**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE FILOSOFIA, LETRAS E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA FÍSICA**

JUCÉLIA MACEDO PACHECO

**INTERAÇÕES PEDOGEOMORFOLÓGICAS EM BACIA DE
DRENAGEM NO SEMIÁRIDO BAIANO**

São Paulo
2017

JUCÉLIA MACEDO PACHECO

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia Física, do Departamento de Geografia, da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, da Universidade de São Paulo, para a obtenção do título de Doutora em Geografia Física.

Área de concentração: Estudos Interdisciplinares em Pedologia e Geomorfologia.

Orientadora: Profa. Dra. Déborah de Oliveira (USP)

Co-orientador: Prof. Dr. Fábio Soares de Oliveira (UFMG)

São Paulo
2017

Nome: PACHECO, Jucélia Macedo

Título: Interações pedogeomorfológicas em bacia de drenagem no semiárido baiano

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia Física, do Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, da Universidade de São Paulo, para obtenção do título de Doutora em Geografia Física.

Aprovada em:

Banca Examinadora

Profa. Dra. _____ Instituição: _____
Julgamento: _____ Assinatura: _____

Profa. Dra. _____ Instituição: _____
Julgamento: _____ Assinatura: _____

Profa. Dra. _____ Instituição: _____
Julgamento: _____ Assinatura: _____

Profa. Dra. _____ Instituição: _____
Julgamento: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr. _____ Instituição: _____
Julgamento: _____ Assinatura: _____

Dedico este trabalho a Bia e Duda, minhas pequenas e guerreiras, companheiras de todos os momentos, que me ensinam a cada raiar do sol a enxergar a vida de forma diferente, dando um novo sentido a ela.

AGRADECIMENTOS

Inicialmente à minha família por todo o apoio e carinho, ajuda nos momentos mais difíceis, me proporcionando momentos de paz, tranquilidade e alegria, enfim deixando a vida mais leve e também no cuidado com as meninas nos momentos que precisei me ausentar para dedicar ao trabalho, principalmente a “tia Simone”, muito atenciosa e cuidadosa com elas.

À minha mãe e minha tia Rozilda pela vida, amor, carinho, cuidados e ensinamentos.

À Universidade do Estado de São Paulo.

À Profa. Déborah de Oliveira, agradeço a oportunidade de realização do trabalho, pela orientação, amizade, extremamente gentil e ágil nas devolutivas sempre que consultada.

Ao Professor Fábio Soares de Oliveira, muito competente e gentil demais da conta, Uai! Te agradeço demais professor pela oportunidade, orientação, amizade e acolhimento no Departamento e na Pós-graduação de Geografia da UFMG.

Ao grupo de pesquisa TRADO e amigos que fazem parte dele, especialmente Mariana, Henrique e Lílian, que muito contribuíram para a realização desse trabalho e principalmente pelo carinho.

À Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG) pelo acolhimento e apoio no desenvolvimento do trabalho, através do apoio humano, uso de laboratórios e espaços físicos. Ao Laboratório de Geomorfologia da UFMG pela gentileza de permitir o acesso e a realização de análises importantes para o desenvolvimento do trabalho.

À Universidade do Estado da Bahia pelo apoio e ajuda financeira através do Programa de Bolsas PAC e disponibilização de transporte para os campos.

Aos meus amigos e colegas do Departamento de Educação e Colegiado de Geografia do Campus XI da Universidade do Estado da Bahia que me apoiaram ao longo dessa jornada.

Ao Fernando, técnico do Laboratório de Geomorfologia - UFMG, sempre muito gentil, amigo e sempre solicito na orientação e acompanhamento dos trabalhos desenvolvidos no laboratório.

Ao meu irmão Pedro pela grande contribuição e companhia durante nos trabalhos de campo.

À Profa. Maria José, pela amizade e apoio.

À Profa. Liana Maria Barbosa pelo carinho e sempre me orientando.

Ao Laboratório de Geociências da Universidade Estadual de Feira de Santana-BA e os professores Carlos Uchoa e Marilda Pinto.

Aos amigos e colegas do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais

Ao amigo William da pós-graduação em Geografia Física da FFLCH que muito me ajudou nas estadias em São Paulo.

À Cida, secretária da pós-graduação em Geografia Física, gentil e atenciosa.

À Regina Celi do Serviço de Pós-Graduação da FFLCH, muito atenciosa e gentil sempre que consultada.

Ao Eric pela grande contribuição na preparação do material cartográfico e pela amizade.

Ao Marcos Antônio que contribuiu demais também na preparação do material cartográfico.

Ao Sidney (Dido) pelo cuidado e dedicação na abertura de perfis e trincheiras durante a etapa de campo.

A Edilene, Patrícia e Monique pelo carinho e apoio com as meninas.

Aos ex-estudantes e amigos do Campus XI - UNEB Fátima Garcia, Bismarque e Jéssica pela contribuição nos trabalhos de campo e pela companhia ao longo destes.

A profa. Ana do Centro Federal de Educação Tecnológica de Minas Gerais (CEFET-MG) pela grande ajuda para a realização de análises laboratoriais.

E a todos e todas que não foram citados mas nem por isso deixaram de ser importantes ao longo dessa jornada.

RESUMO

PACHECO, Jucélia Macedo. **Interações pedogeomorfológicas em bacia de drenagem no semiárido baiano**. 2017. 146f. Tese (Doutorado em Geografia Física) - Departamento de Geografia, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.

Este trabalho faz parte do processo de investigação e conhecimento da evolução da paisagem a partir da interação solo-relevo, isto é, de uma abordagem pedogeomorfológica. Como tais estudos são escassos no semiárido brasileiro e, considerando o interesse em contribuir com o conhecimento e disseminação da geo e biodiversidade deste domínio, foi selecionada para estudo uma área localizada no setor nordeste do estado da Bahia, próxima ao município de Nova Soure. O recorte espacial adotado foi a bacia de drenagem, por entender que a bacia é, mesmo em condições semiáridas, uma unidade importante para a compreensão das relações entre formas e materiais, como a cobertura pedológica. A bacia selecionada é a do Riacho Natuba, que está, geologicamente, localizada na bacia sedimentar do Tucano Sul, que integra o rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá. Geomorfologicamente está inserida nos Tabuleiros do Itapicuru, formados por modelados de aplainamentos e dissecação. O estudo foi realizado a partir de etapas de gabinete, campo e laboratório, que incluíram: revisão bibliográfica e conceitual, levantamento de materiais cartográficos, processamento de imagens e produção de mapas através do geoprocessamento, trabalhos de campo com reconhecimento da área, descrição e coleta de perfis de solos, análises laboratoriais e estudos microscópicos de seções delgadas. Diferentes escalas foram adotadas para o estudo da relação solo-relevo. Na escala da bacia, o estudo foi realizado a partir da identificação e descrição dos compartimentos morfopedológicos. Na escala da vertente, o estudo foi realizado a partir da descrição e caracterização de solos ao longo de transectos entre os compartimentos morfopedológicos e na escala de detalhe foram observadas as microestruturas em lâminas com o auxílio de microscópios petrográficos. Os resultados indicaram que a bacia é pedodiversa e que essa variedade e distribuição de solos possui íntima relação com a variação de litofácies da Formação Marizal e com processos do relevo, como a erosão seletiva superficial e subsuperficial de finos (argilas). Os solos de maior ocorrência nas partes altas da bacia são os Neossolos Quartzarênicos, que se diferenciam pelo conteúdo de argila, composição mineralógica e arranjos do fundo matricial. Essas distinções foram interpretadas como produtos da influência da circulação da água, atestando a importância do relevo na sua gênese. Nas partes baixas da bacia, a diversidade de solos é maior, ocorrendo Argissolos, Luvissolos, Chernossolos, Neossolos Fluviolos e Planossolos. Todos refletem propriedades dos materiais de origem sob condições de intemperismo típicas do semiárido, como a fertilidade, a mineralogia e as organizações micromorfológicas. Além disso, também estão relacionados aos processos erosivos atuantes nas vertentes, que formam, por exemplo, o gradiente textural, seja através da elutriação (Argissolos e Luvissolos) ou através da sedimentação (Planossolos). De maneira geral, os solos da bacia estão interligados entre si, e essa ligação se dá a partir da redistribuição de material ao longo das dinâmicas do relevo. Este contexto expressa a importância de considerar conjuntamente a pedogênese e morfogênese na evolução da paisagem semiárida.

Palavras-chave: Paisagem. Interação Solo-Relevo. Bacia de Drenagem. Semiárido.

ABSTRACT

PACHECO, Jucélia Macedo. **Soil-geomorphology interactions in drainage basin in the semi-arid Bahia**. 2017. 146p. Thesis (PhD in Physical Geography) – Department of Geography, de Geografia, Faculty of Philosophy, Letters and Human Sciences, University de São Paulo, São Paulo, 2017.

This work is part of the process of research and knowledge of the evolution of the landscape from the interaction between soil and relief, i.e., a soil geomorphological approach. Aiming to contribute to and disseminate the knowledge of the geo- and biodiversity of the Brazilian semiarid, where studies such as this one is rare, we investigated an area in the northeast of Bahia, near the Nova Soure municipality. The drainage basin was picked as the unit of spatial analysis because, even in semiarid conditions, we understand it to provide the best comprehension of the relationships between shapes and materials, such as soil coverage. The Natuba stream drainage basin we investigate in this study is geologically situated in the Tucano Sul sedimentary basin, itself part of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift. Geomorphologically, the basin is part of the Itapicuro tablelands, formed by surfaces of planation and dissection. The investigation involved office, field, and laboratory stages, including: literature and conceptual review, gathering of cartographic material, image processing, geoprocessing to produce maps, area survey and fieldwork, profile description and sampling, laboratory analysis, and thin section microscopy. We adopted different scales to study the soil-relief relationship. At the basin-scale, the study comprised the identification and description of morphopedological compartments. At the slope-scale, the study was derived from the description and characterization of soils along transects between morphopedological compartments. Finally, at the detail-scale we observed the microstructures on slides, using petrographic microscopes. Results indicate that the basin is soil-diverse and that its variety and distribution is intimately related to the variation of the lithofacies of the Marizal Formation and to relief processes such as superficial and subsuperficial erosion of fine material (clays). The Quartzarenic Neosols, more frequent in the higher regions of the basin, are differentiated by the clay content, mineral composition, and the relative distribution of groundmass. These distinctions were interpreted as products of the influence of water circulation, substantiating the importance of the relief in the soil genesis. At the lower regions of the basin, the soil is more diverse: Acrisols, Luvisols, Chernozems, Fluvisols, and Planosols occur. Fertility, mineralogy and micromorphological organization of the soils are typical of the original material enduring conditions of weathering that are characteristic of the semiarid. Furthermore, the soils are related to the erosive processes that affect the slopes and form, for instance, the textural gradient as a result of elutriation (Acrisols and Luvisols) or sedimentation (Planosols). Generally, the basin soils are interlinked via the redistribution of material throughout the landscape. This context, therefore, expresses the importance of considering both pedogenesis and morphogenesis when examining the evolution of the semiarid landscape.

