominerais do tipo 1:1 e óxidos de ferro (Palmieri & Larach, 2004).

Esses solos são tipicamente ácidos, com baixa saturação por bases e altos teores de alumínio. No entanto, também podem ocorrer solos com média a alta saturação por bases, especialmente em regiões com estações secas pronunciadas ou influência de rochas básicas ou calcárias. Os Latossolos são característicos de regiões equatoriais, tropicais e subtropicais, sendo encontrados em relevo plano a ondulado, embora também possam ocorrer em áreas mais acidentadas (Santos et al., 2013).

Os Plintossolos são solos compostos principalmente por material mineral, caracterizados pela presença de horizontes plínticos, concrecionários ou litoplínticos. Esses horizontes são definidos com base na quantidade, espessura e profundidade da plintita ou petroplintitas (Santos et al., 2013).

De maneira simplificada, os Plintossolos são solos formados em condições que limitam a infiltração de água, resultando em ciclos alternados de umedecimento e secagem que são determinantes para sua formação. Esse processo leva à formação de nódulos e ou concreções de ferro endurecidos ou não (plintita ou petroplintita). A identificação desses horizontes ocorre pela observação da quantidade, espessura e profundidade da plintita ou petroplintitas. A cor das Plintossolos tem origem principalmente devido ao óxido de ferro hematita e ou goethita (Asiamah; dedzoe; 1999).

De acordo com Santos et al. (2013), estes solos apresentam diferentes tipos de horizontes, como o plíntico, litoplíntico e concrecionário. Os Plintossolos com horizonte plíntico são caracterizados pela presença de plintita em quantidade igual ou superior a 15% e com uma espessura de pelo menos 15 cm. Esses solos são encontrados em áreas sujeitas a longos períodos de alagamento seguidos por ressecamento, o que resulta na solidificação do solo, tornando-o mais rígido. Em termos de cor, esses solos geralmente exibem tonalidades vermelhas acinzentadas ou brancas, podendo apresentar também tonalidades amareladas ou brunadas, com padrões reticulares, poligonais ou laminados. Ainda de acordo com o mesmo autor, os Plintossolos de horizonte Litoplínticos, é constituído por petroplintita contínua ou praticamente contínua. Este horizonte pode englobar uma seção do perfil muito fraturada, mas em que existe predomínio de blocos de petroplintita com tamanho mínimo de 20 cm, ou com poucas fendas, que são separadas umas das outras por 10 cm ou mais. Já os que apresentam horizontes concrecionários, é constituído de 50% ou mais, por volume, de material grosseiro (com predomínio de petroplintita) do tipo nódulos ou concreções de ferro ou de ferro e alumínio, numa matriz terrosa. O

horizonte concrecionário, para ser diagnóstico, deve apresentar no mínimo 30 cm de espessura.

Os primeiros estudos que relataram Latossolos na Formação Serra dos Martins, foram levantamentos exploratórios sob coordenação do professor Paulo Klingner Tito Jacomine, na década de 70, a pedido do Ministério da Agricultura do governo Emílio Garrastazu Médici. Em 1971 foi publicado o levantamento exploratório do Rio Grande do Norte que identificou Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico de textura média em ambiente de floresta estacional com relevo plano em topos de mesetas. Na Paraíba, em 1972, estes mesmo autores identificaram Latossolo Vermelho-Amarelo nas mesmas condições ambientais.

O primeiro estudo sobre pedogênese na Formação Serra dos Martins foi realizado pelo professor Elias Nunes em 1982, durante seu estudo de Mestrado na Universidade Estadual Paulista (Rio Claro), sob orientação do professor Carlos Roberto Espindola. Esta dissertação resultou em dois artigos científicos (Nunes e Espindola 1982;1985) sobre os Latossolos da Serra de Santana, Serra do Cuité, Serra de João do Vale e Serra de Martins-Portalegre. Estes autores mapearam dois Latossolos Vermelho-amarelos de espessura mínima de 160 cm, transição plana e gradual entre os horizontes. Tem cores 7,5 YR a 5YR, estrutura de grãos simples no horizonte A, a blocos subangulares no horizonte B e mineralogia variando de caulinita, ilita a haloisita.

Ernesto Sobrinho et al. (1987), realizaram um levantamento dos solos e ambiente agrícola na Serra de Santana, identificando que os Latossolos Vermelho-Amarelos representa 72% da cobertura pedológica da área e associações com Neossolos Quartzarênicos, litólicos e flúvicos. Farias (2016) refez e aprofundou Ernesto Sobrinho et al (1987) numa dissertação de mestrado e apontou o material de origem como responsável pela gênese e diversidade de solos na área. Souza (2024) apontou que a desidratação do solo acompanha a sua oxidação, formando massas de solo cimentadas por óxidos de Fe e não desagregáveis em água.

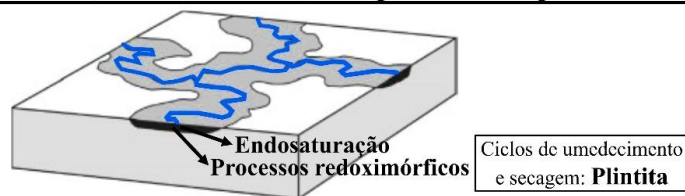
Marques (2019), propôs um modelo evolutivo para os Latossolos da Formação Serra dos Martins no Agreste do estado da Paraíba (Figura 3) utilizando uma abordagem pedogenética, e segundo o autor; inicia-se quando a paisagem era um sistema fluvial meandrante no Paleoceno-Eoceno, com posterior etchplanção (formação de Petroplinita e couraça com controle estrutural) e inversão do relevo, no Eoceno. Durante esse momento sopé, os sedimentos trazidos pela gravidade

foram passando por processos redoximórficos e cimentação com encouraçamento do pacote sedimentar. Retifica essa discussão as idades dos ciclos de denudação pós-cretácea do maciço da Borborema, que forneceu arenitos e conglomerados paleógenos (Luz et al., 2015).

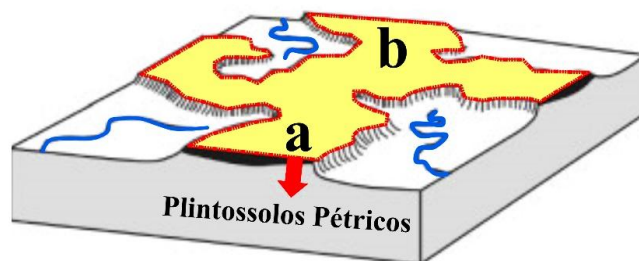
Corroborar essa discussão o fato da plintitização ocorrer concomitante à deposição na fase de sopé através dos ciclos de umedecimento e secagem que eram influenciados por mudanças climáticas recorrentes dessa região, como relatado por Souza (1987) e posteriormente comprovado por datação de traços de fissão em apatita (AFTA), que sugeriram que a FSM foi depositada entre 64 e 25Ma (intervalo Paleoceno – Oligoceno) (Morais Neto et al., 2008), e a idade obtida dos óxidos/hidróxidos de ferro por meio do método (U-Th)/He (Lima, 2008), indicam 20Ma de formação. Correlativo a esse processo, a latossolização avançou.

Estas mesetas em sua maioria hoje funcionam como morros testemunhos devido a denudação, principalmente no evento Cariris Velhos, como retrato por Maia et al. (2014; 2016). Evento esse compreendido como deformação das coberturas terciárias (Plio-Pleistoceno) do Planalto da Borborema por Moraes Neto e Alkmim (2008).

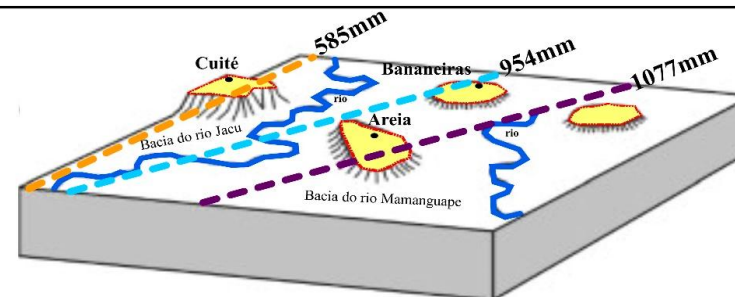
Etapa 1 (planície de inundação)
Sistema fluvial meandrante do Paleoceno-Eoceno:
deposição de arenitos, seixos e caulinita, e diagênese de conglomerados.



Etapa 2 (Inversão do relevo)
A partir do Eoceno houve a Etchplanação: numerosos ciclos de umedecimento e secagem transformaram Plintita em Petroplintita e consequentemente houve a formação da couraça, que sustentou a inversão da superfície basal. Na posição de topo e em condições mais úmidas a couraça foi sendo dismantelada (alteração in situ), via Latossolização no interior das mesetas, e Plintossolos Pétricos concrecionários se formaram nas bordas. Estes Plintossolos formam um cinturão: “a” que estabiliza as superfícies planares latossólicas “b”



Etapa 3 (mesetas homoclinais)
Erosão diferencial regional no Plioceno denudou a superfície periférica e surgiram as mesetas homoclinais disjuntas. A Latossolização em condição de chuvas orográficas desestabilizou a hematita que hidratada formou a goethita.



Etapa 4 (Espessamento dos Latossolos)
Climas mais úmidos no Plioceno acentuaram o espessamento dos Latossolos goethíticos;
No Holoceno Médio tem-se início a gênese dos horizontes A que se espessou até 120cm apenas em Areia e está datado em 6.150 A.P.

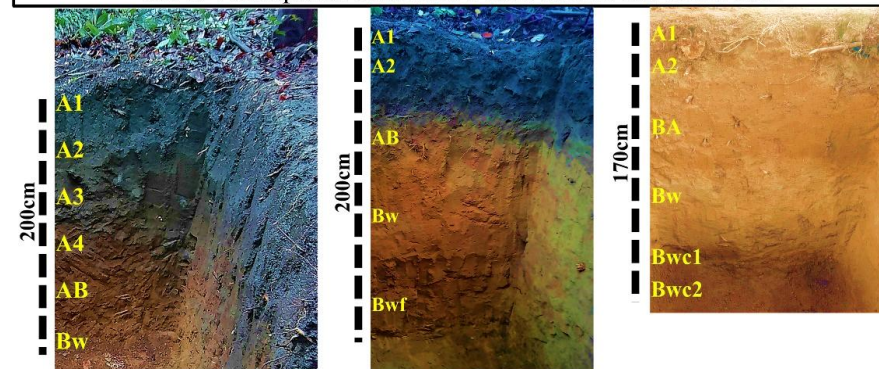


Figura 3. Gênese dos Latossolos da FSM. Fonte: Marques (2019).

2.6 A Formação Serra dos Martins (laterização) no Planalto da Borborema

A geomorfologia do Nordeste Setentrional brasileiro foi tradicionalmente estudada por pesquisadores como Ab'Saber (1964, 1969), Bigarella e Andrade (1965), Bigarella e Mousinho (1966), Mabsone e Castro (1974) e Souza (1988). Esses autores desenvolveram uma visão climática das paisagens da região, considerando os pulsos de soerguimento pós-cretáceo. Durante o Quaternário, as flutuações climáticas das glaciações (caracterizadas pela predominância da morfogênese mecânica) e das interglaciações (com predominância da morfogênese química) contribuíram para moldar essas paisagens.

Além disso, os estudos de geomorfologia estrutural, conduzidos por Peulvast e Claudino Sales (2004, 2006), Peulvast et al. (2008), Bétard e Peulvast (2011, 2015), Maia e Bezerra (2014) e Claudino Sales (2016), foram relevantes na interpretação dos processos de rifte e pós-rifte, bem como na análise de sua influência climática. Esses pesquisadores destacam que um dos principais eventos estruturais na gênese e evolução do relevo da região foi o soerguimento flexural do continente, iniciado no Paleógeno com a deposição das formações Barreiras e Serra dos Martins no Mioceno (LIMA, 2008), e a formação das superfícies de aplainamento sertanejas entre o Mioceno e o Pleistoceno (Claudino Sales, 2016).

Feio (1954) sugeriu que o Planalto da Borborema teria sido afetado por no mínimo três ciclos de soerguimento: um primeiro pulso teria elevado o nível superior inicial da província, de 650-700m para cerca de 800-900m, sendo posteriormente erodido; o produto dessa erosão corresponderia atualmente aos depósitos da Formação Serra do Martins. Um novo alçamento do planalto o conduziria para as cotas atuais desenvolvendo, a partir destas, o ciclo do Baixo Sertão entre cotas de 300 a 100m.

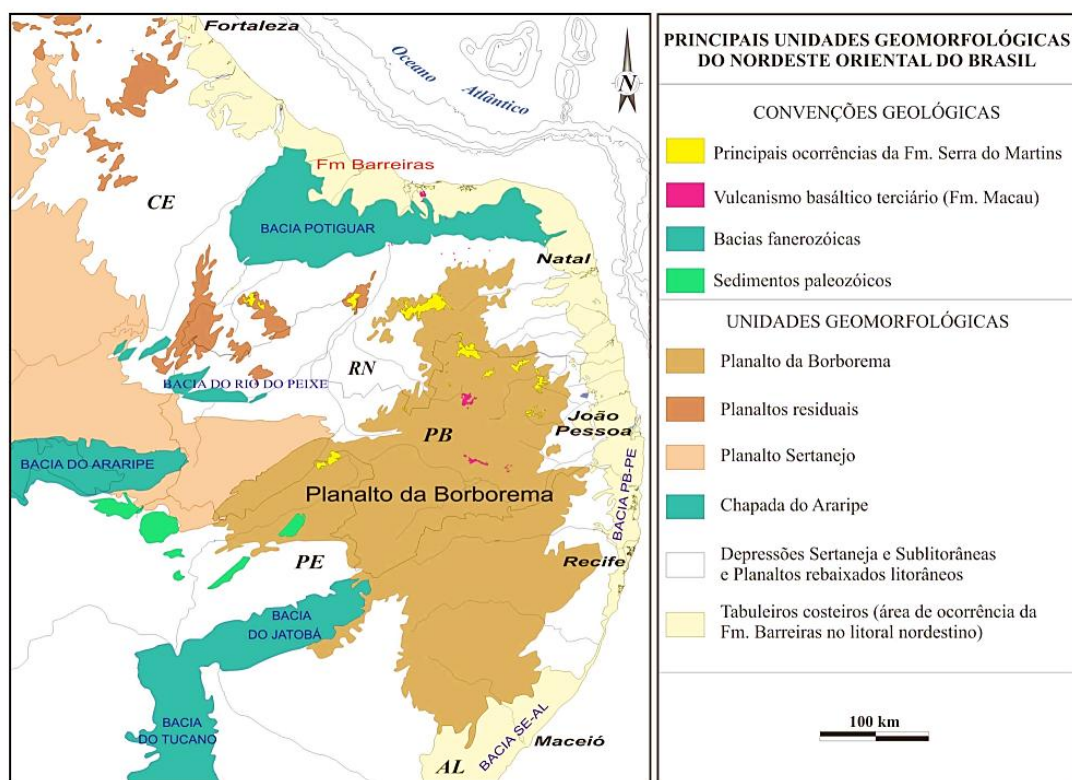


Figura 4. Unidades geomorfológicas do nordeste setentrional. Fonte: Feio (1960).

De acordo com Menezes (1999) as primeiras referências à FSM datam do início do século, quando Crandall (1910) ao estudar o Planalto da Borborema considerou que este foi um extenso peneplano que foi alçado e dissecado guardando testemunhos de uma antiga superfície de peneplanação como capeamentos sedimentares testemunhos. Estes capeamentos estão cartografados em mapas geológicos pioneiros da região, como o elaborado por Sopper (1913). Porém, foi Moraes (1924) que estudou sistematicamente estes depósitos. Ao estudar tais depósitos na serra homônima no Rio Grande do Norte, Moraes (1924) denominou esses litótipos de “Série Serra do Martins. Mabesoone (1966), ao reavaliá-los elevou estes litótipos à categoria de “Formação”.

Segundo King (1956), este relevo corresponde a remanescentes do grande aplainamento resultante do ciclo de erosão sul-americano, que se desenvolveu do Eoceno ao Plioceno. Para Dresch (1957), corresponde a superfície “infracouraçada”, caracterizada pela capa laterítica dissecada em vários restos de uma capa sedimentar. Bigarella e Ab'Saber (1964), afirmam que os sedimentos dessa formação encontram-se

em altitudes correspondentes ao pediplano superior da região (Pd2), e segundo Ab'Saber (1969), estendendo-se pela superfície Borborema.

Conforme Bigarella (1976), o pediplano Pd2 tem melhores remanescentes na elevação de 700-800 metros, bem representada na Serra de Camarã, na fronteira dos Estados do Ceará, Rio Grande do Norte e Paraíba, na Serra do Orobó em Pernambuco e nas Serras do Martins, João do Vale, Santana e Cuité.

Segundo Morais Neto e Alkimim (1998) no Brejo paraibano, estas "serras" apresentam-se como tabuleiros, com cotas variáveis entre 500-630 metros. As unidades siliciclásticas lá presentes são divididas nas formações Serra do Martins (Moraes, 1938) e Barreiras (Assis, 1985; anteriormente caracterizada como Formação Solânea por Assis (1967). Assis (1967) propôs a denominação de Formação Solânea para as coberturas sedimentares no topo de serras na região do Brejo Paraibano. mas a frente,

Ainda segundo Morais Neto e Alkimim (1998), o grupo Barreiras ocorre, em discordância, sobreposta à Formação Serra do Martins nas serras de Solânea-Bananeiras. Os sedimentos do grupo Barreiras são areno-argilosos, com frequentes lentes de conglomerados. Ocorrem geralmente caulinizados e/ou oxidados, com aspecto variegado semelhante ao das falésias do litoral nordestino. A discordância entre as duas formações é marcada por uma superfície erosional, nem sempre perceptível nos afloramentos. Na extremidade leste da serra de Araruna foram encontrados sedimentos siltico-argilosos sobre as crostas lateríticas que capeiam a Formação Serra do Martins. Esse fato indica que o Grupo Barreiras pode ter ocupado uma área muito mais ampla do que se permite supor.

Menezes e Freire (1984) reportou a ocorrência da formação Serra dos Martins em Parajurú-CE. Gonzaga (1987), em Portalegre-RN associou os litótipos da Serra dos Martins a depósitos de leques aluviais. Rodrigues Júnior (1989), em Cerro Corá, estudou a Serra de Santana e atribuiu uma origem fluvial para os arenitos. Assim como Menezes e Lima Filho (1997) também atribuíram uma origem fluvial no município de Portalegre, sendo composto por em quatro fácies principais: Fácies A: arenitos finos, siltosos, maciços, com seixos dispersos; Fácies B – horizontes conglomeráticos maciços; Fácies C – arenitos finos, médios a grossos e grossos a conglomeráticos, e Fácies D – siltitos a argilitos, vermelhos, bioturbados. De acordo com Menezes e Lima Filho (1997), estas fácies são representativas de um sistema fluvial entrelaçado a

meandrante grosso. O estudo mais amplo sobre o contexto sedimentológico e estrutural da FSM foi realizado por Menezes (1999) nos platôs de Portalegre, Martins e Santana/RN.

Morais Neto e Alkimim (1999) fez um estudo estrutural, sedimentológico e geocronológico realizado no capeamento sedimentar das serras de Cuité, Bom Bocadinho, Araruna, Dona Inês e Solânea-Bananeiras, no estado da Paraíba, revelou que a FSM sofreu um importante pulso de soerguimento sob a influência de um campo de tensões com forte componente compressional, que segundo Marques (2019) ocasionou juntas e falhas que podem ser vislumbradas no pacote sedimentar com veios de quartzo alterados, gretas de contração preenchidas por arenito e estratificação cruzada.

2.6.1 A deposição

Menezes (1999), identificou nas serras de Portalegre, Martins e Santana, quatro tipos de depósitos fluviais: fundo de canal, preenchimento de canal, transbordamento de canal e de planície de inundação. Os depósitos de fundo de canal e preenchimento de canal são depósitos de alta energia e são caracterizados pelos arenitos médios, grossos a muito grossos. Os horizontes com seixos de quartzo e clastos de argila, que ocorrem associados aos estratos dos arenitos grossos a muito grossos e conglomeráticos, caracterizam reativação de deposição. Os depósitos de transbordamento de canal se formam em condições de energia baixa a moderada e foram interpretados como arenitos finos a siltosos, com vários níveis de bioturbação.

Ainda segundo a autora, os limites entre os depósitos de transbordamento e de preenchimento de canal são caracterizados por lentes conglomerática com seixos de argila, a qual marca o início do transbordamento. Toda a sequência é capeada (de forma discordante) novamente pelos arenitos grossos a muito grossos dos depósitos de preenchimento de canal, marcando assim a retomada da deposição em alta energia e provável alargamento do canal. Os depósitos de planície de inundação são ambientes de baixa energia e foram interpretados para os arenitos finos e siltosos, os quais contêm bioturbações, marcas de raízes e gretas de contração. Os depósitos se integram em um modelo de um sistema fluvial entrelaçado a meandrante grosso instalado sobre litótipos do embasamento cristalino.

2.6.2 Petrografia

A petrografia revela em média, 60% a 70% dessas rochas são constituídas de grãos detríticos, angulosos a subangulosos (Menezes, 1999). O quartzo representa 99% desses grãos. Este mineral está presente em todas as fácies, sendo predominantemente monocristalino, e policristalino ocorre raramente nas fácies mais grossas. Tanto o quartzo monocristalino quanto o policristalino mostram bordas extremamente corroídas. A predominância do quartzo monocristalino sugerem que este mineral deve ser proveniente de rochas plutônicas (Mabessone et al., 1972). Os constituintes acessórios representam 1% da composição e são caracterizados pela presença de muscovita, turmalina, zircão, rutilo, leucoxênio, anatásio e estauroлита na forma de traço.

A matriz, embora quase inexistente, ocorre como constituinte traço, caracterizada por argilas de infiltração. E o cimento é constituído de argilas, óxidos e hidróxidos de ferro e sílica. A intensa caulinitização em todas as fácies conduz à interpretação de que, inicialmente, o ambiente de deposição foi afetado por processos de lixiviação, repercutindo na dissolução de feldspatos e micas. A presença de caulinita, sob a forma vermicular, indica que essa lixiviação deve ter ocorrido em condições eodiagenéticas, ou seja, próximo ao ambiente de deposição e controladas pela água, sob clima úmido.

Após essa lixiviação, a intensa cimentação por sílica, encontrada sobretudo nas fácies mais próximas ao topo dos platôs estudados, atinge até mesmo as caulinitas, que normalmente aparecem dissolvidas e substituídas por opala, numa evidência direta de que o ambiente superficial passou de condições lixiviantes para fortemente concentradoras em sílica como resultado, muito provavelmente, de uma mudança para condições climáticas secas, atrelada a isso a ferrificação evidenciado pela precipitação de óxidos e hidróxidos de ferro. A precipitação de óxidos e hidróxidos de ferro, respectivamente sob a forma de hematita e goethita nas fácies arenitos médios e grossos, siltitos e argilitos. A goethita também constitui o único cimento das fácies de arenitos. Em algumas amostras, a ferrificação parece ter sido posterior à silicificação, substituindo a sílica e, em alguns locais, preenchendo todo o espaço intergranular da rocha. Na maioria das vezes, esse processo também parece ocorrer concomitantemente à

precipitação da sílica, formando agregados colomorfos botrioidais e crostas colomorfas de óxido de Fe (Menezes, 1999).

2.6.3 Aspectos geomorfológicos, pedológicos e geocronológicos

Os processos de laterização e alteração pedológica associados à FSM foram investigados por alguns estudos, como Nunes e Espindola (1993, 1990 e 1985), Menezes (1999), Morais Neto & Alkmim (2001), Morais Neto, Green, Karner, Alkmim (2008), Lima (2008) e Souza et al. (2023).

Os processos de laterização e alteração pedológica associados à FSM foram investigados por alguns estudos, como Nunes e Espindola (1993, 1990 e 1985), que buscaram compreender a semelhança entre os Latossolos da Formação Serra de Santana e da Serra do Cuité com outros Latossolos no mundo e compreenderam que os aspectos pedogenéticos são comuns a todos, como o fator climático da humidade que acarreta intensificação do intemperismo, fator relevo que reconfigura a paisagem de borda em novas unidades geomorfológicas a partir da instalação da drenagem, o fator tempo, que é maior nas áreas preservadas e menor nos sedimentos e solos desmontados na borda, o fator organismos, que intensifica o intemperismo, e o fator materiais de origem, que o material previamente enferrujado, sendo mais uniforme na Formação Serra dos Martins em comparativo a Formação Barreiras.

Menezes (1999), traz dados que indicam que a deposição e evolução da FSM é composta predominantemente por arenitos médios a grossos, mal selecionados, com intercalações de conglomerados e níveis argilosos. As estruturas sedimentares observadas incluem estratificação cruzada e laminação plano-paralela, sugerindo deposição em ambientes fluviais e lacustres e ocorreu entre o Oligoceno e o Mioceno, sob influência de processos morfoclimáticos regionais, principalmente clima e vegetação. Os platôs de Portalegre, Martins e Santana representam remanescentes de uma paisagem mais ampla,

Morais Neto & Alkmim (2001), dessa interpretação da deposição da FSM e discute que ela é considerada anterior ao vulcanismo terciário da Formação Macau, ativo do Eoceno ao Mioceno. Essa relação sugere que a FSM foi depositada antes desses eventos vulcânicos, possivelmente durante o final do Cretáceo ou início do Paleógeno.

Morais Neto, Green, Karner, Alkmim (2008), estudaram através de fissão em apatita e entenderam que a idade de Deposição ocorreu entre o final do Cretáceo e o início do Paleógeno, aproximadamente entre 70 e 60 milhões de anos atrás e que os dados sugerem que, após a deposição, a FSM foi soterrada por sedimentos adicionais, alcançando temperaturas suficientes para zerar os sistemas de traços de fissão em apatita e zircão. Posteriormente, durante o Paleógeno e Neógeno, a região experimentou um soerguimento significativo, resultando na erosão dos sedimentos supracrustais e na exposição atual da FSM

Lima (2008) analisou os processos de intemperismo nas superfícies elevadas do Planalto da Borborema, especialmente na Formação Serra dos Martins, utilizando datações isotópicas como $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e $(\text{U-Th})/\text{He}$. Os resultados indicaram que os perfis de intemperismo se formaram entre 20 e 5 milhões de anos atrás (Mioceno), sob um clima quente e úmido, favorável ao intemperismo químico. A presença de crostas lateríticas em altitudes superiores a 700 metros sugere um período prolongado de estabilidade tectônica seguido por mudanças climáticas significativas.

Souza et al. (2023), estudaram a FSM na Formação Santana, no Seridó Potiguar, e compreenderam que erosão diferencial resultou na formação de platôs isolados, onde ocorreu a formação de Latossolos e Plintossolos. A relação $\text{TiO}_2/\text{ZrO}_2$ na fração areia, determinada por fluorescência de raios X, revelou horizontes enterrados datados de 18 mil anos que refletem as condições ambientais desde o Último Máximo Glacial até o Holoceno. Eles argumentam que, durante essa fase, ocorrida entre 26.000 e 19.000 anos atrás, o clima era significativamente mais úmido do que o atual, permitindo a formação desses solos numa paisagem com uma vegetação densa, diferente da Caatinga atual, o que favoreceu a pedogênese intensa. Evidências geoquímicas e micromorfológicas indicam que esses solos passaram por intenso intemperismo químico, refletindo condições climáticas mais favoráveis à lixiviação e a lateritização. Com a transição para o Holoceno, os autores observam que o clima se tornou progressivamente mais seco, levando à erosão e exposição dos antigos horizontes do solo, além da substituição da vegetação densa pela Caatinga atual.

Esses processos são fundamentais não apenas para a compreensão da evolução pedológica da região, mas também geomorfológica, uma vez que as mesetas onde tais couraças são encontradas estão entre as evidências de etchplanação do Planalto da

Borborema, sendo, por isso, indicadores das transformações ambientais e pedogenéticas ao longo do tempo (Morques, 2019). Conforme demonstrado por Maia et al. (2016), a inversão do relevo nos maciços de Portalegre e Martins, situados no estado do Rio Grande do Norte, resultou da erosão diferencial do embasamento e da tectônica sin e pós-rifte, destacando-se a exumação de plútons graníticos resistentes, mas também do capeamento arenítico laterizado da Formação Serra dos Martins como fatores fundamentais na preservação dos altos topográficos e superfícies somitais. Isso mostra que os solos com horizontes concrecionários e litoplínticos constituem sentinelas das mudanças na paisagem e oferecem insights sobre a interação entre pedogênese e dinâmica do relevo.

Na perspectiva biogeográfica, as mesetas também aportam as paisagens úmidas de exceção dos Brejos de Altitude, que se destacam por abrigarem vegetação típica de florestas ombrófilas e áreas de transição, formando verdadeiros refúgios ecológicos em contraste com o entorno seco. Do ponto de vista paleogeográfico, os Brejos de Altitude possuem grande relevância como testemunhos das mudanças climáticas e ambientais que ocorreram ao longo do Quaternário. (Moraes Neto, Green, Karner, Alkmim (2008)

Durante períodos mais úmidos do passado, essas áreas teriam funcionado como corredores de dispersão para espécies de clima tropical úmido. Já em períodos mais secos, atuaram como refúgios, contribuindo para a preservação de biomas relictuais e permitindo a sobrevivência de espécies endêmicas e sensíveis à aridez (Ab 'Saber, 2003). Como resultado pedológico, essas áreas contêm espessos horizontes húmicos, portadores de alto conteúdo de matéria orgânica, uma verdadeira anomalia para o clima semiárido atual. (Nunes e Espindola, 1982).

A porção superior dos arenitos da FSM frequentemente apresenta silicificação ou é protegida por duricrostas ferruginosas. Essas características auxiliam na preservação do relevo pretérito e atual, protegendo contra a ação dos processos erosivos, incluindo aqueles atuantes nas escarpas (Maia et al., 2016; Angelim et al. 2006). Segundo Lima (2008), diversos autores Dresh (1957) Ab'Saber (1969) e Mabessone et al. (1972) descrevem a ocorrência dessa crosta laterítica presente no alto da Superfície da Borborema criando uma superfície tabular.

Campos e Silva (1969), ao analisar as rochas sedimentares encontradas no topo das serras de Martins e Santana, propuseram a adoção de duas fácies principais. A

primeira seria basal e caulinitica, com algumas camadas conglomeráticas, enquanto a segunda seria superior e arenítica, também com granulometria conglomerática e frequentemente apresentando-se silicificada. Esta última teria sido afetada por fenômenos de laterização. O desenvolvimento desta duricrosta a partir de níveis concrecionários lateríticos representa uma das principais contribuições para os processos de inversão de relevo, especialmente na manutenção do topo com uma morfologia tabular (Oliveira, 2019).

Datações de Moraes Neto et al. (2008) com dados de traços de fissão em apatita (AFTA), indicam que a Formação Serra do Martins foi depositada no intervalo entre o Paleoceno e Oligoceno, com uma idade estimada entre 64 e 25 milhões de anos. Já Lima (2008), utilizando o método (u-Th)/He, sugere uma idade mínima de 20 milhões de anos para a deposição dos sedimentos. Luz et al. (2015), sugere que os arenitos conglomeráticos da Formação Serra do Martins resultam da denudação pós-cretácea do maciço da Borborema.

Em Portalegre e Martins (RN), numerosos trabalhos foram realizados com foco na influência da reativação na Zona de Cisalhamento Portalegre (ZCP), a exemplo de Barros (1998), Nóbrega (2004), Maia e Bezerra (2014), Nogueira et al. (2015), Peulvast; Bétard (2015), Maia et al. (2016), Oliveira et al. (2018), Queiroz (2021), Queiroz et al. (2021).

3 MATERIAL E METODOS

3.1 Área de estudo

As áreas de estudo desta pesquisa estão localizadas nos municípios de Areia, Bananeiras e Cuité (Figura 5), estão inseridos na unidade geoambiental do Planalto da Borborema, no Estado da Paraíba, especificamente em mesetas.