Keywords: Landscape. Soil-Relief Interaction. The drainage basin. Semi-arid

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização da Bacia de Drenagem do Riacho Natuba-BA	15
Figura 2: Localização, no estado da Bahia, da área do rifte Recôncavo/Tucano/Jatobá com destaque para a Bacia Tucano Sul, onde se insere a área de estudo. Fonte: GUIMARÃES (2002)	17
Figura 3: Unidades Geológicas da Bacia do Riacho Natuba-BA	20
Figura 4: Unidades Geológicas da Bacia do Riacho Natuba-BA	21
Figura 5: Mapa de Solos da Bacia do Riacho Natuba-BA.	22
Figura 6: Níveis escalares e recortes espaciais adotados neste estudo.	25
Figura 7: Mapa Hipsométrico da Bacia do Riacho Natuba, BA.	41
Figura 8: Mapa de declividade da bacia do Riacho Natuba, BA.....	42
Figura 9: Mapa das Unidades Morfológicas da bacia de drenagem do Riacho Natuba, BA. ..	44
Figura 10: Imagens representativas dos três conjuntos de formas discriminadas na bacia drenagem do Riacho Natuba-BA, sendo P = modelados de Aplanamento; D = Modelados de Dissecção e A = Modelados e Acumulação.	45
Figura 11: Mapa dos compartimentos morfopedológicos a da bacia drenagem do Riacho Natuba-BA.....	48
Figura 12. Aspecto geral e distribuição dos solos no Transecto 1 (T1), no alto curso da bacia de drenagem do Riacho Natuba-BA	52
Figura 13. Aspecto geral e distribuição dos solos no Transecto 2 (T2), no médio/alto curso da bacia de drenagem do Riacho Natuba-BA	62
Figura 14. Aspecto geral e distribuição dos solos no Transecto 3 (T3), no baixo curso da bacia de drenagem do Riacho Natuba-BA	70
Figura 15 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois paralelos e nicois cruzados das profundidades 60, 110 e 180 cm, respectivamente horizontes C2, C3 e C4 do perfil P1.1, do Transecto 1	81
Figura 16 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois paralelos e nicois cruzados das profundidades 30 e 150 cm, respectivamente horizontes A e transição C2/C3 do perfil P1.2, do Transecto 1	83
Figura 17 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois paralelos e nicois cruzados das profundidades 20, 50 e 150 cm, respectivamente horizontes A, C1 e C2 do perfil P1.3, do Transecto 1	85
Figura 18 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois paralelos e nicois cruzados das profundidades 10, 40 e 110 cm, respectivamente horizontes A, C1 e C2 do perfil P1.4, do Transecto 1	87

Figura 19 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois paralelos e nicois cruzados das profundidades 15, 40 e 130 cm, respectivamente horizontes C1, A2 e C3 do perfil P1.5, do Transecto 1.....	88
Figura 20 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois paralelos e nicois cruzados das profundidades 5, 15 e 90 cm, respectivamente horizontes A, AC e C do perfil P1.6, do Transecto 1.....	90
Figura 21 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois paralelos e nicois cruzados das profundidades 60 e 120 cm, respectivamente transição A2/C1 e horiz. C2 do perfil P2.1, do Transecto 2.....	91
Figura 22 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois paralelos e nicois cruzados das profundidades 20, 60 e 150 cm, respectivamente horizontes A, C1 e C4 do perfil P2.2, do Transecto 2	93
Figura 23 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois paralelos e nicois cruzados das profundidades 65 e 200 cm, respectivamente hor. C2 e C4 do perfil P2.3 , do Transecto 2	94
Figura 24 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois paralelos e nicois cruzados das profundidades 20 e 140 cm, respectivamente do horizonte A2 e da transição C3/C4 do perfil P2.4 , do Transecto 2.....	96
Figura 25 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois e nicois cruzados das profundidades 10, 55 e 90 cm, respectivamente dos horizontes A1, A2 e Bt do perfil P3.1 , do Transecto 3.....	98
Figura 26 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois paralelos e nicois cruzados das profundidades 30, 75 e 90 cm, respectivamente dos horizontes Bi, contato C/Cr e Cr do perfil P3.2 , do Transecto 3	100
Figura 27 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois paralelos e nicois cruzados da profundidade 50cm, correspondente ao horizonte Bt do perfil P3.3 , do Transecto 3	101
Figura 28 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois paralelos e nicois cruzados das profundidades 10 e 50cm, respectivamente dos horizontes A1 e C2 do perfil P3.4 , do Transecto 3	103
Figura 29 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois paralelos e nicois cruzados das profundidades 50 e 100cm, respectivamente dos hor. 3A2 e C3 do perfil P3.5 , do Transecto 3	104
Figura 30 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois paralelos e nicois cruzados das profundidades 25, 35 e 70cm, respectivamente dos horizontes C, transição C/Bt, e Bt do perfil P3.6 , do Transecto 3	106
Figura 31 - Neossolos Litólicos com estruturas de acamamento bem marcadas, com estratificação cruzada e plano paralela, típicas dos arenitos da Formação Marizal	114

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Classificação da Drenagem Hidrográfica de bacias	31
Tabela 2 - Classificação dos valores de densidade de drenagem	31
Tabela 3 - Análise linear dos canais da Bacia do Riacho Natuba-BA: relações de comprimento e canais por ordem.....	37
Tabela 4 - Análise linear dos canais da Bacia do Riacho Natuba-BA: relações entre as ordens de canal	37
Tabela 5 - Área e percentual das classes de declividade e relevo na bacia de drenagem do Riacho Natuba-BA	43
Tabela 6 – Atributos físicos e morfológicos dos solos do Transecto 1	53
Tabela 7 – Atributos químicos dos solos do Transecto 1	56
Tabela 8 – Atributos físicos e morfológicos dos solos do Transecto 2	63
Tabela 9 – Atributos químicos dos solos do Transecto 2	65
Tabela 10 – Atributos físicos e morfológicos dos solos do Transecto 3	71
Tabela 11 – Atributos químicos dos solos do Transecto 3	74

LISTA DE QUADROS

Quadro 1. Balanço Hídrico Mensal e Anual do Município de Nova Soure, 1943-1983.....	16
---	----

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO GERAL	01
2 FUNDAMENTAÇÃO CONCEITUAL	05
2.1 PAISAGEM.....	05
2.2 BACIA DE DRENAGEM.....	09
2.3 RELAÇÃO SOLO-RELEVO	10
3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	15
3.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO	15
3.2 ASPECTOS CLIMÁTICOS E HIDROGEOLÓGICOS	15
3.3 CONTEXTO GEOLÓGICO	17
3.3.1 Regional.....	17
3.3.2 Local	19
3.4 GEOMORFOLOGIA, SOLOS E COBERTURA VEGETAL.....	21
4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	23
4.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	23
4.2 LEVANTAMENTO E ELABORAÇÃO DO MATERIAL CARTOGRÁFICO.....	23
4.3 ESTUDO DA RELAÇÃO SOLO-RELEVO	25
4.3.1 Relação solo-relevo na bacia de drenagem.....	26
4.3.1.1 Compartimentação morfológica da bacia do Riacho Natuba	26
4.3.1.2 Análise morfométrica da bacia de drenagem	26
4.3.1.2.1 Análise linear	28
4.3.1.2.2 Análise Areal	29
4.3.1.2.3 Análise hipsométrica	32
4.3.2 Compartimentação morfopedológica da bacia do Riacho Natuba	32
4.3.3 Relação solo-relevo nos transectos.....	33
4.4 Preparação das amostras de solos e análises laboratoriais	34
4.5 As organizações micropedológicas	35
5 ANÁLISE MORFOMÉTRICA E CARACTERIZAÇÃO DOS COMPARTIMENTOS MORFOLÓGICOS E MORFOPEDOLÓGICOS DA BACIA DE DRENAGEM DO RIACHO NATUBA.....	36
5.1 MORFOMETRIA DA BACIA	36
5.1.1 Análise Linear.....	36

5.1.2 Análise Areal	38
5.1.3 Análise Hipsométrica	40
5.2 COMPARTIMENTAÇÃO MORFOLÓGICA	43
5.2.1 Modelados de Aplanamentos (P).....	43
5.2.2 Modelados de Dissecção (D)	46
5.2.3 Modelados de Acumulação (A).....	47
5.3 CARACTERIZAÇÃO DOS COMPARTIMENTOS MORFOPEDOLÓGICOS.....	47
6 DISTRIBUIÇÃO E CARACTERIZAÇÃO FÍSICA E QUÍMICA SOLOS AO LONGO DE TRANSECTOS NA BACIA DO RIACHO NATUBA-BA.....	51
6.1 TRANSECTO 1 (T1)	51
6.2 TRANSECTO 2 (T2)	61
6.3 TRANSECTO 3 (T3)	69
7 MICROMORFOLOGIA E MINERALOGIA DOS SOLOS AO LONGO DE TRANSECTOS NA BACIA DO RIACHO NATUBA-BA	80
7.1 TRANSECTO 1 (T1)	80
7.2 TRANSECTO 2 (T2)	91
7.3 TRANSECTO 3 (T3)	97
8 DISCUSSÃO GERAL	107
8.1 A PEDODIVERSIDADE NA BACIA DO RIACHO NATUBA.....	109
8.2 A GÊNESE DE SOLOS NA BACIA DO RIACHO NATUBA.....	113
8.2.1 Os Neossolos	113
8.2.2 Os Argissolos.....	116
8.2.3 Os Luvisolos	117
8.2.4 Os Chernossolos	117
8.2.5 Os Planossolos.....	118
8.3 INDICADORES PEDOLÓGICOS DE EVOLUÇÃO DA PAISAGEM.....	119
9 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	122
REFERÊNCIAS	123

1. INTRODUÇÃO GERAL

O conceito de paisagem evoluiu de conotações estéticas e descritivas refletidas nas pinturas europeias no século XV para uma abordagem científica no século XIX, transformando-se também nesse período em um conceito geográfico. Venturi (2008) assinala que o conceito de paisagem varia conforme as perspectivas de análise, abordagens e orientações teórico-metodológicas das várias disciplinas e escolas preocupadas com sua compreensão.

Enquanto categoria de análise da ciência geográfica, a paisagem foi pioneiramente abordada a partir dos estudos descritivos e regionais dos naturalistas alemães Alexander von Humboldt e Ferdinand von Richthofen, século XIX. A partir do século XX novas proposições foram surgindo, com destaque para a escola francesa com Bertrand (1972) e sua perspectiva sistêmica. Nessa, a paisagem é vista não apenas como uma simples adição dos elementos de forma solta ou desordenada, mas como um espaço resultante da combinação dinâmica e instável de elementos físicos, biológicos e antrópicos, que reagindo dialeticamente uns sobre os outros, fazem dela um conjunto único indissociável em constante evolução.

A partir da década de 1980 tornaram-se cada vez mais crescentes os estudos sobre paisagem numa ótica sistêmica e integrada. Para Bolós (1981), é ultrapassada a ideia de que a finalidade da paisagem integrada é conhecer a estrutura e funcionamento da superfície terrestre como um todo, considerando que o próprio objeto de estudo, a superfície terrestre, já é por si integrado. A paisagem na concepção da autora seria uma unidade espacial cuja morfologia agrega uma complexa inter-relação entre litologia, estrutura, solo, flora e fauna, sob a ação constante da sociedade, que a transforma.

A análise da paisagem através de uma abordagem sistêmica está fortemente associada à identificação de unidades de paisagem. Dentre as abordagens que inspiraram muitos trabalhos na geografia brasileira, destaca-se a análise ecodinâmica preconizada por Jean Tricart (1977), baseada na morfodinâmica e no balanço das relações entre pedogênese e morfogênese na configuração das unidades de paisagem, que foram por ele denominadas de unidades ecodinâmicas. Ab`Sáber (1969) também apresentou contribuições importantes para o entendimento da dinâmica e evolução da paisagem sob a ótica geomorfológica, sistematizando três níveis de abordagem: i) compartimentação topográfica, relacionada as formas de relevo, sua caracterização e descrição; ii) estrutura superficial da paisagem que relaciona os depósitos correlativos com as condições climáticas, com destaque para a morfogênese, e iii) fisiologia da paisagem que trata da compreensão dos processos

morfogenéticos através da dinâmica climática atual, inserindo também o homem como agente dos processos.

Utilizando também o relevo como parâmetro de delimitação de unidades de paisagem, Ross (1992), baseado nas contribuições de Ab'Sáber e nos conceitos de morfoestrutura e morfoescultura dos soviéticos I. P. Gerasimov (1946) e J. A. Mescerjakov (1968), propôs um caminho metodológico apoiado na compartimentação morfológica em níveis taxonômicos, tendo como sustentação aspectos fisionômicos das diferentes formas e tamanhos do relevo, gênese e idade dessas formas. O primeiro táxon são as unidades morfoestruturais, que correspondem às macroestruturas; o segundo táxon são as unidades morfoesculturais formadas pelos compartimentos e subcompartimentos do relevo; o terceiro corresponde ao modelado, que são o grupamento de formas de agradação (relevo de acumulação) e as formas de denudação (relevo de dissecação); o quarto são os conjuntos de formas semelhantes correspondentes às tipologias do modelado; o quinto incorpora a dimensão das formas, correspondendo ao tamanho médio dos interflúvios e grau de entalhamento dos canais e o sexto táxon são as formas lineares do relevo, geradas pelos processos erosivos e acumulativos atuais, ou seja, desenvolvidas por interferência antrópica ao longo das vertentes (ROSS, 1992; 2003).

Diversos estudos buscaram compreender a paisagem tropical a partir dessas perspectivas, sendo a maior parte em escala regional. Dentre os grandes domínios do território brasileiro, o semiárido parece ser o que concentra o menor volume de estudos, principalmente se consideradas escalas locais e de detalhamento. A paisagem semiárida, ainda que presente no imaginário dos brasileiros, é por muitos vista como pouco bio e geodiversa. Conforme destaca Castro (1997), Ribeiro (1999) e Silva (2014), é comum que o semiárido esteja sempre relacionado a um quadro de “fome e miséria”, embebido pela negatividade que relaciona seus aspectos ambientais e socioeconômicos. Sá *et al.* (2004) corroboram no combate a essa errônea visão negativista, e acrescentam que ao invés de ser uma paisagem monótona e pouco diversificada, o semiárido nordestino é extremamente diverso, tanto do ponto de vista de seus recursos naturais como da sua dinâmica social. Como exemplo, Rego (2002, p. 49) destaca que “as áreas submetidas a clima semiáridos apresentam uma maior diversidade de solos do que aquelas sujeitas aos climas úmidos” e “nos climas semiáridos, a escassez de chuvas permite a manutenção de certos compostos que engendram uma maior diversificação dos tipos de solo, em áreas, às vezes muito pouco extensas”, repercutindo numa maior pedodiversidade.

Quaisquer que sejam os motivos que levam a essa construção imagética, também abordada como uma metonímia geográfica (MACIEL, 2002), o desafio posto à Geografia é o de demonstrar quão rica e diversificada é a paisagem semiárida, seja em termos de componentes espaciais ou dos processos atuantes. Essa diversidade deve ser traduzida a partir da atual organização dos componentes que as constituem, bem como da dinâmica desses ao longo do tempo e do espaço. Um dos caminhos possíveis para fazê-lo, é considerando a interação entre solo e relevo, e maneira como que ambos contribuem para a constante evolução da paisagem.

Conforme destaca Ruellan e Dosso (1993), as coberturas pedológicas se modificam lateralmente no interior das unidades de relevo e das paisagens. Quatro mecanismos principais são responsáveis pela transformação da sua organização estrutural e distribuição espacial: i) a alteração das rochas, ii) a acumulação de matéria orgânica, iii) a perda, transporte e acumulação de constituintes e iv) os mecanismos de arranjos e agregações. Em termos do que foi apresentado por Jenny (1941), esses constituem o papel do material de origem, clima, organismos e relevo. Além disso, o tempo tem um papel fundamental, inserindo uma dimensão escalar importante na gênese e evolução dos solos.

Como produto de fatores ambientais, a cobertura pedológica se organiza e se distribui na paisagem. Estudar essa distribuição é traduzir os mecanismos pelos quais a própria paisagem se organiza. Além disso, a cobertura pedológica, através de seus processos e dinâmicas, tem o papel de influenciar na transformação da paisagem, pois os mecanismos de autodesenvolvimento pedológico fazem com que, sob a permanência das mesmas condições ambientais, transformações no relevo, na cobertura vegetal e até mesmo no microclima poderão ser impulsionadas a partir da evolução da cobertura pedológica.

Face ao exposto, o objetivo geral deste estudo foi analisar a interação entre formas de relevo e cobertura pedológica numa bacia de drenagem do semiárido, buscando compreender que componentes espaciais respondem pela distribuição e organização dos solos e como esses traduzem processos e dinâmicas relacionados à evolução da paisagem. Especificamente, o estudo buscou: i) caracterizar e identificar as unidades morfológicas e morfopedológicas da área em estudo; ii) identificar as principais classes de solos da bacia e analisar seus atributos físicos, químicos, mineralógicos e micromorfológicos; iii) relacionar materiais de origem com os solos descritos nas distintas unidades morfológicas e, iv) identificar unidades homogêneas de paisagem.

A área de estudo selecionada é a bacia do Riacho Natuba, localizada no setor nordeste do estado da Bahia. A escolha da área foi motivada por interesses científicos, pessoais e acadêmicos. Em primeiro lugar, a lacuna de informações sobre o tema na área de estudo, em particular, e no contexto do semiárido baiano, em geral, suscita a necessidade de estudos, principalmente em escala de detalhe. Além disso, existe um interesse acadêmico, e por que não pessoal, de que este estudo represente apenas o primeiro passo de uma trajetória de pesquisas a serem realizadas na área. Como parte integrante do corpo docente de uma instituição de ensino e pesquisa na região, a autora motiva-se pela possibilidade de que os resultados dessa investigação possam abrir caminhos para que a área se torne um “laboratório vivo”, onde novos estudos contribuirão para a formação e aperfeiçoamento de novas gerações de geógrafos e para a produção de conhecimentos que possa efetivamente impactar na melhoria da qualidade de vida das pessoas que lá residem.

A relação entre pedogênese e morfogênese está associada à dinâmica da superfície terrestre e também responde pela evolução das paisagens. Há, contudo, um discurso científico que privilegia os processos morfogenéticos no estudo das áreas semiáridas, negligenciando o papel da pedogênese, ou tratando o solo como um produto direto do clima. Como muitos outros fatores atuam na pedogênese e a monotoneidade do relevo pode, muitas vezes, levar a enganos, a hipótese deste estudo é que pedogênese e a morfogênese atuam de maneira simultânea nas áreas semiáridas e que existe uma grande variabilidade de solos resultante da influência de distintos componentes espaciais, como litologia e topografia.

O estudo foi estruturado em capítulos de natureza teórica, metodológica, de resultados e de discussão. O capítulo 2 apresenta os principais conceitos utilizados e que fundamentaram a pesquisa. O capítulo 3 inclui os principais procedimentos e como foi feita a opção por realizar o estudo em distintos níveis escalares: a bacia, os perfis de solos e as organizações microestruturais. Os capítulos 4, 5, 6 e 7 apresentam os resultados da pesquisa, descrevendo a bacia a partir de seus atributos morfométricos, morfológicos e morfopedológicos; perfis de solos ao longo de transectos e suas propriedades físicas, químicas e mineralógicas, a classificação dos mesmos e a análise das principais organizações micropedológicas. O capítulo 8 resgata os resultados dos capítulos anteriores e faz uma discussão conjunta dos mesmos, buscando demonstrar como as interações pedogeomorfológicas na área de estudo retratam a evolução da paisagem local. Por fim, o capítulo 9 apresenta as considerações finais do estudo.

2 FUNDAMENTAÇÃO CONCEITUAL: paisagem, bacia de drenagem e relação solo-relevo

Os procedimentos metodológicos de uma pesquisa estão fortemente atrelados às abordagens epistemológicas e, conseqüentemente, aos conceitos adotados. Assim, torna-se fundamental esclarecer por quais caminhos um estudo foi trilhado para que seus resultados possam ser, a partir disso, compreendidos. A seguir, é apresentada uma breve fundamentação dos conceitos norteadores dessa pesquisa, de maneira a clarificar o porquê o estudo da relação solo-relevo numa bacia de drenagem foi realizado com o propósito de compreender processos e dinâmicas associados à evolução da paisagem.

2.1 PAISAGEM

A palavra paisagem foi, ao longo da história, recebendo várias conotações e adequações na medida em que os contextos foram se diversificando e que sua noção original podia ser incorporada em alguma disciplina ou praxe específica (FÁVERO, 2007). A definição do termo “paisagem” foi sempre polêmica desde suas origens. Além de ser um vocábulo utilizado nas diversas áreas, como na arte e na ciência, em projetos de planejamento territorial e/ou ambiental ele ainda é utilizado por meio dos mais diversos olhares e sentidos (DIAS, 2006).

Segundo Venturi (2008), o termo paisagem surgiu no século XV voltado para os aspectos visual e estético do ambiente, não apresentava significado científico e também não era considerado um método de abordagem geográfica. Isso só viria a acontecer no século XIX com os naturalistas alemães que o transformou em um conceito geográfico como: *Landschaft* (paisagem), *Naturlandschaft* (paisagem natural) e *Kulturlandschaft* (paisagem cultural). Alguns clássicos utilizavam o conceito de paisagem como método de transcrição de dados sobre as áreas distintas do planeta, como fez Alexander von Humboldt, considerado pioneiro da moderna geobotânica e geografia física que possuía uma visão holística da paisagem e associava os elementos diversos da natureza e da ação humana. Posterior a ele, vieram as obras da “Geografia Comparada” de Carl Ritter e da “Antropogeografia” de Friedrich Ratzel (Dias, 2007; Schier, 2003). Ainda segundo Venturi (2008, p. 47), esse conceito passou por uma série de interpretações ao longo dos anos acompanhado de uma evolução linguística. As premissas histórico-linguísticas do conceito teriam surgido entre os séculos XV e XVI, no período do Renascimento, apesar de que, as origens etimológicas do termo remontam ao século XI e vem sendo redirecionado e ganhando novas interpretações a partir da perspectiva

de análise integrada dos sistemas naturais, sociais e econômicos.

Schier (2003) afirma que na Geografia a interpretação do que é uma paisagem diverge dentro das múltiplas abordagens e que o entendimento do conceito depende, em muito, das influências culturais e discursivas entre os geógrafos. Tradicionalmente, estes profissionais diferenciam entre paisagem natural, representada pelos elementos combinados de terreno, vegetação, solo, rios e lagos e paisagem cultural e humanizada que inclui todas as modificações feitas pelo homem, como nos espaços urbanos e rurais. A maioria dos conceitos está atrelada a determinadas abordagens filosóficas. Originalmente estaria ligado ao positivismo, na escola alemã, de modo que os fatores geográficos apresentavam uma forma mais estática, agrupados em unidades espaciais, enquanto na geografia francesa o caráter processual é o mais importante (SCHIER, 2003).

A variação no termo paisagem também está ligada à sua etimologia e origem, apresentando diferente significado de acordo com as orientações teórico-metodológicas das escolas relacionadas à Geografia Física, com destaque para as escolas germânica, francesa, russa e americana. O conceito foi sendo desenvolvido e aplicado de maneira diferenciada com uma análise apoiada em diferentes correntes epistemológicas, resultando assim uma série de abordagens (GUERRA e MARÇAL, 2006). Nesse sentido, Schier (2003) afirma que não existe uma geografia que sirva ao estudo da paisagem em todos os níveis, pois sua complexidade torna impossível qualquer análise geográfica sob a luz de uma única abordagem.

Nas primeiras décadas do século XX, o conceito de paisagem foi incorporando plenamente o conceito de sistema. Este último foi pautado na Teoria Geral dos Sistemas (TGS) desenvolvida nos anos de 1920 nos Estados Unidos e aplicada inicialmente às ciências naturais, na Biologia e na Termodinâmica pelo biólogo austríaco Ludwig von Bertalanffy, em meados de 1968. Apesar disso, o conceito de sistema já havia sido utilizado nos séculos XVII por Isaac Newton e XVIII e pelo químico francês Antoine Lavoisier (SALES, 2004; FÁVERO, 2007).

Os sistemas foram definidos por Bertalanffy (1977, p. 62) como conjuntos de elementos que se relacionam entre si, com certo grau de organização ou “conjunto de elementos em interação”. Para ele, é necessário estudar não somente partes e processos isoladamente, mas resolver as questões encontradas na organização e na ordem que os unifica, resultante da interação dinâmica das partes. A proposta dele remete a um estudo integrado em detrimento ao estudo das partes isoladas, visto que o comportamento de um elemento difere

das relações e dinâmica estabelecidas em um conjunto. Essa concepção surgiria como uma oposição ao reducionismo e que ele chamou de perspectismo.

Na concepção de Tricart (1977), um sistema é um conjunto de fenômenos que se processam mediante fluxos de matéria e energia e esses fluxos dão origem a relações de dependência mútua entre esses fenômenos. O autor o considerava como melhor instrumento lógico para estudar os problemas ambientais.

Considerando o grau de relação com o meio, os sistemas podem ser classificados conforme vários critérios, dentre estes o da funcionalidade. Neste critério podem ser distinguidos os sistemas isolados, que não realizam trocas de matéria e energia com o meio que circundam; e os sistemas não-isolados, que mantêm relações com os demais sistemas do universo. Os sistemas não-isolados podem ser divididos em sistemas fechados, que trocam apenas energia, e os sistemas abertos, onde ocorrem trocas constantes de matéria e energia com o meio circundante.

Em relação aos aspectos de forma e estrutura, Chorley e Kennedy (1971) estabeleceram onze tipos de sistemas, sendo que apenas quatro são relevantes para o campo da Geografia Física. São eles: i) os sistemas morfológicos, baseados em propriedades físicas como geometria, densidade e comprimento; ii) os sistemas em sequência ou encadeantes, compostos por subsistemas, possuindo grandeza e localização espacial que são dinamicamente relacionados por uma cascata de matéria e energia cuja relevância da análise está na caracterização dos fluxos de matéria e energia e nas transformações ocorridas em cada subsistema; iii) os sistemas controlados, definidos pela ação controladora das atividades humanas sobre os processos e, iv) os sistemas processos-respostas, formados pela combinação de sistemas morfológicos e sistemas em sequência (CHRISTOFOLETTI, 1999; SALES, 2004). A respeito da espacialidade dos sistemas, estes podem abranger de uma megaescala até a escala local.