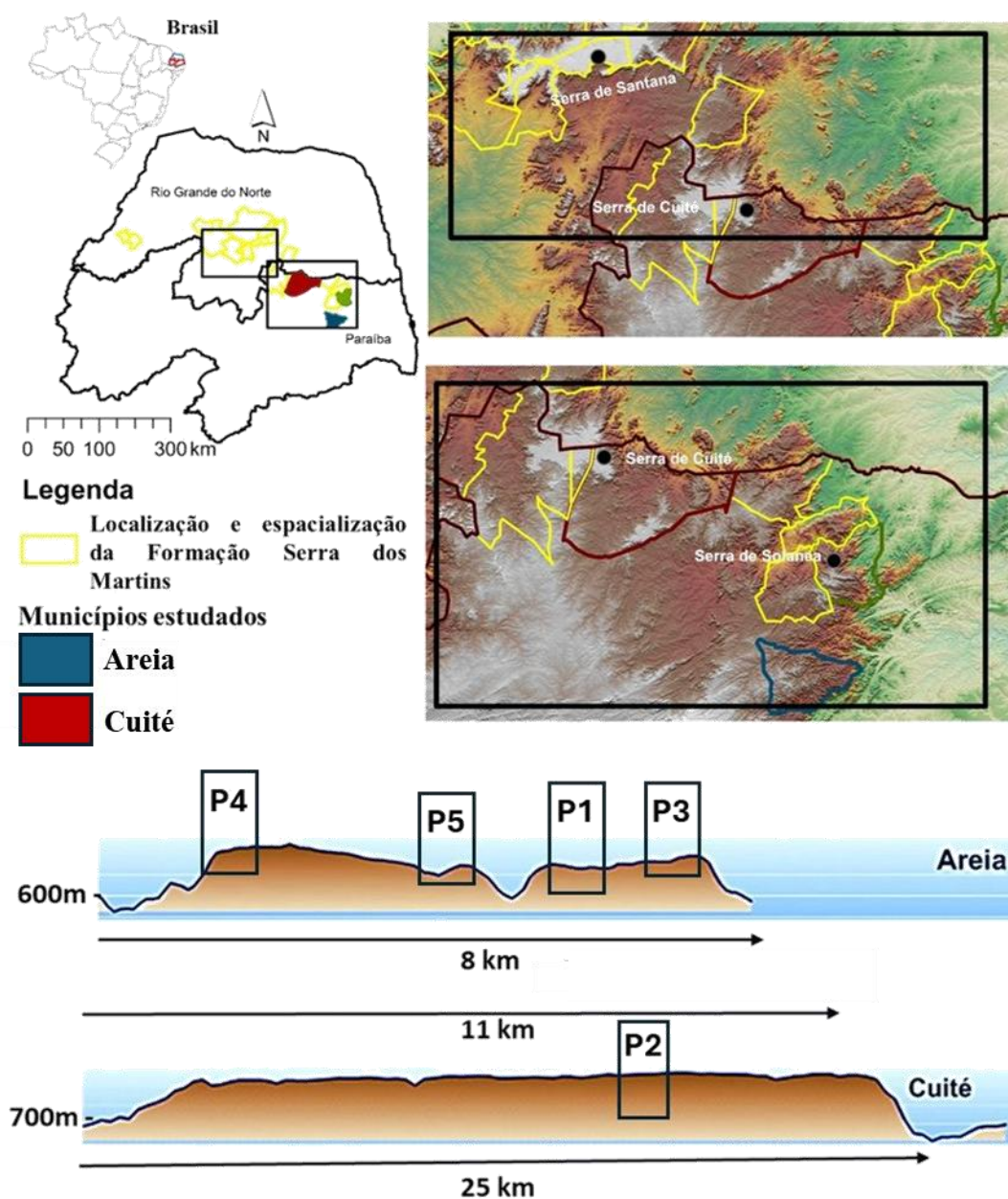


Figura 5. Mapa de localização da área de estudo.

Areia está localizada na microrregião do Brejo Paraibano e mesorregião do Agreste paraibano (Figura 6^a), a aproximadamente 130 km de João Pessoa, com uma área de 266,596 km² e uma população estimada em 22.633 habitantes em 2022 (IBGE, 2024). Está inserido no domínio climático tropical quente e úmido ("As" segundo Köppen) do Brejo de Altitude paraibano (Alvares et al., 2013), apresenta uma pedogênese fortemente influenciada por sua singularidade ambiental. A elevada pluviosidade orográfica (média anual de 1.305 mm), resultante do relevo que força a ascensão de massas de ar úmidas (Costa, Marques e Arruda, 2018), sob a influência de temperaturas menos elevadas (média anual de 23,5 °C).

O relevo acidentado, caracterizado por um conjunto de morros, áreas de metamorfismo regional e superfícies planas modeladas por processos de aplanamento (Costa, Marques e Arruda, 2018), impõe um dinamismo erosivo significativo, limitando o acúmulo de material intemperizado em vertentes mais inclinadas e promovendo o transporte de sedimentos para as áreas de menor declive, onde a deposição favorece a formação de solos distintos, muitas vezes com características aluviais ou coluviais. A área do município é geomorfologicamente complexa, incluindo o Piemonte oriental, Morros de metamorfismo, Mesetas homoclinais e um Complexo de ombreiras (Costa, Marques e Arruda, 2018), cada compartimento contribuindo para a diversidade de solos encontrados (Figura 6b,c). Segundo Marques (2019), são identificados no município Latossolos, Argissolos (Figura 6d), Cambissolos e Gleissolos. Esses solos possuem grande importância agrícola, sendo extensivamente utilizados para pastagem, que ocupa aproximadamente 59,5% da área municipal (Marques et al., 2014).

A atuação da biota, tanto a vegetação nativa remanescente da Mata Atlântica (Figura 6e), quanto as diversas formas de uso da terra implementadas ao longo do tempo, exercem um controle substancial sobre os processos pedogenéticos em Areia. A densa cobertura florestal original contribuiu para a acumulação de matéria orgânica, a ciclagem de nutrientes e a proteção do solo contra o impacto direto das gotas de chuva, influenciando a estrutura e a fertilidade dos horizontes superficiais. A substituição da vegetação nativa por sistemas agrícolas diversificados, historicamente marcados pela cultura da cana-de-açúcar e, posteriormente, por outras atividades, introduziu novas dinâmicas de manejo que alteraram a taxa de incorporação de matéria orgânica, a suscetibilidade à erosão e o balanço de nutrientes. Adicionalmente, o fator tempo é crucial, pois a longa história de atuação dos demais fatores, moldando o perfil do solo ao longo de eras geológicas e séculos de ocupação humana, resulta

na complexa variedade de classes de solos observadas no município, cada uma refletindo uma trajetória pedogenética particular.

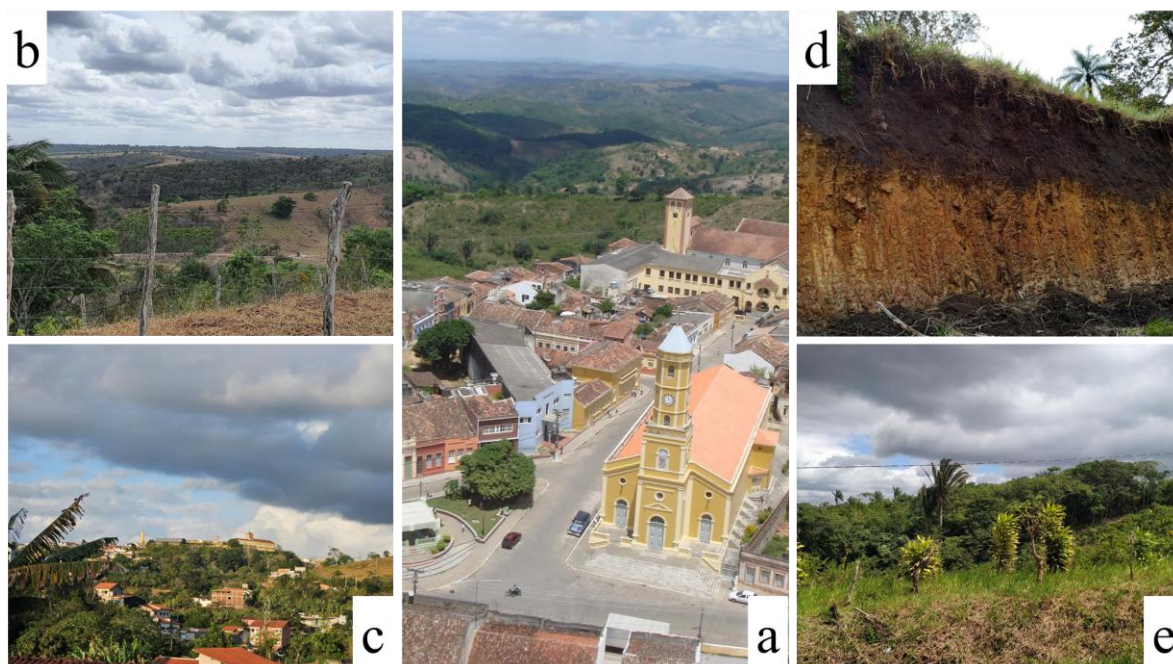


Figura 6. Aspectos do município de Areia-PB. Fontes: Figura a (arquivo de internet). Figuras b,c,d,e: o autor.

O município de Cuité tem uma área de 741,840 km², uma população de 20.205 habitantes, e está inserido na região do semiárido brasileiro, mesorregião do Agreste e microrregião do Curimataú paraibano, a aproximadamente 127 km de João Pessoa (IBGE, 2024). É primariamente condicionado por um regime climático caracterizado como "BSh" (semiárido quente) segundo Köppen (Alvares et al., 2013), com baixa pluviosidade (média anual de 735 mm) e elevadas taxas de evaporação, o que influencia diretamente a intensidade e o tipo de intemperismo do clima atual (Figura 7^a,b,c). O material de origem predominante é a Formação Serra dos Martins, com conglomerados e laterita. São identificados no município Latossolos, Argissolos, Cambissolos e Neossolos (Marques, 2019).

A biota, adaptada às condições de aridez do Bioma Caatinga, exerce um papel fundamental na dinâmica dos solos de Cuité. A vegetação esparsa e adaptada à seca contribui com uma menor quantidade de matéria orgânica ao solo em comparação com biomas mais úmidos, influenciando a estrutura e a fertilidade dos horizontes superficiais. A decomposição

lenta da matéria orgânica, devido à baixa umidade, e a rápida mineralização dos nutrientes sob altas temperaturas são processos característicos (Figura d,e).

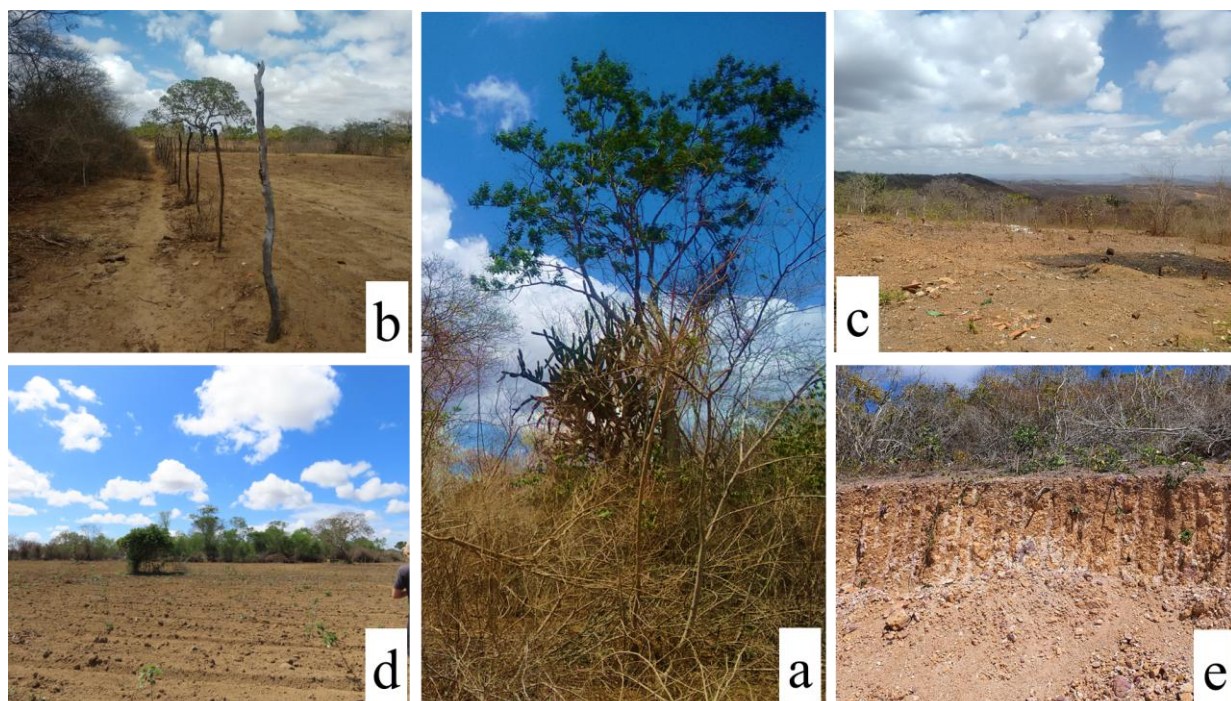


Figura 7. Aspectos do município de Cuité-PB. Fonte: o autor.

3.2 Procedimentos metodológicos

3.2.1 Etapa 1 Pré-campo

Nesta etapa foi realizada pesquisa bibliográfica de trabalhos sobre o tema couraças e sinônimos (duricrusts, iron crust, ferricrete, etc.) e sobre os processos de alteração em climas tropicais, envolvendo reações físico-químicas e seus principais produtos geoquímicos, mineralógicos e texturais. Foram pesquisados trabalhos que descreviam as couraças, os solos, a geologia e geomorfologia da área. Além disso, foi realizado levantamento dos produtos cartográficos até então existentes para a região em estudo, tais como cartas geomorfológicas, geológicas, base hidrográfica e imagens de satélites. Todos os dados obtidos com essas pesquisas foram utilizados para planejar o trabalho de campo e traçar um plano de amostragem.

3.2.2 Etapa 2 Trabalho de campo

Os trabalhos de campo tiveram como objetivo principal realizar um levantamento sistemático das áreas de couraças ferruginosas expostas, buscando compreender sua

distribuição nos perfis de solos e relação com a paisagem das mesetas. A etapa inicial consistiu na análise detalhada de imagens de satélite e ferramentas de sensoriamento remoto, como o Google Earth, para identificar as mesetas e suas bordas que são as áreas que apresentassem potencial para a exposição das couraças. Com base nesses levantamentos preliminares, foram realizadas visitas a campo em diversas localidades, visando selecionar perfis representativos para amostragem, levando em consideração sua distribuição lateral, características macromorfológicas e inserção na paisagem geomorfológica.

O reconhecimento detalhado das áreas de estudo, aliado à análise das exposições de couraças e aos objetivos da pesquisa, fundamentou a escolha de perfis em duas posições geomorfológicas distintas: o núcleo central e as bordas das mesetas. Nas bordas, as couraças apresentavam-se predominantemente expostas e fragmentadas, refletindo maior erosão e remobilização dos materiais. Já no núcleo central, as couraças estavam igualmente fragmentadas e associadas a espessos mantos latossólicos, caracterizados por horizontes húmicos bem desenvolvidos, sugerindo condições diferenciadas de formação e preservação pedológica.

Ao todo, foram descritos e amostrados (amostras deformadas e indeformadas) cinco perfis representativos: três localizados nas bordas e dois no núcleo central das mesetas. Cabe destacar que este estudo adotou uma abordagem pedológica para a análise das couraças, priorizando a classificação dos perfis onde essas estruturas afloram como perfis de solos. Dessa forma, ao longo de todo o trabalho, os perfis serão descritos e analisados de acordo com sua denominação taxonômica. Os perfis localizados nas porções centrais foram classificados como Latossolos e Argissolos, enquanto os perfis situados nas bordas foram identificados como Plintossolos Pétricos. Essa escolha se fundamenta no interesse em correlacionar a presença de couraças ferruginosas com a evolução pedogenética das áreas de estudo. Embora o foco principal esteja na formação e degradação desses materiais cimentados, é essencial que essa análise seja conduzida em consonância com o contexto pedológico. Somente dessa forma foi possível estabelecer relações adequadas entre esses processos e as condições ambientais, permitindo uma interpretação mais integrada da dinâmica pedogeomorfológica da região. Essa abordagem segue os critérios e as recomendações descritas por Santos et al. (2015) para a caracterização e descrição de solos. Além disso, os perfis foram classificados até o quarto nível hierárquico, de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SBCS), conforme Santos et al. (2018).

Adicionalmente, amostras de couraças foram coletadas em perfis extras de alteração situados na borda das mesetas para análises micromorfológicas e mineralógicas. Essas amostras correspondem a níveis contínuos de couraça que, devido à ação antrópica ou à própria erosão natural, já haviam perdido grande parte dos horizontes superiores. É provável que esses níveis representem remanescentes da couraça contínua original da área, sem apresentar o caráter concrecionário observado nos perfis selecionados para estudo. A síntese dos perfis é apresentada na Tabela 1 e ilustrados na Figura 4.

Tabela 1. Perfis de solos contendo couraças descrito e amostrados

Município	Altitude	Solo ou fácies	Análises
Areia	653	P1 - LATOSSOLO AMARELO húmico Distrófico petroplintico	Macromorfologia, química, física, mineralogia, micromorfologia e $\delta^{13}\text{C}$
		P3 - PLINTOSSOLO PETRICO concrecionário	
		P4 - PLINTOSSOLO PETRICO concrecionário	
		P5 - PLINTOSSOLO PETRICO concrecionário	
Cuité	750	P2 - ARGISOLO AMARELO eutrófico concrecionario	Macromorfologia, química, física, mineralogia, micromorfologia e $\delta^{13}\text{C}$
Bananeiras	599	Amostras extras de couraça contínua, nódulos e concreções	Micromorfologia e mineralogia

3.2.3 Etapa 3 Laboratório

As amostras coletadas foram submetidas a análises físicas, químicas, mineralógicas e micromorfológicas, conforme descrito a seguir. As análises físicas incluíram a determinação da granulometria pelo método da pipeta, conforme metodologia de Teixeira et al. (2017). e foram realizadas no Núcleo de Solos e Mineralogia do Instituto Nacional do Semiárido (INSA).

As análises químicas envolveram ataque sulfúrico, determinação de pH em H₂O e KCl, e a quantificação dos teores trocáveis de Ca, Mg, Na, K, Al, H+Al, P total e teor de carbono orgânico. O método utilizado para a determinação do carbono orgânico foi Walkley-Black (Walkley; Black, 1934), conforme os protocolos da EMBRAPA (1997).

A caracterização mineralógica foi realizada nas frações de cascalho, areia e argila, utilizando lâminas escavadas (método em pó), de acordo com EMBRAPA (2017). Os parâmetros de ajuste incluíram fenda de 1,0 mm, intervalo angular (2 θ) de 3–70°, tempo de leitura de 2,0 s, passo de 0,0125, além de “anti-scatter slit” e abertura de detector de 3,0° (99 canais). Qual equipamento (marca e modelo)? A identificação das fases minerais foi feita com base no espaçamento interplanar (dhkl) dos picos de difração, por meio do programa EVA do D-2 Phaser. Essas análises também foram realizadas no Núcleo de Solos e Mineralogia do INSA.

As análises micromorfológicas foram baseadas em amostras indeformadas, a partir das quais foram confeccionadas lâminas delgadas e polidas, seguindo as recomendações de Castro e Cooper (2019). A descrição dessas lâminas seguiu os critérios estabelecidos por Stoops et al. (2010), Stoops (2003) e Delvigne (1998) e foi realizada com um microscópio óptico trinocular Zeiss Axioskop 40, equipado com câmera integrada para registro de fotomicrografias. Essas análises foram conduzidas no Laboratório de Microscopia Óptica do Departamento de Geografia da UFMG.

Para a mensuração de isótopos estáveis de carbono ($\delta^{13}\text{C}$), amostras foram coletadas em triplicata a cada 10 cm, até uma profundidade de 150 cm em cada perfil. As amostras foram e seca em TFSA, preparadas e enviadas ao Centro de Isótopos Estáveis Prof. Dr. Carlos Ducattida no Instituto de Biociências da Universidade Estadual Paulista (UNESP), campus Botucatu, onde foram analisadas conforme o método de Pessenda et al. (2005). Esse procedimento permitiu a determinação das razões isotópicas de carbono na matéria orgânica do solo.

Na natureza, cada elemento possui um isótopo predominante “leve”, como é o caso do carbono, onde o isótopo (^{12}C) é o mais comum, e um isótopo “pesado” (^{13}C). A diferenciação entre os isótopos do carbono nas plantas ocorre por meio de processos biológicos no ciclo da fotossíntese (Berrier & Prosser, 1996). Estudos paleoambientais que utilizam isótopos baseiam-se no fato de que a composição isotópica se mantém relativamente constante e estável ao longo dos estratos dos ecossistemas. A composição isotópica do carbono é expressa pela razão entre os átomos de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ presentes na amostra. Devido ao seu valor diminuto, essa razão é indicada em partes por mil (‰), e é calculada pela seguinte equação: $\delta^{13}\text{C} = (\text{Ramostra} - \text{Rpadrão}) / \text{Rpadrão} * 100$, sendo que Ramostra é a razão isotópica $^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}$ da amostra e Rpadrão é a razão isotópica $^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}$ do padrão (Pessenda et al., 2005).

As plantas com fotossíntese do tipo C_3 reduzem o CO_2 a fosfoglicerato, uma molécula com três átomos de carbono, dividida por uma enzima que discrimina o $^{13}\text{CO}_2$, resultando em valores baixos de ^{13}C nessas plantas. Já as plantas com fotossíntese C_4 reduzem o CO_2 a ácido aspártico ou málico, com quatro átomos de carbono nas moléculas, divididas por uma enzima que altera pouco o $^{13}\text{CO}_2$, resultando em valores de ^{13}C mais elevados (maior teor de ^{13}C) nas plantas C_4 quando comparadas às plantas C_3 (Gleixner, 2002). Em termos gerais, as plantas C_3 , que são em sua maioria arbóreas e arbustivas, assimilam o CO_2 através do ciclo de Calvin-Benson, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ que podem variar de -32 a -22‰, com uma média de -27‰, já que preferem as moléculas do isótopo ^{12}C . As gramíneas C_4 , por sua vez, utilizam o ciclo de Hatch-Slack e apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -9 e -17‰, com uma média de -13‰. Algumas plantas CAM (Metabolismo Ácido das Crassuláceas), como as da família Crassulaceae, Euphorbiaceae, Orchidaceae, Bromeliaceae e Cactaceae, apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando de -10 a -28‰ (CAM facultativas) (Gleixner, 2002; Killops & Killops, 2005).

RESULTADOS

4.1 Atributos morfológicos e físicos

A Figura 8 e Tabela 2 apresenta perfis de solos localizados em duas áreas distintas: Areia-PB (629-650 m de altitude) e Cuité-PB (750 m de altitude). Essa diferença altitudinal, embora não muito grande, pode influenciar fatores como clima local (temperatura, umidade) e vegetação, que por sua vez afetam a formação do solo. Os solos de Areia-PB são classificados como Latossolo Amarelo Distrófico Húmico (P1) e Plintossolos Pétricos Concrecionários (P3, P4 e P5), enquanto o solo de Cuité-PB é um Argissolo Amarelo Eutrófico Concrecionário (P2). Essa variedade de classes de solos reflete as diferenças nos processos pedogenéticos e nas condições ambientais de cada localidade.

A sequência e as características dos horizontes variam entre os perfis. O Latossolo (P1) apresenta horizontes Ah, BA e Bw, indicando um perfil bem desenvolvido. As cores são predominantemente amareladas (10YR), com o horizonte Ah sendo mais escuro (10YR 3/1). O Argissolo (P2) possui horizontes A, Bt e Btc, também com cores 10YR, mas com variações na intensidade (4/4 no Bt, 5/8 no Btc). Os Plintossolos (P3, P4 e P5) exibem horizontes A, Cc1, Cc2 e Cr. As cores são mais acinzentadas no horizonte A (7,5YR 3/2 ou 3/1) e mais avermelhadas nos horizontes concrecionários (7,5YR 4/3 ou 4/4), indicando a presença de óxidos de ferro. As diferenças nas cores dos horizontes refletem as variações na composição mineralógica, no teor de matéria orgânica e nos processos de óxido-redução (Tabela 2).

A profundidade dos horizontes e a estrutura do solo fornecem informações sobre o desenvolvimento e a organização do perfil. O Latossolo (P1) apresenta horizontes espessos, com o horizonte Ah estendendo-se até 120 cm. A estrutura é predominantemente fraca, com agregados granulares e blocos subangulares. O Argissolo (P2) também possui horizontes bem definidos, com estrutura granular no A e blocos subangulares no Bt e Btc. Os Plintossolos (P3, P4 e P5) exibem horizontes mais rasos, especialmente o A (0-20 ou 0-35 cm), e uma estrutura fortemente influenciada pela presença de concreções. Os horizontes concrecionários (Cc) são descritos como "fragmentados" ou "muito cascalhentos", indicando a dominância desses elementos na estrutura do solo (Tabela 2).

A composição granulométrica (teores de areia, silte e argila) é um dos atributos mais importantes do solo, influenciando sua textura, porosidade e capacidade de retenção de água e nutrientes. O Latossolo (P1) apresenta um aumento significativo no teor de argila com a profundidade, passando de argilosa no Ah para muito argilosa nos horizontes subsuperficiais (BA e Bw). O Argissolo (P2) mostra uma variação textural marcante, com o horizonte A

sendo franco arenoso e os horizontes Bt e Btc classificados como arenosa. Os Plintossolos (P3, P4 e P5) são predominantemente muito argilosos ou argilosos, exceto o horizonte A de P4, que é argilo arenoso. As diferenças na textura entre os solos refletem as variações no grau de intemperismo, nos processos de eluviação-iluviação e na composição do material de origem (Tabela 2).

A relação Silte/Argila (Sil/Arg) e a densidade do solo (DS) fornecem informações adicionais sobre a composição e a compactação do solo. A relação Silte/Argila é geralmente baixa em solos mais intemperizados, como os Latossolos, onde a maior parte dos minerais primários foi transformada em argila. No entanto, o Argissolo (P2) apresenta uma relação Silte/Argila relativamente alta no Bt, o que pode indicar um menor grau de intemperismo ou outras influências. A densidade do solo varia entre os perfis, refletindo as diferenças na textura, na estrutura e no conteúdo de matéria orgânica (Tabela 2).

O cascalho do solo contém nódulos e concreções, que foram quantificados em relação à massa total. A presença e a quantidade de nódulos e concreções são características marcantes dos Plintossolos (P3, P4 e P5), onde esses elementos podem representar até 92% do volume do solo. A composição desses elementos é rica em ferro e alumínio, indicando processos de acumulação desses óxidos. A transição entre os horizontes varia de gradual a clara, refletindo as diferenças na intensidade e na natureza dos processos pedogenéticos (Tabela 2).

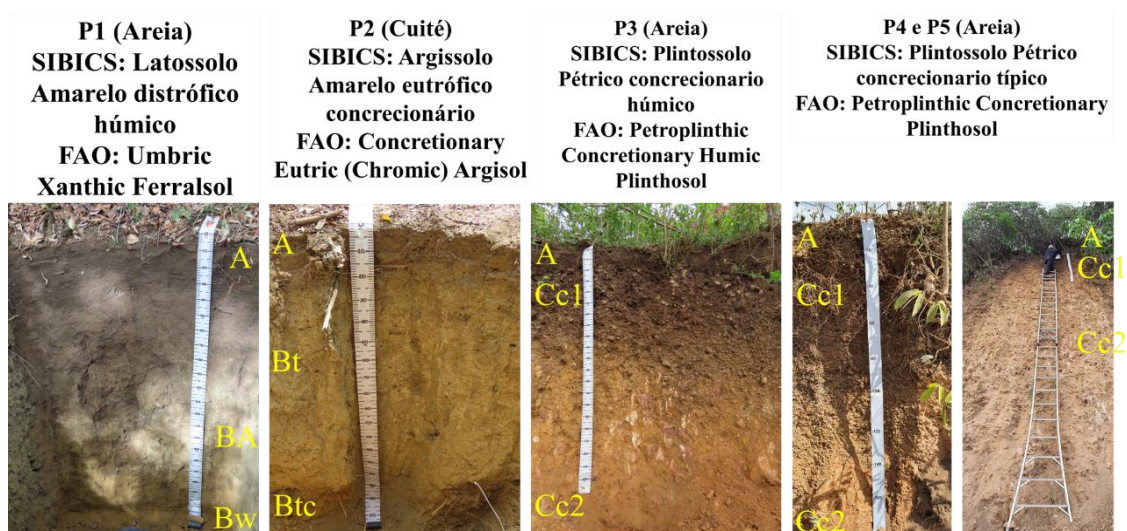


Figura 8. Imagens representativas dos solos estudados, com a identificação da organização horizontes em cada perfil.

LATOSSOLO AMARELO Distrófico húmico (Areia-PB) P1											
Horiz onte	Cor	Pro f. (cm)	Estrutura	Ar eia (%)	Sil te () %	Arg ila (%)	Sil/ Arg	D S	Text ura	Nod./C oncr. (%)	Trans ição
Ah	10 YR 3/1	0– 120	Fraca muito pequena e pequena granular	36, 8	10 ,8	52, 4	0,20	1, 29	Argil o- aren osa	5,1	Grad ual plana
BA	10 YR 4/2	120 – 155	Fraca média e blocos subangulares	32, 0	2, 0	66, 0	0,03	1, 10	Argil osa	9,91	Grad ual difusa
Bw	10 YR 4/3	155 – 300 +	Fraca grande e blocos subangulares	30, 0	2, 01	68, 0	0,02	1, 01	Argil osa	10,9	—
ARGISSOLO AMARELO eutrófico concrecionário (Cuité-PB) P2											
Horiz onte	Cor	Pro f. (cm)	Estrutura	Ar eia (%)	Sil te () %	Arg ila (%)	Sil/ Arg	D S	Text ura	Nod./C oncr. (%)	Trans ição
A	10 YR 3/1	0– 66	Média, fraca, pequena granular	56, 3	10 ,0	33, 7	0,36	1, 21	Fran co aren oso	1,7	Grad ual plana
Bt	10 YR 4/4	66– 155	Moderada grande e muito grande, blocos subangulares, moderadamente	33, 0	5, 5	61, 5	0,09	1, 25	Argil o aren oso	13,1	Grad ual difusa

coesos											
Btc	2,5	155	Muito	63,	0,	36,	0,02	1,	Fran	8,0	—
	YR	—	cascalhenta, forte	0	8	2		27	co		
	5/8	170	muito pequena						aren		
			granular						osa		
PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário 1 (Areia-PB) P3											
Horiz	Cor	Pro	Estrutura	Ar	Sil	Arg	Sil/	D	Text	Nod./C	Trans
onte		f.		eia	te	ila	Arg	S	ura	oncr.	ição
		(cm		(%	((%)				(%)	
))	%						
)							
A	7,5	0—	Granular	28,	5,	66,	0,09	X	Argil	10,0	Clara
	YR	20	pequena a média	7	3	0			osa		ondul
	3/2										ada
Cc1	7,5	20—	Horizonte	24,	5,	70,	0,08	X	Argil	67,0	Clara
	YR	100	concrecionário/fr	5	5	0			osa		irregu
	4/3		agmentado								lar
			(80%).								
			Concreções								
			vermelhas (1–5								
			cm), com								
			material granular								
			semelhante ao								
			horizonte A								
Cc2	7,5	100	Blocos	23,	4,	72,	0,06	X	Argil	76,0	Clara
	YR	—	subangulares,	5	5	0			osa		irregu
	4/3	240	mosqueados								lar
			(10YR 4/6,								
			10YR 3/3, 7,5YR								
			5/6) com carvões								
Cr	10	240	Blocos	27,	4,	68,	0,06	X	Argil	92,0	—
	YR	+	subangulares,	9	1	0			osa		

	4/6		nódulos macios com quartzo (8– 14 cm) imersos em matriz 7,5YR 4/3								
PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário 2 (Areia-PB) P4											
Horiz onte	Cor	Pro f. (cm)	Estrutura	Ar eia (%)	Sil te (%)	Arg ila (%)	Sil/ Arg	D S	Text ura	Nod./C oncr. (%)	Trans ição
A	7,5 YR 3/2	0– 35	Granular pequena a média	43, 0	7, 0	50, 0	0,14	X	Argil o aren osa	11,0	Clara ondul ada
Cc1	7,5 YR 4/2	35– 85	Horizonte concrecionário/fr agmentado (80%). Concreções vermelhas (1–5 cm) com material granular semelhante ao horizonte A	43, 1	8, 9	48, 0	0,19	X	Argil o aren osa	56,0	Clara irregu lar
Cc2	7,5 YR 4/4	85– 140	Moderada grande e grandes blocos subangulares	22, 7	13 ,3	64, 0	0,21	X	Argil osa	76,0	Clara irregu lar
Cr	10 YR 4/6	140 +	Blocos subangulares, nódulos macios com quartzo (8–	30, 3	9, 7	60, 0	0,16	X	Argil osa	89,0	—

14 cm) imersos em matriz 7,5YR 4/3											
PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário 3 (Areia-PB)											
Horiz onte	Cor	Pro f. (cm)	Estrutura	Ar eia (%)	Sil te () %	Arg ila (%)	Sil/ Arg	D S	Text ura	Nod./C oncr. (%)	Trans ição
A	7,5 YR 3/1	0– 20	Granular pequena a média	32, 7	9, 3	58, 0	0,16	X	Argil osa	9,0	Clara ondul ada
Cc1	7,5 YR 4/3	20– 60	Horizonte concrecionário/fr agmentado (80%). Concreções vermelhas (1–5 cm) com material granular semelhante ao horizonte A	26, 3	15 ,7	58, 0	0,27	X	Argil osa	63,0	Clara irregu lar
Cc2	7,5 YR 5/2	60– 200	Blocos subangulares, mosqueados (10YR 4/6, 10YR 3/3, 7,5YR 5/6)	29, 0	17 ,0	54, 0	0,31	X	Argil osa	71,0	Clara irregu lar
Cr	10 YR 4/6	200 – 110 0+	Blocos subangulares, nódulos macios com quartzo (8–	20, 8	3, 2	76, 0	0,04	X	Argil osa	88,0	—

14 cm) imersos
em matriz 7,5YR
4/3

Tabela 2. Atributos morfológicos e físicos.