A análise da paisagem a partir da abordagem sistêmica ensejou um novo rumo epistemológico para os estudos ambientais. Para Tricart (1977), o conceito de sistema é, por natureza, de caráter dinâmico e por isso adequado a fornecer os conhecimentos básicos para uma atuação, pois permite adotar uma atitude dialética entre a necessidade da análise e a necessidade de uma visão de conjunto. Na Geografia Física, as pesquisas baseadas na perspectiva sistêmica foram inicialmente as de cunho hidrológico e climatológico nos anos de 1950 (SALES, 2004) e na Geomorfologia por Chorley, em 1962 (CHRISTOFOLETTI, 1999).

No Brasil, Ab`Sáber (1969), através também de uma concepção analítica e de interação entre os componentes da paisagem, propõe a sistematização desta a partir de três níveis de abordagem. Segundo ele, a paisagem evolui a partir de uma estrutura pré-existente formada por elementos (ou componentes espaciais) como os solos e a vegetação, e a partir daí vai se modificando através do intemperismo, e assim, o seu relevo, reflete um saldo de interferências que precisa ser investigado através de uma análise minuciosa de seus depósitos (MODENESI-GAUTTIERI *et al.*, 2010). Os três níveis de abordagem compreendem i) a compartimentação topográfica, relacionada à caracterização e descrição das formas de relevo; ii) a estrutura superficial da paisagem relacionando os “depósitos correlativos com as condições climáticas, enfatizando a morfogênese” (Florenzano, 2008) e, iii) a fisiologia da paisagem e o entendimento dos processos morfogenéticos e pedogenéticos, associando neste último tanto as questões climáticas quanto da ação humana (ROSS, 2003). Desse modo, pressupõe-se que as abordagens fundamentadas no conceito de paisagem integrada permitem a compreensão da dinâmica evolutiva da paisagem e com isso a identificação e definição das unidades homogêneas.

Ao estudar a paisagem é importante considerar o seu caráter complexo e dinâmico que reflete na sua constante evolução, necessitando de análises mais integradoras ou sistêmicas. A partir desta abordagem a paisagem deixa de ser apenas um elemento passivo de descrição e se torna um objeto de análise no qual podem ser realizadas as ações de intervenções e de pesquisas científicas, cujas forma de abordagem e de análise dependerão das orientações teórico-metodológicas adotadas.

Para Maximiano (2004), apesar de haver diversidades de enfoques sobre a paisagem em geografia, os elementos comuns propiciam um método geográfico para o seu estudo. Nessa perspectiva, o conceito de paisagem apoiado na abordagem sistêmica tornou-se epistemologicamente um novo paradigma para diversas áreas que tem como foco a preocupação ambiental. Guerra e Marçal (2006) discutem que esse conceito está direcionando para uma perspectiva de integração dos elementos da natureza, com isso o aspecto fisionômico deixa de ser o ponto principal de análise da paisagem e as trocas de matérias e energia dentro do sistema (complexo físico-químico e biótico) passam a ser priorizadas. Em outros termos, no estudo integrado da paisagem, a utilização do processo analítico torna-se importante, pois permite reconhecer a identidade e as propriedades dos elementos presentes, por considerar não apenas as características dos componentes físicos e bióticos, mas também as ações humanas.

Do ponto de vista geográfico, Maximiano (2004) afirma que a paisagem não é o mesmo que espaço geográfico, mas parte dele e pode ser compreendida como uma manifestação deste, pois sendo o espaço o objeto de estudo da geografia, a paisagem pode ser compreendida como parâmetro ou uma medida multidimensional de análise espacial de entendimento de um lugar. Assim, na pesquisa geográfica sobre o estudo da paisagem também é muito importante a escolha da escala de análise, uma vez que esta possibilita a hierarquização das suas classes e com isso identificar as suas unidades, a fim de permitir o detalhamento e os limites de análise e mapeamento (MAXIMIANO, 2004).

Para Venturi (2008, p. 52), os recursos de espacialização que são atribuídos ao conceito de paisagem propiciam a identificação das diferentes unidades de paisagem não desconsiderando a perspectiva territorial do conceito. Com as ferramentas disponibilizadas pela Geografia, é possível avaliar de modo detalhado as conexões entre os componentes bióticos, abióticos e antrópicos da paisagem (ROUGERIE; BEROUTCHACHVILI, 1991).

Em síntese, a paisagem enquanto base conceitual integradora pode propiciar diferentes possibilidades de estudos no âmbito da ciência geográfica. Para Nóbrega e Cunha (2011), a paisagem enquanto uma categoria de análise tem sido amplamente utilizada no estudo e compreensão da organização do espaço geográfico e considerada como a categoria mais adequada aos estudos da Geografia Física por exigir a análise integrada dos seus componentes, conferindo originalidade na abordagem e tratamento dos fatos e fenômenos de ordem natural que compõe o espaço geográfico. Além disso, como afirma Monteiro (2001), “a paisagem como uma entidade espacial pode ser delimitada segundo um nível de resolução do geógrafo, a partir dos objetivos centrais da análise”. Tais constatações levam a considerar que a categoria de paisagem é o melhor caminho para os estudos que se buscou, aqui, desenvolver, motivo pelo qual foi adotada como conceito-chave desta investigação.

2.2 BACIA DE DRENAGEM

A bacia de drenagem corresponde a área da superfície terrestre formada por um canal principal e seus tributários, sendo separada das demais pelos divisores de água (BOTELHO, 1999). Trata-se de um recorte espacial avidamente utilizado na Geografia Física desde a década de 1960. Ela é entendida como uma unidade natural básica que permite um estudo detalhado e progressivo, sem perder a noção de conjunto (RESENDE, 2007), pois apresenta em seu interior uma interdependência entre os componentes bióticos e abióticos que propiciam estudos ambientais integrados. ROSS e PRETTE (1998) afirmam que não importa

a ordem hierárquica da bacia (1ª, 2ª, 3ª ou 4ª ordens), pois ela constitui uma unidade natural cujo elemento integrador está representado pelos leitos fluviais ou canais de drenagem naturais. Christofolletti (1999) destaca que embora o termo unidade indique um caráter isolado, a harmonia de conjunto que permite o tratamento da bacia como uma unidade natural se estabelece pela oportunidade apresentada por ela de agrupar seres individuais a partir das relações mútuas que existem entre si, destacando suas características comuns e uma mútua dependência.

Desde as décadas de 1960 e 1970 que a bacia hidrográfica frequentemente tem sido utilizada como referencial geográfico para fins de planejamento ou manejo e aproveitamento dos recursos naturais (ROSS e PRETTE, 1998). Ainda assim, deve ser levado em consideração o fato de que a bacia não deva impor limites ao planejamento e à gestão, visto que estas não estão restritas ao limite dos divisores de água, como as atividades econômicas urbanas, industriais ou rurais. Os impactos ambientais causados por estas atividades aos recursos hídricos e a bacia de modo geral ultrapassam esses limites.

Na perspectiva de sistema, a bacia de drenagem se enquadra no critério sistêmico funcional e é considerada um sistema não isolado aberto, uma vez que, os cursos d'água respondem pelas trocas de matéria e energia e são responsáveis pela esculturação da paisagem. A relação entre os componentes (água, ar, rocha, solo, relevo e vegetação) e os processos que dela resultam (infiltração, escoamento e erosão) tornam a bacia de drenagem uma unidade fundamental de análise sistêmica e integrada da paisagem (BOTELHO e SILVA, 2004). Essa inter-relação permite compreender os processos responsáveis pela dinâmica que ocorre na paisagem.

Os estudos sobre as drenagens fluviais são extremamente importantes para a compreensão e elucidação de diversos aspectos relacionadas ao desenvolvimento do relevo, pois os cursos d'água exercem papel ativo nos processos morfogenéticos e, por conseguinte, na esculturação das paisagens (CHRISTOFOLETTI, 1980; GUERRA e MARÇAL, 2006). A evolução da rede de drenagem determina a dinâmica das encostas e a configuração das bacias. A bacia enquanto uma unidade de paisagem permite a aplicação de métodos e técnicas necessárias à análise do seu sistema como um todo. São esses os motivos que tornam a bacia de drenagem um recorte de interesse às pesquisas que possuem a paisagem como categoria geográfica. Além disso, a bacia de drenagem em muito interessa aos estudos das interações entre solo e relevo, já que no seu interior podem ser dimensionados e interpretados tanto os processos morfogenéticos quanto pedogenéticos.

2.3 RELAÇÃO SOLO-RELEVO

A busca pelo conhecimento sobre os solos é uma tarefa que envolve o próprio estudo da história do planeta Terra, desde o momento que as rochas já estavam solidificadas e sujeitas a uma atmosfera primitiva (proto-atmosfera). Isso porque a história de formação da pedosfera está atrelada ao estabelecimento das condições de ocorrência do intemperismo físico (desagregação) e químico, principalmente quando o resfriamento do planeta permitiu a existência de H₂O na forma líquida e o estabelecimento dos ciclos hidro-geoquímicos (ESPÍNDOLA, 2008), que foram gradativamente se transformando em ciclos biogeoquímicos (TARDY, 1997) na medida em que a atividade biológica se tornou fundamental a todos os processos atuantes na superfície terrestre, tal como a formação dos solos.

Várias áreas se preocupam com o estudo dos solos e sob diferentes abordagens, como a engenharia, a agronomia, a edafologia e a geologia. Desse modo, o conceito de solo vem sendo discutido ao longo da história, destacando concepções desenvolvidas desde os primórdios até o presente. A sua abrangência, estudo e análise variam conforme a atividade profissional e o modelo conceitual que ele representa nessas diferentes áreas de conhecimento. Até atingir a situação de ciência autônoma, com critérios e princípios para seu estudo, os solos eram vistos como um importante suporte às plantas, por vezes relacionados com a natureza de seus substratos geológicos (KÄMPF e CURI, 2012; ESPÍNDOLA, 2008).

A Pedologia é o ramo da Ciência do Solo que estuda as características, a gênese e evolução dos solos. Além disso, ela estuda as suas áreas de ocorrência através de levantamentos, mapeamentos, classificação e as possibilidades e riscos do seu uso e ocupação. Para Boulet (1992), a Pedologia nasceu do reconhecimento da diferenciação do solo e de sua significação genética. Ao longo do tempo, os estudos vêm possibilitando a compreensão dos diferentes mecanismos que controlam sua gênese, a evolução e distribuição na paisagem.

O reconhecimento do solo como corpo natural organizado é recente, surgiu na segunda metade do século XIX (1883) através do russo Vassili Vassilievitch Dokuchaev, considerado o responsável pelo primeiro conceito pedológico de solo que deu origem à Pedologia. BOCKHEIM, *et al.* (2004, tradução nossa) afirma que Dokuchaev reconhece que o solo ocorre em função da interação do clima, organismos, relevo e material de origem agindo ao longo do tempo. Estes foram denominados, por ele, de fatores de formação do solo e através dos quais procurou explicar as relações que ocorrem entre eles e a distribuição geográfica dos diferentes tipos de solos (Kämpf e Curi, 2012), com nítida prioridade ao clima, difundindo o

conceito de zonalidade bioclimática. Posteriormente, esses fatores foram resgatados e sistematizados por Jenny (1941). Dokuchaev subordinava a origem do solo à ação do relevo junto com os demais fatores de formação (ESPÍNDOLA, 2010). Para Zinck (2012, p. 105 tradução nossa) “o tipo de estrutura pedogenética é frequentemente um bom indicador da influência do ambiente geomorfológico na formação do solo”. Para ele a geomorfologia é um fator estruturante maior da paisagem pedológica e neste sentido ela cobre uma ampla parte do marco físico de formação dos solos através do relevo, sendo que, a morfodinâmica de superfície, o contexto morfoclimático, os materiais não consolidados ou alterados servem de material parental aos solos juntamente com o fator tempo (ZINCK, 2012, p. 105 tradução nossa).

Sob a ótica sistêmica, os solos são considerados sistemas abertos complexos pois trocam matéria e energia com outros meios (biosfera, litosfera, hidrosfera e atmosfera), com alto grau de regularidade e conexões fortes (CHRISTOFOLETTI, 1999). KÄMPF E CURI (2012) destacam que o solo é parte superior da crosta terrestre ou litosfera, e corresponde, neste caso, à parte superior do regolito, isto é, material solto, formado por rocha alterada e solos, que ocorre acima da rocha consolidada. O solo é sempre abordado como um corpo tridimensional, formado na superfície terrestre por meio da interação dos fatores ambientais, agindo ao longo do tempo e espacialmente variável. Completam ainda que os solos são resilientes a perturbações, mas capazes de serem destruídos. Os limites do solo são definidos a partir dos objetivos da pesquisa e, enquanto sistema, ele pode ser subdividido para fins operacionais de acordo com uma escala e métodos de análise utilizados.