4.2 Atributos químicos

A acidez do solo, expressa pelos valores de pH em água (pH H₂O) e em solução de KCl (pH KCl), revela condições ácidas a ligeiramente ácidas em todos os perfis. Os valores de pH H₂O variam de 4,65 a 5,4, indicando que a maioria dos horizontes apresenta acidez significativa. Os Plintossolos (P3, P4 e P5) exibem os valores mais baixos de pH H₂O, com alguns horizontes atingindo forte acidez (pH < 5,0), enquanto o Argissolo (P2) mostra uma acidez ligeiramente mais atenuada. A diferença entre pH H₂O e pH KCl (Δ pH) é consistentemente negativa, variando de -0,5 a -1,0. Essa negatividade indica que a acidez potencial (acidez trocável e de hidrogênio) é maior que a acidez ativa, sugerindo a presença de íons H⁺ adsorvidos aos colóides do solo que são liberados na solução de KCl (Tabela 3).

Os cátions trocáveis (Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺ e Na⁺) representam os nutrientes disponíveis para as plantas e refletem a fertilidade do solo. Os teores desses cátions variam significativamente entre os perfis. O Argissolo (P2) apresenta os maiores teores de Ca²⁺ (2,86 a 6,33 cmolc/dm³) e Mg²⁺ (1,61 a 2,33 cmolc/dm³), indicando uma maior disponibilidade desses nutrientes nesse solo. Os demais perfis (Latossolo e Plintossolos) exibem teores mais baixos de Ca²⁺ (0,44 a 2,64 cmolc/dm³) e Mg²⁺ (0,24 a 2,37 cmolc/dm³), caracterizando uma menor fertilidade natural. Os teores de K⁺ e Na⁺ são geralmente baixos em todos os perfis, com variações entre os horizontes. A maior disponibilidade de Ca²⁺ e Mg²⁺ no Argissolo (P2) está relacionada à sua classificação como eutrófico, enquanto os demais solos são distróficos, com menor disponibilidade de cátions básicos (Tabela 3).

O alumínio trocável (Al³⁺) e a acidez potencial (H⁺Al) são parâmetros que indicam a acidez do solo e podem ser tóxicos para as plantas. Os teores de Al³⁺ variam consideravelmente entre os perfis, sendo geralmente mais elevados nos Plintossolos (P3, P4 e P5), onde atingem valores de até 3,0 cmolc/dm³. O Argissolo (P2) apresenta os menores teores de Al³⁺ (0,42 a 0,53 cmolc/dm³), indicando uma menor influência da acidez por alumínio nesse solo. A acidez potencial (H⁺Al) segue uma tendência semelhante, com os Plintossolos exibindo os valores mais altos (até 15,13 cmolc/dm³) e o Argissolo os valores mais baixos (até 6,87 cmolc/dm³) (Tabela 3).

A saturação por bases (V) e a saturação por alumínio (m) são índices que expressam a proporção dos cátions básicos (Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺ e Na⁺) e do alumínio (Al³⁺) no complexo de troca do solo, respectivamente. A saturação por bases (V) varia

amplamente entre os perfis, refletindo as diferenças na fertilidade e no grau de intemperismo. O Argissolo (P2) se destaca pela alta saturação por bases ($V > 50\%$), variando de 49,27% a 57,31%, o que confirma sua classificação como eutrófico. Os demais perfis (Latossolo e Plintossolos) exibem baixa saturação por bases ($V < 50\%$), caracterizando solos distróficos. A saturação por alumínio (m) também varia entre os perfis, sendo geralmente mais alta nos Plintossolos ($m > 20\%$), atingindo valores de até 70,19% em alguns horizontes (Tabela 3).

O fósforo disponível (P) e o carbono orgânico (C org.) são parâmetros importantes para a fertilidade e a qualidade do solo. Os teores de fósforo disponível (P) são geralmente baixos em todos os perfis, variando de 0,01 a 1,32 mg/kg. O teor de carbono orgânico (C org.) varia entre os horizontes, sendo geralmente mais alto nos horizontes superficiais (A e Ah) e diminuindo com a profundidade. O Latossolo (P1) apresenta o maior teor de C org. no horizonte Ah (36,8 g/kg), enfatizando ser húmico (Tabela 3).

Horizonte	pH_H2O	pH_KCl	ΔpH	Ca	Mg	K	Na	Al	H_Al	SB	V	m	P	C_org	Est_Corg
LATOSSOLO AMARELO Distrófico húmico, Areia-PB (P1)															
Ah	4,80	3,90	-0,90	2,64	1,28	0,03	0,05	1,50	7,70	4,00	34,19	27,27	34,24	2,33	36,80
BA	5,40	4,50	-0,90	1,10	2,11	0,00	0,07	0,59	5,31	3,28	38,18	15,25	37,57	0,79	29,60
Bw	5,30	4,70	-0,60	1,19	2,37	0,03	0,18	0,30	5,13	3,77	42,36	7,37	42,46	0,59	21,90
ARGISSOLO AMARELO eutrófico concrecionário, Cuité-PB (P2)															
A	5,10	4,40	-0,70	6,33	2,33	0,23	0,31	0,42	6,87	9,20	57,25	4,37	57,31	1,90	31,40
Bt	5,40	4,50	-0,90	2,86	1,86	0,09	0,24	0,49	5,21	5,05	49,22	8,84	49,27	0,90	16,30
Btc	5,20	4,50	-0,70	3,36	1,61	0,10	0,21	0,53	5,26	5,28	50,09	9,12	50,15	0,79	12,90
PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário (Areia-PB) P3															
A	4,93	3,99	-0,94	0,71	0,34	0,15	0,18	2,50	12,65	1,38	9,84	64,43	9,76	1,60	—

Cc	4,9	4,0	-	0,5	0,2	0,0	0,2	2,0	8,3	1,1	11,	64,	11,	1,4	—
1	4	8	0,8	7	5	4	6	0	6	2	81	10	83	0	
			6												
Cc	5,0	4,1	-	0,5	0,3	0,0	0,3	1,5	6,0	1,2	17,	54,	17,	1,1	—
2	9	7	0,9	7	0	5	2	0	5	4	01	74	02	0	
			2												
Cr	5,2	4,3	-	0,4	0,3	0,0	0,1	0,6	1,9	0,9	32,	38,	33,	0,0	—
	0	4	0,8	4	7	2	2	0	3	5	99	71	18	9	
			6												

PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário (Areia-PB) P4

A	4,6	3,8	-	0,4	0,2	0,0	0,2	2,3	15,	1,0	6,2	69,	6,1	1,0	—
	5	3	0,8	5	4	8	3	0	13	0	0	70	9	3	
			2												
Cc	4,8	3,8	-	0,6	0,3	0,1	0,1	3,0	14,	1,2	7,9	70,	7,9	1,0	—
1	2	3	0,9	6	3	4	4	0	80	7	0	26	3	9	
			9												
Cc	4,6	4,1	-	0,5	0,4	0,2	1,2	2,0	6,5	2,4	27,	44,	27,	1,2	—
2	2	0	0,5	8	2	1	6	0	5	7	38	74	36	0	
			2												
Cr	4,8	4,3	-	1,0	0,5	0,2	1,2	1,2	4,2	3,0	41,	28,	41,	1,0	—
	4	3	0,5	3	1	4	4	0	4	2	60	44	67	0	
			1												

PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário (Areia-PB) P5

A	5,2	4,2	-	1,1	0,7	0,1	0,0	1,0	8,2	2,0	20,	32,	20,	1,3	—
	6	2	1,0	5	3	2	8	0	0	8	23	47	20	0	
			4												
Cc	5,3	4,4	-	1,4	0,9	0,2	0,1	0,9	5,2	2,7	34,	24,	34,	1,4	—
1	5	2	0,9	8	2	4	1	0	3	5	46	66	41	0	

3															
Cc	6,1	5,6	-	0,9	0,9	0,2	0,0	0,4	1,9	2,1	52,	15,	52,	1,8	—
2	4	4	0,5	6	1	1	5	0	3	3	46	81	52	0	
0															
Cr	5,4	4,6	-	0,5	0,4	0,0	0,1	0,6	2,5	1,1	30,	34,	30,	0,0	—
	9	2	0,8	3	8	2	1	0	9	4	56	48	49	9	
7															

Tabela 3. Atributos químicos dos solos.

4.3. Caracterização mineralógica

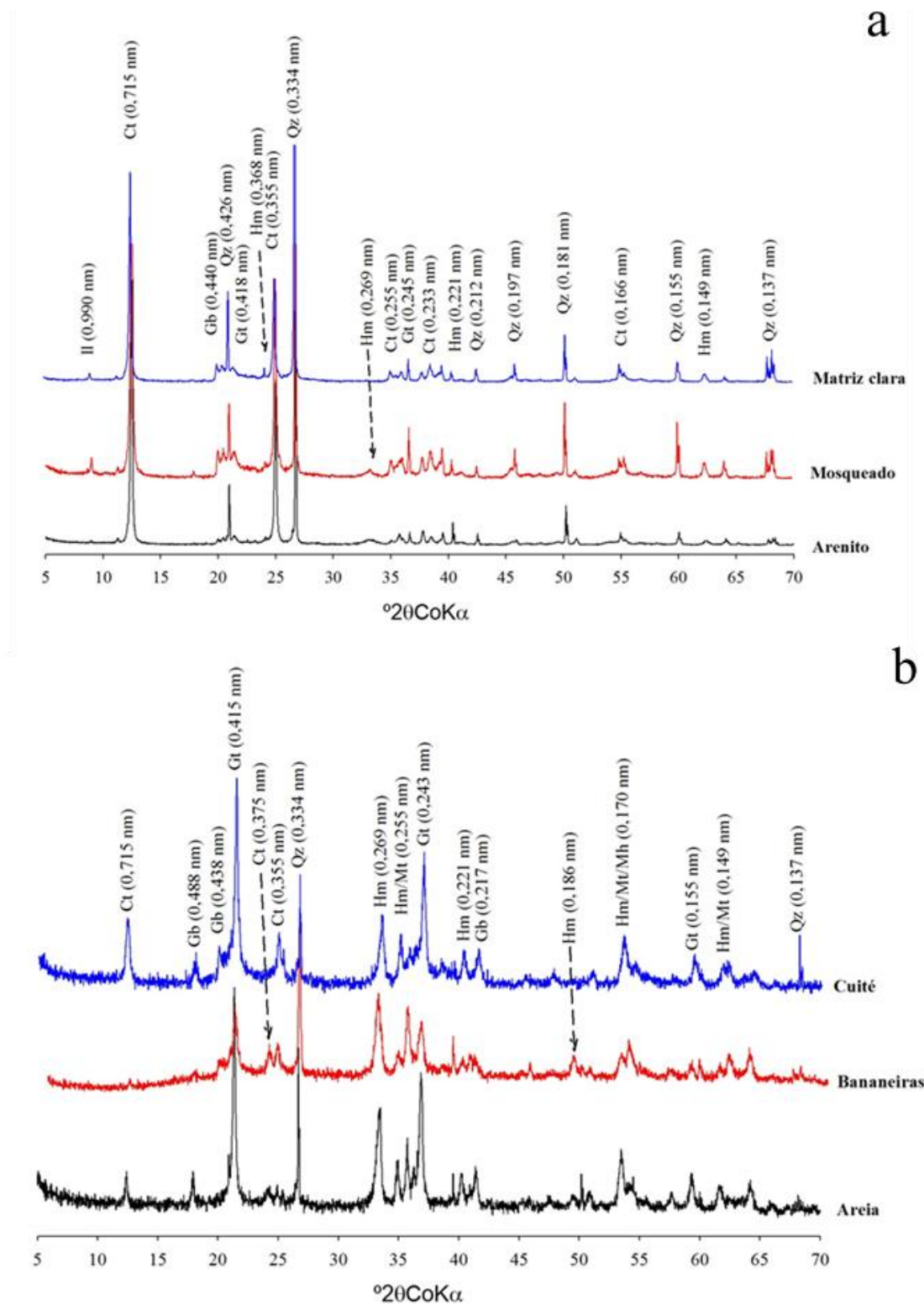
A análise mineralógica foi realizada para a couraça, tanto maciça quanto nos nódulos dos horizontes concrecionários, quanto para a terra fina dos horizontes pedogênicos do Latossolo, Argissolo e Plintossolo.

No difratograma dos materiais de origem (Matriz clara; Mosqueados e Arenito) a assembleia mineralógica é composta por caulinita (Ct), quartzo (Qz) e goethita (Gt). Foram também observados picos de baixa intensidade de Gibssita (Gb) e Hematita (Hm) nos três materiais, enquanto que Ilita (Il) foi melhor observada apenas na Matriz clara e Mosqueado. (Figura 9a).

A mineralogia das couraças ferruginosas (Cuité, Bananeiras e Areia) é composta por Ct, Gb, Qz, Gt e Hm. É possível observar que os difratogramas das couraças ferruginosa, apresentaram maiores interferências de ruídos em relação ao DRX dos materiais de origem, estando relacionado com maiores ocorrências de óxidos de Fe (Gt e Hm), visto que o pico de maior intensidade observado foi de Gt em dhkl (0,415 nm), exceto para couraça (Bananeiras), que também apresentou o pico (d_{hkl} 001) da Ct com menor intensidade em comparação aos demais (Figura 9b).

A fração argila do Latossolo e Argissolo (P1 e P2) apresentou picos de Ct, Gb, Gt, sendo esses minerais comuns em solos com avançado estágio de intemperismo/lixiviação. De maneira geral, a Ct apresenta elevada cristalinidade. É interessante ressaltar a ausência de picos de difração referente à Hm na fração argila em todos os horizontes dos Latossolos, assim como nas concreções (Figura 10).

Foram identificados na fração cascalho dos Plintossolos (P3, P4 e P5) picos de Ct, Gt, Hm, Gb e An (Anatásio), que são tipicamente minerais de elevada resistência ao intemperismo (Figura 11). A fração areia dos Plintossolos apresentou picos de Qz e Fd (Feldspato), minerais típicos dessa fração (Figura 11). A Ct foi observada em todos os horizontes de P3, e nos horizontes A e Cc de P4 e P5. Picos de baixa intensidade de Gb foram observados em todos os horizontes dos três perfis de Plintossolos (Figura 12). A fração argila dos Plintossolos (P3, P4 e P5) apresentaram predomínio de Ct, Gt e Gb. Picos de baixa intensidade de Hm foram observados em todos os horizontes (Figura 13).



‘Figura 9. Mineralogia do material de origem (a) e couraça ferruginosa (b). Legenda: Il; Ilita, Ct; Caulinita, Gb; Gibbsita, Qz; Quartzto, Gt; Goethita, Hm; Hematita.

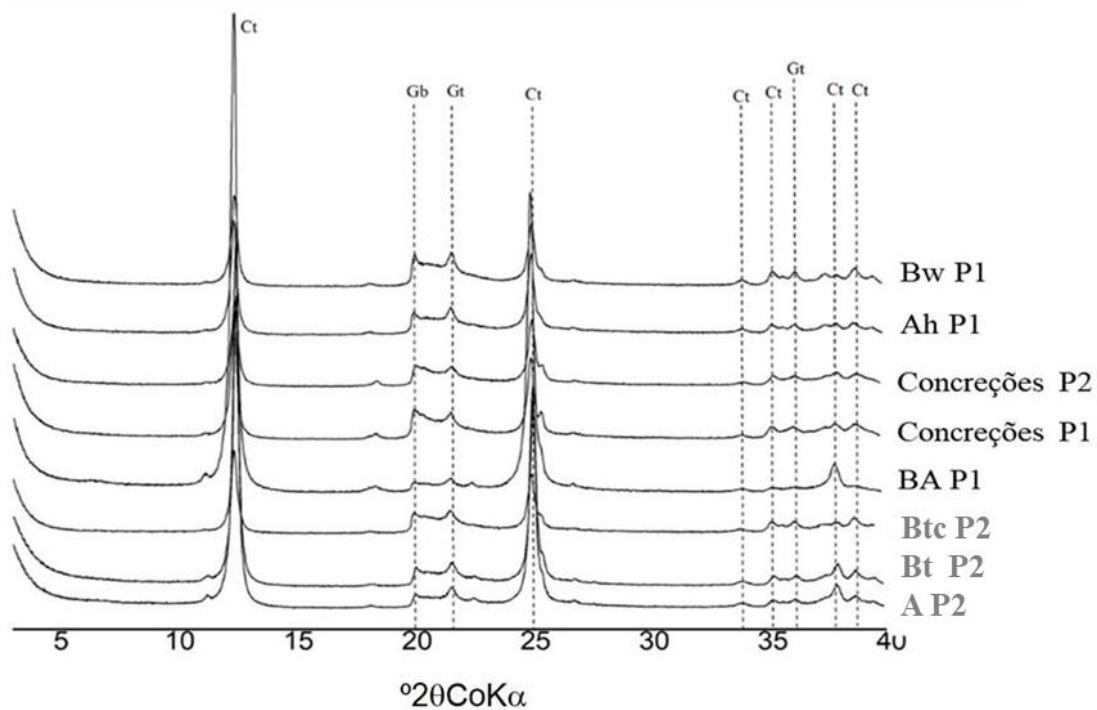


Figura 10. Mineralogia da fração argila do Latossolo e Argissolo (P1 e P2).

Legenda: Ct; Caulinita, Gb; Gibbsita, Gt; Goethita.

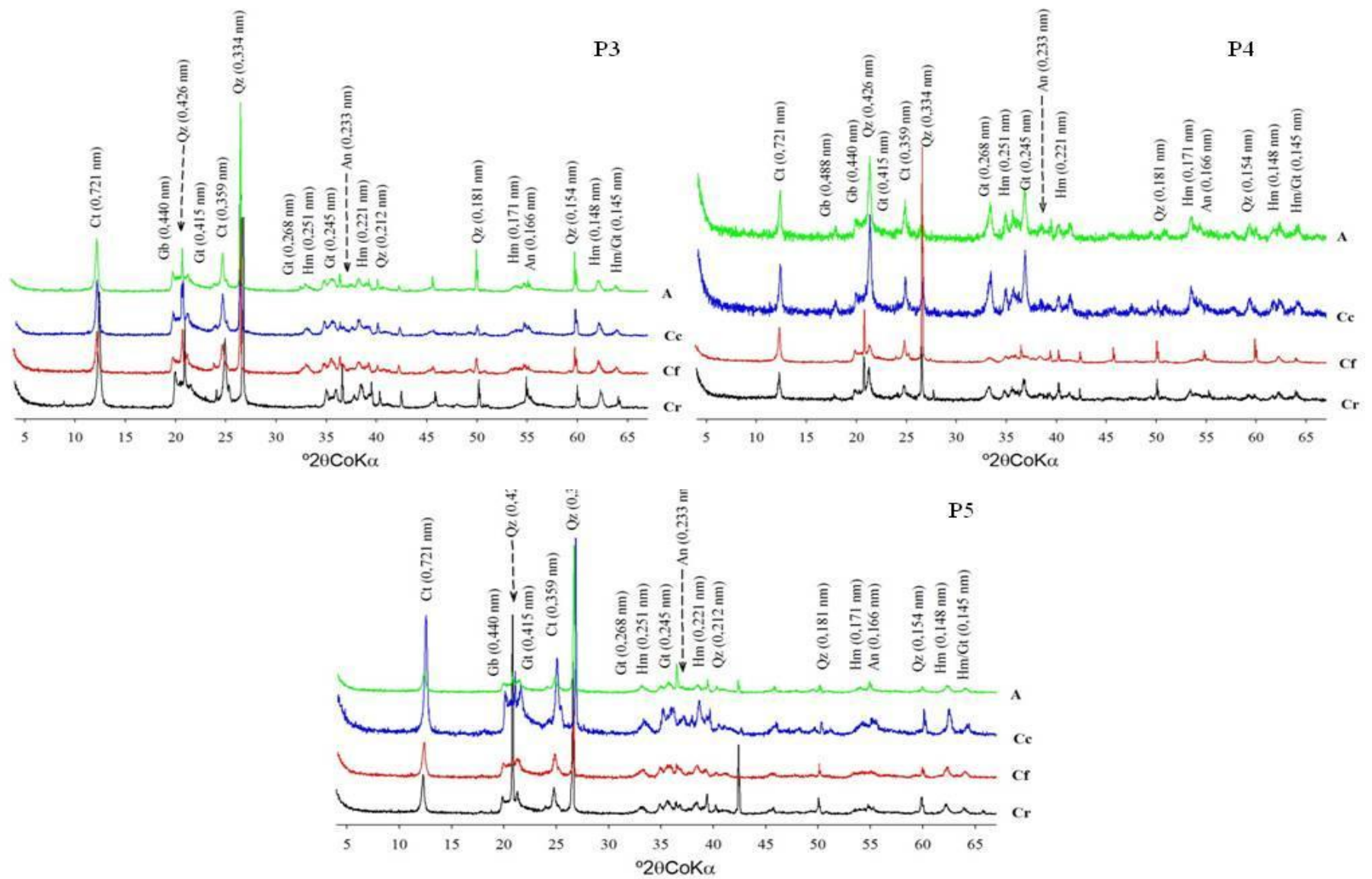


Figura 11. Mineralogia da fração cascalho dos Plitossolos (P3, P4 e P5). Legenda: Ct; Caulinita, Gb; Gibbsita, Qz; Quartzo, Gt; Goethita, Hm; Hematita, An; Anatásio.

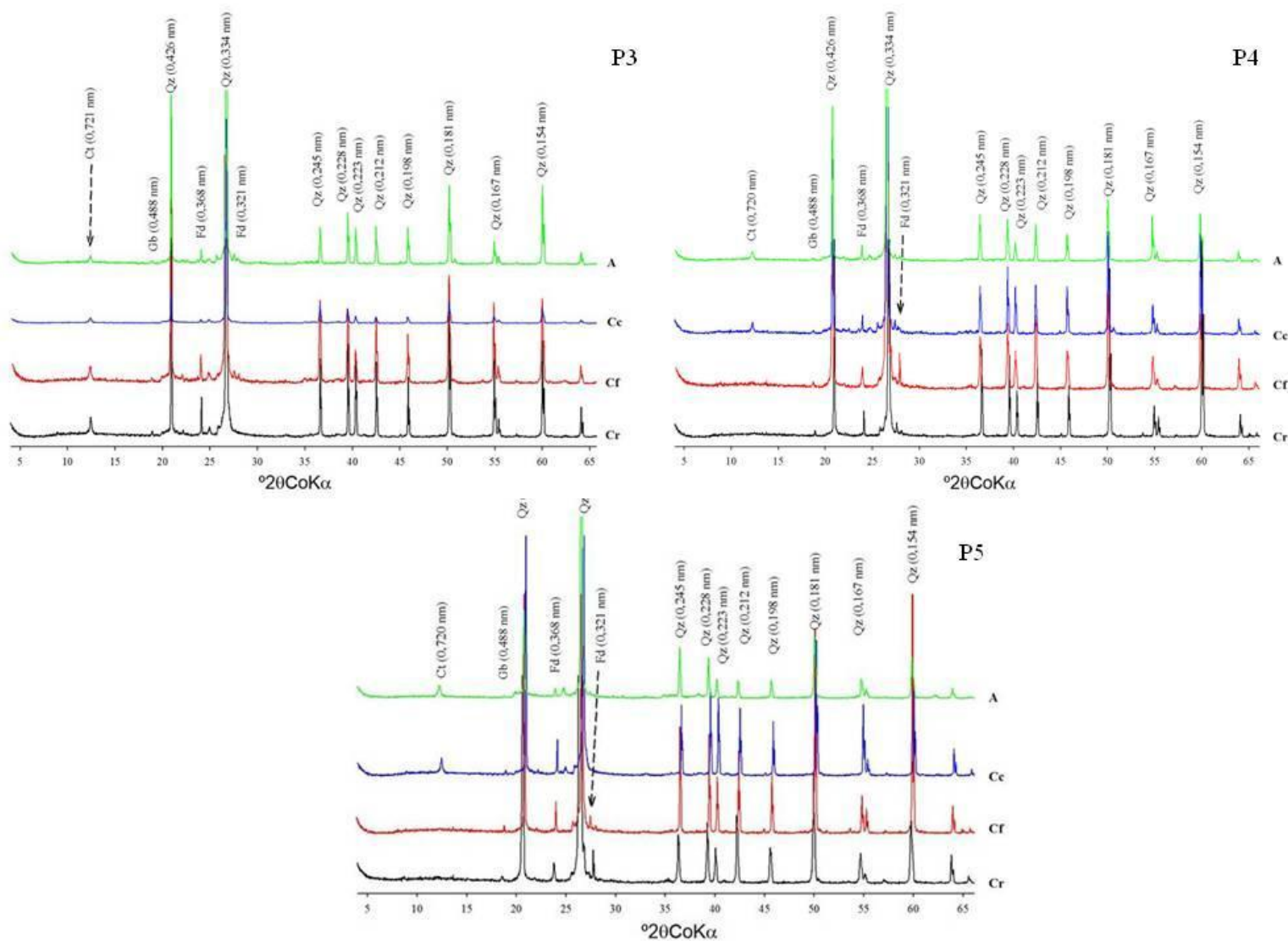


Figura 12. Mineralogia da fração areia dos Plintossolos (P3, P4 E P5). Legenda: Ct: caulinita; Gb: Gibbsita; Qz: Quartzo; Gt: Goethita; Hm: hematita e Fd: Feldspato.

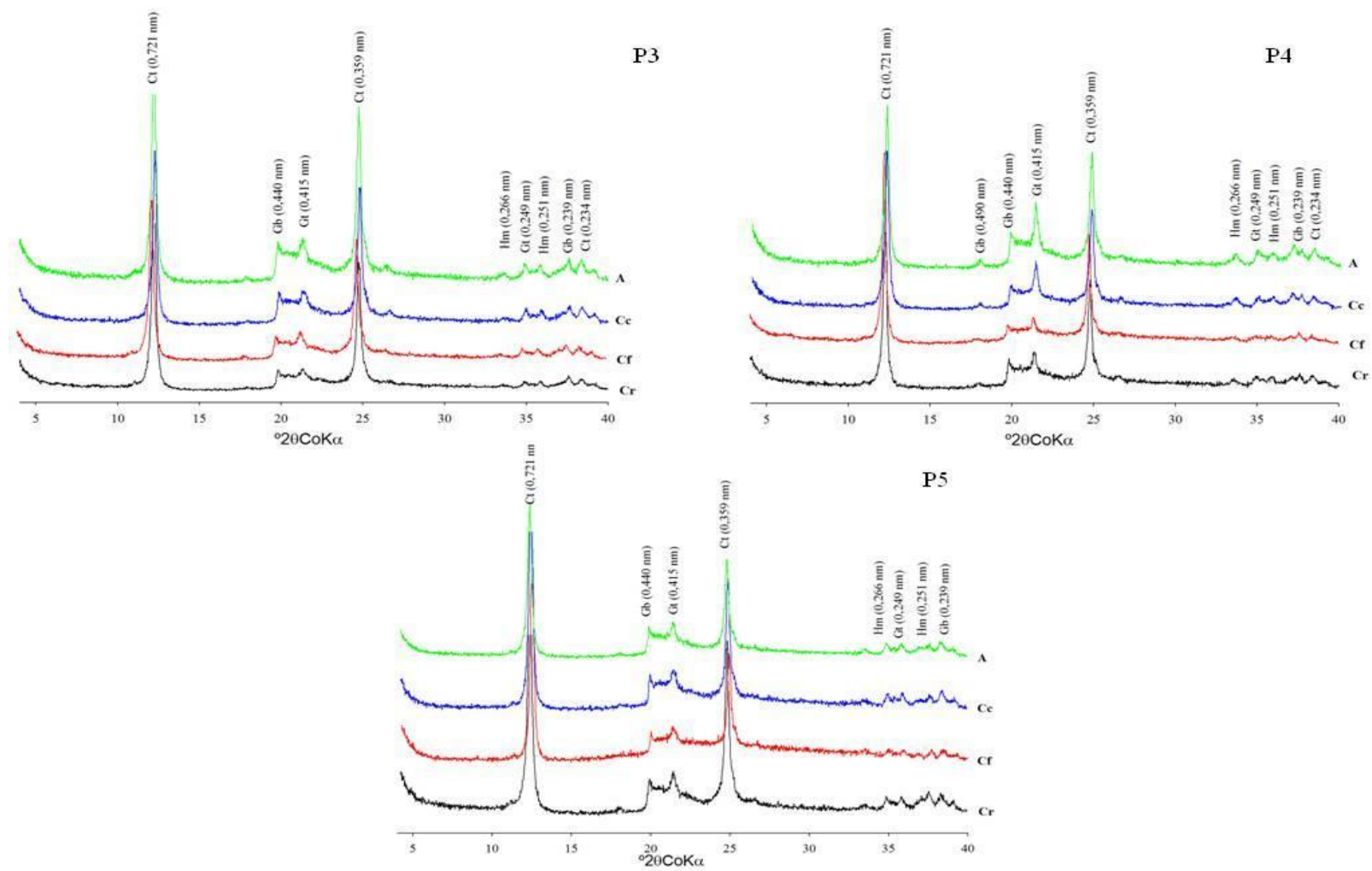


Figura 13. Mineralogia da fração argila dos Plintossolos (P3, P4 e P5). Legenda: Ct; Caulinita, Gb; Gibbsita, Gt; Goethita, Hm; Hematita.

4.4 Caracterização micromorfológica

Formação da couraça

A couraça ferruginosa maciça é apédica apresentando uma microestrutura que pode ser definida como porfírica, uma vez que possui um fundo matricial composto por cristais de quartzo subangulares, de tamanho variando entre areia fina e grossa, imersos em uma matriz fina de coloração preto-avermelhada (Figuras 14a e 14b), com trama birrefringente indiferenciada.

A porosidade é predominantemente cavitária, com cavidades irregulares contendo pequenos fragmentos de quartzo em seu interior, o que sugere processos de dissolução mineral. Além disso, destacam-se zonas com fissuras porosas, indicativas do desgaste mecânico da couraça. Pequenas porções de micromassa amarelada ainda são perceptíveis, apresentando formato arredondado e estando imersas dentro das zonas avermelhadas

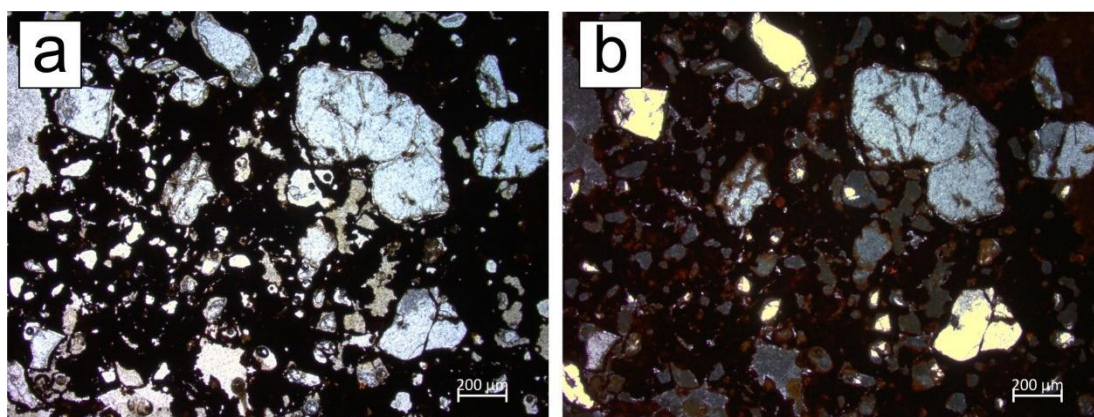


Figura 14: Fotomicrografias representativas da couraça maciça amostrada separadamente, destacando: (a) e (b) – imagens em nícois paralelos e cruzados, respectivamente, evidenciando a distribuição relativa porfírica, com cristais de quartzo imersos em uma micromassa de coloração preto-avermelhada, além da presença de poros cavitários de formato irregular.