Do ponto de vista pedológico, o solo é resultado de combinações dos fatores ambientais: clima, organismos e material de origem (rocha, sedimentos, materiais orgânicos). Como é considerado um corpo tridimensional, o relevo assume um papel como fator de formação por atuar no controle de processos de circulação de matéria e energia (RESENDE *et al.*, 2007 p. 26). A interação entre tais fatores ocorre estritamente vinculada à idade e a história do ambiental, caracterizando o tempo como mais um importante fator de formação dos solos.

Os processos de formação do solo ou pedogênese representam um conjunto de processos específicos que atuam na superfície a partir da interação dos fatores ambientais já citados. Esses processos são responsáveis pela gênese das distintas assembleias pedológicas, que retratam diferentes conjuntos de atributos (físicos, químicos, morfológicos, mineralógicos). A discriminação dessas assembleias, sobretudo a partir da sua expressão em

volumes pedológicos, ou horizontes, permitem a criação de sistemas taxonômicos que buscam sistematizar a grande diversidade de solos existentes (RUELAN e DOSSO, 1993; KÄMPF e CURI, 2012).

Na gênese dos solos, o relevo está intimamente ligado ao fator tempo. Para Resende *et al.* (2007), onde os processos de pedogênese são bastante ativos, o relevo tem um papel crítico como controlador do tempo de exposição aos agentes bioclimáticos. Para Boulet (1992), relevo e cobertura móvel (solo) são ligados de tal maneira que não é possível estudar um sem demandar do entendimento do outro. Tanto na pedogênese como na morfogênese, o relevo é um importante fator que condiciona a direção e intensidade dos fluxos hídricos, sendo que a quantidade de água e seu tempo de permanência influenciam na liberação e eliminação dos compostos solubilizados pelas reações químicas do intemperismo (TORRADO, 2005; LEPSCH, 2011). Por tais motivos, a intensidade das alterações minerais e orgânicas são mais expressivas nas zonas tropicais úmidas e bem drenadas, principalmente nas áreas de relevos suaves e elevados, nas quais a morfogênese pode ser muito inferior à pedogênese, criando solos muito desenvolvidos (ESPÍNDOLA, 2008). Sem as observações ligados aos aspectos da morfogênese do relevo, o estudo da pedogênese corre risco de ser considerado uma mera caracterização e interpretação demasiadamente hipotética e isolada de pedons (TORRADO, 2005). O relevo está relacionado com a distribuição espacial dos solos em todas as escalas da paisagem e a relação entre eles é bastante diversificada (KÄMPF e CURI, 2012).

Seja através do perfil e sua representação da estrutura vertical do solo, ou através da topossequência e a distribuição lateral dos horizontes, a relação entre solo e relevo é sempre direcionada dos pontos altos para os pontos baixos da paisagem, o que foi designado por Richard (1989) de “sequência de paisagem”. Isso porque o interesse reside em estabelecer de montante para jusante a ordem das organizações dinâmicas naturais, que podem se revelar contínuas ou descontínuas. “Essa sequência de paisagem se compõe de segmentos que podem corresponder a uma faceta topográfica e/ou faceta antrópica” (NÓBREGA e CUNHA, 2011 p. 65).

Dentre os autores pioneiros na interpretação da relação solo-relevo em escalas de detalhe, destaca-se Milne, que em 1935 ressaltou a importância dos movimentos de matéria ao longo da topografia, onde, através do relevo, os solos estariam ligados, como os elos de uma corrente (TORRADO et al., 2005, p. 148). Foi ele quem propôs o conceito de catena, reconhecido com um conceito pioneiro nos estudos dessa natureza. Posteriormente, a partir de um conjunto de trabalhos realizados em áreas tropicais, Bocquier (1973) ampliou a maneira

como tais relações devem ser entendidas, lançando as bases para que futuramente Boulet et al. (1982a; 1982b; 1982c) sistematizassem os procedimentos da análise estrutural da cobertura pedológica. O conjunto de proposições feitas por Bocquier (1973) culminou na teoria biogeodinâmica de solos.

Conforme Boulet *et al.* (1982a), três premissas orientam a compreensão de que relevo e solo fazem parte de um mesmo conjunto de processos. Seriam elas: i) o solo é um meio organizado e estruturado, constituindo uma cobertura contínua ao longo das vertentes; ii) as organizações pedológicas e suas estruturas apresentam uma estrutura tridimensional e uma dimensão temporal, logo o solo teria quatro dimensões a serem consideradas e; iii) o estudo dos solos deve se basear no reconhecimento dessas organizações e estruturas pedológicas em todas as escalas, no reconhecimento das características e propriedades, de seu funcionamento e de sua história.

Na Geomorfologia, Tricart (1977) foi um dos poucos geomorfólogos que abordou a relação solo-relevo (QUEIROZ NETO, 2010), ainda que o tenha feito subordinando os solos ao relevo, motivo que levou Tricart e Killian (1979) a afirmarem a existência de uma verdadeira oposição entre pedogênese e morfogênese. Tricart (1977) estabeleceu três categorias básicas para a avaliação morfodinâmica da relação entre pedogênese e morfogênese na evolução da paisagem. Estas categorias são: i) meios estáveis, no qual o modelado evolui lentamente, sendo a evolução da morfogênese lenta e uma pedogênese contínua; ii) meios em transição ou meios *intergrades*, caracterizados pela interferência permanente da morfogênese e da pedogênese, através de uma relação concorrente, caracterizando-se como uma gradual transição entre os meios estáveis e os meios instáveis e; iii) meios instáveis, a morfogênese atua de forma predominante na dinâmica natural e sendo também fator determinante no sistema natural, levando a uma subordinação dos demais elementos do meio.

A antinomia/oposição entre pedogênese e morfogênese, na realidade, possui inspiração nas ideias do pedólogo/geoquímico EHRART (1956) e sua Teoria da Biostasia e Resitasia (QUEIROZ NETO, 2010). Essa teoria aponta que a biostasia marca o equilíbrio entre o potencial ecológico e a exploração biológica e a resistasia representa uma ruptura desse equilíbrio, podendo ser causada, por exemplo, pela ação humana. No primeiro caso, a pedogênese seria mais atuante, ao passo que a morfogênese se imporá nos períodos resistáticos. Queiroz Neto (2010; 2011) contesta essa antinomia, destacando que os dois

processos atuam conjuntamente no estabelecimento do modelado e se o relevo constitui importante fator de formação do solo, o solo também é um fator de formação do relevo.

Assim, a dinâmica e evolução da paisagem está diretamente relacionada as interações existentes entre o relevo e o solo a partir dos processos de morfogênese e pedogênese, nos quais os processos físico-químicos e mecânicos interferem constantemente. O solo é a base para a caracterização temporal das condições de estabilidade, o que demonstra que a morfogênese frequentemente se exerce através do solo e não diretamente sobre a rocha (CASSETI, 1995).

3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A bacia de drenagem do Riacho Natuba possui uma área aproximada de 1.120,55 km² e está localizada no setor nordeste do estado da Bahia, no semiárido baiano entre as coordenadas geográficas 11° 10' 00" e 11° 32' 30" de latitude sul e 38° 48'30" e 38° 25'00" de longitude oeste, entre os municípios de Nova Soure, Sátiro Dias e Biritinga (Figura 1). A bacia se insere num sistema hidrográfico maior, o da bacia do Rio Itapicuru, que é uma das principais bacias do estado da Bahia, ocupando uma área total de 36.440 km² e extensão em torno de 350 km até a foz, no Oceano Atlântico. Para acesso à área de estudo, as principais vias (a partir de Salvador, que dista 193 km), são as rodovias BR 324 e 116 Norte e BA 084. Na área, o acesso ocorre através de estradas secundárias e não pavimentadas.

Figura 1: Localização da bacia de drenagem do Riacho Natuba-BA.

3.2 ASPECTOS CLIMÁTICOS E HIDROGEOLÓGICOS

A bacia do Riacho Natuba está inserida no clima Dda' a' (semiárido quente), conforme classificação de Thornthwaite e Matter, e no clima BSh (megatérmico), de acordo com a classificação de Köppen. Essas informações refletem as características das áreas semiáridas, longa estação seca e um curto período chuvoso. A temperatura média anual é de 25°C, com médias mensais variando entre 27°C no verão e 22°C no inverno (SEI, 1999). As precipitações anuais estão em torno de 600 a 900 mm anuais, sendo que os índices pluviométricos são mais elevados no inverno, reduzindo a deficiência hídrica nesse período, e baixos nos demais períodos do ano. Na maior parte do ano a evapotranspiração é alta, acima dos 100 mm, amenizada apenas no inverno. Possui uma elevada deficiência hídrica na maior parte do ano (Quadro 1) e o excedente hídrico pode ocorrer apenas durante um curto período chuvoso no inverno e de forma pontual em trechos da bacia. O sistema hidrológico é totalmente dependente do ritmo climático sazonal.

<i>Balanço hídrico mensal e anual. Município: Nova Soure. Estação: Nova Soure. Período: 1943 – 1983</i>												
<i>Altitude: 136 m. Latitude: 11° 14'. Longitude: 38° 29'. CAC: 50 mm</i>												
<i>Tipologia Climática: Köppen – BSh; Thornthwaite e Mather – Dda' a' (semiárido)</i>												
Meses	T (°C)	EP (mm)	P (mm)	P-EP (mm)	Neg. Acum.	ARM	ER (mm)	DEF. (mm)	EXC. (mm)	Índice de Aridez	Índice de Umidade	Índice Hídrico
Jan	27.0	156.3	49.1	-107.2	394.4	0.0	49.2	107.1	0.0	68.5	0.0	-41.1
Fev	27.0	138.5	49.2	-89.3	483.8	0.0	49.2	89.3	0.0	64.5	0.0	-38.7
Mar	26.8	146.1	44.9	-101.2	585.0	0.0	44.9	101.2	0.0	69.3	0.0	-41.6
Abr	25.8	120.8	97.8	-23.0	608.0	0.0	97.8	23.0	0.0	19.0	0.0	-11.4
Mai	24.5	102.7	125.5	22.8	39.4	22.8	102.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Jun	23.3	86.4	105.7	19.3	8.6	42.1	86.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Jul	22.6	76.3	111.6	35.3	0.0	50.0	76.3	0.0	27.4	0.0	35.9	35.9
Ago	22.7	81.4	83.7	2.3	0.0	50.0	81.4	0.0	2.3	0.0	2.8	2.8
Set	23.5	90.8	51.5	-39.3	39.3	22.8	78.7	12.1	0.0	13.3	0.0	-8.0
Out	25.5	125.3	37.3	-88.0	127.2	3.9	56.2	69.1	0.0	55.1	0.0	-33.1
Nov	26.6	142.3	70.6	-71.7	198.9	0.9	73.6	68.7	0.0	48.3	0.0	-29.0
Dez	26.8	152.4	64.1	-88.3	287.2	0.2	64.9	87.5	0.0	57.4	0.0	-34.4
Anual	25.2	1419.2	891.0				861.3	558.0	29.7	39.3	2.1	-21.5

Quadro 1. Balanço Hídrico Mensal e Anual do Município de Nova Soure, 1943-1983;
Fonte: Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), 1991. In: Superintendência de Estudos Econômicos e Sociais da Bahia (SEI), 1999.

A rede de drenagem é composta principalmente por rios efêmeros e intermitentes, como ocorre na maioria da região semiárida nordestina. Isso inclui o canal principal da bacia, o Riacho Natuba, que mesmo em períodos com maior incidência de chuva apresenta baixa vazão. A bacia sedimentar do Tucano, no qual a área se insere, possui dois domínios hidrogeológicos: formações superficiais Cenozóicas, que tem um comportamento de “aquífero granular” por possuir uma porosidade primária e alta permeabilidade nos terrenos arenosos; e as bacias sedimentares formadas por rochas bastante diversificadas, representando importantes reservatórios de águas subterrâneas, formando o aquífero granular (CPRM,

2005). A área de recarga do Riacho Natuba se insere predominantemente no primeiro caso, com materiais sedimentares de textura arenosa e elevada macroporosidade, que dificulta a acumulação de águas em reservatórios superficiais devido ao alto grau de infiltração. Ainda que contribua para a recarga do aquífero subterrâneo, tais características, associada às condições climáticas, desfavorecem o acúmulo de águas superficiais, criando os sistemas fluviais intermitentes supracitados.

3.3 CONTEXTO GEOLÓGICO

3.3.1 Regional

Dentro do panorama geotectônico do Brasil, o território do estado da Bahia é constituído pelas unidades: margem continental leste brasileira e o rifte mesozóico Recôncavo-Tucano; faixas de dobramento neoproterozóicas e Cráton do São Francisco. O rifte Recôncavo-Tucano e as faixas de dobramentos neoproterozóicas ocupam cerca de 18% da área do estado (GUIMARÃES et al., 2012). De acordo com Netto (2012), essas “bacias mesozóicas estão intimamente relacionadas à quebra do supercontinente Pangea à abertura e propagação de sul para norte do oceano Atlântico Sul entre 230Ma e 98Ma”.