Desmantelamento da couraça e pedogênese

Conforme realizado para as propriedades morfológicas, físicas e químicas, a descrição micromorfológica é apresentada para cada um dos tipos de solos identificados. Para o Latossolo, foram descritos os horizontes Ah e Bw, para o Argissolo o Bt e para os Plintossolos os horizontes A, Cc, Cr e a couraça ferruginosa continua coletada como amostra extra.

O horizonte Ah apresenta predominantemente uma microestrutura granular aberta, com um sistema poroso de empacotamento composto (Figuras 15a e 15b), bem como câmeras e canais. Os agregados apresentam tamanhos que variam entre 10 e 500 μm . O material grosso do fundo matricial é composto principalmente por grãos de quartzo no tamanho de areia fina. A micromassa apresenta coloração escura, variando de amarelo-brunada a brunado-forte, e sua trama birrefringente é indiferenciada. São comuns fragmentos de raízes, pontuações orgânicas e nódulos orgânicos, que ocorrem tanto incorporados à micromassa quanto distribuídos entre os agregados. As principais feições pedológicas incluem revestimentos soltos contínuos, além da ocorrência de múltiplas fases de bioturbação, evidenciando intensa atividade biológica no perfil.

A microestrutura do horizonte Bw é predominantemente granular, caracterizada por um sistema poroso de empacotamento composto (Figuras 15e e 15f). Em algumas regiões das seções delgadas, observa-se a ocorrência de microestrutura em blocos subangulares, onde os blocos são formados pela coalescência de grânulos. Esses agregados apresentam revestimentos internos, sugerindo a migração e redistribuição de material orgânico para suas bordas. O fundo matricial é constituído por grãos de quartzo e pequenos fragmentos de couraça ferruginosa (Figuras 15c e 15d), ambos com dimensões variando de areia fina a média, apresentando formas subangulares a arredondadas, com bordas corroídas e fraturas internas. A micromassa exibe coloração variando de amarelo-avermelhada a amarelo-brunada, com trama mirrefringente indiferenciada e, ocasionalmente, granoestriada. A distribuição relativa c/f é do tipo porfirica. Entre as principais feições pedológicas identificadas, destacam-se preenchimentos soltos contínuos no Bw (Figura 15e), indicativos de intensa atividade pedobiológica, bem como a presença de nódulos ferruginosos típicos e órticos.

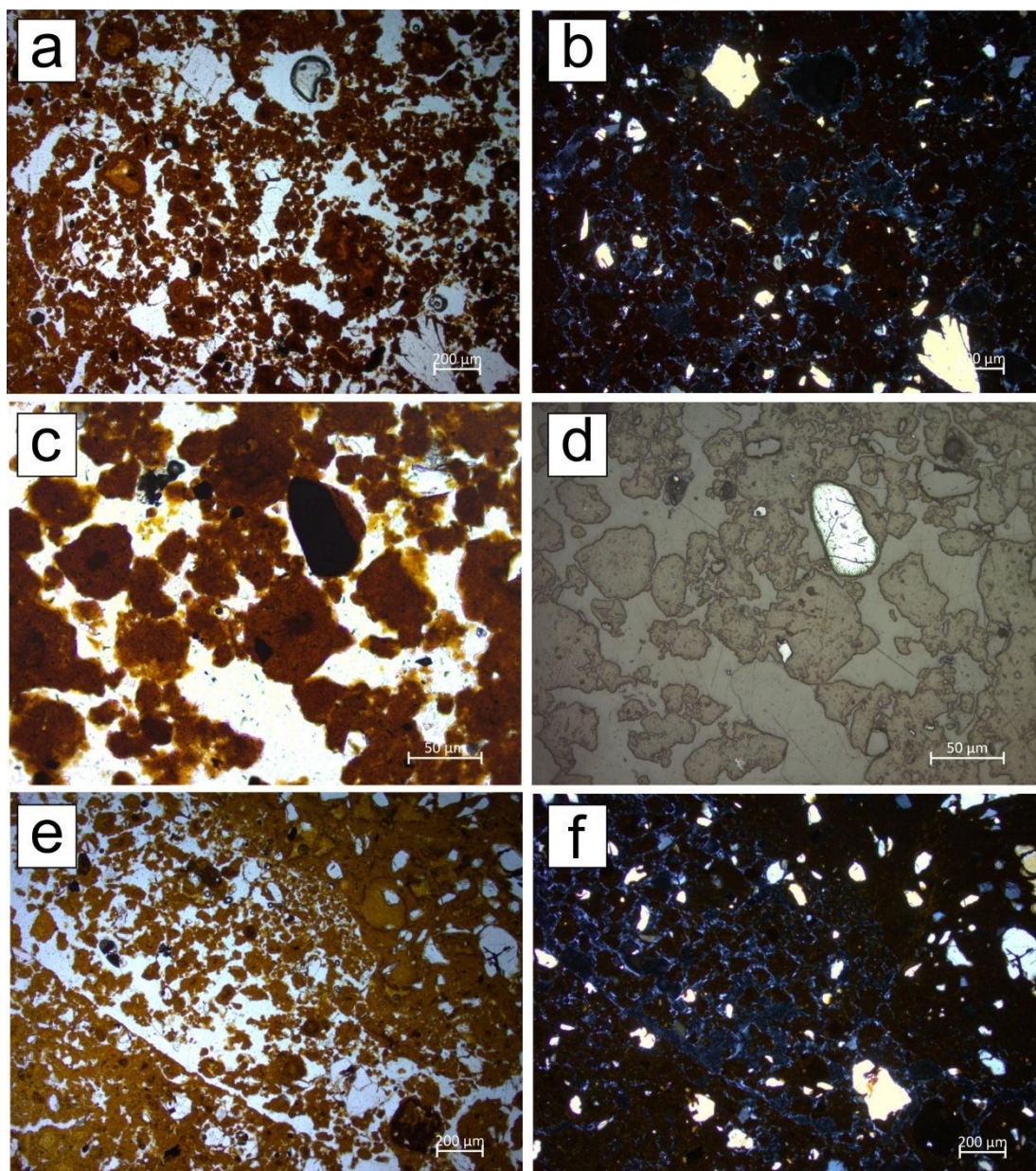


Figura 15: Fotomicrografias representativas dos horizontes que compõem o perfil de Latossolo, destacando: (a) e (b) – imagens em nícois paralelos e cruzados, respectivamente, do horizonte Ah, evidenciando a microestrutura granular com poros de empacotamento composto; (c) e (d) – imagens em nícois paralelos e em luz refletida, destacando agregados granulares e fragmentos de couraça na forma de nódulos pedorrelictuais no horizonte Bw; (e) e (f) – imagens em nícois paralelos e cruzados, respectivamente, do horizonte Bw, ressaltando preenchimentos soltos contínuos, resultantes da pedobioturbação de antigos níveis de blocos formados por grânulos coalescidos.

Nos Plintossolos, o horizonte A apresenta predominantemente uma microestrutura granular. Em algumas regiões das lâminas delgadas, observa-se a presença de grãos de quartzo dispersos revestidos por matriz fina, caracterizando uma microestrutura definida pela

distribuição relativa do tipo Quitônica (Figuras 16a e 16b). O sistema poroso varia entre empacotamento complexo, no primeiro caso, e simples, no segundo. Além disso, são comuns canais biológicos distribuídos em diferentes partes da lâmina. O fundo matricial é composto, no material grosso, por quartzo, com partículas de areia fina predominando no interior dos agregados e areia média a grossa ocorrendo fora deles. A micromassa apresenta coloração brunada, com zonas localizadas variando para amarelo-brunada, frequentemente manchadas por pigmentação orgânica dispersa. A trama birrefringente é indiferenciada em ambos os casos. A distribuição relativa porfírica predomina no interior dos agregados, enquanto a microestrutura do tipo Quitônica é observada nas demais porções. Entre as principais feições pedológicas, destacam-se a abundante presença de preenchimentos soltos contínuos e a ocorrência de nódulos orgânicos órticos e disórticos.

O horizonte Cc apresenta uma microestrutura atípica para a descrição pedológica, sendo composto quase exclusivamente por nódulos arredondados a subangulares de ferro, cimentados ou não por uma micromassa de cor amarelo-avermelhada (Figuras 16c e 16d). Dessa forma, a organização micromorfológica é determinada principalmente pela feição pedológica presente, e não por agregados estruturados com porosidade diferenciada. Para fins de nomenclatura, essa organização pode ser classificada como nodular. Os nódulos variam de típicos a concêntricos. No primeiro caso, grãos de quartzo de tamanho variando entre areia fina e média, corroídos e com bordas difusas, ocorrem imersos em uma matriz fina de coloração preto-avermelhada a vermelho-amarelada. No segundo caso, essa mesma organização é observada no interior do nódulo, porém ele é revestido por microlaminações concêntricas de coloração amarelo-avermelhada, formando um corte com revestimento pisolítico típico. A porosidade se apresenta predominantemente fissural nos domínios onde se observa a fragmentação dos nódulos e cavitária no interior destes.

O horizonte Cc2 é apédico, e sua microestrutura pode ser definida pela distribuição relativa como porfírica fechada. Esse horizonte é caracterizado pela presença de grãos de quartzo fraturados, de tamanho variando entre areia fina e média, que compõem o fundo matricial. Esses grãos estão imersos em domínios de micromassa com duas colorações distintas (Figuras 16e e 16f). No primeiro caso, a micromassa apresenta coloração avermelhada, sendo opaca em luz transmitida, com trama birrefringente indiferenciada. No segundo caso, a micromassa é amarelada, exibindo uma trama birrefringente que varia de indiferenciada a monoestriada. As feições pedológicas mais marcantes incluem impregnações

de ferro que tingem a micromassa, sugerindo que a coloração vermelha se desenvolveu posteriormente à amarela. Não foram observados constituintes orgânicos, e a porosidade é predominantemente fissural e cavitária, sendo esta última fortemente associada à corrosão dos grãos de quartzo. No Argissolo o empacotamento (capeamento) com revestimento de ferriargilãs do Bt fica evidente (Figura 16g), assim como formação de pisólitos no horizonte Btc (Figura 16h).

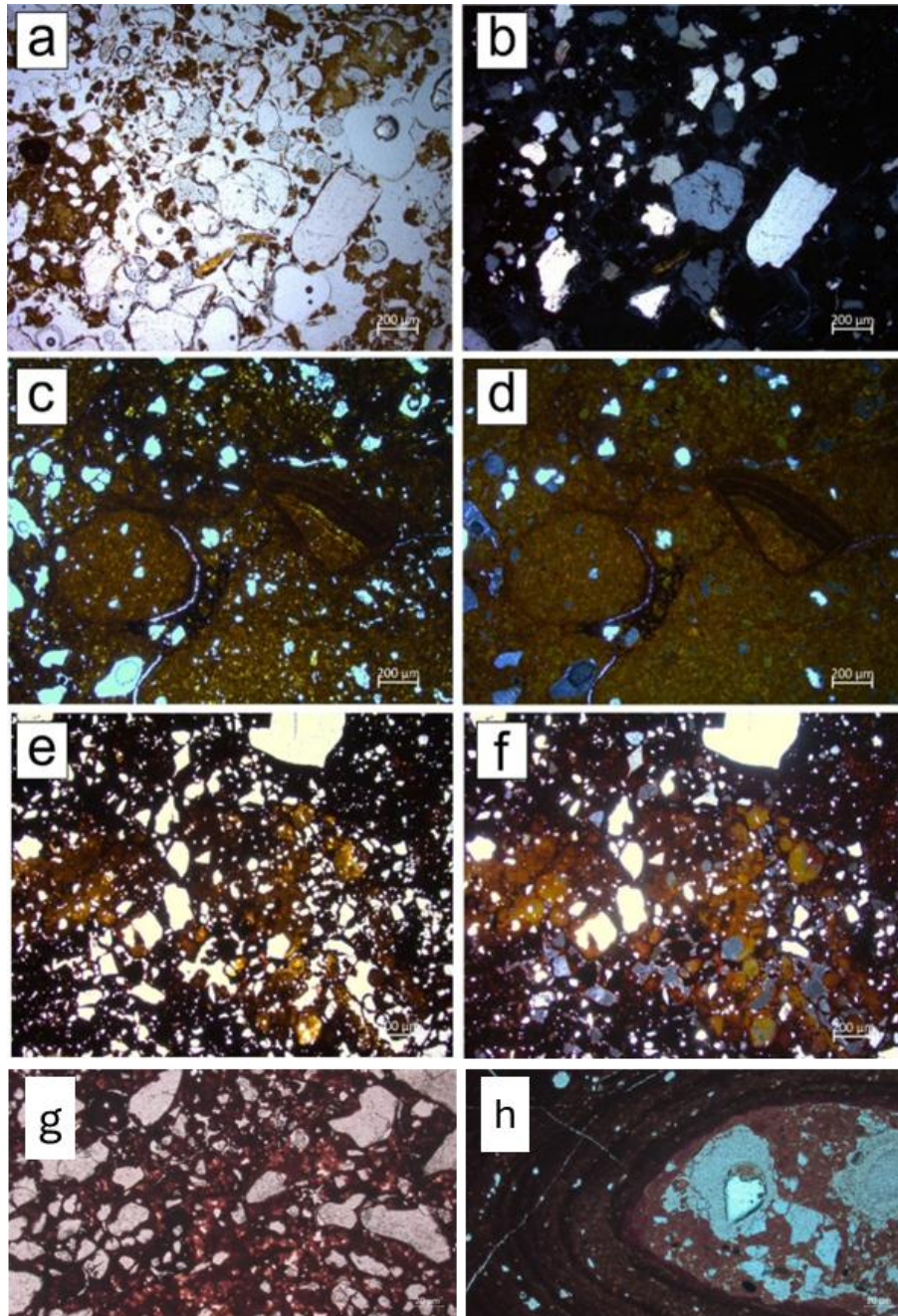


Figura 16: Fotomicrografias representativas dos horizontes que compõem os perfis de Plintossolos e Argissolo, destacando: (a) e (b) – imagens em nêis paralelos e cruzados, respectivamente, do horizonte A, evidenciando a microestrutura granular com zonas

quitônicas; (c) e (d) – imagens em nicois paralelos e cruzados, respectivamente, do horizonte Cc, destacando nodulos ferruginosos típicos cimentados; (e) e (f) – imagens em nicois paralelos e cruzados, respectivamente, do horizonte Crf, ressaltando zonas avermelhada e amareladas, ambas com cristais de quartzo imersos; g representam o horizonte Bt (revestimento e empacotamento de grãos), e o h (formação de pisólito).

4.5 $\delta^{13}\text{C}$ dos solos

Este estudo apresenta os valores de $\delta^{13}\text{C}$ em diferentes profundidades para cinco perfis distintos (P1, P2, P3, P4 e P5). Os dados refletem variações isotópicas ao longo da profundidade destacando diferenças nos padrões de distribuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 17).

Perfil P1 (Verde)

O perfil P1 apresenta os valores mais elevados de $\delta^{13}\text{C}$, variando entre aproximadamente -16‰ e -23‰. A distribuição ao longo da profundidade é relativamente estável, com pequenas variações.

Perfil P2 (Vermelho)

O perfil P2 exhibe os valores mais baixos de $\delta^{13}\text{C}$, situando-se entre -25‰ e -28‰. Os dados mostram uma variação considerável com a profundidade, sugerindo possíveis alterações isotópicas ao longo do tempo.

Perfil P3 (Cinza)

O perfil P3 apresenta valores intermediários, variando entre -24‰ e -27‰. A oscilação nos valores sugere que diferentes processos podem ter influenciado a composição isotópica ao longo da profundidade.

Perfil P4 (Amarelo)

O perfil P4 demonstra flutuações mais acentuadas nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, que variam entre -21‰ e -26‰. Essa variação indica mudanças significativas ao longo da profundidade, refletindo diferentes condições deposicionais.

Perfil P5 (Azul)

O perfil P5 apresenta uma ampla faixa de variação, com valores entre -22‰ e -27‰. Há oscilações consideráveis ao longo da profundidade, sugerindo que diferentes fatores podem ter influenciado a distribuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}$.

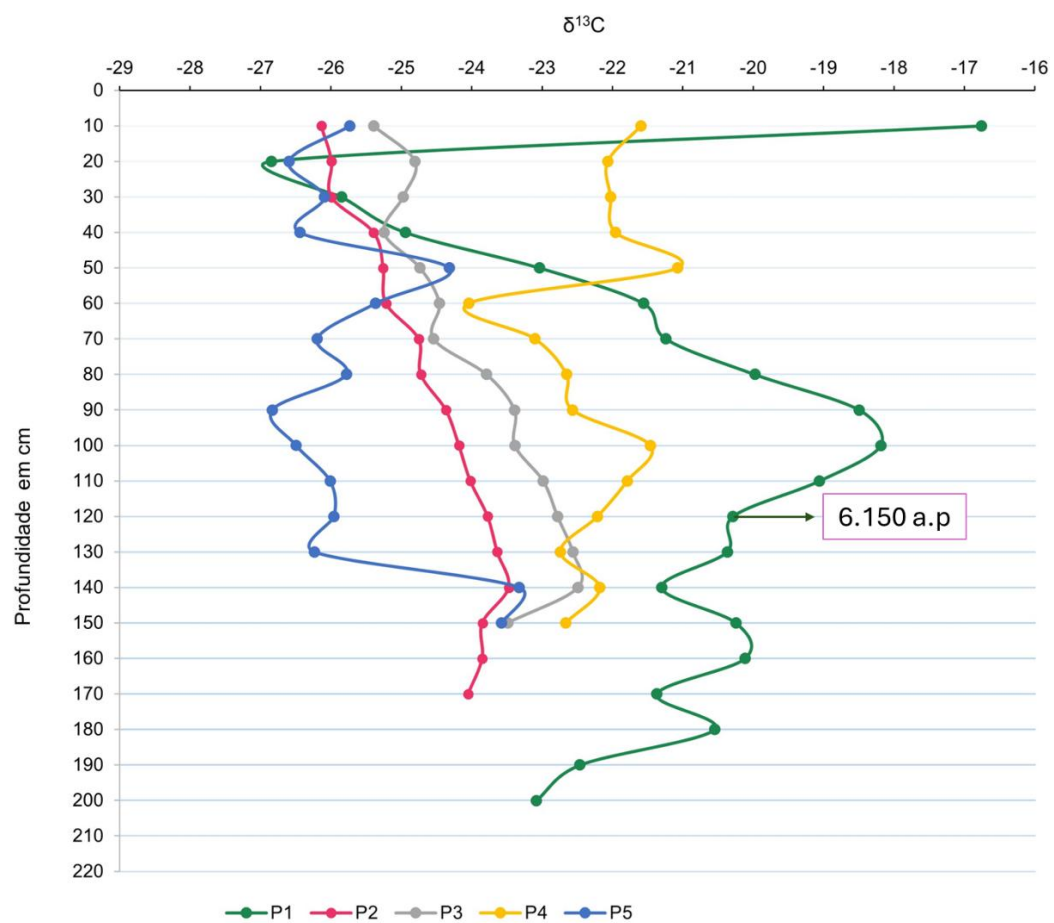


Figura 17. $\delta^{13}\text{C}$ em profundidade.

5. DISCUSSÃO

5.1 – Dos resultados à discussão: como foi estruturada?

Os resultados obtidos a partir das observações em campo, das análises físicas, químicas, mineralógicas e micromorfológicas realizadas em laboratório demonstram que a resposta às questões propostas neste estudo exige uma abordagem multidimensional. A formação e degradação das couraças ferruginosas não podem ser compreendidas isoladamente, mas sim no contexto mais amplo da evolução pedogenética e geomorfológica da paisagem. Dessa forma, a discussão será estruturada em quatro grandes tópicos, cada um abordando um aspecto essencial para a compreensão dos processos envolvidos.

1. Formação da couraça: laterização da FSM?

Este tópico resgata o conceito clássico de laterização, que tradicionalmente explica a formação de couraças ferruginosas como resultado da remoção progressiva de sílica e bases, levando ao enriquecimento residual de óxidos de ferro e alumínio. No entanto, os resultados deste estudo indicam que a gênese das couraças pode ocorrer por mecanismos alternativos, como a ferruginização. Diferentemente da laterização clássica, a ferruginização envolve a precipitação de óxidos de ferro a partir de soluções ricas em Fe, sem necessariamente requerer uma remoção intensa de sílica. Essa distinção é fundamental para reinterpretar a formação das couraças na área de estudo e entender sua relação com os processos pedogenéticos atuantes.

2. A degradação da couraça e a formação do solo

A transição entre couraças maciças e solos desenvolvidos envolve mecanismos de degradação física, geoquímica e biológica. Neste tópico, discute-se como as couraças ferruginosas são fragmentadas e reestruturadas ao longo do tempo, dando origem a Plintossolos e Latossolos. A degradação física ocorre por fraturamento e erosão mecânica, enquanto a degradação geoquímica está associada à dissolução parcial dos óxidos de ferro e redistribuição de materiais. Além disso, a bioturbação desempenha um papel essencial na reorganização dos materiais, promovendo a redistribuição de matéria orgânica e a formação de novos horizontes pedogenéticos. Esse conjunto de processos é responsável pela diferenciação entre os solos das bordas e do interior das mesetas, refletindo um equilíbrio dinâmico entre degradação e formação de novas estruturas pedológicas.

3. A meseta ou couraça: quem veio primeiro?

A relação temporal entre a formação das mesetas e a gênese das couraças é um aspecto crucial para a compreensão da evolução da paisagem. Os dados indicam que as couraças se formaram em um contexto anterior à configuração atual das mesetas, mas que sua evolução ocorreu de forma concomitante ao desenvolvimento dessas feições geomorfológicas. O soerguimento das mesetas modificou as condições de intemperismo e drenagem, contribuindo para a intensificação da degradação das couraças no centro e para sua preservação nas bordas. Esse processo explica a distribuição diferenciada dos Latossolos e Plintossolos, bem como a manutenção parcial das mesetas ao longo do tempo.

4. Brejos de altitude e não Brejo de Altitude, couraças, solos e mesetas: como integrá-los?

Na etapa final da discussão, busca-se integrar os diferentes componentes da paisagem, com destaque para $\delta^{13}\text{C}$, em um modelo evolutivo coerente. A presença de Brejos de Altitude, associados a solos húmicos, sugere uma interação entre a ocupação biológica e os processos pedogenéticos, assim como a não presença do Brejo de Altitude favorece a pedogênese de Argissolo no núcleo das mesetas de Cuité. Entretanto, a ocorrência de horizontes húmicos também sobre Plintossolos de Areia indica que esses processos ocorreram após a formação dos solos plinticos, evidenciando uma evolução progressiva da paisagem.

Para ilustrar essa dinâmica, será apresentado um modelo evolutivo baseado em adaptações do esquema desenvolvido em nível de mestrado, incorporando os processos de ferruginização, degradação das couraças, formação dos horizontes húmicos e a configuração atual da paisagem. Esse modelo permitirá visualizar de forma integrada os diferentes estágios da evolução pedogeomorfológica, reforçando a importância de considerar múltiplos processos na interpretação da gênese e transformação dos solos e da paisagem.

.1 - A Formação da Couraça: Laterização da FSM?

A principal questão levantada neste estudo foi se a formação das couraças ferruginosas nas superfícies de cimeira, onde geologicamente ocorre a Formação Superficial

Maciça (FSM) na Paraíba, poderia ser explicada pelos processos clássicos de laterização descritos na literatura. Estamos, de fato, diante de uma laterita genuína? Para responder a essa pergunta, é essencial compreender a laterização como um processo de intemperismo químico característico de condições tropicais quentes e úmidas, que ocorre em duas etapas principais: a remoção da sílica (SiO_2) por meio da dessilificação e a subsequente acumulação de sesquióxidos, predominantemente de ferro (Fe) e alumínio (Al). Esse processo resulta na formação das lateritas, materiais definidos conceitualmente pelo enriquecimento secundário de Fe e Al, ou de ambos, devido à remoção diferencial de elementos móveis e à permanência de componentes menos solúveis. Ocorre predominantemente *in situ*, impulsionado pelo movimento vertical da água, seja descendente ou ascendente, caracterizando um enriquecimento relativo (McFarlane, 1976; Shellmann, 1983a, b; Tardy & Nahon, 1985; Aleva, 1994).

A morfologia das couraças também corrobora essa interpretação. Nossos resultados indicam que as couraças ferruginosas se apresentam sob duas formas principais. Na forma maciça, a couraça é constituída por um cimento ferruginoso que envolve cristais de quartzo internamente corroídos, exibindo porosidade que evidencia o papel da dissolução desses cristais no processo de formação. Na forma fragmentada, predominam nódulos ferruginosos pisolíticos, caracterizados por um núcleo semelhante à couraça maciça, mas envolto por microlaminações amareladas, ricas em ferro. Em ambas as manifestações, observa-se como principal mecanismo na micromassa cimentante, a impregnação de ferro sobre uma matriz preexistente.

Os dados obtidos indicam que os processos de lixiviação e acúmulo de cátions nos perfis de Latossolo, Argissolo e Plintossolos não se comportam de maneira homogênea, evidenciando a complexidade dos processos pedogenéticos nesses solos tropicais. Conforme relatado por Brady & Weil (2008) e Tardy et al. (1990), a intensa lixiviação nos ambientes tropicais tende a remover cátions móveis, como Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ e Na^+ , enquanto os elementos menos móveis, como os óxidos de ferro e alumínio, se acumulam e promovem a diferenciação dos horizontes. Nos dados do perfil P2 observa-se que o horizonte A possui teores significativamente mais elevados de Ca^{2+} (6,33 mg/kg) em comparação com os horizontes Bt (2,86 mg/kg) e Btc (3,36 mg/kg), sugerindo uma perda de cátions básicos com o avanço da profundidade, em consonância com os achados de Sanchez (1976) e Melfi (1981). Entretanto, a variabilidade nos teores de outros cátions, como Mg^{2+} e Na^+ , que em alguns casos

aumentam em profundidade, ressalta que a dinâmica da lixiviação pode ser modulada por fatores locais, como a influência da matéria orgânica e das condições microambientais, conforme discutido por Tisdale et al. (1993).

Já no caso dos Plintossolos, cuja formação é marcada pela presença de plintita e concentrações. Os dados indicam uma possível retenção ou modificação da disponibilidade de cátions, o que pode ser interpretado como um efeito da estrutura cimentada que caracteriza esses solos (Baldock, 1998). Assim, embora os processos de lixiviação predominem e promovam a perda de cátions móveis, a variabilidade observada nos perfis reflete uma interação complexa entre os processos naturais de intemperismo e os efeitos da matéria orgânica, que juntos determinam a formação e a diferenciação dos horizontes em Latossolos e Plintossolos.

A análise micromorfológica e um conjunto selecionado de fotomicrografias fornecem evidências cruciais para compreender os processos envolvidos na formação dessas estruturas ferruginosas. Esses resultados sugerem que a couraça ferruginosa não é um produto direto do intemperismo dos arenitos da FSM por laterização, mas sim de um processo complexo de ferruginização, envolvendo redistribuição e cimentação de ferro a partir de soluções enriquecidas, possivelmente influenciadas por processos hidrodinâmicos pós-sedimentares.

As análises micromorfológicas das seções delgadas que retratam os horizontes Crf nos ajudam a compreender as diferentes fases de cimentação da matriz das rochas sedimentares da FSM. Fotomicrografias em luz polarizada (Figuras 18a, 18b e 18c) e refletida (Figuras 18c, 18d e 18e) mostram uma distribuição porfirica, apédica, caracterizada por grãos de quartzo bem preservados, imersos em uma micromassa de coloração amarelo-pálida. Essa matriz representa o produto da alteração dos arenitos sob condições superficiais antes da chegada do ferro. No interior dessa matriz argilosa, pequenas pontuações de ferro isoladas ocorrem associadas à microporosidade. Essas pontuações se ramificam em estruturas celulares (Figura 14f), conforme definidas por Stoops (2021), indicando a dispersão do ferro através da microporosidade.

À medida que soluções ricas em ferro infiltram as rochas, ciclos de oxidação sucessivos promovem a formação de fases minerais ferruginosas amorfas, como a ferridrita. Esse processo gera a liberação de prótons de H^+ , que desestabilizam as argilas presentes, particularmente a caulinita. A dissolução progressiva dessas argilas ocorre em associação com oscilações do nível freático, favorecendo a introdução de quantidades crescentes de ferro na

micromassa. Com o tempo, esse ferro substitui as argilas dissolvidas e precipita na forma de óxidos e hidróxidos de ferro, principalmente goethita.

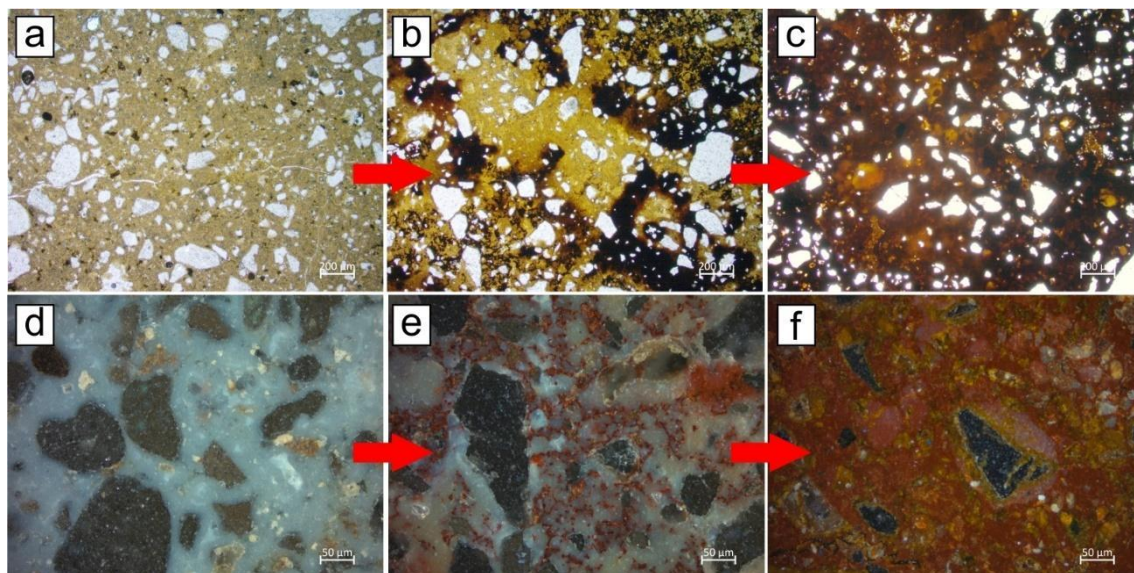


Figura 18. Fotomicrografias em luz polarizada e refletida da ferruginização da FSM.

O crescimento das estruturas lineares leva à progressiva zonalidade da micromassa, inicialmente formando manchas difusas, que evoluem para padrões mosqueados até que todo o fundo matricial seja pigmentado por ferro. Os cristais de quartzo são progressivamente envolvidos e começam a ser dissolvidos pelos mesmos processos responsáveis pela dissolução da caulinita. Entretanto, nem o quartzo nem a caulinita são completamente removidos, o que explica a presença residual da caulinita nas análises de difração de raios X da couraça. No entanto, como o quartzo é significativamente mais abundante na rocha original, ele é proporcionalmente mais preservado no produto final, resultando na formação da couraça com a morfologia descrita para a couraça maciça.

Assim, os poros cavitários observados na couraça correspondem, principalmente, a núcleos de quartzo dissolvidos, classificados como *mottled voids*, enquanto as zonas amareladas arredondadas representam porções relictuais da matriz do arenito antes da precipitação dos óxidos de ferro. Esse processo, no qual o ferro invade a estrutura da rocha e gera um material endurecido e concrecionado, reflete um mecanismo de enriquecimento absoluto. Dessa forma, sua denominação mais precisa é ferruginização, diferenciando-se conceitualmente do processo de laterização (Buol et al., 2011).

Não é a primeira vez que a ferruginização é compreendida como produto da formação das couraças da Formação Serra dos Martins (FSM). Menezes (1990), por exemplo, analisou os ferricretes, destacando a predominância de hematita e goethita nas fácies *Arn gro-mgr* (arenito grosso-médio), *Arn fmg* (arenito fino) e em sedimentos siltosos e argilosos. A goethita, em particular, constitui o principal cimento observado em blocos de arenito da fácies *Arn gro-mgr*. O autor destaca que em algumas amostras, o processo de ferruginização parece ter ocorrido após a silicificação, com a goethita substituindo a sílica e, em certos casos, preenchendo completamente os espaços intergranulares da rocha. Em outras situações, a ferruginização ocorre simultaneamente à precipitação de sílica, resultando na formação de agregados colomorfos com estrutura botrioidal e crostas colomorfas de óxidos de ferro. interpretação é de que a ferruginização é posterior a silicificação e substitui um cimento por outro, e que as estruturas denominadas pelo autor de botroidais e colomorfas são derivadas da degradação da couraça, como veremos em outro tópico.

A interpretação mineralógica e petrográfica dos materiais da FSM indica que a ferruginização é um processo posterior à silicificação, ocorrendo a substituição progressiva do cimento silicoso por óxidos de ferro, especialmente goethita e hematita. Essa substituição representa uma etapa avançada de intemperismo químico, em que a percolação de soluções ferruginosas leva à cimentação ferruginosa tardia dos sedimentos previamente silicificados (Menezes, 1999; Lima, 2008). Além disso, as estruturas botroidais e colomorfas observadas em seções delgadas e em afloramentos são interpretadas como produtos da degradação de couraças ferruginosas pré-existentes, resultantes da fragmentação e reidratação dos nódulos hematíticos sob condições de alternância hídrica e atividade biogeoquímica (Tardy, 1997; Beauvais & Tardy, 1993). Esses elementos estruturais não apenas revelam a história pós-diagenética da Formação, como também são fundamentais para entender a morfologia e a dinâmica das crostas ferruginosas tropicais remobilizadas ao longo do tempo.

A constatação de que as couraças que compõem a couraça da FSM não se originam de um perfil laterítico, mas sim de um processo de ferruginização, remete à distinção estabelecida por Aubert (1954) entre alteração (laterização) e endurecimento (ferruginização). Segundo esse autor, a ferruginização é o único processo que promove o enriquecimento de Fe e Mn sem a remoção expressiva de sílica (dessilificação completa). Assim, na Serra dos Martins, a ferruginização se destaca como o mecanismo predominante, condicionado por fatores hidrogeomorfológicos específicos. A região, anteriormente caracterizada por uma

planície de inundação associada a um sistema fluvial anastomosado, passou por ciclos sazonais de alagamento e secagem, criando condições favoráveis para a precipitação de óxidos de ferro. Esse regime hidrológico dificultou a lixiviação intensa de sílica e cátions básicos, fenômeno característico da laterização. Em vez disso, a oxidação do ferro presente nas rochas silicatadas da região favoreceu a formação de concreções ferruginosas e solos enriquecidos em óxidos de ferro, consolidando um ambiente de ferruginização predominante.

Um modelo de origem da ferruginização em arenitos foi proposto por Ollier (1991). De acordo com esse modelo, a ferruginização ocorre quando o ferro é mobilizado pelas águas de percolação e se acumula nas camadas superficiais das rochas, promovendo a formação de lateritas ou de camadas cimentadas por óxidos de ferro. Esse modelo sugere que a dinâmica hidrológica, associada à oscilação dos níveis freáticos e à atividade biológica, desempenha um papel central na evolução das couraças ferruginosas (Figura 19).

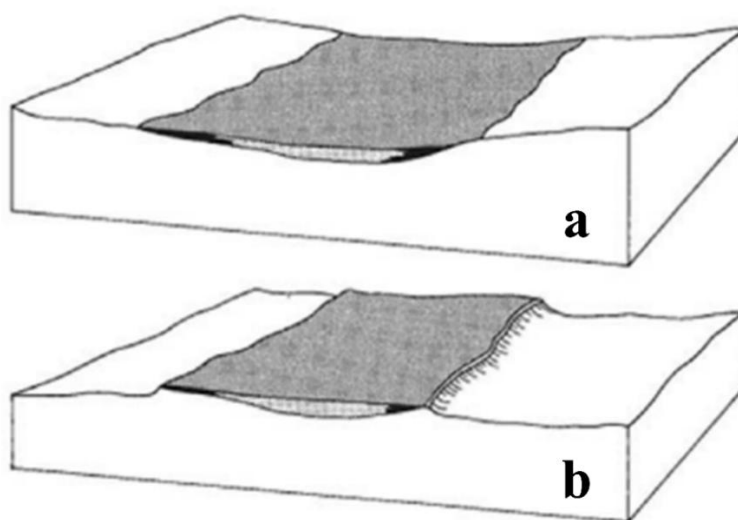


Figura 19. Modelo de Ollier.

Em resumo o modelo de Ollier pode ser interpretado nos seguintes estágios.

1. Intemperismo e Lixiviação: O ferro é liberado dos minerais pelas ações químicas do intemperismo;
2. Precipitação de Óxidos de Ferro: O ferro se oxida e precipita, formando minerais como hematita e goetita nas camadas superficiais;

3. Cimentação: A goethita e hematita cimentam os sedimentos, tornando-os mais coesos e resistentes à erosão;
4. Erosão das Camadas Inferiores: As camadas mais vulneráveis (não cimentadas) são erodidas, enquanto a couraça ferruginosa é preservada;
5. Formação da Meseta: A couraça ferruginosa forma uma superfície plana ou suavemente inclinada, resultando na meseta.
6. Preservação: A couraça resistente protege a meseta, mantendo-a estável por longos períodos.

O modelo de ferruginização proposto por Ollier (1991), no qual o ferro é mobilizado em solução sob condições redutoras e precipitado como óxidos sob condições oxidantes, encontra aplicação direta na interpretação da evolução da Formação Serra dos Martins (FSM). Esta formação, constituída predominantemente por arenitos finos a grossos com intercalações conglomeráticas e siltitos, foi inicialmente depositada em um sistema fluvial meandrante entre o Paleoceno e o Oligoceno (Menezes, 1999). Após a sedimentação, os pacotes areníticos sofreram forte cimentação silicosa, possivelmente sob influência de processos eodiagenéticos associados a climas úmidos, como evidenciado pela intensa caulinição e substituição de feldspatos por sílica (Lima, 2008).

Posteriormente, durante o Neógeno, sob a influência de um novo regime climático com marcante alternância hídrica e estabilidade tectônica relativa, iniciou-se a ferruginização secundária dos sedimentos, caracterizada pela substituição parcial ou total do cimento silicoso por óxidos de ferro, especialmente hematita e goethita, como descrito por Ollier. Essa ferruginização tardia foi favorecida por fluxos ascendentes ou laterais de soluções ricas em ferro, sob condições oxidantes, culminando na formação de estruturas colomorfais e botroidais, comuns nos níveis superiores dos arenitos da FSM. Esses produtos pedogenéticos não apenas consolidaram os materiais, mas também deram origem a couraças ferruginosas cuja posterior degradação gerou nódulos, pisólitos e horizontes mosqueados. Assim, a FSM evoluiu de um sistema fluvial deposicional para um corpo geológico intensamente alterado por processos supergênicos, cujos estágios de silicificação e ferruginização refletem os pulsos climáticos e geomorfológicos que marcaram a história pós-cretácea do Planalto da Borborema.

Thomas (1974) corroborou esse modelo ao sugerir que a formação de concreções ferruginosas, também denominadas *ironstone*, é um produto da ferruginização intensiva, na

qual a precipitação de ferro ocorre de maneira localizada em arenitos já enriquecidos com cimentos ferrosos. As condições ideais para a formação dessas concreções incluem alta pluviosidade e a presença de uma fonte de ferro disponível na paisagem. Esse autor também propôs uma nomenclatura diferenciada, utilizando o termo *lateritas* exclusivamente para materiais resultantes de enriquecimento relativo e *ferricrete* para aqueles formados por enriquecimento absoluto. Sob essa perspectiva, as couraças da Formação Serra dos Martins (FSM) seriam classificadas como *ferricretes*.

Bigarella et al. (2007) forneceram uma contribuição fundamental para a compreensão da ferruginização em arenitos nas regiões tropicais, com foco especial no Nordeste do Brasil, particularmente no estado da Bahia. Os autores analisaram a formação de concreções ferruginosas e a influência da ferruginização no desenvolvimento de solos lateríticos. Eles observaram que o ferro, presente em abundância nas rochas parentais da base da estratigrafia, é mobilizado durante o intemperismo químico e tende a se precipitar nas camadas superficiais dos arenitos, promovendo a cimentação dos sedimentos e a formação de couraças ferruginosas.

A ferruginização é um processo fortemente influenciado pelo clima, sendo favorecido por temperaturas elevadas e alta pluviosidade, que intensificam a lixiviação e redistribuição do ferro por meio de processos de oxirredução. É preciso considerar que além da saída de ferro a partir da dissolução dos minerais que os contém, ele precisa ser na forma reduzida, mobilizado por soluções na paisagem. Seria, então, a alternância de ciclos de umedecimento e secagem e o estímulo à oxidação do ferro dissolvido, que resultariam na formação das couraças ferruginosas.

Compreender que a ferruginização, e não laterização, é o processo responsável pela formação das couraças ferruginosas da FSM é essencial por diversos motivos. Primeiramente, porque o termo *laterização* tem sido amplamente utilizado para explicar a origem desses materiais na FSM (Nunes e Espindola, 1993, 1990 e 1985; Gurgel et al., 2013; Maia et al., 2016; Angelim et al., 2006). No entanto, se a ferruginização, conforme demonstrado neste modelo, é o processo preponderante, então as couraças representam não apenas uma condição topográfica distinta, mas também uma diferenciação entre os mecanismos de acumulação de ferro e sua posterior cimentação, além de seu papel geomorfológico na inversão do relevo e na preservação das superfícies de cimeira. Essa interpretação corrobora os modelos propostos para a região por Dresh (1957), Ab'Saber (1969), Mabessone et al. (1972), Lima (2008), entre

outros. A relação entre a gênese das couraças e a evolução das mesetas é um aspecto central e será abordado em discussões posteriores.

5.2 - A degradação da couraça e a formação dos solos

No Brasil, diversos estudos destacam a conversão de couraças em solos (Nascimento, 1993; Horbe e Costa, 1997; 1999; Horbe et al., 1999; Coelho et al., 2001; Larizzati e Oliveira, 2005; Oliveira et al., 2011; 2013; Machado, 2018; Varajão et al., 2020), enfatizando esse processo como uma sentinela das mudanças na paisagem.

O desmantelamento da couraça ferruginosa ocorre em várias etapas. Inicialmente, há uma fragmentação física da couraça, à medida que os nódulos de ferro se desintegram. Em seguida, ocorre o intemperismo químico das partículas remanescentes, que se transformam em produtos mais instáveis e porosos. A estrutura da rocha original vai se obliterando, e o material formado, de menor resistência, começa a adquirir características típicas de solos (Goudie, 2003).

As mudanças climáticas desempenham um papel crucial nessa degradação. Em regiões tropicais, onde a laterização ocorre intensamente, a interação entre a precipitação e a temperatura é decisiva. Durante períodos de seca prolongada, a falta de umidade no solo pode tornar a couraça mais frágil e quebradiça, tornando-a suscetível à fragmentação. Por outro lado, um aumento nas chuvas pode acelerar o processo de intemperismo, promovendo a dissolução de minerais e enfraquecendo a coesão das partículas que formam a couraça. A variação térmica, como o aquecimento durante o dia e o resfriamento à noite, também contribui para a degradação. Esse ciclo de expansão e contração térmica pode causar fissuras, enfraquecendo ainda mais a estrutura da camada superficial (Santos & Costa, 2004).

A vegetação também tem um papel importante na degradação. As raízes das plantas infiltram-se nas fissuras da camada de rocha, ampliando-as e permitindo a infiltração de água, o que intensifica o processo de intemperismo e fragiliza a estrutura. No entanto, a vegetação tem uma função protetora, estabilizando o solo e evitando que a couraça seja exposta à ação direta da água e do vento. Quando a vegetação é removida, como em áreas desmatadas ou devido a práticas agrícolas intensivas, a couraça perde sua proteção natural e fica mais vulnerável à erosão. Além disso, a decomposição da matéria orgânica das plantas libera ácidos orgânicos que aceleram a dissolução dos minerais da couraça, promovendo o desgaste e a fragmentação (Lima & Silva, 2006).

O processo de degradação e sua transformação em solo se dá por uma sequência de eventos que envolve alteração mineralógica intensa, especialmente do ferro e do alumínio, sob a ação de processos de lixiviação, acumulação de óxidos de ferro, e transformação química de minerais primários. As etapas vão desde a formação da couraça ferruginosa, passando pela formação de saprólito grosso e fino, o desenvolvimento do horizonte mosqueado, a carapaça ferruginosa, até o dismantelamento da couraça e a formação desses solos.

1. Presença de couraça preservada em mesetas e a hipótese de inversão do relevo

A ocorrência de couraças preservadas no topo da paisagem, na forma de mesetas, é um indicativo geomorfológico importante. Essa configuração está associada ao processo de inversão do relevo, no qual antigas superfícies endurecidas, antes situadas em posições mais baixas, tornam-se topoformas elevadas à medida que os materiais menos resistentes ao intemperismo são erodidos. Essa interpretação é sustentada pelos seguintes aspectos:

- Resistência diferencial à erosão: A couraça, por ser mais resistente à erosão do que os materiais subjacentes, tende a persistir nas partes mais altas do relevo, enquanto os arenitos e solos mais friáveis são progressivamente removidos.
- Distribuição dos Plintossolos: A transição da couraça para Plintossolos sugere que o dismantelamento ocorre preferencialmente nas bordas das mesetas, onde processos erosivos e pedogenéticos atuam com maior intensidade.

A couraça preservada em mesetas, formada por camadas resistentes como a laterita, protege essas superfícies da erosão, garantindo sua estabilidade ao longo do tempo, conforme observado em estudos como os de Silva et al. (2018). Essa proteção é essencial para a manutenção das formas tabulares típicas de mesetas, como na Chapada Diamantina. Já a hipótese de inversão do relevo explica a transformação de antigas depressões em elevações devido à variação na resistência dos materiais rochosos, enquanto áreas mais elevadas são erodidas, conforme discutido por Almeida (2020). Costa e Ramos (2019) reforçam que esse processo é importante para compreender a dinâmica geomorfológica de mesetas brasileiras.

2. Evidências de fácies de dismantelamento (deferruginização) nos perfis dos solos

A transição da couraça ferruginosa para solos mais desenvolvidos é marcada por fácies de dismantelamento, que evidenciam sua fragmentação progressiva. Duas observações específicas reforçam essa interpretação:

- A presença de carapaça no horizonte CC dos Plintossolos: Esse horizonte contém fragmentos endurecidos da couraça, indicando um estágio intermediário de degradação. O processo de alternância entre períodos de umedecimento e secagem, comum em ambientes com variação do nível freático, promove a dissolução parcial da matriz ferruginosa e a redistribuição dos óxidos de ferro, levando à formação dos Plintossolos.
- O horizonte Bw e Btc A presença de vestígios da couraça dismantelada nesse horizonte confirma que o Latossolo se origina de um material já bastante intemperizado. O intemperismo químico intenso atua na decomposição dos minerais primários e na concentração residual de caulinita e óxidos de ferro e alumínio, características típicas dos Latossolos.

Essas fácies representam diferentes estágios do dismantelamento da couraça: enquanto os Plintossolos ainda preservam estruturas ferruginosas em processo de fragmentação, os Latossolos resultam da completa alteração desse material, com a formação de uma matriz homogênea e bem estruturada.

O modelo de degradação avançada da couraça transformada em Plintossolo, acontece no núcleo das mesetas e resulta em um perfil Latossolico, com horizonte Bw. Os Plintossolos de borda são degradações gradativamente rejuvenescidas e guardam heranças da couraça com ferricretes dentro de uma carapaça, formando os horizontes CC (Figura 20).

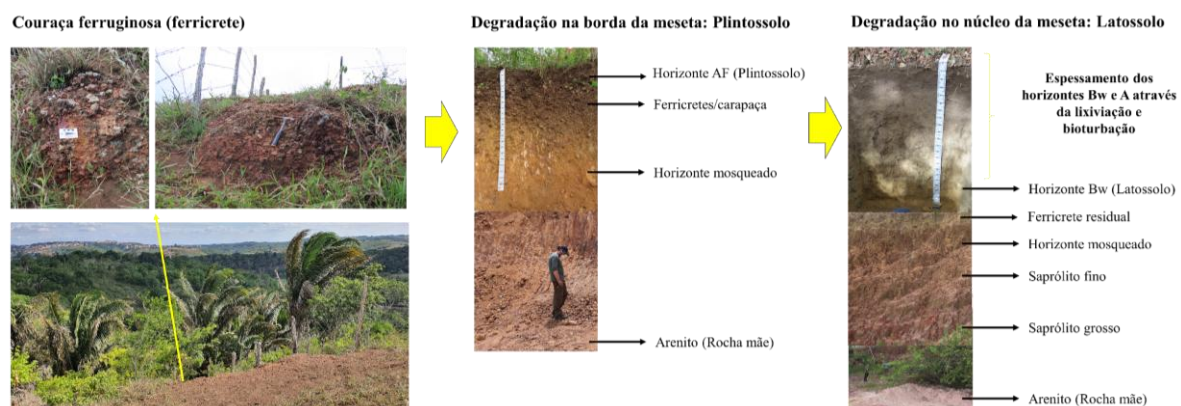


Figura 20. Modelo de degradação da couraça em Plintossolo e em Latossolo na FSM.

A formação do Plintossolo está intimamente relacionada à dinâmica de água no solo. Em áreas onde o ciclo de saturação e dessaturação é frequente, o ferro presente na matriz da couraça é dissolvido durante os períodos úmidos e, posteriormente, precipita-se novamente durante os períodos secos, formando a petroplintita. A formação da petroplintita é um processo contínuo que ocorre ao longo do tempo (Figura 3; Tabela 1).

À medida que o intemperismo continua sobre as ferricretes, o Plintossolo pode evoluir para um Latossolo, embora esse processo seja gradual e dependa de várias condições, como o tempo, o tipo de rocha parental e as condições climáticas locais. A principal transformação ocorre devido a uma maior lixiviação e acúmulo de produtos de intemperismo. Para isso seguem três etapas:

1. Lixiviação de nutrientes e de cátions solúveis: Com o avanço do intemperismo, especialmente em climas quentes e úmidos, os minerais solúveis como os cátions de cálcio, magnésio e potássio são lixiviados para camadas mais profundas do solo. Isso reduz a fertilidade do solo, mas também promove a formação de argilas como kaolinitas, que são mais estáveis em climas tropicais e subtropicais. A lixiviação, portanto, contribui para a desmineralização do solo, enquanto os óxidos de ferro se acumulam nas camadas mais superficiais. O Latossolo e Argissolo são mais férteis que os Plintossolos devido
2. Acúmulo de óxidos de ferro e alumínio: À medida que o ferro continua a ser lixiviado e reprecipitado, ocorre o aumento da acumulação de óxidos de ferro e alumínio no solo. Esse acúmulo é responsável pela coloração vermelha ou amarela característica dos Latossolos, que se forma à medida que os nódulos de ferro do Plintossolo se transformam em horizontes mais contínuos de óxidos de ferro, como hematita e goethita.
3. Formação de horizontes mais profundos e desenvolvimento da estrutura do solo: Com o tempo, o Plintossolo evolui para um Latossolo, quando a camada de plintita vai sendo substituída por horizontes mais profundos, ricos em argilas, que resultam da decomposição de minerais primários. O Latossolo é caracterizado por um forte desenvolvimento do horizonte B, com uma maior concentração de argilas e óxidos de ferro. Esse horizonte é frequentemente associado a uma textura mais fina e uma maior capacidade de retenção de água. Estão localizados nos núcleos das mesetas, onde a ação da ferralitização, biturbação e acidólise são intensas. É nos núcleos das mesetas

que ocorre maiores índices de dispersões de sementes e consequentemente maiores índices diversidade florestal que afetam o desmantelamento da couraças (Figura 3; Tabela 1).

Foram observados nesse estudo sinais de que há evolução de Plintossolos para Latossolos, tendo um caminho intermediário a gênese de Argissolo, como redução ou ausência de concreções plínticas, onde a transição de horizontes com concreções para horizontes mais uniformes pode indicar avanço do intemperismo. Aumento de teor de argila e menor segregação de ferro, onde a transformação da plintita envolve redistribuição do ferro. A redução de feições plínticas (como nódulos ferruginosos) e aumento de argila indicam evolução. A substituição dos minerais primários por secundários, como gibbsita, caulinita, e diminuição de quartzo.

Autores clássicos oferecem uma compreensão detalhada e interligada dos processos de desmantelamento de couraças ferruginosas, formação de Plintossolos e a evolução para Latossolos. A partir de uma base comum de observações sobre o intemperismo, lixiviação e acumulação de ferro, suas obras se complementam, cada uma expandindo o entendimento dos processos pedogenéticos e da formação desses solos típicos de regiões tropicais. A pesquisa de Tardy (1997) e Figueiredo et al. (2000) é fundamental para a construção da teoria geral sobre esses solos, sendo amplamente referenciada por Buss (1998), Roquin & Tardy (1992), Bourguignon (2001), Schwartz (1986) e Pires et al. (2003), todos contribuindo para um entendimento holístico dessa pedogênese em ambientes tropicais e subtropicais.

A formação de horizontes mais profundos nos solos tropicais está diretamente ligada aos processos de intemperismo químico e decomposição dos minerais primários, que liberam nutrientes e promovem o enriquecimento gradual em argilas. Segundo Jenny (1941), esses processos, aliados à ação do clima e da biota, favorecem o desenvolvimento de perfis mais estruturados e profundos, típicos dos Latossolos. A substituição da camada plíntica endurecida característica dos Plintossolos por horizontes argilosos ocorre lentamente, à medida que a plintita sofre dissolução e é substituída por minerais secundários, resultando em maior porosidade e capacidade de retenção de água.

A evolução do Plintossolo para Latossolo representa uma etapa avançada da pedogênese em ambientes tropicais, como descrito no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Embrapa, 1999). Kämpf & Cambeses (1982) destacam que esse processo é marcado

pela diminuição progressiva da camada plíntica e o desenvolvimento de horizontes profundos ricos em argilas

A redistribuição do ferro, que é mobilizado no centro da meseta pela ação da vegetação e pela maior umidade, tem um impacto direto na formação de couraças pisolíticas na borda da meseta. A acidificação promovida pela vegetação no centro da meseta favorece a mobilização do ferro, que é transportado para as bordas, onde, em condições mais secas e com maior disponibilidade de oxigênio, o ferro sofre oxidação. Esse processo transforma a couraça maciça em uma estrutura pisolítica, composta por córtex goethíticos, e os grânulos ou nódulo granular com franjas de redução (McFarlane, M. J. (1976).

Esse processo de deferruginação no centro da meseta e reo-oxidação do ferro na borda pode ser resumido da seguinte forma:

1. Centro da meseta (umidade alta e vegetação úmida): O ferro é mobilizado da couraça por intemperismo químico, especialmente pela infiltração de água que dissolve os minerais de ferro (Fe^{2+}).
2. Movimento horizontal: O ferro solúvel é transportado horizontalmente pelo movimento da água subterrânea ou superficial em direção à borda da meseta.
3. Borda da meseta (ambiente mais seco e com oxigênio livre): Ao chegar na borda, o ferro entra em contato com o oxigênio atmosférico e é oxidado, formando óxidos de ferro (Fe^{3+}), o que leva a um novo endurecimento do material com formação de nódulos pisolíticos.

Santos et al. (2013) discutem a formação de Plintossolos em regiões de bordas de mesetas no Brasil. Os autores explicam que a formação desses solos está intimamente ligada ao intemperismo de rochas sedimentares, como arenitos e conglomerados, ao longo de longos período de tempo. O processo de formação da plintita ocorre principalmente pela ação de águas superficiais e pela mobilização de óxidos de ferro que se precipitam nas camadas superficiais, resultando na formação de uma camada dura e compacta.

Schneid et al. (2007) investigam a dinâmica dos Plintossolos em áreas de transição entre o Cerrado e a Caatinga, incluindo regiões próximas às bordas de mesetas. Eles ressaltam que a formação de plintita nas bordas das mesetas é favorecida pela combinação do intemperismo físico e químico, aliado a um regime climático com períodos de seca intercalados com chuvas intensas. A mobilização de ferro e alumínio na vertente de meseta

forma o plinto, contribuindo para a baixa permeabilidade e a formação de camadas que, por vezes, dificultam o uso agrícola dessas áreas.

Fagherazzi e Suguimoto (2006) também contribuíram para o entendimento da gênese dos Plintossolos, enfocando a interação entre os processos de intemperismo e a ação geomorfológica nas bordas das mesetas. Segundo os autores, a combinação de processos erosivos nas bordas das mesetas e o acúmulo de material orgânico e inorgânico favorecem a formação de solos com plintita, que se acumulam em determinadas zonas devido à drenagem lenta da água.

Melo et al. (2011) expande o entendimento sobre as condições ambientais específicas para a formação de Plintossolos, enfatizando que a presença de camadas plintíticas é particularmente notável em regiões de bordas de mesetas, onde a interação entre o relevo e os processos climáticos cria um ambiente favorável para a acumulação de ferro e a formação de camadas duras.

Santos et al. (2013), destacam que a gravidade e o fluxo lateral da água dificultam a precipitação dos minerais de ferro nas posições de borda, e que em regiões de bordas de mesetas, o fluxo lateral de água geralmente remove os produtos do intemperismo profundo, contribuindo para o acúmulo de materiais em vez de sua transformação.

A Os dados analisados (granulometria, física, química e a carapaça com petroplintita) reforçam a hipótese de que a pedogênese dos Latossolos e Plintossolos da área estudada está diretamente relacionada à degradação de uma couraça ferruginosa maciça, originada a partir da ferruginização dos arenitos da Formação Serra do Martins (FSM). Nos Plintossolos, os elevados teores de concreções ferruginosas (56 a 92% nos horizontes Cc) e a expressiva variação de cores nos horizontes subsuperficiais, com presença de mosqueados e torrões imersos em matriz argilosa, indicam forte segregação do ferro e instabilidade pedogenética, coerente com o modelo de formação de plintita em condições de oscilação do lençol freático.

Já nos Latossolos, a ausência de concreções e a distribuição homogênea da fração argilosa (acima de 50% no horizonte Bw) sugerem um estágio mais avançado de intemperismo, em que a dissolução parcial da couraça ferruginosa levou ao empobrecimento em ferro segregado e ao enriquecimento da matriz do solo com finos. Esse processo é corroborado pelos valores de pH entre 4,6 e 5,4, que favorecem a mobilização do ferro nas

áreas de maior umidade, como o topo da meseta, e sua posterior reprecipitação nas bordas, onde condições mais oxidadas permitem a formação de novas estruturas pisolíticas.

A maior saturação por bases nos Latossolos (V% até 57%) e os menores teores de Al^{3+} e H+Al em relação aos Plintossolos indicam uma menor toxicidade do solo e maior estabilidade química, contrastando com os Plintossolos, que ainda apresentam elevados teores de alumínio e hidrogênio trocáveis, refletindo um ambiente mais dinâmico e sujeito a processos de segregação mineral.

Além disso, os Latossolos demonstram maior acúmulo de carbono orgânico e textura mais homogênea, fatores que contribuem também para a degradação das concreções ferruginosas restantes e favorecem a transição para um solo mais profundo e evoluído, processo esse também realizado pela própria evolução pedológica. Assim, os dados sustentam a hipótese de que os Latossolos da região representam um estágio avançado da pedogênese, resultante da degradação progressiva da couraça ferruginosa e da redistribuição dos produtos do intemperismo ao longo da paisagem, promovendo a transição de um sistema plíntico para um solo mais homogêneo e intensamente alterado.

formação de Latossolos em núcleos de mesetas e chapadas é um exemplo de como as condições geomorfológicas influenciam diretamente os processos pedogenéticos. A posição elevada dessas áreas favorece a lixiviação eficiente, a concentração de minerais de ferro e alumínio e o desenvolvimento de camadas espessas de solos intemperizados. O espessamento dos Latossolos nessas regiões é um resultado direto da combinação entre o intemperismo químico, a drenagem eficiente, o acúmulo de material orgânico e as condições climáticas que promovem o processo de lixiviação. Em conjunto, esses fatores contribuem para a formação de solos de grande profundidade e com características pedológicas típicas, como a presença de horizonte Bw espesso (Santos et al., 2013); Fagherazzi & Suguimoto (2006; Moura et al., 2018).

A presença de fragmentos de couraça ferruginosa desagregada nos horizontes Bw dos Latossolos analisados sugere que esses solos representam um estágio avançado de transformação pedogenética de materiais originalmente plínticos. Essa hipótese é corroborada por dados granulométricos (Tabela 2), que mostram altos teores de argila (>50%) e pela distribuição homogênea da matriz, com ausência de concreções segregadas e estrutura granular bem desenvolvida (Figura 11). Do ponto de vista micromorfológico e mineralógico, os vestígios de nódulos ferruginosos e a presença de minerais como hematita, goethita e

caulinita (Figuras 10 a 11) são compatíveis com os processos de ferralitização descritos por autores como Boulet et al. (1970) e Pedro (1968), os quais enfatizam o papel do clima úmido, da drenagem e da dinâmica ferro-alumínica na gênese e transformação de horizontes concrecionários.

Autores clássicos como Muggler et al. (2001), Curi e Franzmeier (1984), e Ker (1997) discutem que os Plintossolos podem evoluir para Latossolos em ambientes tropicais sob drenagem progressivamente melhorada, favorecendo a redistribuição do ferro por eluviamento e a incorporação dos finos na matriz do solo. A coalescência e posterior fragmentação da petroplintita resultam na formação de couraças descontínuas e fragmentos dispersos, como observado nas feições dos Latossolos estudados (Figura 16).

Esse processo de dismantelamento da couraça, aliado à intensa atividade biológica e lixiviação, pode mascarar a herança plíntica original, promovendo perfis latossólicos com baixos teores de ferro segregado, como revelam os dados químicos (Tabela 3). Assim, os Latossolos com vestígios de petroplintita analisados neste trabalho reforçam a ideia de um continuum evolutivo entre Plintossolos e Latossolos em áreas sujeitas a intensificação dos processos lateríticos e ferralíticos, como proposto por Sys (1975) e reafirmado por Lepsch (2011).

5.3 Evolução da paisagem

Na Figura (21) está esquematizado o modelo de evolução da paisagem proposta nessa tese. No Momento 1 (Oligoceno), em um clima quente e úmido com alta precipitação, formaram-se arenitos e conglomerados em sistemas anastomosados, enquanto o ferro migrou das cimeiras para os sopés, recobrando esses depósitos sedimentares. Já no Momento 2 (Mioceno), a alternância climática entre períodos úmidos e secos provocou ciclos de umedecimento e secagem que cimentaram o arenito com ferro, originando uma couraça ferruginosa responsável por estabilizar as superfícies. No Momento 3 (Plioceno), a pedogênese e a erosão desgastaram as áreas periféricas, restando apenas a couraça mais resistente, que acabou elevada em relação ao entorno, dando origem às mesetas em um processo de inversão de relevo. Por fim, no Momento 4 (Quaternário), dois cenários distintos se consolidaram: no semiárido, o dismantelamento das mesetas pela pedogênese e erosão originou Latossolos Amarelos típicos, enquanto nos Brejos de Altitude, a ação do componente biológico teria acelerado a destruição da couraça, resultando na formação de Latossolos Amarelos e Plintossolos húmicos.

Momento 1

No Oligoceno a região tinha um regime de precipitação e temperaturas elevadas. Desse contexto ambiental se formaram arenitos e conglomerados e um sistema anastomosado. Desse quadro de intemperismo, o **ferro migrou** das cimeiras para os sopés, revestindo os arenitos e conglomerados



Momento 2 (ferruginização 1)

No Mioceno, mudanças climáticas oscilantes de quente úmidas para frias e secas acarretaram ciclos de umedecimento e secagem no arenito cimentado com ferro. A ferruginização avançou formando uma **couraça** que ocupou as posições de canais e margens e deu estabilidade



Momento 3 (ferruginização 2)

No Plioceno, ciclos de pedogênese e erosão intemperizaram as áreas periféricas (maciços residuais), restando apenas a couraça, que ao mesmo tempo, foi sendo alçada à posição de cimeira na forma de **mesetas (inversão de relevo)**



Momento 4 (deferruginização no semiárido)

No Quaternário, no ambiente semiárido, as mesetas foram sendo dismanteladas pela pedogênese e erosão, dando origem Latossolos Amarelos típicos



Momento 4 (deferruginização nos Brejos de Altitude)

No Quaternário, as áreas sob massas úmidas formaram os Brejos de Altitude. **Os Brejos de Altitude são o componente biológico** (hipótese) que atuou no dismantelamento da couraça criando a especificidade de haver Latossolos Amarelos e Plintossolos húmicos.



Figura 21. Modelo de evolução da paisagem.