A área em estudo está situada na bacia sedimentar do Tucano Sul, que integra o rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (Figura 2). Essa megaestrutura acomoda mais de 9.000 m de sedimentos no seu principal depocentro. Tem uma área aproximada de 46.500 km² e se estende por cerca de 450 km na direção S, infletindo abruptamente para NE no seu extremo setentrional (GUIMARÃES, 2002). O preenchimento dessa bacia deu-se em três fases: i) pré-rifte antes da separação Brasil - África, ii) fase sin-rifte e iii) fase pós-rifte, caracterizando desse modo a heterogeneidade geológica da área, formada principalmente por depósitos fluviais e eólicos.

De acordo com Guimarães (2002), os primeiros mecanismos de subsidência relacionados à fragmentação do Gondwana e formação do oceano Atlântico Sul, na região nordeste do território brasileiro, se refletem na geração do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, abortado no Eocretáceo. As fases subsequentes dessa subsidência transferem-se então para leste, no sentido da futura margem continental brasileira, onde começam a se formar as bacias sedimentares costeiras marginais ou de leste do Brasil.

Figura 2 – Localização, no estado da Bahia, da área do rifte Recôncavo/Tucano/Jatobá com destaque para a Bacia Tucano Sul, onde se insere a área de estudo. Fonte: GUIMARÃES (2002).

O rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá está implantado sobre rochas pré-cambrianas pertencentes a duas províncias estruturais: São Francisco e Borborema. A Província São Francisco equivale em extensão e limites ao cráton do São Francisco e está representada por conjuntos lito-estruturais que aparecem a leste e oeste do rifte (ALMEIDA, 1977). As estruturas presentes nas rochas pré-cambrianas foram reativadas durante os movimentos distensivos, em maior ou menor intensidade. Essa reativação está evidenciada pelo forte paralelismo existente entre os traços estruturais do embasamento e algumas das suas falhas de borda. Um outro ponto que corrobora a participação das estruturas do embasamento no processo de formação do rifte é a brusca variação na sua profundidade (GUIMARÃES, 2002). As diferenças de comportamento nos limites da fossa produziram uma estrutura interna de semigrábens assimétricos, que constituem bacias/sub-bacias, limitadas por Zonas de Transferência subortogonais às suas bordas e por Zonas de Revezamento longitudinais às mesmas. As zonas de Transferência do Vaza Barris e Itapicuru separam respectivamente, as sub-bacias do Tucano Norte de Tucano Central, e Tucano Central de Tucano Sul, enquanto a Rampa de Revezamento de Aporá limita as bacias do Tucano Sul e Recôncavo (GUIMARÃES, 2002).

A estratigrafia e a interpretação dos ambientes e sistemas deposicionais do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá foram realizadas pela CPRM a partir dos trabalhos de mapeamento e dos dados de poços, gravimétricos e sísmicos de reflexão, realizados pela Petrobrás. São descritas no rifte como todo as seguintes formações, da base para o topo: a) Aliança e Sergi, pertencentes ao Grupo Brotas; b) Itaparica, Água Grande, Candeias e Maracangalha do Grupo

Santo Amaro; c) Marfim, Pojuca e Taquipe, Grupo Ilhas; d) São Sebastião e Poço Verde, Grupo Massacará, Salvador e Marizal.

As rochas sedimentares existentes na área correspondem a uma megassequência, dividida em quatro Tectonossequências Mesozóicas: a) pré-rifte; b) sin-rifte 1; c) sin-rifte 2 e d) pós-rifte (GUIMARÃES, 2002). A tectonossequência pré-rifte (Neojurássico, 150-144Ma.) corresponde ao Grupo Brotas formado por depósitos lacustres/deltáicos e flúvio-eólicos. A tectonossequência sin-rifte1 corresponde aos grupos Santo Amaro, Ilhas e à parte inferior das formações São Sebastião e Salvador. Compõe-se de diferentes tratos de sistemas, constituídos da base para o topo por depósitos lacustres e flúvio-eólicos; depósitos lacustres e de fan-deltas subaquáticos e por litofácies acumuladas em planícies deltáica e aluvial. A tectonossequência sin-rifte 2 (Eocretáceo, 144-122Ma.) corresponde à parte superior das formações São Sebastião e Salvador. É composto por depósitos fluviais de médio e baixo gradientes e de leques aluviais subaéreos. A tectonossequência pós-rifte (122-110Ma.) representa o estágio final da sedimentação do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá e se relaciona com a formação de sistema de lago baixo com a deposição que ocorreu durante uma lenta fase de subsidência tectônica e posterior intervalo longo marcado por diversas etapas de soerguimento e erosão. Essa tectonossequência distribui-se por toda a parte centro-leste da bacia do Tucano Sul e Central recobrimdo cerca de 40% desta (GUIMARÃES, 2002). Grande parte das características litológicas do recorte em estudo está representada por esta tectonossequência que corresponde à Formação Marizal formada por depósitos de leques aluviais e fluviais. Este autor acrescenta que, na área representada por essa formação são encontrados depósitos siliciclásticos, horizontalizados acumulados sob condições de clima semiárido, que passa a úmido e isso é indicado pela presença de fenoclastos imaturos; acumulações de areia laminada; camadas enriquecidas em barita e níveis de folhelho betuminoso, calcário e silexisto. Parte do material que compreende as litofácies desse sistema sofreu retrabalhamento eólico.

3.3.2 Local

A geologia da área é composta principalmente pela Formação Marizal (Km), do Neopaleozóico ao Eoalbian (Mesozóico), litologicamente constituída por arenito fino a grosso, bem e mal selecionado, conglomerados polimítico e ritmítico (folhelho/siltito/silexisto), e por coberturas sobrepostas a essa Formação. Essas coberturas são apresentadas de maneira diferente nos mapeamentos geológicos disponíveis para a área, da CPRM (Figura 3) e da CBPM (Figura 4), ainda que ambos pareçam ser provenientes da mesma fonte de dados, e

com escalas semelhantes, respectivamente 1:200.000 e 1:250.000. Considerando a delimitação da Bacia do Riacho Natuba no mapa da CPRM (GUIMARÃES, 2002), trata-se apenas de Coberturas Residuais, representadas por areia grossa a granulosa, média e fina e de argila esbranquiçada, amarelada e avermelhada, derivadas de processos intempéricos atuantes sobre a unidade inferior, a Formação Marizal, durante o Quaternário, sem o envolvimento de transporte. Se a mesma delimitação for feita no mapa da CBPM (2002), na Bacia do Riacho Natuba as Coberturas Residuais ocorrem apenas no setor centro-noroeste da área, e no setor centro-sudoeste ocorreria o Grupo Barreiras (Figura 4).

De fato, a CPRM também indica a presença do Grupo Barreiras na Bacia Sedimentar do Tucano Sul. Conforme Guimarães (2002), suas litofácies ocorreriam principalmente no setor meridional da bacia sedimentar, com espessura máxima de 60m, formando extensos tabuleiros dispostos em patamares ligeiramente inclinados em direção à costa e recobrendo discordantemente rochas do Supergrupo Bahia e da Formação Marizal. Entretanto, o próprio levantamento reconhece ser complicada a separação entre Barreiras e Marizal, e que entre elas existiria um hiato deposicional da ordem de 100 milhões de anos. Como não foi possível indicar as sub-unidades do Barreiras, os autores optaram por apresentá-lo como indiviso, sinalizando a presença de (a) areia, argila e canga de óxido de ferro; (b) arenito argiloso fino a grosso vermelho, castanho-amarelado, cinza-claro e branco, mal selecionado, pouco consolidado, com estratificação irregular, normalmente indistinta; (c) conglomerado polimítico (seixos de quartzo, quartzito, *chert* e fragmentos de feldspatos), sustentado por matriz arenoargilosa friável e (d) folhelho laminado (GUIMARÃES, 2002). Pela existência de informações incoerentes, optou-se por não selecionar se o alto curso do Riacho Natuba estaria sob influência da Formação Marizal ou do Grupo Barreiras, mas deixar a questão em aberto e buscar, a partir dos resultados obtidos neste estudo, fazer apontamentos sobre o tema.

Figura 3. Unidades Geológicas da Bacia do Riacho Natuba-BA. Fonte: CPRM (GUIMARÃES, 2002)

Figura 4. Unidades Geológicas da Bacia do Riacho Natuba-BA. Fonte: CBPM, 2002

3.4 GEOMORFOLOGIA, SOLOS E COBERTURA VEGETAL

A caracterização geral do contexto geomorfológico, dos solos (Figura 5) e da cobertura vegetal foram baseadas no Projeto RADAMBRASIL (1983), SRH (2003) e SEI (2006). De acordo com o RADAMBRASIL (1983), em conformidade com o que é apresentado no Mapa de Geodiversidade da Bahia (Carvalho e Ramos, 2010), a área está inserida na unidade Tabuleiros do Itapicuru, formada por modelados de aplainamentos e dissecação, ou degraus estruturais e rebordos erosivos na forma de tabuleiros e tabuleiros dissecados, respectivamente.

Duas sub-unidades do relevo são reconhecidas: i) superfícies planas retocadas e inumadas com indicativo de processos erosivos areolares e, ii) modelados de dissecação fluvial. Os primeiros apresentam vertentes amplas, com baixo grau de dissecação, representando a parte mais alta da paisagem. O segundo, por sua vez, possui vertentes moderadamente declivosas (entre 8 e 20%), com fundos de vales planos e colmatados por sedimentos. Em i, os mapeamentos pedológicos (SRH, 2003) indicam a presença majoritária de Latossolos Vermelho-Amarelos com altos teores em alumínio e baixa fertilidade. Sob tais solos ocorre vegetação do tipo Cerrado acaatingado, na forma arbórea aberta, sem floresta de galeria, que pode estar relacionada mais ao fator edáfico que ao clima. Grande parte dessa encontra-se antropizada, sendo substituída principalmente por silvicultura e pastagem (SEI, 2006). Em ii ocorrem Argissolos Vermelho-Amarelos, Neossolos Quartzarênicos e Neossolos Litólicos. Nos fundos de vale foram mapeados Planossolos Háplicos, principalmente do médio ao baixo curso.

Figura 5: Mapa de Solos da Bacia do Riacho Natuba – BA. Fonte: SRH/BA (2003)

Araújo Filho *et al.* (2017) diz que formação e diversificação dos solos no semiárido sob domínio da caatinga está relacionado a restrição de umidade imposta pelo clima interagindo com os diferentes materiais de origem (geologia) e o relevo. Ainda segundo esses autores os solos dominantes de modo geral em áreas das bacias sedimentares no semiárido nordestino são: os Neossolos Quartzarênicos e os Latossolos, relacionados ao material de origem, nas áreas dissecadas e rebaixadas, com presença de argilitos, folhelhos e siltitos são encontrados geralmente os Luvisolos, Vertissolos e Planossolos e os Neossolos Litólicos estão principalmente nas áreas de serras e serrotes.

A área em estudo está inserida no domínio da caatinga, que tem como característica extrema heterogeneidade, tanto do ponto de vista fisionômico quanto florístico. Essa característica deve ser atribuída a uma estreita correlação com o clima quente e semiárido (ROMARIZ, 1996). Devido ao clima, principalmente regime das chuvas, e aos tipos de solos elas podem se caracterizar como florestas arbóreas ou arbustivas. Araújo Filho (2017) afirma que, embora a caatinga seja de fácil identificação como um todo, suas características estão associadas às variações mesológicas relativas ao clima e ao solo, juntamente com a ação

humana, refletindo assim, nas suas feições fisionômicas e florísticas diferenciadas. Nesse domínio, “além das variações de vegetação, as paisagens são diversas [...]” (Araújo Filho, p. 231, 2017) e ocorre em diferentes litologias tanto em áreas cristalinas como sedimentares. No entanto, essa formação vegetal encontra-se bastante alterada na área da bacia, sendo substituída principalmente por plantações de eucaliptos, pastagem e citricultura.

4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

4.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

O desenvolvimento da pesquisa prescindiu de uma etapa de revisão conceitual e teórica. Para isso, foram levantados em livros, teses, dissertações e artigos acadêmicos aspectos relacionados aos conceitos norteadores (paisagem, cobertura pedológica, morfogênese e pedogênese, bacia de drenagem, semiárido, etc), suas dimensões e abordagens. A partir disso, o estudo foi delineado, e os procedimentos metodológicos foram selecionados.