Areia através do P1 mostram um avanço da pedogênese superior a Cuité, pois apresenta uma precipitação média anual de 1305 mm (Figura 22), que mesmo sendo elevada em relação a região semiárida, não explica essa pedogênese. Esse volume de precipitação está relacionado ao período chuvoso de janeiro a setembro, e o período seco, de outubro a dezembro, influenciados por dois mecanismos atmosféricos, no verão, a Massa Equatorial Continental, e no inverno, a Massa Tropical Atlântica; que favorecem os processos de intemperismo físico e químico, promovendo maior degradação das mesetas e couraça (Alvares et al., 2013). A vegetação predominante em Areia é uma Floresta Ombrófila Aberta, uma formação vegetal característica de áreas de clima tropical úmido, com árvores de grande porte e uma densa cobertura de folhas (IBGE, 2012).

A gênese dos Plintossolos e Latossolos na região estudada está diretamente ligada a condições paleoambientais mais úmidas do que as atuais, com precipitações significativamente superior aos 1.400 mm anuais registrados hoje. Estudos mostram que, em períodos pretéritos, principalmente no Pleistoceno e início do Holoceno, houve fases de clima tropical muito mais úmido, favorecendo a mobilização intensa do ferro e sua posterior segregação na forma de plintita e couraças ferruginosas (McFarlane, 1991; Nascimento et al., 2008). Essas condições paleoclimáticas promoveram um processo de laterização mais intenso, levando à formação de Latossolos altamente intemperizados, caracterizados por baixa fertilidade natural e elevada homogeneidade textural, e de Plintossolos concrecionários, cujos altos teores de ferro indicam um regime hidromórfico oscilante ao longo do tempo (Resende et al., 2014).

Diversos estudos indicam que o clima do passado na região Nordeste do Brasil foi significativamente mais úmido do que o atual, com precipitações que ultrapassavam 2.000 mm anuais em determinados períodos do Pleistoceno e início do Holoceno. De acordo com Siffedine et al. (2003), registros sedimentares e isotópicos extraídos de lagoas e depósitos aluviais apontam para um período de maior umidade entre 10.000 e 5.000 anos atrás, quando a precipitação na região semiárida era até 50% maior do que a atual. Behling et al. (2000) reforçam essa interpretação ao analisarem a vegetação fóssil e evidências paleopedológicas na região, sugerindo que o regime climático mais úmido favoreceu a intensa laterização e formação de Latossolos altamente intemperizados, além da segregação de ferro em condições hidromórficas intermitentes, o que levou à gênese dos Plintossolos concrecionários.

Estudos como os de Cohen et al. (1999) também apontam que a Zona Tropical do Brasil passou por um período de intensificação do regime de chuvas durante o Holoceno Médio, com precipitações superiores a 2.000-2.500 mm anuais, promovendo processos pedogenéticos intensos como a lixiviação profunda de bases e o empobrecimento em minerais primários, características típicas dos Latossolos desenvolvidos na região estudada. Assim, os solos observados atualmente refletem uma paisagem herdada, onde a precipitação elevada do passado foi fundamental para a formação das couraças ferruginosas e das feições plínticas, enquanto o clima atual, menos úmido, atua principalmente na preservação e no retrabalho dessas estruturas.

Os solos estudados nas áreas também guardam fáceis da degradação da couraça maciça: rocha mãe, saprólito grosso, saprólito fino, horizonte mosqueado, carapaça e couraça, que foram sintetizados na tabela 4.

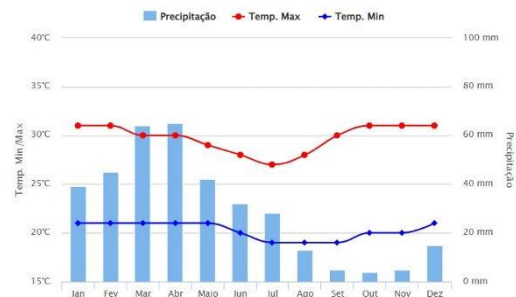
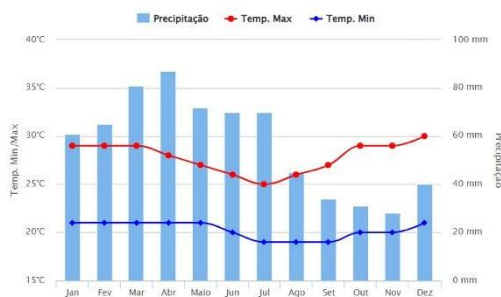
Areia (Brejo de Altitude)

Cuité

Precipitação

1305 mm

585 mm



Vegetação

**Floresta ombrófila aberta
(palmeiras)**

Caatinga



Mesetas

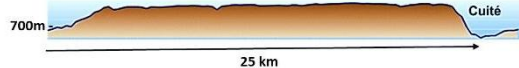
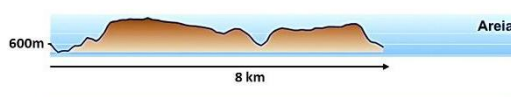
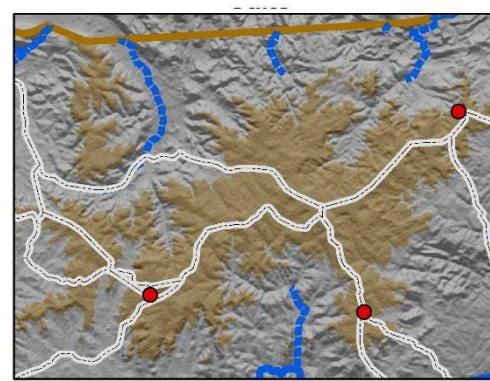
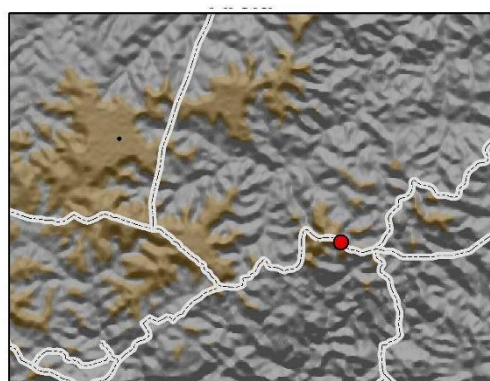









Figura 22. Precipitação, vegetação e mesetas de Areia e Cuité-PB.

Tabela 4. Fácies de degradação na área.

Facies	Na Literatura	Macromorfologia na área	Fotografia na área
Rocha mãe	A composição mineralógica, juntamente com a história geológica e estrutural, desempenha um papel crucial na circulação de fluidos meteóricos e na sua interação com os minerais, afetando as taxas de dissolução de maneira diferenciada e gerando produtos intemperizados (Tardy e Roquin, 1992; Tardy, 1997).	Arenito envolvido em um cimento de óxidos de ferro	
Saprólito Grosso	O ambiente do saprólito grosso é caracterizado pela natureza da rocha parental, onde fragmentos de rocha e minerais primários são preservados, mantendo sua estrutura original intacta (Tardy, 1997).	Blocos de arenito ferruginizado que formam uma matriz vermelha e blocos de arenito esbranquiçado que foram a matriz clara,	

Saprólito Fino	Esta fácies se desenvolve em uma zona saturada por água, onde a arquitetura da rocha parental e seu volume são preservados, mas ocorre um aumento na porosidade e uma transformação parcial ou total dos minerais primários (Tardy, 1997).	Arenitos finos avermelhados e paleocanais preenchidos por caulinita	
Horizonte Mosqueado	Caracteriza-se pela presença de manchas claras resultantes da lixiviação e manchas vermelhas devido à acumulação de ferro. Essas manchas vermelhas (mosqueados) aumentam gradualmente em direção ao topo, formando nódulos endurecidos, enquanto a estrutura original da rocha mãe é obliterada (Tardy, 1997).	Zonas de migração de ferro e colação difusa em mosqueados.	
Carapaça	Apresenta um aumento progressivo na acumulação de ferro, levando ao desenvolvimento de nódulos e à redução das manchas claras. Por isso, as áreas friáveis diminuem, enquanto as regiões endurecidas se expandem e se desenvolvem (Tardy, 1997).	Arranjo de nódulos e concreções soltas	
Couraça	Couraças ferruginosas são produtos de um longo processo de intemperismo, resultando em um material endurecido, com teores médios de Fe_2O_3 em torno de 40-60 %, podendo atingir dezenas de metros de espessura, sendo comumente encontradas em ambientes tropicais (NAHON, 1986; TARDY, 1997).	Couraça de ferro	

Ferricrete	<p>O ferricrete é formado pela oxidação de soluções de sais ferrosos que são transportadas por águas de percolação. Ele se forma próximo ou na superfície do solo e pode conter sedimentos que foram transportados de outras áreas.</p> <p>O nome ferricrete é uma combinação das palavras "ferruginoso" e "concreto".</p>	Nódulos e concreções	
------------	----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----------------------	-------------------------------------------------------------------------------------

Areia é um Brejo de Altitude, e de acordo com Souza e Oliveira (2006), os Brejos de Altitude são caracterizados por condições de alta umidade relativa do ar e precipitação consideravelmente maiores do que as áreas circundantes, mesmo estando em regiões de clima semiárido. Essas áreas de relevo elevado (como as serras) funcionam como ilhas de umidade, com uma vegetação mais densa e diversa, típica de ambientes úmidos, contrastando com o entorno mais árido e seco. Essa umidade é mantida principalmente devido ao efeito orográfico, ou seja, a elevação do terreno que interfere no fluxo de massas de ar, provocando precipitações mais intensas e criando um microclima favorável à vegetação úmida.

Os Brejos Altitude fazem parte da diversidade biológica do semiárido, e são encontrados nos estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco, cobrindo uma área original de aproximadamente 18.500km² (Figura 23).

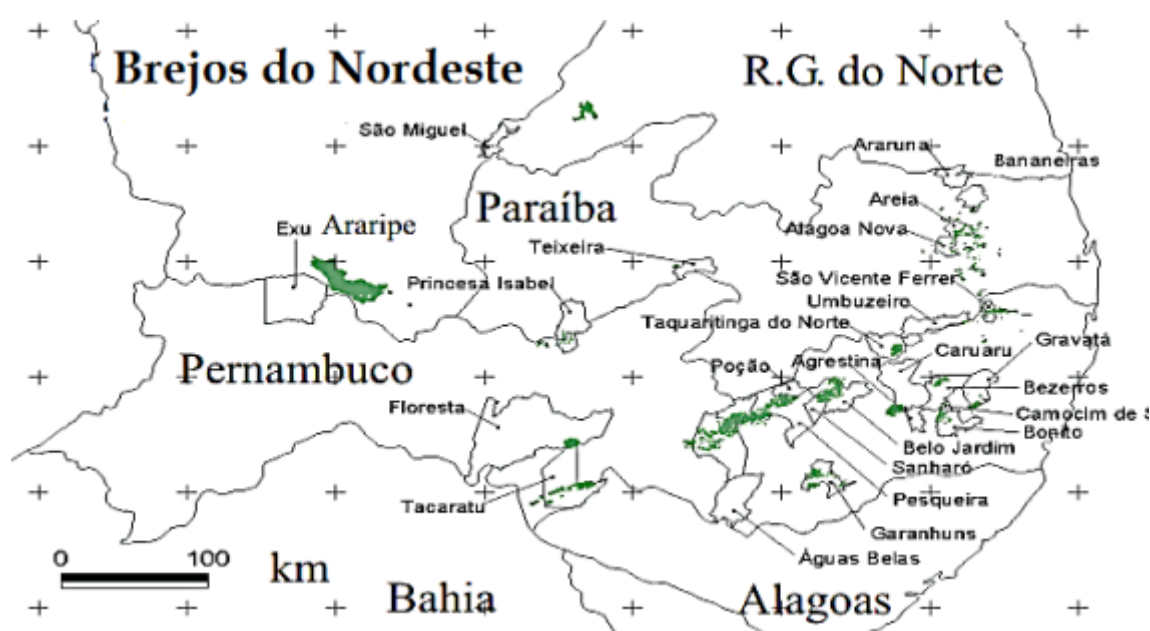


Figura 23. Espacialização dos Brejos de Altitude no Nordeste brasileiro. Fonte: Adaptado de Tabarelli & Santos (2004).

Conforme Araújo (2012), montanhas e planícies elevadas favorecem a formação de regiões fisiográficas de clima úmido. Nesses acidentes geográficos, as áreas ficam expostas ao barlavento, tornando-se úmidas devido à concentração de umidade e condensação, resultando em um processo orográfico que assegura uma maior umidade atmosférica local. Esse efeito é responsável pela criação de contrastes

climáticos intensos, como as sombras pluviométricas, que podem dividir territórios com grande precisão (Schaefer, 1973).

A orografia desempenha um papel crucial na formação dos padrões climáticos regionais, especialmente no que se refere à precipitação orográfica. As montanhas atuam como barreiras naturais que direcionam os fluxos de ar, resultando em áreas de maior umidade no barlavento e em regiões secas e áridas no sotavento (Figura 24).

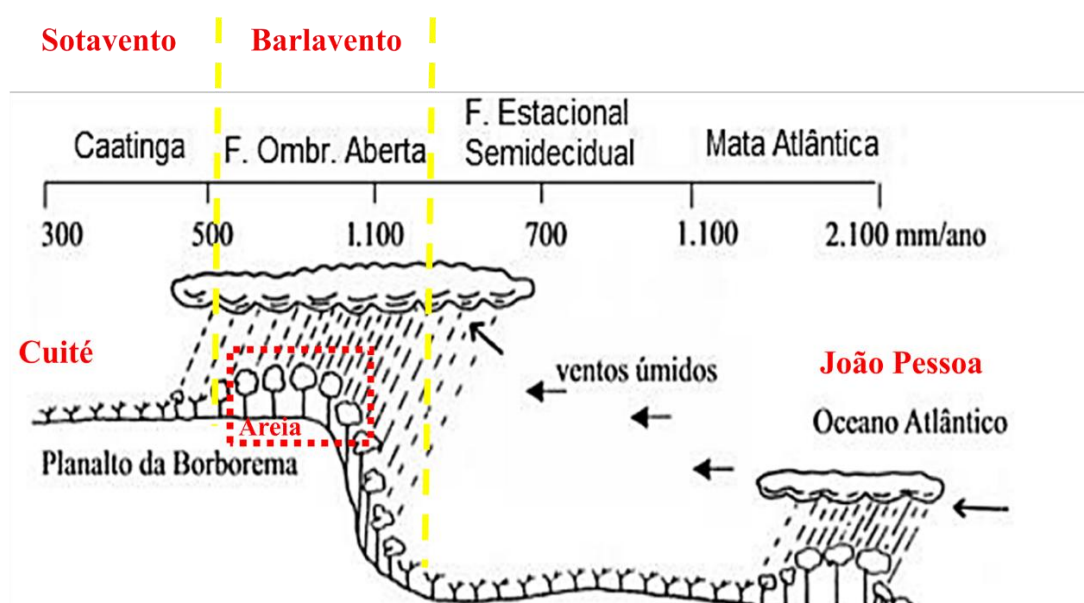


Figura 24. Dinâmica da orografia nos Brejos de Altitude. Fonte: adaptado de Tabarelli & Santos (2004).

Os enclaves úmidos (florestas) presentes nos Brejos são vistos como uma disjunção ecológica da Mata Atlântica, por exibirem características fisionômicas, florísticas e ecológicas de florestas úmidas isoladas em regiões de Caatinga. Segundo o Manual Técnico da Vegetação Brasileira-MTVG (IBGE, 2012, p.60): "Esta região florística é eminentemente climática na atualidade, variando de áreas pluviais, de superúmidas a úmidas, na costa florestal atlântica, até o território árido". A explicação mais aceita sobre a origem biogeográfica dos Brejos remonta às variações climáticas do Plioceno superior e Pleistoceno, que fazem parte da teoria dos Redutos de Vegetação e dos Refúgios de Fauna: (Ab'sáber, 1957), Bigarella E Ab'sáber (1961), Bigarella (1964, 1971), Vanzolini (1970), Troppmair (1973), Mueller (1973, 1977).

De acordo com Ab'Sáber (2003), essa teoria originou-se a partir da colaboração de diversos pesquisadores. Assim, no período quaternário (Pleistoceno, nos últimos 2 milhões de anos e até 10.000 anos atrás), as glaciações e interglaciações causaram, entre outros fatores, variações nas fisionomias vegetais, com mudanças entre climas frios e secos e quentes e úmidos. Durante esse intervalo de tempo, em regiões semiáridas em transição, ocorreram o declínio das coberturas florestais anteriores, uma ampla dessolagem dos horizontes superficiais do solo preexistente e o avanço significativo das caatingas por várias áreas dos planaltos e terras baixas interiores do Brasil. Ao mesmo tempo que a aridez progredia, houve a retração e fragmentação das áreas previamente florestadas, com as florestas mais diversas sendo mantidas apenas nas ilhas de umidade nas encostas de algumas serras voltadas para os ventos úmidos de exceção, com as florestas que existiam antes do avanço da semiaridez permanecendo como um ecossistema minoritário em forma de redutos de fauna e flora.

A vegetação mais úmida cria condições ideais para a atividade biológica no solo, o que acelera os processos de intemperismo. As raízes das plantas excretam exodatos (substâncias químicas) como ácidos orgânicos que ajudam a dissolver os minerais presentes nas couraças. Além disso, o ciclo de chuvas intensas provoca a lixiviação, ou seja, a remoção de elementos solúveis, como os óxidos de ferro e alumínio, acelerando a degradação da couraça e diminuindo sua extensão. Ugolini e Dahm (1972), Schwertmann e Taylor (1989), e Bigarella et al. (2007) ressaltam como os exodatos contribuem para a lixiviação de metais e para a alteração dos materiais lateríticos.

A bioturbação desempenha um papel crucial na formação dos Latossolos, interagindo com os processos químicos e físicos de intemperismo e modificação mineral. A contribuição dos autores clássicos, como Tardy (1997), Figueiredo et al. (2000), Buss (1998), Pires et al. (2003), Lima (1992), Schwartz (1986) e Roquin & Tardy (1992), nos proporciona uma compreensão robusta de como a atividade biológica influencia a pedogênese tropical, favorecendo a estruturação e a diferenciação dos horizontes típicos dos Latossolos.

A bioturbação e vegetação tem papel importante no desmantelamento das couraças. Ab'Sáber (1960, 1969) foi um dos primeiros a observar que em muitas áreas do Brasil, especialmente nas regiões tropicais, a vegetação tem um papel duplo: ela pode tanto ajudar a consolidar o solo e as couraças, estabilizando o relevo, como

também destruir essas camadas, especialmente quando há erosão associada a atividades biológicas. As raízes das plantas, ao penetrarem nas superfícies duras de couraças, podem expandir-se e causar a fragmentação dessas camadas, contribuindo para a erosão superficial.

Bigarella (1994) também discutiu como as raízes de plantas podem penetrar e alterar as propriedades das couraças ferruginosas, atuando diretamente na quebra física dessas camadas. As raízes podem infiltrar-se nas camadas duras de óxidos de ferro, promovendo sua fragmentação e, eventualmente, sua desintegração. A interação das raízes com a umidade do solo também favorece a solubilização de minerais e, conseqüentemente, o desgaste das camadas ferruginosas. Além das raízes, a ação de microorganismos presentes no solo também contribui para o desmantelamento das couraças. Microorganismos, como bactérias e fungos, podem atuar no processo de decomposição da matéria orgânica e na alteração dos minerais, quebrando as ligações que formam a estrutura das couraças ferruginosas.

Ollier (1991) e Goudie (2003) destacam que, embora a vegetação desempenhe um papel na degradação das couraças ferruginosas, ela também pode ter um papel estabilizador. Em muitos casos, a presença de vegetação densa atua para proteger as couraças da ação direta de fatores erosivos, como o vento e a água. As raízes das plantas ajudam a manter a estrutura do solo e das camadas superficiais, prevenindo o desmantelamento rápido e a erosão superficial. Dessa forma, a vegetação pode exercer um efeito duplo: em algumas situações, promove a degradação das couraças, enquanto em outras, contribui para sua preservação.

Lima (2003) fez uma análise sobre a relação entre vegetação e couraças em áreas de chapadas e mesetas, observando que o tipo de vegetação, a intensidade das chuvas e o regime de erosão podem afetar o grau de preservação ou desmantelamento das couraças. Ele destacou que, em regiões de floresta tropical, onde a vegetação é densa, as raízes tendem a penetrar mais profundamente nas superfícies ferruginosas, promovendo a fragmentação e erosão. Já em áreas com vegetação de cerrado ou campos, onde a vegetação é menos densa, as couraças tendem a ser mais preservadas.

Em Areia o P1 (Latossolo) e P3 (Plintossolo) formam horizontes húmicos (Figura 25). O P1 é um latossolo húmico 120cm de Ah e se enquadra na classificação de hiperespesso de Calegari (2008). Esses horizontes apresentam acúmulo de matéria orgânica no horizonte A e é promovido por um ambiente onde a

decomposição de restos vegetais é intensa. A matéria orgânica se combina com os minerais do solo, criando um horizonte mais espesso e mais rico em substâncias húmicas, que são compostos orgânicos derivados da decomposição da matéria vegetal (Marques, 2019).

A maior parte dos Latossolos com horizonte A húmico está presente nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, em áreas de topo, originadas por antigos processos de aplainamento (Calegari et al., 2013). No Nordeste, esses solos estão associados a superfícies antigas de inversão do relevo da província Borborema (Grupo Barreiras e Formação Serra dos Martins). Nessa área, a distribuição desse subgrupo é um tema interessante no campo da pedogênese, pois sua ocorrência, embora relativamente rara e comumente relacionada a ambientes de maior altitude, também é encontrada em locais de altitudes mais baixas, sob clima Tropical Úmido, na transição entre as Zonas da Mata e o Agreste (Calegari, 2009; Marques et al., 2015; Araújo et al., 2015).

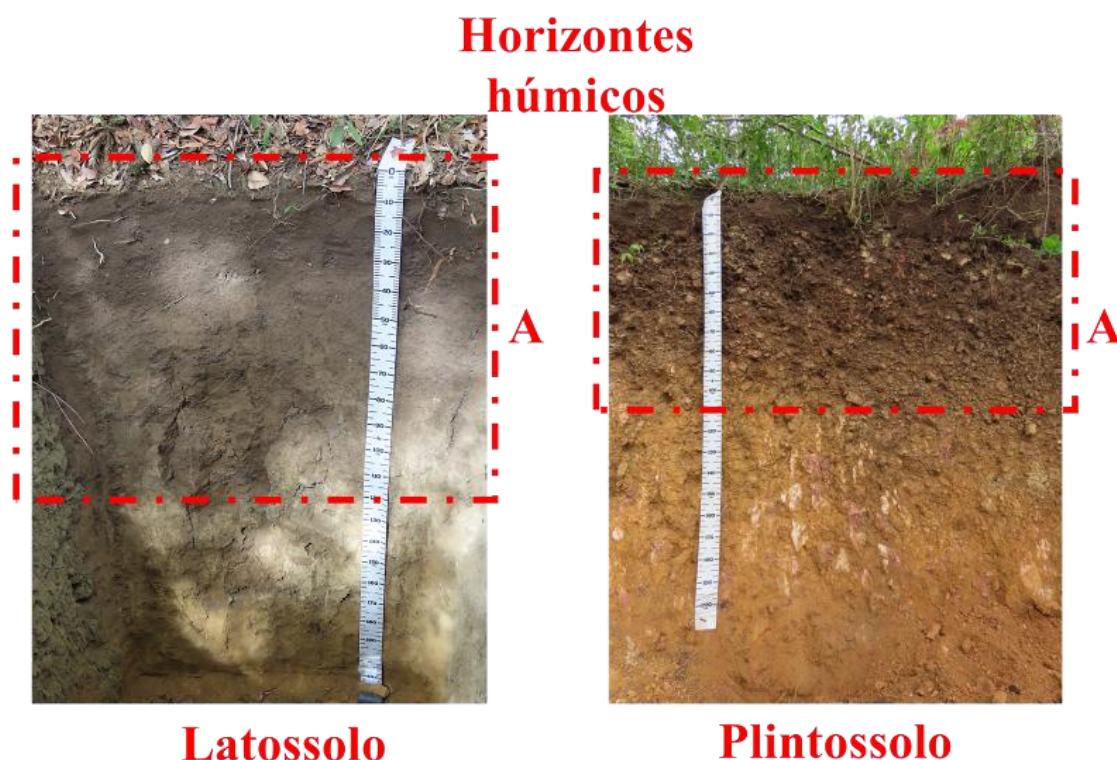


Figura 25. Horizonte húmicos da FSM.

Marques (2019) propôs que a gênese do Latossolo húmico identificado em Areia está relacionada à melanização decorrente da incorporação de resíduos resultantes da degradação de carvões vegetais oriundos de paleoincêndios (26a). A

partir de análises de $\delta^{13}\text{C}$ e da contagem de fragmentos carbonizados, o autor identificou um sinal isotópico de -18‰, associado a elevada concentração de carvão, indicando rusticidade vegetal e aporte significativo de matéria orgânica carbonizada. Essa interpretação é fortalecida pelos achados de Articas, Souza e Lima (2022), que documentaram a presença pretérita de formações de Cerrado no Agreste Paraibano (Figura 26b), vinculadas a condições climáticas mais úmidas que as atuais. Inventários florísticos revelaram, em fragmentos hoje dominados por vegetação de transição entre Mata Atlântica e Caatinga, espécies típicas do Cerrado, como *Eugenia punicifolia*, *Hancornia speciosa*, *Maytenus obtusifolia* e *Anacardium occidentale*. A análise bioclimática desses autores demonstrou que tais espécies se desenvolvem sob regimes mesofílicos subúmidos, compatíveis com cenários paleoambientais de maior pluviosidade, hipótese corroborada por modelagens paleoclimáticas que indicam extensas áreas de Cerrado na região durante o Último Máximo Glacial.

Por volta de 6.150 anos antes do presente, durante o Holoceno Médio, o registro sedimentar do Agreste paraibano indica um cenário marcado por maior aridez e sazonalidade climática. Os dados revelam um expressivo aumento na concentração de fragmentos de carvão, associado a valores mais enriquecidos de $\delta^{13}\text{C}$, evidenciando uma maior participação de plantas do tipo C4, gramíneas adaptadas a ambientes abertos e secos, em detrimento da vegetação C3 típica de formações florestais. Esse conjunto de evidências aponta para um processo de rustificação da paisagem, possivelmente impulsionado por um regime climático mais seco e por distúrbios frequentes, como queimadas naturais ou de origem antrópica, que contribuíram para a substituição da vegetação mais densa por formações campestres e savânicas (Behling et al., 2000; Pessenda et al., 2010; Prado et al., 2013).

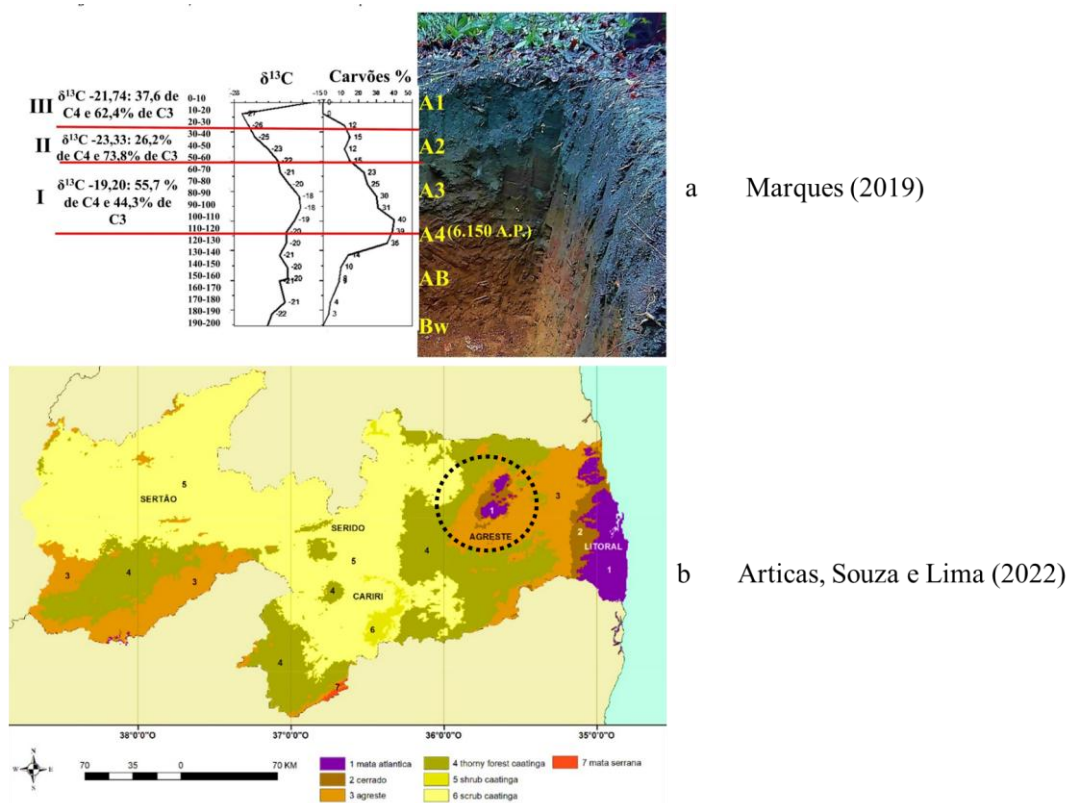


Figura 26. Correlação entre dois estudos na região do Brejo paraibano.

A presença do horizonte húmico em Areia está intrinsecamente associada à morfologia da meseta, cuja configuração topográfica favorece o acúmulo e a conservação de matéria orgânica superficial. Essa particularidade geomorfológica atua como suporte para processos pedológicos diferenciados, que contrastam com áreas adjacentes onde tais condições não se estabelecem de forma expressiva. A coexistência de horizonte húmico e vestígios de petroplintita, documentada em análises morfológicas, granulométricas e químicas, indica a evolução dos Latossolos a partir de materiais plínticos, possivelmente vinculada ao desmantelamento de couraças ferruginosas e à incorporação de frações finas na matriz do solo. Estudos clássicos (Pedro, 1968; Boulet et al., 1970; Curi & Franzmeier, 1984) apontam que a manutenção de horizontes húmicos em solos fortemente intemperizados depende do equilíbrio entre a produção e a decomposição da matéria orgânica, favorecido por temperaturas médias anuais mais baixas, relevo suave e ausência de perturbações erosivas.

Em contrapartida, a região de Cuité, inserida no semiárido paraibano, apresenta vegetação de Caatinga e clima com precipitação média anual entre 600 e 800 mm, condições que resultam em menor intensidade nos processos de

intemperismo. A cobertura vegetal xerofítica, adaptada à escassez hídrica, exerce menor ação sobre a couraça, retardando sua degradação e permitindo a preservação de extensas áreas dessas estruturas. No entanto, a baixa densidade de cobertura e a elevada variabilidade hídrica intensificam a erosão mecânica, sobretudo o solapamento das encostas, o que leva ao dismantelamento das couraças e à remodelação das formas residuais. Essa dinâmica interfere na gênese dos Latossolos locais, resultando em perfis truncados e espessuras variáveis, diretamente condicionados pela atuação de processos geomorfológicos ativos em ambiente seco e vulnerável à degradação.

A gênese das mesetas na área estudada está intimamente relacionada aos processos de enriquecimento absoluto de ferro nas partes baixas do relevo, que favoreceram a consolidação de uma estrutura tabular característica das várzeas. Esse processo de ferruginização atua como um agente de modelagem, criando moldes estruturais que, ao serem posteriormente elevados pela dinâmica tectônica e geomorfológica da região, passaram a constituir as mesetas atuais, localizadas em posição de topo no relevo (Figura 15). Essa hipótese é consistente com modelos clássicos da formação de superfícies residuais e formas tabulares em áreas tropicais descritos por Jenny (1941) e Buol et al. (2011), que enfatizam o papel da concentração de ferro na gênese de formas estáveis e elevadas.

Além disso, estudos de Pedro (1968) e Boulet et al. (1970) apontam que as *várzeas lateríticas*, inicialmente formadas em partes baixas e com alto teor de ferro, podem ser levantadas e preservadas como superfícies planas por processos tectônicos e erosivos diferenciados, dando origem às mesetas. A correlação entre a elevada concentração absoluta de ferro, o padrão tabular das mesetas e sua posição atual no relevo reforça a interpretação de que essas estruturas não são meramente residuais, mas resultado de uma complexa interação entre processos pedogenéticos, sedimentares e tectônicos.

Inicialmente, a região que viria a se configurar como uma meseta correspondia a um fundo de vale, uma área de depressão tectônica caracterizada por altitudes relativamente baixas, onde os processos sedimentares e de deposição eram preponderantes. Esse cenário primitivo foi progressivamente alterado pela ação de forças tectônicas, resultando na elevação da região e na inversão do relevo (Menezes, (1999).

A relação entre couraças ferruginosas e mesetas tem sido amplamente estudada, especialmente no contexto de processos de inversão do relevo e pedogênese tropical. Segundo Bardossy & Aleva (1990), as couraças ferruginosas resultam da laterização intensa sob condições de elevada precipitação e drenagem moderada, formando camadas endurecidas que, ao longo do tempo, protegem a paisagem da erosão diferencial, favorecendo a manutenção das mesetas. McFarlane (1991) reforça essa ideia, apontando que a resistência mecânica das couraças ferruginosas desempenha um papel crucial na estabilização dos topos residuais, evitando sua dissecação por processos erosivos.

Outros autores, como Thomas (1994) e Tardy & Roquin (1998), discutem se as mesetas antecedem ou sucedem as couraças ferruginosas, com alguns estudos sugerindo que a elevação do relevo precede a ferruginização, enquanto outros indicam que a formação da couraça ocorre primeiro, em condições tropicais úmidas, e depois protege a paisagem da erosão diferencial. Nahon (1991) propõe que a ferruginização começa em superfícies com drenagem moderada e que o endurecimento das concreções ocorre ao longo do tempo, à medida que a paisagem se estabiliza e sofre mudanças climáticas.

No Brasil, estudos como os de Ruxton & Berry (1978), Furley (1987) e Souza Filho et al. (2019) demonstram que couraças ferruginosas das mesetas nordestinas são remanescentes de paleoclimas muito mais úmidos do que o atual, sugerindo que sua formação ocorreu antes da dissecação do relevo. Resende et al. (2014) enfatizam que a redistribuição do ferro ao longo da paisagem está diretamente ligada às oscilações do clima, sendo as couraças um reflexo da intensa laterização do passado. Além disso, Beauvais et al. (1999) mostram que, em várias regiões tropicais, as mesetas preservam couraças ferruginosas formadas há milhões de anos, indicando que esses solos são frequentemente relictos de um passado climático mais úmido e que seu posicionamento topográfico atual resulta de processos erosivos diferenciais.

A formação da couraça, que compreende a camada rígida e estruturalmente consolidada formada por rochas cristalinas como granitos e gnaisses, tem um papel central nesse processo. A couraça, devido à sua elevada resistência à erosão e ao desgaste, preserva as áreas mais elevadas do relevo quando o soerguimento tectônico atua. Esse fenômeno de soerguimento, aliado à resistência da couraça, resulta na

configuração atual da meseta, que é caracterizada por superfícies planas ou suavemente onduladas na cimeira.

A inversão do relevo, desencadeada por esse soerguimento tectônico, resulta em um rearranjo das unidades geomorfológicas regionais. As áreas previamente mais baixas, que inicialmente correspondiam a fundos de vale, foram elevadas em relação às áreas circundantes, enquanto os sistemas fluviais e de drenagem, que antes predominavam na área, começam a sofrer erosão mais intensa. A meseta, formada por essa combinação de fatores tectônicos e de resistência mecânica, apresenta uma superfície geomorfológica resistente, mas estável, dada a proteção da couraça.

O Brejo de Altitude, uma unidade paisagística de relevante importância no contexto da meseta, surge posteriormente ao soerguimento tectônico, sendo ele à última etapa desse processo. Sua formação não é um antecedente da meseta, mas sim uma consequência da inversão do relevo. Esse ambiente, caracterizado por disjunção da Mata Atlântica na cimeira, aparece predominantemente em áreas de maior umidade, onde a topografia das mesetas favorece o orografismo. Os Brejos de Altitude devido maior concentração de espécies lenhosas estão associados a processos hidrogeomorfológicos específicos que acarretam menor temperatura e acúmulo de serapilheira, fundamental a formação dos horizontes húmicos.

Acreditamos que esse modelo de evolução das mesetas, que se baseia na interação entre o soerguimento tectônico e a preservação da couraça, destaca a importância da couraça como elemento chave na formação e estabilidade das mesetas, e além disso, preservação do microclima que configura a Mata Atlântica na área. Assim, a meseta é o resultado de uma combinação de fatores geológicos, tectônicos e climáticos que afetaram a couraça, sendo a couraça o elemento inicial. A degradação da couraça na posição de topo, forma Latossolo e na posição de borda, forma Plintossolo.

Já entendemos que a gênese da couraça se deu por ferruginização. Datações de Moraes Neto et al. (2008) com dados de traços de fissão em apatita (AFTA), indicam que a Formação Serra do Martins foi depositada no intervalo entre o Paleoceno e Oligoceno, com uma idade estimada entre 64 e 25 milhões de anos. Já Lima (2008), utilizando o método (u-Th)/He, sugere uma idade mínima de 20 milhões de anos para a deposição dos sedimentos. Luz et al. (2015), sugere que os arenitos conglomeráticos da FSM resultam da denudação pós-cretácea do maciço da Borborema. Assim sugerimos que a ferruginização é correlata a laterização.

Essa couraça favoreceu a inversão do relevo devido a resistência da superfície planar encouraçada. Ha degradação da couraça com o clima mais úmido do Holoceno inferior na região, que favoreceu a pedogênese de Plintossolos incipientes e início da latossolização. Essa latossolização ocorreu devido a instalação de uma vegetação mais úmida típica do Holoceno inferior. Creditamos que essa vegetação mais úmida condicionou as áreas mais elevadas, ou seja, as mesetas, a formação dos Brejos de Altitude. Corrobora tal interpretação a teoria do Refúgios de Ab'Saber (1977).

Reitera essa interpretação o esquema de Horbe e Costa (1999), que tratam do dismantelamento de crosta lateríticas ou couraças a partir do Mioceno médio e até o Holoceno (Figura 27).

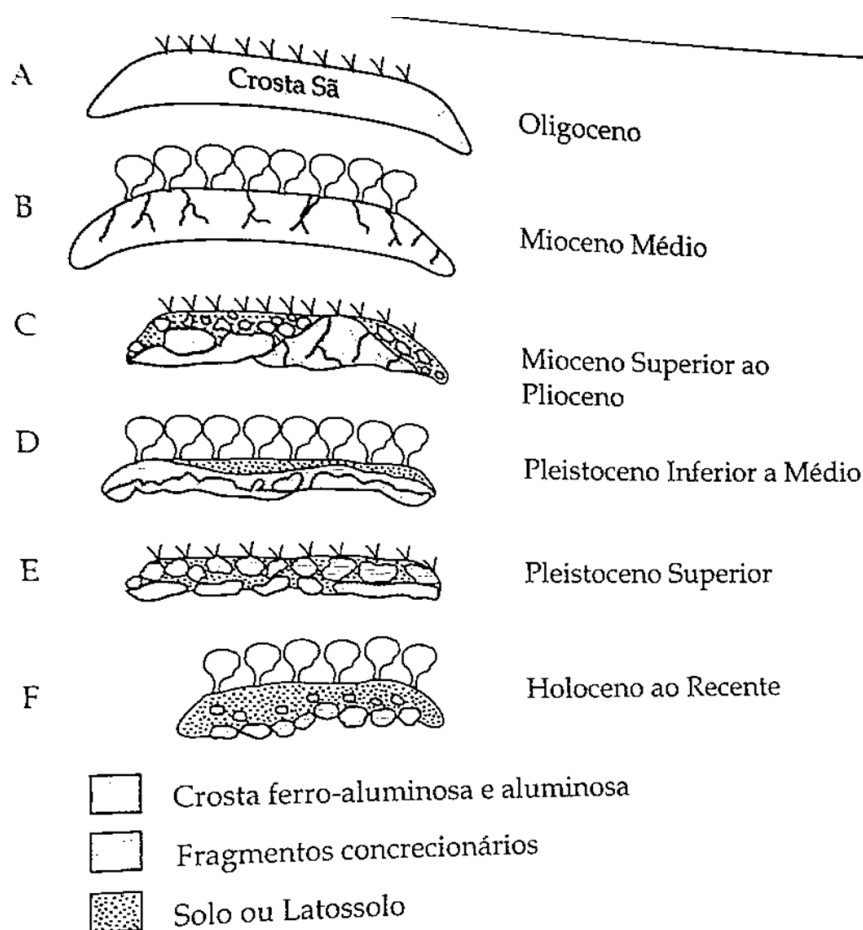


Figura 27. Desmantelamento da crosta laterítica e formação de Latossolos. Fonte: adaptado de Horbe e Costa (1999) apud Ker et al. (2015).

Durante o Holoceno inferior, por volta de 11.000 a 8.000 anos atrás, evidências de maior umidade na região apontam para um ambiente propício à degradação da couraça. Estudos como os de Clement et al. (2009) e Rocha et al.

(2014) fornecem dados que evidenciam mudanças climáticas que favorecem a maior pluviosidade durante este período, caracterizando um clima mais úmido. Esse aumento na umidade foi crucial para a erosão e formação rampas e pedimentos nas encostas das mesetas.

No nordeste brasileiro foi marcado por um clima quente e úmido, onde as condições climáticas eram mais favoráveis do que as observadas no Pleistoceno final. Estudos paleoclimáticos indicam que, nesse período, houve uma maior presença de vegetação florestal em várias regiões da América do Sul, incluindo áreas do Nordeste brasileiro, que atualmente são dominadas pela Caatinga. Segundo Houghton (2009), o Holoceno Inferior representou uma transição significativa do clima frio do Pleistoceno para um cenário de aquecimento global, com condições climáticas mais amenas e estáveis.

Segundo Ab'Sáber (1977), a formação da Mata Atlântica no Nordeste está intimamente relacionada ao processo de inversão do relevo e à estabilização climática durante o Holoceno, quando o ambiente tropical úmido começou a predominar na região. O autor destaca a relevância das variações climáticas durante o Quaternário, particularmente as mudanças associadas às glaciações, que causaram modificações na distribuição das florestas e na adaptação das espécies.

De acordo com Rizzini (1960), a expansão da Mata Atlântica no Nordeste foi uma consequência de um processo dinâmico que envolveu tanto os fatores climáticos quanto a configuração geológica da região. O autor propôs que, ao longo do Holoceno, a região passou por diferentes fases de ocupação vegetal, com a formação de áreas de floresta densa em regiões de maior altitude e áreas de vegetação mais aberta nas regiões de clima mais seco. A região Nordeste, especialmente as áreas de serra e planalto, viu a expansão gradual dessa vegetação em condições ambientais mais favoráveis.

Além disso, Prado (2003) discute como as florestas atlânticas no Nordeste eram originalmente mais contínuas, mas passaram a ser fragmentadas ao longo dos séculos devido à intervenção humana. A transformação do ambiente natural no decorrer dos períodos históricos, com destaque para a colonização e a agricultura, alterou significativamente a cobertura vegetal original. No entanto, ele ressalta que, em muitas áreas, especialmente em terrenos mais elevados e menos acessíveis, as florestas mantiveram uma expressão mais próxima à original.

Para a Caatinga, esse período é caracterizado pela presença de um clima mais úmido e uma maior distribuição de espécies de flora e fauna que não são típicas do bioma atualmente, indicando um ambiente mais favorável à vegetação de savana e floresta tropical. O trabalho de Smith et al. (2017), utilizando dados de análises isotópicas de carbono, sugere que, no Holoceno Inferior, a vegetação que ocupava o território da Caatinga era predominantemente composta por espécies mais adaptadas ao clima úmido do que as espécies xerofíticas atuais.

Em um primeiro momento, os Plintossolos incipientes foram intemperizados pela entrada da vegetação mais úmida, dando lugar a latossolização. Os Latossolos derivados desse processo agora foram influenciados pela condição climática mais seca do Holoceno médio. Marques (2019), datou a fração húmica do horizonte A húmico da Areia e encontrou uma idade de 6150 anos, ou seja, Holoceno Médio.

A rustificação da vegetação durante esse período, favoreceu a morte de plantas e consequentemente acúmulo de serrapilheira e trocos nas áreas de Brejos de Altitude, que consequentemente são mais frios. O frio retarda a decomposição de matéria orgânica e o horizonte húmico começa a se estabelecer. Além disso, paleoincendios foram frequentes, uma vez que, segundo Marques (2019), foram identificados fitólitos queimados (cor âmbar) e carvões microscópicos na morfologia do solo e nas lâminas de fitólitos.

No Holoceno médio, cerca de 8.000 a 4.000 anos atrás, as condições climáticas começam a mudar novamente, com a redução da umidade e a intensificação de períodos de seca. Durante esse período, a vegetação local se adapta a um clima mais árido, favorecendo a formação do horizonte húmico. A ocorrência de incêndios frequentes, como evidenciado por estudos de fósseis polínicos (Moura et al., 2013), contribui para a regeneração da vegetação e para a deposição de matéria orgânica sobre o solo. Esse cenário reflete a interdependência entre as mudanças climáticas e a dinâmica de formação do solo, onde a combinação de seca e incêndios resultou na formação de camadas ricas em matéria orgânica, mas com um teor reduzido de nutrientes devido às condições ambientais.

Nesse momento o clima mais seco e instável, resultou na diminuição da cobertura vegetal e na diminuição das áreas de vegetação florestal. Cruz et al. (2012) indicam que, durante o Holoceno Médio, as condições de seca começaram a se intensificar em várias partes do Brasil, incluindo a região da Caatinga. A vegetação

tropical foi substituída por arbustos e espécies adaptadas a ambientes mais áridos, com a Caatinga começando a se configurar como o conhecemos hoje.

Segundo Kerr (2008), este período foi marcado por uma mudança para um clima mais seco e por uma maior incidência de secas prolongadas, fenômeno que teria levado a uma redução das florestas e o avanço da vegetação adaptada ao estresse hídrico. A evidência disso pode ser vista na análise de núcleos de sedimentos lacustres e depósitos de pó e areia encontrados em regiões do semiárido brasileiro, que indicam um aumento da aridez no interior do continente sul-americano.

5.4. Influência do holoceno na pedogênese

A análise pedológica realizada nas mesetas da região revelou uma interessante heterogeneidade no tipo de solo dominante em seus núcleos. Em particular, sugere-se a presença de Argissolo no núcleo da meseta de Cuité, contrastando com a ocorrência predominante de Latossolo no núcleo da meseta de Areia. Essa hipótese fundamenta-se nas características granulométricas, químicas e morfológicas observadas nos perfis de solo das duas áreas.

O Argissolo, caracterizado pelo horizonte B textural (Bt) com acumulação de argila e evidências de translocação, pode indicar condições pedogenéticas menos avançadas ou uma dinâmica de intemperismo e transporte de argila distinta no núcleo da meseta de Cuité. Tal situação pode estar relacionada a fatores como maior disponibilidade hídrica temporária, relevo mais suave ou variações na composição mineralógica do material de origem, que favorecem a formação do horizonte textural típico dos Argissolos (EMBRAPA, 2018; Santos et al., 2013).

Em contraste, o núcleo da meseta de Areia apresenta perfis dominados por Latossolos, caracterizados por estrutura granular profunda, homogeneidade da matriz e elevada taxa de intemperismo, refletindo processos mais intensos de lixiviação, lateritização e perda de materiais finos (BUOL et al., 2011; Curi & Franzmeier, 1984). A predominância do Latossolo indica um estágio mais avançado de evolução pedológica, possivelmente associado a um pacote sedimentar mais raso ou condições climáticas ligeiramente mais secas que restringem o desenvolvimento do horizonte Bt.

Essa diferenciação na gênese dos solos no núcleo das mesetas pode também refletir a influência da história geomorfológica e da dinâmica sedimentar regional, onde se relaciona a espessura dos depósitos sedimentares com a variação da

profundidade dos perfis e características texturais. Assim, a coexistência de Argissolo na meseta de Cuité e Latossolo na meseta de Areia representa um importante indicativo da complexidade pedogenética da região e da sensibilidade dos processos de formação do solo às variáveis ambientais e geológicas locais.

Os Latossolos, se desenvolvem em áreas onde a lixiviação é intensa e a matéria orgânica é, geralmente, escassa. Entretanto, a formação de um horizonte húmico no topo desses solos, com a subsequente acumulação de matéria orgânica, não ocorre imediatamente, mas sim depois de um longo processo de degradação da couraça e de estabilização das condições ambientais.

O modelo evolutivo proposto defende que a acumulação de matéria orgânica no horizonte húmico só foi possível após o processo de formação do Latossolo, que já estava consolidado. Essa acumulação, portanto, está associada a um processo temporal que se estende ao longo do Holoceno. A análise das cronologias de datação de materiais orgânicos e das evidências pedológicas sugere que a degradação da couraça ocorreu antes da formação do horizonte húmico, indicando que o ambiente passou por uma transformação climática significativa antes da maior acumulação de matéria orgânica. Sintetizamos a seguir o modelo de evolução da paisagem para os Latossolos e Plintossolos estudados:

5.5 δ^{13} nos solos e evolução da paisagem

O gráfico mostra valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando com a profundidade do solo, com valores mais negativos próximos à superfície e aumentando em direção à profundidade. Isso indica uma mudança na composição da vegetação ao longo do tempo.

A análise de $\delta^{13}\text{C}$ nos perfis de solos da área estudada (Latosolos e Plintossolos) revela importantes insights sobre as condições climáticas e a evolução da vegetação ao longo do tempo. As variações no $\delta^{13}\text{C}$ ao longo da profundidade indicam não apenas a dinâmica de mudanças na vegetação, mas também o impacto das condições climáticas nas diferentes camadas do solo. É importante destacar que tanto os Latossolos quanto os Plintossolos não apresentam características de aridez, mas sim condições de umidade e variações climáticas ao longo do tempo, refletindo ambientes mais úmidos ou com variações de umidade intermitente.

P1 - Latossolo

O perfil P1, correspondente a um Latossolo, apresenta características de intemperismo avançado e acumulação de óxidos de ferro e alumínio, características típicas de regiões úmidas ou semiaridas com um regime de precipitação mais equilibrado, ao contrário de solos sujeitos à aridez constante. Nos horizontes superficiais (Ah), os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variaram entre -26‰ e -23‰, o que indica a predominância de vegetação de metabolismo fotossintético C3, como árvores e palmeiras, características de ambientes de florestas tropicais e vegetação densa (Figura 28). Esse padrão isotópico é típico de regiões com maior disponibilidade de água e vegetação exuberante (Ehleringer et al., 1993).

À medida que se observa maior profundidade no perfil, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ se tornam menos negativos, indicando uma contribuição crescente de vegetação C4, como gramíneas, associadas a ambientes mais abertos. Essa mudança é indicativa de transições climáticas e mudanças no ambiente ao longo do tempo. Os valores menos negativos de $\delta^{13}\text{C}$ observados em profundidade, no horizonte Bw e em camadas mais profundas, podem sugerir que, com o tempo, houve um aumento na contribuição de gramíneas adaptadas a períodos mais secos, mas ainda dentro de um regime de umidade moderada. Estudos como o de Freitas et al. (2014), que investigaram solos na Caatinga, indicam que variações isotópicas como essas podem ocorrer em resposta a alterações climáticas e de vegetação ao longo do tempo.

P2 - Argissolo

No perfil P2, que corresponde a um Argissolo, o padrão de $\delta^{13}\text{C}$ também mostra uma transição entre valores mais negativos e menos negativos com a profundidade, mas com uma variação mais expressiva nos horizontes Bt. No horizonte superficial (A), os valores de $\delta^{13}\text{C}$ indicam vegetação C3, semelhante ao que foi observado no Latossolo, enquanto nos horizontes mais profundos, o aumento nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ sugere uma transição para vegetação C4 (Figura 29). Essa mudança está diretamente relacionada aos processos de argiluviação, que caracterizam a mobilização de argilas da camada superficial para camadas mais profundas. O aumento da presença de gramíneas C4 em profundidade pode ser uma resposta a variações climáticas intermitentes, como períodos de seca, mas dentro de um regime ainda não árido.

Nos Argissolos, a argiluviação é um processo importante, que pode ter influenciado a composição isotópica do carbono, já que a migração de argilas para camadas mais profundas pode ter alterado a disponibilidade de nutrientes e a

composição da vegetação ao longo do tempo. Essa dinâmica é consistente com os resultados de estudos sobre solos do semiárido, como o de Martinelli et al. (1996) e Pessenda et al. (2010), que observaram variações isotópicas em camadas mais profundas de solos com características semelhantes. As flutuações de $\delta^{13}\text{C}$ indicam que mudanças na vegetação e no clima pouco ocorreram ao longo do tempo, refletindo um ciclo dinâmico de umidade e vegetação de Caatinga, compatível com o espectro de espécies CAM, já que está no semiárido.

P3, P4 e P5 - Plintossolos

Nos perfis P3, P4 e P5, que correspondem a Plintossolos, observamos que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são predominantemente negativos nas camadas superficiais, variando entre -26‰ e -24‰, sugerindo vegetação C3, mas apresentam um padrão diferente nas camadas mais profundas. Nos horizontes Cc e Cr, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ se tornam menos negativos, indicando a contribuição de vegetação C4, como gramíneas. Isso sugere que, ao longo do tempo, a vegetação de gramíneas C4 foi mais proeminente nas camadas mais profundas, o que pode estar relacionado a variações climáticas intermitentes, como períodos mais secos ou mudanças na cobertura vegetal ao longo do tempo (Figura 30).

A formação de Plintossolos está associada à presença de concreções ferruginosas e à alteração mineralógica sob condições de drenagem intermitente, com alternância de saturação e secagem. Esse processo pode ter influenciado a dinâmica de $\delta^{13}\text{C}$, já que os períodos de seca seguidos de intensa precipitação favorecem a transição entre vegetação C3 e C4. Em ambientes com Plintossolos, como observado nos estudos de Freitas et al. (2014) e de Martinelli et al. (1996), as variações isotópicas refletem a alternância entre vegetação de árvores (C3) e gramíneas (C4), o que é uma característica comum em solos que sofrem influências climáticas variáveis, como ciclos de umidade e seca.

O processo de ferruginização e a formação de concreções ferruginosas em Plintossolos refletem a evolução dos solos em ambientes com mudanças de umidade. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ que aumentam nas camadas mais profundas indicam a predominância de gramíneas C4 em épocas mais secas, mas ainda dentro de um regime de umidade intermitente, como foi descrito por autores como McFarlane (1991) e Nunes et al. (1993). A alternância entre vegetação C3 e C4, associada a mudanças climáticas e ao regime de umidade, é uma característica marcante dos Plintossolos, especialmente em regiões com variação climática.

Implicações climáticas e evolução dos solos

A interpretação dos dados de $\delta^{13}\text{C}$ nos Latossolos, Argissolos e Plintossolos sugere que a vegetação predominante em camadas superficiais é de plantas C3, como árvores e arbustos, enquanto a contribuição de vegetação C4 (gramíneas) aumenta nas camadas mais profundas. Essa transição de $\delta^{13}\text{C}$ reflete as mudanças climáticas ao longo do tempo, onde os ciclos de umidade e seca desempenharam um papel importante na formação e evolução dos solos. Em solos como Plintossolos, onde a variação de $\delta^{13}\text{C}$ é mais acentuada, a alternância de períodos de saturação e dessaturação do solo pode ter influenciado a dinâmica de vegetação, levando ao aumento da contribuição de plantas C4 durante períodos mais secos.

Esse padrão de transição entre vegetação C3 e C4 ao longo da profundidade dos solos está em consonância com as observações feitas por Freitas et al. (2014) e Martinelli et al. (1996), que estudaram a dinâmica isotópica em solos tropicais e semiáridos. Esses estudos indicam que as variações isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ nos solos podem ser um reflexo das mudanças na vegetação e nas condições climáticas, com a predominância de vegetação C3 em períodos mais úmidos e a crescente contribuição de gramíneas C4 em períodos mais secos.

No horizonte Ah, observa-se um aumento nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, sugerindo mudanças históricas na vegetação. Um deslocamento para valores menos negativos (ex.: -21‰ a -18‰) pode indicar um aumento na contribuição de plantas C4, como gramíneas, que dominam ambientes mais secos e abertos (Cerling et al., 1997).

Marques et al. (2019) datou via C14 esse horizonte e encontrou 6150 anos para seu início de formação e $\delta^{13}\text{C}$ com mistura de C3 e C4.

Estudos sobre solos do semiárido brasileiro mostram assinaturas isotópicas semelhantes, refletindo variações climáticas ao longo do tempo. Freitas et al. (2014) indicam que solos da Caatinga podem apresentar $\delta^{13}\text{C}$ variando de -27‰ na superfície até -18‰ em profundidade, sugerindo períodos de maior contribuição de gramíneas no passado.

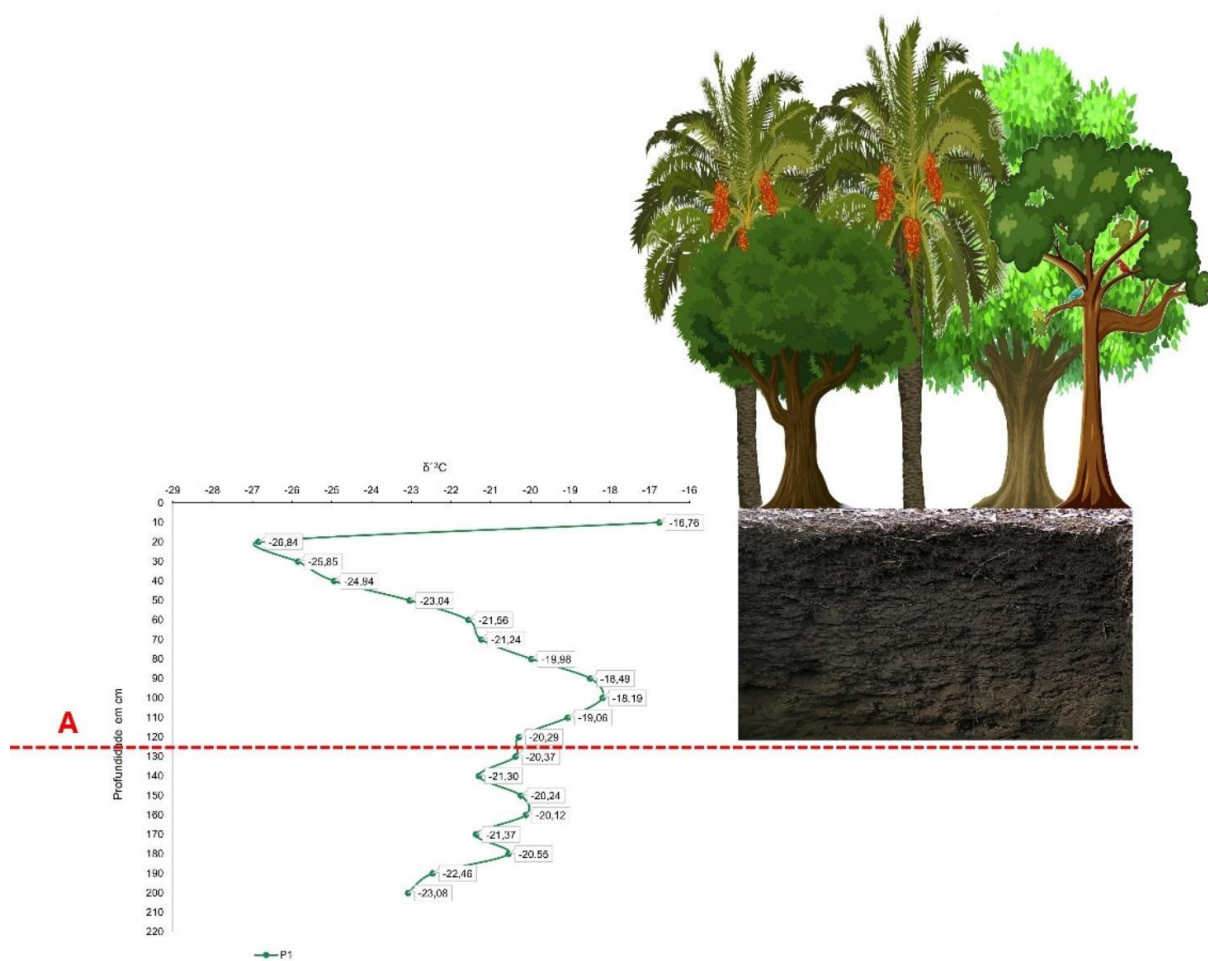


Figura 28. $\delta^{13}\text{C}$ em profundidade do P1.

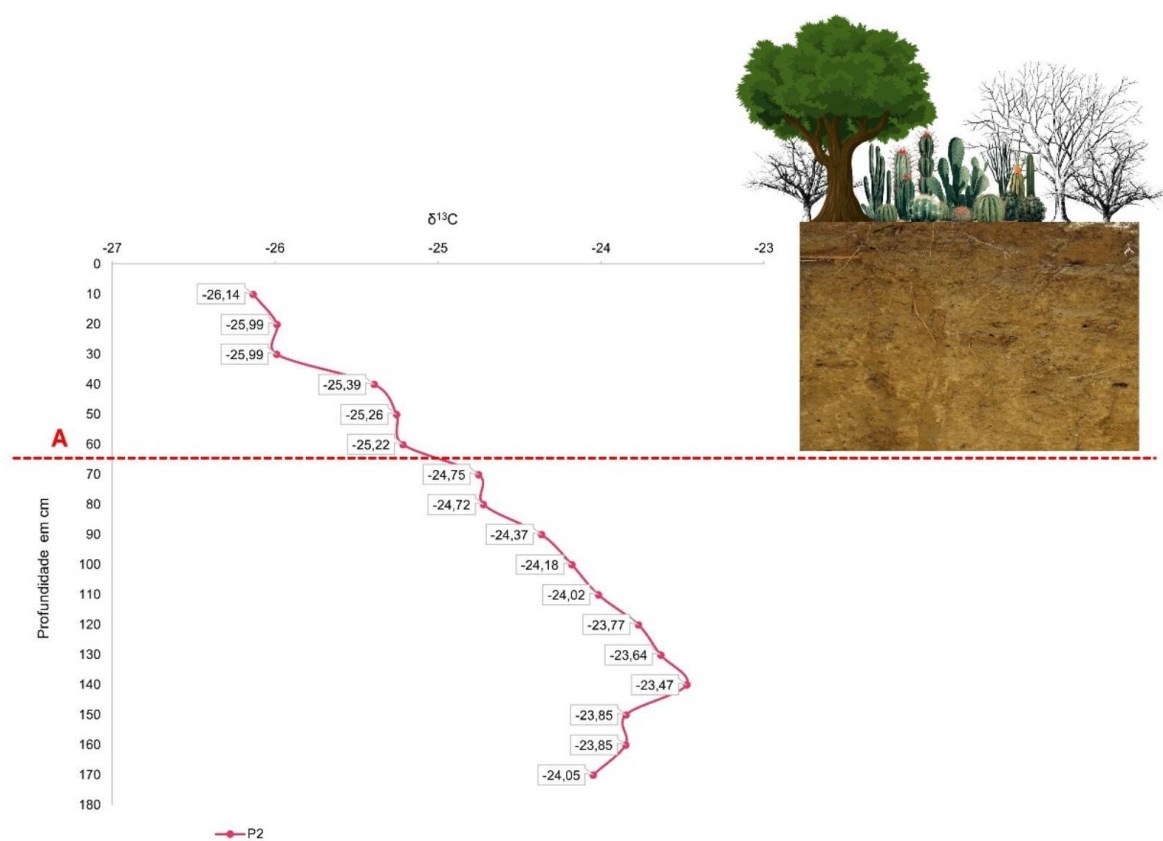


Figura 29. $\delta^{13}\text{C}$ em profundidade do P24.

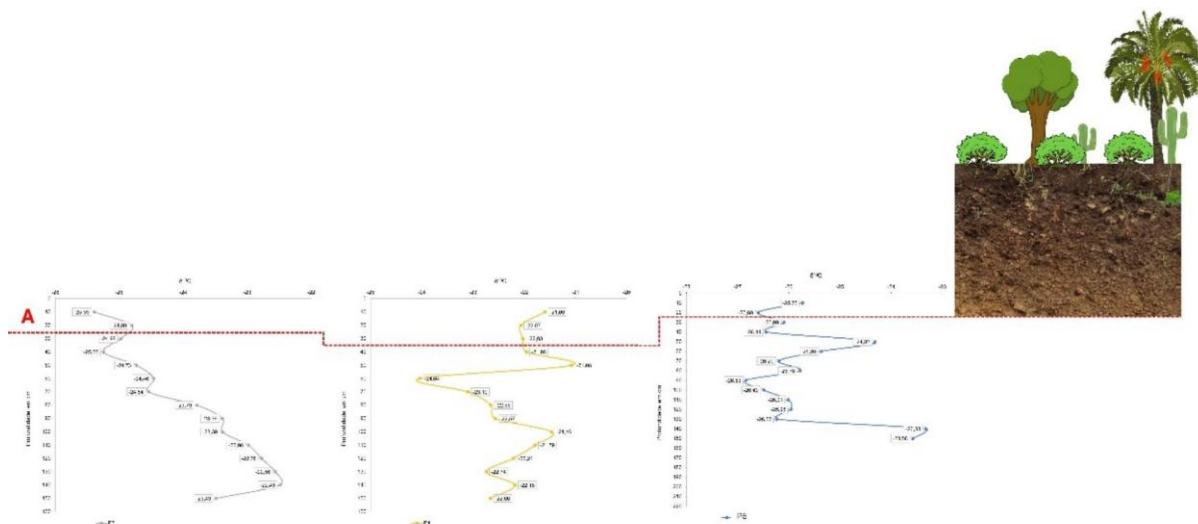


Figura 30. $\delta^{13}C$ em profundidade do P3, P4 e P5.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Ao longo dessa investigação, tornou-se evidente que a simples aplicação do modelo clássico de laterização não é suficiente para explicar a diversidade morfológica, mineralógica e estrutural observada. A realidade local apresenta um quadro muito mais complexo, moldado por múltiplos fatores interdependentes que operaram em escalas temporais e espaciais variadas.