Além da pesquisa bibliográfica conceitual, foi realizado um amplo levantamento de informações disponíveis para as áreas de estudo e de contextos semelhantes. Essas informações consistiram de estudos geológicos, pedológicos, vegetacionais, geomorfológicos e climáticos. Como praticamente não existem pesquisas na área, grande parte do material adquirido era de caráter regional ou em áreas semelhantes. Esse levantamento foi realizado nos mesmos veículos de divulgação acadêmica citados acima, bem como em órgãos ambientais e gestores do estado da Bahia.

4.2 LEVANTAMENTO E ELABORAÇÃO DO MATERIAL CARTOGRÁFICO

As bases cartográficas adquiridas para a realização do estudo consistiram de cartas topográficas, geológicas, fotografias aéreas e imagens de satélites, bem como levantamentos geomorfológicos e pedológicos preexistentes. Esses materiais fazem parte da base de dados da empresa Petróleo Brasileiro S.A (PETROBRAS), da Superintendência de Estudos Econômicos e Sociais da Bahia (SEI), do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM), Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM), Ministério do Meio Ambiente (MMA) e Secretaria de Recursos Hídricos da Bahia (SRH-BA). Com base nestes materiais e com o uso de ferramentas do geoprocessamento, como SIG's, foi feita a delimitação da área de estudo, a bacia de drenagem do Riacho Natuba, e elaborados os modelos e mapas temáticos conforme descrito a seguir.

Para a elaboração do Modelo Digital de Elevação (MDE) foram utilizadas as imagens produzidas pela missão Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) com resolução espacial de 1-arc-sec de aproximadamente 30 metros (NASA, 2015), baixadas do portal EarthExplorer. O MDT foi elaborado com uma função aplicada com o auxílio do software livre QuantumGis 2.16. A partir desse modelo foram extraídos os atributos declividade, hipsometria e os parâmetros relativos à análise morfométrica da bacia (hierarquia fluvial, análise linear da bacia, análise areal e análise hipsométrica). Esse modelo também foi utilizado para a elaboração do mapa morfológico do relevo e dos compartimentos morfopedológicos.

A utilização do MDE para gerar os parâmetros e mapas temáticos da área se deve ao fato de que essa bacia se localiza em uma área do semiárido baiano que não possui levantamento topográfico em escala de detalhe, ou seja, está inserida no chamado “vazio cartográfico”, possuindo apenas material cartográfico em escala regional. Estudos publicados em meio científico têm demonstrado vantagens na geração de dados cartográficos a partir de procedimentos realizados por técnicas de geoprocessamento, pois a consolidação dos Sistemas de Informações Geográficas (SIGs) têm contribuído de forma expressiva para o desenvolvimento de metodologias automáticas mais eficientes, confiáveis e com reprodutibilidade científica (ELESBON *et al.*, 2011). Outro ponto favorável é que os MDEs são gerados atualmente a partir de imagem SRTM de 30m de resolução espacial, que são de melhor qualidade por não sofrerem interferências significativas de parâmetros atmosféricos como nuvens e aerossóis.

Os dados vetoriais das curvas de níveis, drenagem, geologia, declividade e hipsometria foram sobrepostos ao MDE para uma interpretação visual, vetorização das unidades morfológicas e correlação das informações referentes à declividades predominantes, classes altimétricas e formas dos topos e encostas, a fim de possibilitar a identificação e compartimentação dos modelados. Devido às características topográficas da bacia, muito suavizada e baixa amplitude altimétrica, foram utilizadas as classes de declividade propostas pela EMBRAPA (1979), que por abranger áreas diversas do território brasileiro, possui classes que atendem a relevos planos (0-3%); além de suave ondulado (3-8%); ondulado (8-20%); forte-ondulado (20-45%); montanhoso (45-75%) e forte-montanhoso (> 75%).

O mapa geológico foi elaborado tendo com base o Projeto Síntese da Geologia da Bacia do Tucano Sul na escala de 1:200.000 encontrada em CBPM (2002) e CPRM (2002). Como existem diferenças no apontamento da ocorrência de algumas unidades geológicas no interior da área de estudo (presença ou não do Grupo Barreiras), as duas bases foram

consideradas. Para confecção do mapa de solos da bacia, foram utilizadas as bases do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 1983) e da Secretaria de Recursos Hídricos da Bahia (SRH-BA, 2003) ambas na escala de 1:250.000, correlacionadas com as informações de campo.

4.3 ESTUDO DA RELAÇÃO SOLO-RELEVO

A análise pedogeomorfológica é, por natureza, multiescalar. Qualquer que seja o recorte espacial, o tratamento da relação entre o solo e o relevo prescinde do trânsito entre distintos níveis de abordagem. Isso porque, conforme destacado por Ruellan (1985) e Ruellan *et al.* (1989), a cobertura pedológica está hierarquizada em várias escalas, que vão das microestruturas do solo, até os sistemas pedológicos da paisagem. Para estudar a relação entre essas escalas devem ser usados ferramentas e procedimentos diversos, desde imagens de satélite até análises microscópicas de lâminas delgadas de solo.

Considerando que o recorte espacial adotado foi a bacia de drenagem, a área ocupada por ela representa o nível de abordagem mais abrangente. As organizações micropedológicas no interior dos horizontes compreendem o maior nível de maior detalhamento e entre ambas estão os distintos perfis de solos e sua distribuição nas vertentes (Figura 6). Para cada um destes níveis de abordagem, são apresentados, a seguir, os procedimentos metodológicos adotados.

Figura 6: Níveis escalares e recortes espaciais adotados neste estudo.

4.3.1 Relação solo-relevo na bacia de drenagem

A bacia de drenagem, enquanto sistema e recorte geográfico, possui uma estrutura e expressividade espacial na superfície terrestre. Como sistema, faz-se necessário sua identificação através de uma definição precisa, a fim de permitir a sua operacionalidade. Considerando critérios baseados em definições e procedimentos técnicos, pode-se estabelecer suas fronteiras e delimitar a territorialidade ocupada por ela a partir de documentações cartográficas, de sensoriamento remoto e trabalhos de campo. Essa delimitação do sistema torna-o uma unidade discreta e o estabelecimento dos limites é importante para que possa ocorrer estudos em seu interior, como o da relação entre solo e relevo aqui empreendido. Portanto, a identificação e qualificação da bacia são etapas primordiais.

Uma das formas de caracterizar a bacia de drenagem é a partir de estudos morfológicos e morfométricos. No primeiro, busca-se discriminar unidades morfológicas na forma de agrupamentos de relevo, compreendendo em determinado contexto espacial as principais formas existentes e como elas se distribuem. No segundo, por sua vez, a análise visa entender o arranjo espacial dos elementos que constituem a bacia de drenagem a partir da mensuração de atributos quantitativos destes (CHEREM, 2011). Ambos foram adotados neste estudo.

Posterior ao estudo da bacia em si, a relação entre solo e relevo no seu interior foi abordada a partir da compartimentação morfopedológica (Tricart e Killian, 1979; Castro e Salomão, 2000), que busca conjugar dados relativos à litologia, unidades morfológicas e solos. Essa análise não só permite tecer considerações sobre as interações pedogeomorfológicas na escala de maior abrangência deste estudo (a bacia), como também auxiliou na delimitação dos transectos para os estudos em campo.

4.3.1.1 Compartimentação morfológica da bacia do Riacho Natuba

Essa etapa do estudo teve como referência a abordagem metodológica preconizada por ROSS (1992; 2003) no Projeto RADAMBRASIL (1983) e nas proposições do Manual Técnico de Geomorfologia (IBGE, 2009). A metodologia aplicada por Ross (1992; 2003) propõe a elaboração de carta geomorfológica a partir da concepção de morfoestrutura e morfoescultura de Gerasimov (1946) e Gerasimov e Mescerjakov (1968), considerando para isso a taxonomia do relevo conforme Demek (1967). Nesse sistema, têm-se o 1º Táxon (unidades morfoestruturais), 2º Táxon (unidades morfoesculturais), 3º Táxon (modelado), 4º Táxon (conjunto de formas semelhantes); 5º Táxon (dimensão das formas) e 6º Táxon (formas lineares do relevo). Como a bacia de drenagem foi utilizada como recorte espacial, justificado

pela importância que os processos hidrogeomorfológicos possuem no contexto semiárido e para a pedogênese, a análise morfológica foi realizada até o 3º táxon.

A identificação das formas e sua delimitação foi realizada a partir de técnicas de geoprocessamento e trabalho de campo. No processo de individualização e identificação das unidades de acordo com a metodologia adotada, considerou-se os seguintes critérios: o 1º táxon foi representado pela unidade morfoestrutural da Bacia Sedimentar do Recôncavo - Tucano (CPRM, 2002; CBPM, 2002); o 2º táxon, Tabuleiros do Itapicuru, foi definido a partir da análise da morfologia do relevo tomando por base o Projeto RADAMBRASIL (1983), Folhas SC. 24/25 – Aracaju/Sergipe. A definição das unidades morfológicas (3º táxon) de natureza genética trata do modelado e corresponde ao grupamento de formas de Acumulação e Dissecção (ROSS, 1992; 2003) e as formas de Aplanamento (RADAMBRASIL, 1993; IBGE, 2009).

4.3.1.2 Análise morfométrica da bacia do Riacho Natuba

A análise de bacias hidrográficas com caráter mais objetivo começou a ser desenvolvida a partir de 1945 com Robert E. Horton, que estabeleceu as leis do desenvolvimento dos rios e de suas bacias. Posteriormente outros estudos foram surgindo com essa perspectiva, como Arthur N. Strahler em 1952. Desde então muitos estudos foram realizados através da utilização de material em meio analógico como cartas e mapas. Com o advento das geotecnologias, muitos desses passaram a ser realizados via técnicas de geoprocessamento, principalmente em áreas que não contam a disponibilização de material cartográfico em escala de detalhe. A análise morfométrica da bacia se inicia pela ordenação dos canais fluviais com a finalidade de estabelecer a hierarquia fluvial (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Os índices e parâmetros utilizados na análise da bacia do presente estudo foram: hierarquia fluvial, análise areal, análise linear e análise hipsométrica. Assim, a rede hidrográfica foi hierarquizada seguindo a metodologia de Strahler (1952) e a análise morfométrica seguiu as propostas de Horton (1945) e Strahler (1952).

A Hierarquia Fluvial (Hf) é o processo no qual se estabelece a classificação de determinado curso de água ou a área drenada na bacia como um todo. Importante para facilitar e tornar mais objetivos os estudos morfométricos. Outro fator importante no que concerne a hierarquia fluvial segundo RESENDE *et al.* (2007) é que as linhas que dissecam a paisagem na direção dos divisores da bacia é que fornecem dados importantes de fluxos e que,

associadas à forma da bacia contribuem para delinear a dinâmica interna desta. De acordo com o critério estabelecido por Strahler (1952) os canais de primeira ordem são aqueles que não possuem tributários da nascente até a confluência, os de segunda ordem surgem da confluência de dois canais de primeira ordem e só recebem afluentes de primeira ordem, os de terceira ordem surgem da confluência de dois canais de segunda ordem e recebem tributários de primeira e segunda ordem e assim sucessivamente (CHRISTOFOLETTI, 1980).

4.3.1.2.1 Análise linear

Essa análise refere-se aos índices e relações que ocorrem na rede hidrográfica, realizando-se medições necessárias ao longo dos canais de drenagem. Isso significa quantificar a rede de drenagem por meio de seus atributos como comprimento, número, hierarquia e a relação entre eles. Os atributos lineares analisados foram:

- Comprimento do Canal Principal (L_c)- este índice compreende a distância que se estende ao longo do canal fluvial desde a desembocadura até uma determinada nascente.
- Comprimento Vetorial do canal Principal (L_v) – distância vetorial do canal principal, que consiste na distância, em linha reta, entre os dois extremos do canal, ou seja, da nascente à sua foz.
- Comprimento dos canais de cada ordem (L_u) - soma dos comprimentos de cada ordem.
- Comprimento médio dos canais de cada ordem (L_m) - é adquirido com a razão entre o comprimento dos seguimentos de determinada ordem pelo número de canais dessa ordem.

$$L_m = \frac{L_u}{N_u}$$

onde L_m é o comprimento médio dos rios; L_u é a extensão total dos rios e N_u é o número total de rios;

- Relação entre o comprimento médio dos canais de cada ordem (RL_m) – realizado inicialmente por Horton (1945) através do qual propiciou expressar a lei básica da composição da drenagem, definida que em uma bacia determinada, os comprimentos médios dos canais de cada ordem ordenam-se segundo uma série geométrica direta, cujo primeiro termo é o comprimento médio dos canais de primeira ordem, e a razão é a relação entre os comprimentos médios (CHRISTOFOLETTI, 1980).

$$RL_m = \frac{L_{mu}}{L_{mu} - 1}$$

Na equação, RL_m é a relação entre os comprimentos médios dos canais; L_{mu} é o comprimento médio dos canais de determinada ordem, L_{mu-1} é o comprimento médio dos canais de ordem imediatamente inferior.