A Formação Serra dos Martins se destacou como um elemento-chave na leitura paleoambiental da região. Sua ocorrência, preservada em áreas elevadas e em mesetas isoladas, reflete a conjugação de processos de deposição fluvial de alta energia, posteriores etapas de intemperismo químico intenso e eventos tectônicos capazes de promover tanto a inversão de relevo quanto a fragmentação e reativação de sistemas de drenagem. Este contexto reforça a necessidade de interpretar essas superfícies não como relíquias estáticas, mas como sistemas dinâmicos, sujeitos a constantes reorganizações impostas pelo clima, pela tectônica e pela hidrologia.

Um dos achados mais significativos refere-se ao papel dos Brejos de Altitude na manutenção de condições microclimáticas particulares, capazes de prolongar ou intensificar processos pedogenéticos, como a formação de horizontes húmicos espessos e escuros. Esses ambientes, longe de serem exceções isoladas, funcionam como núcleos de resiliência ecológica e pedológica, preservando características herdadas de fases mais úmidas do Quaternário. Ao mesmo tempo, a análise isotópica de carbono e as observações micromorfológicas evidenciaram a capacidade dessas áreas de registrar oscilações climáticas pretéritas, tornando-as arquivos valiosos para a reconstituição de mudanças ambientais.

Do ponto de vista pedogenético, verificou-se que os perfis estudados apresentam marcadores claros de processos policíclicos. Em Cuité, sob clima relativamente mais seco, a preservação de crostas maciças sugere um rebaixamento mais lento do perfil e menor taxa de remoção do ferro acumulado. Em contraste, em Areia, condições mais úmidas associadas à topografia e à presença de vegetação densa favoreceram o dismantelamento parcial das couraças e o enriquecimento orgânico do solo. Este contraste ilustra como pequenas variações ambientais, dentro de um mesmo domínio geomorfológico, podem conduzir a trajetórias evolutivas distintas para solos e crostas ferruginosas.

O conjunto de evidências aponta que as couraças ferruginosas não são apenas produtos finais de um processo de intemperismo profundo, mas estruturas que passam por fases de retrabalhamento, dissolução, recimentação e reorganização textural e mineralógica. Essas fases refletem mudanças no balanço hídrico, nas condições redox e na estabilidade geomorfológica, podendo ser interpretadas como respostas às oscilações climáticas e a eventos tectônicos que alteraram o regime hidrológico regional. Essa visão reforça a noção de que as couraças devem ser encaradas como arquivos ambientais, nos quais estão registrados eventos e processos que se estendem por milhões de anos.

Do ponto de vista geomorfológico, a análise integrada indicou que as superfícies de cimeira associadas à FSM desempenham papel essencial como marcadores de antigos níveis de base e de fases de aplainamento. As relações entre couraças, solos e relevo sugerem que as fases de estabilidade superficial favoreceram a consolidação das crostas, enquanto fases de instabilidade, marcadas por erosão diferencial, expuseram e fragmentaram essas estruturas. Tal dinâmica aponta para a importância de integrar dados geomorfológicos, pedológicos e geocronológicos em futuros estudos, a fim de reconstruir com maior precisão a sequência de eventos responsáveis pela configuração atual da paisagem.

Sua configuração geomorfológica singular, marcada por superfícies planas elevadas, escarpas e afloramentos de couraças ferruginosas, oferece paisagens de grande valor cênico e educativo. A interpretação geológica e pedológica *in situ* pode ser explorada por roteiros turísticos que aliem contemplação e aprendizado, favorecendo a criação de trilhas interpretativas, centros de visitantes e programas de educação ambiental voltados tanto à comunidade local quanto a visitantes externos. Esse tipo de turismo científico e sustentável não apenas amplia o reconhecimento público do patrimônio geológico

Em termos aplicados, o conhecimento gerado tem implicações diretas para a gestão ambiental e para a conservação dos Brejos de Altitude e das próprias couraças ferruginosas. Estes ambientes, muitas vezes negligenciados em políticas de preservação, possuem alto valor científico, ecológico e até mesmo econômico, considerando seu potencial como indicadores de mudanças ambientais e como reservatórios de biodiversidade edáfica e vegetal. A degradação acelerada desses sistemas, seja por uso inadequado do solo, mineração ou desmatamento, representa não apenas uma perda ecológica, mas também a destruição de arquivos naturais que documentam a história geológica e climática do Nordeste brasileiro.

Finalmente, esta pesquisa reafirma a importância de compreender as paisagens tropicais de exceção a partir de uma abordagem sistêmica e integradora. A complexidade dos processos observados, a multiplicidade de fatores condicionantes e a singularidade dos contextos geológicos e ambientais reforçam que cada área estudada carrega uma história própria, cujas lições podem contribuir para a formulação de modelos mais robustos de evolução de paisagens tropicais. É imperativo que futuras investigações aprofundem o uso combinado de técnicas analíticas avançadas, como datação por múltiplos métodos, análises isotópicas, modelagem geoquímica e sensoriamento remoto de alta resolução, para ampliar a compreensão e reforçar a conservação desses sistemas.

Além de seu valor geoturístico, as mesetas constituem importantes reservatórios de informações arqueológicas e paleobotânicas. As couraças e horizontes húmicos preservados, associados a ambientes de Brejos de Altitude e couraças ferruginosas, frequentemente abrigam registros de fitólitos, grãos de pólen fossilizados e macro-restos vegetais, que permitem reconstruir cenários paleoambientais e dinâmicas da vegetação ao longo de milhares de anos. Do ponto de vista arqueológico, a posição estratégica dessas elevações, somada à disponibilidade de recursos hídricos e solos específicos, pode ter favorecido ocupações humanas pretéritas, deixando vestígios materiais que ajudam a compreender rotas de mobilidade, padrões de assentamento e interações com o meio ambiente. A integração de estudos arqueológicos e paleobotânicos com ações de geoturismo qualificado tem o potencial de transformar essas mesetas em laboratórios a céu aberto, onde ciência, cultura e desenvolvimento econômico se articulam em benefício das comunidades locais e da preservação do patrimônio natural e cultural.

Assim, conclui-se que as couraças e solos ferruginosos do Agreste paraibano, longe de serem meros resquícios de um passado geológico distante, permanecem como elementos ativos na dinâmica atual da paisagem. Sua preservação e estudo contínuo são fundamentais para compreender não apenas o passado, mas também para antecipar respostas futuras frente às mudanças climáticas e aos impactos antrópicos, consolidando-se como patrimônios naturais e científicos de importância estratégica para o Brasil.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SÁBER, A. N. Conhecimentos sobre flutuações do Quaternário no Brasil. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, v. 6, n. 6, p. 41-48, 1957.

ALBERT, R. M. Nuevo sistema de análisis descriptivo para fitólitos de sílice. Pyrenae, nº 26. p.19-38, 1995.

ALEXANDRE A., MEUNIER J.-D. Late Holocene Phytolith and Carbon-Isotope Record from a Latosol at Salitre, South Central Brazil. Quaternary Research, San Diego, 51:187– 194, 1999.

ALEXANDRE A., MEUNIER J.D., LCZINE A.-M., VINCENS A., SCHWARTZ D. A. Phytoliths: indicators of grassland dynamics during the late Holocene in intertropical Africa. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Amsterdam, 136:213-229, 1997.

ALLEONI, L.R.F., CAMARGO, O.A. Óxidos de ferro e de alumínio e a mineralogia da fração argila deferrificada de latossolos ácidos. Sci. Agric. Piracicaba. 52(3):416-421, 1995.

APGAUA, D.M.G., et al. Floristic Variation within Seasonally Dry Tropical Forests of the Caatinga Biogeographic Domain, Brazil, and Its Conservation Implications. The International Forestry Review, vol. 17, 2015, pp. 33–44. JSTOR, www.jstor.org/stable/26431594. Accessed 27 July 2020.

AUBERT, G. Observation sur la dégradation des sols et la formation de la cuirasse latéritique dans le Nord-Ouest du Dahomey. In: PEDOGENIC PROCESSES OF TROPICAL WEATHERING AND LATERIZATION. Elsevier, 1975. p. 149–155.

Barboni, D. et al. Comparative study of modern Phytolith assemblages from inter-tropical Africa. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoeecology. V. 246, 2007, p. 454-470.

BARBOSA, M. R. de V.; AGRA, M. de F.; SAMPAIO, E. V. S. B.; CUNHA, J. P. da; ANDRADE, L. A. de. Diversidade florística na Mata do Pau-Ferro, Areia, Paraíba. PÔRTO, K. C.; CABRAL, J. J. P.; TABARELLI, M. (Coord.). Brejos de altitude em Pernambuco e Paraíba: história natural, ecologia e conservação. Brasília, DF: MMA; UFPE, 2004. cap. 8, p. 111-122.

BASTIN JF, MOLLICONE D, GRAINGER A, et al. Response to Comment on "The extent of forest in dryland biomes". Science (New York, N.Y.). 2017 Nov;358(6365):881. DOI: 10.1126/science.aao2079

BENITES, V.M.; MADARI, B.; MACHADO, P.L.O.A. Extração e fracionamento quantitativo de substâncias húmicas do solo: um procedimento simplificado de baixo custo. Comunicado Técnico 16, EMBRAPA Solos, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 7pp, 2003.

BERTOLDI, G., R. RIGON, AND T. M. OVER. Impact of Watershed Geomorphic Characteristics on the Energy and Water Budgets. *J. Hydrometeor.* 2006,7, 389–403, <https://doi.org/10.1175/JHM500.1>.

BIGARELLA, J. J. Variações climáticas no quaternário superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método do carbono 14. *Paleoclimas*, São Paulo: IG-USP, n. 1, 1971.

BRAGA, R. A. P. ; CABRAL, J. J. S. P. ; MONTENEGRO, S. M. G. L. ; PERRIER JR, G. S. . Conservação dos Recursos Hídricos em Brejos de Altitude - O caso de Brejo dos Cavalos, Caruaru, PE. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental* , Campina Grande, v. 6, n.3, p. 539-546, 2002.

Broecker, W. S., and E. Clark, Pseudo dissolution of marine calcite, *Earth Planet. Sci. Lett.*, in press, 2003.

BRUCE, J. P.; FROME, M.; HAITES, E.; JANZEN, H.; LAL, R. Carbon sequestration in soils. *Journal of Soil and Water Conservation*. Ankeny, 5, 382-389, 1999.

CALEGARI, M. R. ; MARCO MADELLA ; VIDAL TORRADO, PABLO ; OTERRO, X. L. ; MACIAS, F. ; OSTERRIETH, MARGARITA . Opal phytolith extraction in oxisols. *Quaternary International*, v. 287, p. 56-62, 2013.

CALEGARI, M.R. Ocorrência e significado paleoambiental do Horizonte A húmico em Latossolos. Tese de Doutorado, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba. 2009. doi:10.11606/T.11.2009.tde-11032009-093135.

Calegari, M.R.; Madella M.; Vidal-Torrado, P.; Pessenda, L.C.R.; Marques, F. A. Combining phytoliths and $\delta^{13}\text{C}$ matter in Holocene palaeoenvironmental studies of tropical soils: An example of an Oxisol in Brazil. *Quaternary International*, v. 287, 2013.

CASTRO, S.S.; COOPER, M. Fundamentos de Micromorfologia de Solos. 1. ed. Viçosa: SOCIEDADE BRASILEIRA DE CIÊNCIA DO SOLO, 2019. v. 1. 240p.

CERRI, C.E.P.; EASTER, M.; PAUSTIAN, K.; KILLIAN, K.; COLEMAN, K.; BERNOUX, M.; POWLSON, D.S.; BATJES, N.H.; MILNE, E. & CERRI, C.C. Predicted soil organic carbon stocks and changes in the Brazilian Amazon between 2000 and 2030. *Agric. Ecosyst. Environ.*, 122:58-72, 2007a.

CERRI, C.E.P.; SPAROVEK, G.; BERNOUX, M.; EASTERLING, W.E.; MELILLO, J.M. & CERRI, C.C. Tropical agriculture and global warming: Impacts and mitigation options. *Sci. Agric.*, 64:83-99, 2007b.

Coe, H. H. G.; Osterrieth, M. L.; Honaine, M. F. Phytoliths and their applications In: Synthesis of some phytolith studies in South America (Brazil and Argentina). 1 ed. New York: Nova Science Publishers, 2014, v.1, p. 1-26.

COLMANETTI, M. A. A. Aboveground biomass of Atlantic Forest: modeling and strategies for carbon estimate. Tese (Doutorado em Ecologia Aplicada) - Ecologia de Agroecossistemas, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2018. doi:10.11606/T.91.2018.tde-02082018-095010. Acesso em: 2020-07-13.

CORREA, A.C.B; TAVRES, B.A.C; MONTEIRO, K.A; CAVALCANTI, L.C.S; LIRA, D.R. Megageomorfologia e Morfoestrutura do Planalto da Borborema. *Revista do Instituto Geológico, São Paulo*, 2010.

CRANDALL, A. R. Geology of the Borborema Plateau. Recife: Imprensa Universitária, 1910.

CUNHA, T.J. F.; SILVA, F.H. B. B.; SILVA, M. S. L.; PETRERE, V. G.; SA, I. B.; OLIVEIRA NETO, M. B.; CAVALCANTI, A. C. Solos do Submédio do Vale do São Francisco: potencialidades e limitações para uso agrícola. Petrolina: Embrapa Semi-Árido, 2008. 60 p.

DRESCH, Jean. La géographie des reliefs. Paris: Presses Universitaires de France, 1957.

Duleba, W.; Coimbra, J.C.; Petri, S.; Barbosa, C.F. 2005. Foraminíferos, tectonismo e ostracodes recentes utilizados como bioindicadores em estudos ambientais brasileiros. In: C.R.G. Sousa; K. Suguio; M. Santos; P.E. Oliveira (eds.) Quaternário do Brasil. ABEQUA. Ribeirão Preto, Editora Holos, p.176-210.

EMBRAPA. Sistema brasileiro de classificação de solos. 5 ed. Brasília: Embrapa, 2018. 589p.

ESPINDOLA, C. R. A pedologia e evolução das paisagens. *Revista do Instituto Geológico, São Paulo*, 31 (1/2), 67-92, 2010.

FARIAS, P. K. P. ; SOUZA, CAROLINA M. M.; PORTELA, J.C; MOURA, I. N. B. M.; SILVA, A. C. R. Genesis and characteristics of soils of the Santana mountain range in the seridó region, Rio Grande do Norte, Brazil. *Revista Caatinga* , v. 31, p. 1017-1026, 2018.

FILHO, P. G. A.; FREITAS, M. A.; VIEIRA, S. W. L.; MOURA, B. G. J.; FRANÇA, R., F. G. State of knowledge and conservation of the snake fauna of the - Brejos de Altitude- in the Pernambuco Endemism Center, Northeastern Brazil. *Ethnobiology and Conservation*, v. 9, p. 1-15, 2020.

FORSYTHE, W. Física de suelos. Costa Rica: IICA, 1975. 212p.

FREDLUND G.G., TIESZEN L.T. Modern phytolith assemblages from the North American great plains. *Journal of Biogeography*, 21(3):321-335, 1994.

FREIXO, A.A.; MACHADO, P.L.O.A.; GUIMARÃES, C.M.; SILVA, C.A. & FADIGAS, F.S. Estoque de carbono e nitrogênio e distribuição de frações orgânicas de Latossolo do Cerrado sob diferentes sistemas de cultivo. *R. Bras. Ci. Solo*, 26:425-434, 2002.

GERRARD, John. Rocks and landforms. London: Unwin Hyman, 1988.

GIONGO, V; GALVÃO, S.R. DA S. ; MENDES, A. M. S. ; MENDES, A. M. S. ; GAVA, CARLOS ALBERTO TUÃO ; CUNHA, TONY JARBAS FERREIRA . Soil Organic Carbon in the Brazilian Semi-arid Tropics. *Dynamic Soil, Dynamic Plant*, v. 5, p. 12-20, 2011.

Gleixner, G.; Poirier, N.; Bol, R.; Balesdent, J. Molecular dynamics of organic matter in a cultivated soil. *Organic Geochemistry*, v.33, n.3, p.357-366, 2002.

Gouveia, S.E.M.; Pessenda, L.C.R.; Aravena, R.; Boulet, R.; Scheel-Ybert, R.; Bendassoli, J.A.; Ribeiro, A.S.; Freitas, H.A. (2002) Carbon isotopes in charcoal and soils in studies of paleovegetation and climate changes during the late Pleistocene and the Holocene in the southeast and centerwest regions of Brazil. *Global and Planetary Change*, v.33, p.95-106.

GUREVITCH J, SCHEINER SM, FOX GA. *Ecologia vegetal*. 2. ed. Porto Alegre: ed. Artmed; 2009.

GURGEL, S. P. P. ; BEZERRA, F. H. R. ; CORRÊA, A. C.B. ; MARQUES, F O. ; MAIA, R. P. . Cenozoic uplift and erosion of structural landforms in NE Brazil. *Geomorphology (Amsterdam)*, v. 186, p. 68, 2013.

HACK, John T.; GOODLETT, John C. Geomorphology and forest ecology of a mountain region in the central Appalachians. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office, 1960. (Geological Survey Professional Paper, 347).

Horák-Terra, I., Martínez Cortizas, A., Luz, C.F.P, Rivas-López, P., Silva, A.C., Vidal-Torrado, P. 2015. Holocene climate change in central-eastern Brazil reconstructed using pollen and geochemical records of Pau de Fruta mire (Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.437, p.117-131.

HORBE, A.M.C.; COSTA, M.L. Lateritic crusts and related soils in eastern Brazilian Amazonia, *Geoderma*, v. 126. p. 225-239, 2005.

HOWARD, Alan D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. AAPG Bulletin, v. 49, n. 11, p. 2221–2228, 1965.

INTERNATIONAL COMMITTEE FOR PHYTOLITH TAXONOMY (ICPT), International Code for Phytolith Nomenclature (ICPN) 2.0, *Annals of Botany*, Volume 124, Issue 2, 24 July 2019, Pages 189–199, <https://doi.org/10.1093/aob/mcz064>

JACOMINE, P.K.T.; CAVALCANTI, A. c, RODRIGUES E SILVA, F.B.; MONTENEGRO, J. O.; FORMIGA, R.A.;BURGOS, N.; MÉLO FILHO, H. F.R. Levantamento exploratório-reconhecimento de solos da margem direita do rio São Francisco, Estado da Bahia. Recife: Embrapa: Sudene, 1977. 738 p.

JACOMINE, P.K.T.; RODRIGUES ESILVA, F.B.; FORMIGA, R.A.; ALMEIDA, J. c, BELTRÃO,V. A.; PESSÔAS. , C.P.; FERREIRA,R.C. Levantamento exploratório-reconhecimento de solos do Estado do Rio Grande do Norte. Recife: Ministério da Agricultura: Sudene, 1971.531 p.

JANKOWSKI, K.J., SCHINDLER, D.E. Watershed geomorphology modifies the sensitivity of aquatic ecosystem metabolism to temperature. *Sci Rep* 9, 17619 (2019). <https://doi.org/10.1038/s41598-019-53703-3>

JANZEN, H. H. The soil carbon dilemma: shall we hoard it or use it? *Soil Biology and Biochemistry*, Oxford, v. 38, p. 419- 424, 2006.]

JATOBÁ, L. ; SILVA, H. J. ; SILVA, A. F. . CARACTERIZAÇÃO GEOAMBIENTAL DA ÁREA DE EXCEÇÃO DO BREJO DA MADRE DE DEUS - PE. *CIÊNCIA GEOGRÁFICA* , v. XXXIII, p. 758-772, 2019.

JUSTI, M.; SCHELLEKENS, J.; CAMARGO, P. B. B.; VIDAL-TORRADO, P. Long-term degradation effect on the molecular composition of black carbon in Brazilian Cerrado soils. *ORGANIC GEOCHEMISTRY*, p. 196-209, 2017.

KER, J. C. Latossolos do Brasil: Uma Revisao. Geonomos, Belo Horizonte - MG, v. 5, n.1, p. 17-40, 1997.

KILLOPS, S.; KILLOPS, V. Introduction to organic geochemistry. Malden, MA: Blackwell 2005. 393 p. 2.

KING, Lester C. South African scenery: a textbook of geomorphology. 3. ed. Edinburgh: Oliver and Boyd, 1956.

LADEIRA, F. S. B. Solos do passado: origem e identificação. *Rev. Bras. Ciênc. Solo*. vol.34, n.6, pp.1773-1786, 2010. <https://doi.org/10.1590/S0100-06832010000600001>.

LAKE, Philip. Physical geography. London: Macmillan, 1890.

LAL, R. Soil carbon dynamics in cropland and rangeland. *Environ. Pollut.*, 116:353-362, 2002.

LEOPOLD, Luna B.; LANGBEIN, Walter B. The concept of entropy in landscape evolution. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office, 1962. (Geological Survey Professional Paper, 500-A).

Libby WF. 1955. Radiocarbon Dating. 2nd edition. Chicago: University of Chicago Press. 175 p.

LIMA, M. da G. História do intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: implicações paleoclimáticas e tectônicas. Programa de Pós Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN, Tese de doutorado, 461 p., 2008.

LOPES, S. F, et al. The Role of Mountains as Refugia for Biodiversity in Brazilian Caatinga: Conservationist Implications. *Tropical Conservation Science*, Jan. 2017, doi:10.1177/1940082917702651.

LUIZÃO, F. J. ; MANZI, A. O ; MESQUITA, R. C. G. ; COUTO-SANTOS, F. R. . Os serviços da floresta. *Scientific American*, v. 3, p. 22-29, 2008.

Luz, C.F.P.L. Os registros palinológicos como sensores das dinâmicas da vegetação no holoceno da região norte do Estado do Rio de Janeiro. *Anuário do Instituto de Geociências do Rio de Janeiro*, v.26, p. 188-190, 2003.

MAIA, RUBSON P.; BETARD, F.; BEZERRA, F. H. R.. Geomorfologia dos maciços de Portalegre e Martins - NE Do Brasil: inversão do relevo em análise. Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 17, p. 273-285, 2016.

MARQUES, A.L. Evolução da paisagem e ocorrência de Latossolo A húmico nos brejos de altitude da Paraíba. Dissertação de Mestrado (2019). Programa de Pós-Graduação em Ciência do solo, Universidade Federal da Paraíba. Orientador: Raphael Moreira Beirigo.

McFARLANE, M. J. Laterites and laterization processes. In: LATERITES AND LATERIZATION PROCESSES. Springer, 1983. p. 1–21.

MEDEIROS, VANDA B. DE et al . New Holocene pollen records from the Brazilian Caatinga. An. Acad. Bras. Ciênc., Rio de Janeiro , v. 90, n. 2, supl. 1, p. 2011-2023. 2018 . doi.org/10.1590/0001-3765201820170161.

MELFI, A. J. Processos pedogenéticos em ambientes tropicais úmidos. São Paulo: Instituto de Geociências, USP, 1981.

MENDES, K.R., CAMPOS, S., DA SILVA, L.L. et al. Seasonal variation in net ecosystem CO₂ exchange of a Brazilian seasonally dry tropical forest. Sci Rep 10, 9454 (2020). <https://doi.org/10.1038/s41598-020-66415-w>.

MENEZES, M. R. Estudos sedimentológicos e o contexto estrutural da Formação Serra dos Martins nos platôs de Portalegre, Martins e Santana/RN. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Dissertação Geodinâmica e Geofísica (Mestrado), 174p. 1999.

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA –MME. Geoquímica no Brasil: bases de dados existentes e necessidades futuras de aquisição. PROJETO DE ASSISTÊNCIA TÉCNICA AO SETOR DE ENERGIA, 2009.

MORAES, J. C. Geologia dos terrenos cristalinos do Brasil. Rio de Janeiro: DNPM, 1924.

MULHOLLAND S.C. Phytolith Shape Frequencies in North Dakota Grasses: A Comparison to General Patterns. Journal of Archaeological Science, 16:489-511, 1989.

NUNES, E. ; ESPINDOLA, C. R. Mineralogia da Fração de Latossolos desenvolvidos sobre a Formação Serra dos Martins no Rio Grande do Norte. Geociências, v. 9, n.1, p. 179-187, 1990.

NUNES, E. ; ESPINDOLA, C. R. . Mineralogia da Fração Argila de Solos Desenvolvidos sobre o Grupo Barreiras no Rio Grande do Norte. Boletim de Geografia Teorética, v. 15, n.29/30, p. 354-361, 1985.

NUNES, R. ; ESPINDOLA, C. R. . Morfologia, Granulometria e Químicas dos Solos de Superfícies Terciárias do Rio Grande do Norte. Geociências, v. 12, n.2, p. 493- 502, 1993.

OLIVEIRA, P. E.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian Caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 152 (3-4), 1999, p. 319 – 337.

OLLIER, Cliff D. Weathering. 2. ed. London: Longman, 1991.

PARR J.F., WATSON L.. Morphological characteristics observed in the leaf phytolith of select gymnosperms of Eastern Australia. In Madella M., Zurro D. (eds). Plants, people and places: Recent Studies in phytolith analysis, Oxbow Books, Oxford. 272p, 2007.

Pessenda, L. C. R., Gouveia, S., Freitas, H. Isótopos do Carbono e suas aplicações em estudos Paleoambientais. In: Souza, C. R. G., et al (Ed.). Quaternário do Brasil. Ribeirão Preto: Holos Editora, p.75-93, 2005.

Pessenda, L.C.R., De Oliveira, P.E., Mofatto, M., Medeiros, V.B., Gracia, R.J.F, Aravena, R., Bendassoli, J.A., Leite, A.Z., Saad, A.R., Etchbehere, M.L. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 14C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. Quaternary Research, v. 71, p. 437-452, 2009.

PICCOLO, A. The supramolecular structure of humic substances. A novel understanding of humus chemistry and implications in soil science. Advances in Agronomy, v. 75, p. 57–134, 2002.

PINAYA, J.L.D., CRUZ, F.W., CECCANTINI, G.C.T. et al. Brazilian montane rainforest expansion induced by Heinrich Stadial 1 event. Sci Rep 9, 17912 (2019). <https://doi.org/10.1038/s41598-019-53036-1>.

POORTER, L., BONGERS, F., AIDE, T. et al. Biomass resilience of Neotropical secondary forests. Nature 530, 211–214 (2016). <https://doi.org/10.1038/nature16512>

PORTO, K.C.; CABRAL, J.J.P.; TABARELLI. Brejos de Altitude em Pernambuco e Paraíba: História Natural, Ecologia e Conservação. Ministério do Meio Ambiente, Brasília, pp. 15-22, 2004.

RIBEIRO FILHO, JACQUES ; LEMOS FILHO, LUIS CESAR ; SANTOS, J. C. N. ; BRASIL, J. B. ; PALÁCIO, Helba Araújo de Queiroz . Partitioning of rainfall into throughfall, stemflow, and interception loss in the Brazilian Northeastern Atlantic Forest. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental* , v. 23, p. 21-26, 2019.

RUNGE F. The opal phytolith inventory of soil in central Africa – quantities, shapes, classification and spectra. *Review of Palaeobotany and Palynology*, Amsterdam, 107:23–53, 1999.

SALCEDO, I. H.; SAMPAIO, E.V. S. B. Matéria orgânica do solo no Biome caatinga. In: SANTOS, G. S.; SILVA, L. S.; CANELLAS, P.; CAMARGO, F.A. O. (Ed.). *Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais*. 2. ed. Porto Alegre: Metrópole, 2008. p. 419-441.

SANCHEZ, Pedro A. Properties and management of soils in the tropics. New York: Wiley, 1976.

SANTOS, M. C. *Cadernos do Semiárido: solos do Semiárido brasileiro*. Academia Brasileira de Ciência Agronômica CREA-PE, 2017.

SARCINELLI, T. S.; SCHAEFER, C. E. G. R. ; FERNANDES FILHO, E. I. ; MAFIA, R. G.; NERI, A. V. Soil modification by termites in a sandy-soil vegetation in the Brazilian Atlantic rain forest. *Journal of Tropical Ecology (Print)* , v. 29, p. 439-448, 2013.

SCHAEFER, C. E. G. R.; FABRIS, J. D. ; KER, J. C. . Minerals in the clay fraction of brazilian latosols (oxisols): a review. *Clay Minerals*, v. 43, p. 1-18, 2008.

SCHAEFER, Carlos Ernesto G.R. Bases físicas da paisagem brasileira: estrutura geológica, relevo e solos. *Tópicos em Ciência do Solo*, v. 8, p. 1-69, 2013.

SCHELLMANN, W. Diversity and terminology of lateritic profiles. In: LATERITES AND LATERIZATION PROCESSES. Elsevier, 1991. p. 379–388.

SHI, Z., ALLISON, S.D., HE, Y. et al. The age distribution of global soil carbon inferred from radiocarbon measurements. *Nat. Geosci.* (2019). <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0596-z>

SILVA, A.C. ; VIDAL-TORRADO, P. . Gênese dos Latossolos Húmicos e sua relação com a evolução da paisagem numa área cratônica do Sul de Minas Gerais. *Revista brasileira de ciencia do solo*, Campinas, v. 23, p. 329-341, 1999.

SINGH, M., SARKAR, B., SARKAR, S., CHURCHMAN, J., BOLAN, N., MANDAL, S., MENON, M., PURAKAYASTHA, T.J., BEERLING, D.J., Chapter two-stabilization of soil organic carbon as influenced by clay mineralogy. *Adv. Agron.* 148, 33–84, 2018.

SOHI, S.; MAHIEU, N.; ARAH, J.R.M.; POWLSON, D.S.P.; MADARI, B. & GAUNT, J.L. Procedure for isolating soil organic matter fractions suitable for modeling. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 65:1121-1128, 2001.

SOPPER, E. Geological reconnaissance of the state of Paraíba. Rio de Janeiro: Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 1913.

SOUSA FILHO, Paulo C. de; GALACO, Ayla R. B.S.; SERRA, Osvaldo A.. Terras raras: tabela periódica, descobrimento, exploração no brasil e aplicações. *Quím. Nova*, São Paulo , v. 42, n. 10, p. 1208-1224, Oct. 2019. doi.org/10.21577/0100-4042.20170438.

TABARELLI, M. & SANTOS, A.M.M. Uma breve descrição sobre a história natural dos brejos nordestinos. In: K.C. Porto, J.J.P. Cabral & M. Tabarelli (orgs.). *Brejos de Altitude em Pernambuco e Paraíba: História Natural, Ecologia e Conservação*. Ministério do Meio Ambiente, Brasília, 2004, pp. 15-22.

TEIXEIRA, P.C. et al. *Manual de Métodos de Análise de Solo*. 3. ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2017, 573p.

THEOBALD, W. Manual of geology of India. Calcutta: Geological Survey of India, 1873.

TISDALE, S. L.; NELSON, W. L.; BEATON, J. D. Soil fertility and fertilizers. 5. ed. New York: Macmillan, 1993.

TREMOCOLDI, W.A. Mineralogia dos silicatos e dos óxidos de ferro da fração argila de solos desenvolvidos de rochas básicas no estado de São Paulo. *Rev. biociênc.*, Taubaté, v.9, n.1, p.15-22, 2003.

TWISS P.C. Grass opal phytoliths as climatic indicators of the Great Plains Pleistocene. In: Johnson W.C. (Ed.), *Quaternary Environments of Kansas*. Kansas Geological Survey Guidebook, 5:179-188, 1987.

US ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY (US EPA). Method 3051A: Microwave assisted acid dissolution of sediments, sludges, soils, and oils. 2. ed. Washington, D.C.: US Government Printing Office, 1997.

VASCONCELOS-SOBRINHO, J. Os brejos de altitude e as matas serranas. In: J. Vasconcelos-Sobrinho (ed.). As regiões naturais do Nordeste, o meio e a civilização. Conselho de Desenvolvimento de Pernambuco, Recife, pp. 79-86, 1971.

YU, M., WANG, Y., JIANG, J., WANG, C., ZHOU, G., & YAN, J. Soil organic carbon stabilization in the three subtropical forests: Importance of clay and metal oxides. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 124, 2976– 2990, 2019.<https://doi.org/10.1029/2018JG004995>