- Relação de bifurcação (R_b) – parâmetro definido primeiramente por Horton (1945) e reformulado por Strahler (1952), como sendo a razão entre o número total de canais de certa ordem e o número total de canais de ordem imediatamente superior, cujos valores, dentro de uma mesma bacia, devem ser constantes e nunca inferior a 2.

$$R_b = \frac{N_u}{N_u + 1}$$

onde N é o número total de canais de determinada ordem e N_u corresponde ao total de canais de ordem imediatamente superior (CHRISTOFOLETTI, 1980).

- Relação entre o índice do comprimento médio dos canais e o índice de bifurcação (R_{lb}). Essa relação foi expressa por Horton (1945) da seguinte forma:

$$R_{lb} = \frac{RL_m}{R_b}$$

no qual R_{lb} é igual relação entre o índice do comprimento médio e o de bifurcação; RL_m é igual o índice do comprimento médio entre duas ordens subsequentes e R_b a relação de bifurcação entre as mesmas duas ordens subsequentes.

- Índice de Sinuosidade (I_s) - é a relação entre o comprimento do canal principal e a sua distância vetorial. Este índice expressa a velocidade de escoamento do canal principal. Quanto maior a sinuosidade, maior será a dificuldade de se atingir o exutório do canal, portanto, a velocidade de escoamento será menor. Para determinar o índice de sinuosidade utilizou-se a Equação:

$$I_s = \frac{L_c}{L_v}$$

onde I_s = Índice de sinuosidade, adimensional; L_c = comprimento do canal principal em km; L_v = comprimento vetorial do canal principal em km.

4.3.1.2.2 Análise areal

Na análise desses aspectos estão englobados diversos índices relativos a medições planimétricas e medições lineares. Os principais aspectos areais analisados foram:

- Área da bacia (A): refere-se a toda área drenada pelo conjunto do sistema fluvial, fornecida em m² ou km².

A forma da bacia depende da interação entre o clima e a geologia da área. Ela é determinada pelos índices que relacionam com formas geométricas conhecidas como: fator de forma (F_f) e coeficiente de compacidade (K_c)

- Fator de Forma (F_f) – proposto por Horton (1932) relaciona a forma da bacia a um retângulo, indicando a tendência a enchentes na bacia (LIMA, 2008; MIOTO, 2014), é expressa pela fórmula:

$$Ff = \frac{A}{L^2}$$

onde Ff é o fator forma; A é a área da bacia (m²) e L é o comprimento do eixo da bacia em m.

- Coeficiente de compacidade (K_c) ou índice de Gravelius – de acordo com Villela e Matos (1975) este índice relaciona a forma da bacia com um círculo e possibilita perceber a indicação de maior ou menor ocorrência de cheias. Refere-se a relação entre o perímetro da bacia com uma circunferência de área igual a da bacia. Este coeficiente é um número adimensional que varia com a forma da bacia, independente do seu tamanho. Quanto mais irregular for a bacia, maior será o seu K_c. Segundo Cardoso *et al.* (2006 p. 243) uma bacia mais alongada, seu valor é significativamente superior a 1. Uma bacia está mais suscetível a enchentes mais acentuadas quando seu K_c for mais próximo da unidade. A determinação do K_c pode ser feita por meio da Equação:

$$Kc = 0,28X \left(\frac{P}{\sqrt{A}} \right)$$

onde K_c é o índice de compacidade, P é o perímetro da bacia em km e A é a área em km².

- Densidade dos rios ou densidade hidrográfica (D_h) – também desenvolvido por Horton em 1945, esse parâmetro relaciona o número de rios ou canais com a área da bacia hidrográfica. Em outras palavras, expressa a magnitude da rede hidrográfica, indicando sua capacidade de gerar novos cursos d'água em função das características pedológicas, geológicas e climáticas da área (CHRISTOFOLETTI, 1980).

$$Dh = \frac{n}{A}$$

onde, n é o número de canais e A é a área total da bacia. LOLLO (1995) sugeriu valores de

referencias para avaliação desse índice conforme Tabela 1.

Tabela 1 – Classificação da Drenagem Hidrográfica de bacias.
*N₁ – Comprimento dos rios de primeira ordem de acordo com Strahler, 1952. LOLLO, 1995

D _h (*N ₁ /km ²)	Classificação da D _h
< 3	Baixa
3 – 7	Média
7 – 15	Alta
> 15	Muito Alta

- Densidade da drenagem (D_d) – Estabelecido por Horton (1945) esse índice relaciona o comprimento total dos canais com a área da bacia de drenagem. Em um mesmo tipo climático, o comportamento hidrológico das rochas repercute na densidade de drenagem. Assim, nas rochas menos permeáveis, as condições para o escoamento superficial são melhores, possibilitando a formação de canais através da sua esculturação e, conseqüentemente, aumentando a densidade de drenagem (CHRISTOFOLETTI, 1980) e é expressa pela equação:

$$Dd = \frac{C}{A}$$

onde C é o comprimento total dos canais e A é a área total da bacia.

BELTRAME (1984), sugeriu valores de referências para a classificação desse índice, conforme TABELA 2.

Tabela 2. Classificação dos valores de densidade de drenagem.
Beltrame, 1984.

D _d km/km ²	Qualificação da drenagem
< 0,50	Baixa
0,50 – 2,00	Mediana
2,01 – 3,50	Alta
> 3,50	Muito Alta

A partir da densidade de drenagem é possível calcular o coeficiente de manutenção.

- Coeficiente de manutenção (C_m) – de acordo com Christofolletti (1980) esse

parâmetro foi proposto por S.A. Schumm em 1956 e fornece a área mínima necessária para a manutenção de um metro de canal de escoamento, ou seja, a formação de um canal perene.

$$C_m = \frac{1}{D_d \cdot 1000}$$

Onde C_m é o coeficiente de manutenção e D_d é a densidade de drenagem, expresso em metros.

4.3.1.2.3 Análise hipsométrica

A hipsometria correlaciona a variação altimétrica à área e a rede de drenagem. Com base em Christofolletti (1980) e Villela e Matos (1975) foram analisados os seguintes parâmetros:

- Amplitude altimétrica da bacia (H) – altura da forma de relevo, diferença entre a cota máxima (do topo) e a cota mínima (fundo do vale). É a altura relativa do relevo.
- Rugosidade topográfica (H_t) - esse índice foi inicialmente proposto por Melton em 1957 e expressa uma análise dimensional da topografia, relacionando aspectos da declividade e comprimento das vertentes com a densidade de drenagem, expressando-se em uma número adimensional resultante do produto entre amplitude altimétrica com a densidade de drenagem

$$H_t = H \times D_d$$

em que H_t é a rugosidade topográfica da bacia e H a amplitude altimétrica (m), D_d densidade de drenagem.

- Relação de Relevo (R_r)- Esse parâmetro estabelece a relação entre amplitude altimétrica máxima de uma bacia e a maior extensão desta medida paralelamente ao canal principal de drenagem e foi proposto por Schumm em 1956.

$$R_r = \frac{\Delta a}{L}$$

Onde Δa é a amplitude altimétrica e L é o comprimento do canal principal.

4.3.2 Compartimentação morfopedológica da bacia do Riacho Natuba

Visando compreender a distribuição espacial dos solos na bacia em estudo e sua relação com a morfologia, tomou-se como procedimento metodológico a compartimentação

morfopedológica. Essa compartimentação fundamenta-se nos estudos de Tricart e Killian (1979) em que as unidades morfopedológicas são produtos da relação entre substrato rochoso, os solos e o relevo e que analisados conjuntamente podem revelar minúcias das relações entre eles.

Castro e Salomão desenvolveram diversos trabalhos fundamentados nessa concepção. Os compartimentos morfopedológicos foram definidos por Castro e Salomão (2000, p. 29) como produtos da interrelação entre substrato rochoso, relevo e solos que constituem unidades têmporo-espaciais homogêneas e intrínsecas do meio físico, reconhecíveis em médias e grandes escalas. Os estudos analíticos temáticos e integrados desses atributos em escala regional, associados à validação dos dados em campo e à superposição desses atributos, permitem a identificação, delimitação e caracterização de unidades homogêneas da paisagem definido pelos autores como o primeiro nível de tratamento. Os autores acrescentam que estudos a partir da compartimentação morfopedológica conduzem não apenas ao diagnóstico do estado atual do meio físico, como também o prognóstico com vistas ao re(equilíbrio) deste ou na prevenção de desequilíbrios.

A compartimentação morfopedológica da bacia de drenagem do Riacho Natuba foi realizada considerando o proposto por Salomão (1994) e Castro e Salomão (2000). Para isso, foram utilizadas ferramentas do geoprocessamento (SIG's) para a superposição de camadas com distintas informações, sendo elas: MDE, mapa hipsométrico, declividade, mapa dos compartimentos morfológicos (elaborado conforme descrito no item 4.3.1.1), mapa geológico e mapa de solos. Após a sobreposição, foram delimitadas e descritas as unidades morfopedológicas. Os limites entre elas foram delimitados em laboratório e aferidos em trabalho de campo. Com base nos compartimentos identificados, foram selecionadas as áreas para a delimitação de transectos e aberturas das trincheiras de solos.

4.3.3 Relação solo-relevo nos transectos

O estudo da distribuição dos solos ao longo das vertentes se iniciou com a tentativa de compreender como se dá a organização lateral da cobertura pedológica. Os primeiros investimentos neste sentido caminharam para a descrição e integração de perfis verticais e tradagens. Contudo, as especificidades da área não permitiram que os procedimentos sugeridos por Boulet *et al.* (1982) fossem integralmente adotados. Dentre as dificuldades encontradas, está a grandeza espacial da bacia, a monotoneidade do relevo, a grande extensão das vertentes (por vezes quilométricas) e a própria dificuldade em realizar tradagens nos

solos, majoritariamente arenosos e secos. Assim, optou-se pela delimitação de transectos, aqui entendidos como uma sequência delimitada no espaço a partir de um ou mais critérios que tem como propósito o estudo da variação de um fenômeno (SCHAETZEL e ANDERSON, 2005).

Alguns transectos são delimitados a partir de critérios únicos, como variações litológicas, topográficas ou da cobertura vegetal. Outros, contudo, são baseados em critérios múltiplos, ou mesmo seccionando unidades de paisagem (MACHINI, 2012), sendo o último aqui adotado. A partir disso, foram delimitados três transectos que compreendem em seu interior pelo menos dois compartimentos morfopedológicos, incorporando a diversidade topográfica, litológica e pedológica da área de estudo. O transecto 1 está localizado no alto curso da bacia e é constituído por seis perfis de solo. Os transectos 2 e 3 estão localizados no médio/baixo curso e são, respectivamente, formados por 4 e 6 perfis. A descrição detalhada dos transectos será apresentada nos resultados (Capítulo 4). Os perfis de solos foram descritos conforme Santos *et al.* (2015), com as cores determinadas pela caderneta de Munsell (MUNSELL, 1974). As amostras deformadas foram coletadas em cada um dos horizontes descritos nos perfis, sendo posteriormente preparadas e submetidas à análise física (granulometria), química (rotina e matéria orgânica) e mineralógica (difração de raios-x). A classificação dos solos foi realizada conforme EMBRAPA (2015).

4.4 Preparação das amostras e análises laboratoriais

A preparação das amostras foi realizada a partir da secagem ao ar, destorroamento e peneiramento em malha de 2mm, de maneira a constituir a TFSA (Terra Fina Seca ao Ar) (EMBRAPA, 2012). Como nenhum solo apresentou pedregosidade, praticamente não houve a retenção de cascalhos na peneira. A preparação das amostras foi realizada no Laboratório de Geomorfologia da UFMG.

Na granulometria foram quantificadas as frações areia, silte e argila, sendo utilizado o método da pipeta (EMBRAPA, 2012). Nesse, 20g de TFSA, 100ml de água destilada e 25ml de dispersante químico (NaOH) são misturados e agitados por 16h a 50rpm (tipo Wagner). Posteriormente, a fração areia foi separada por peneiramento (areia fina < 0,053 mm e areia grossa >0,2 mm) e as frações silte e argila por sedimentação diferencial, segundo a Lei de Stokes. Os resultados foram plotados no diagrama ternário areia-silte-argila para obtenção da classe textural (EMBRAPA, 2012). As análises foram realizadas no Laboratório de Geomorfologia da UFMG.

A análise química de rotina consistiu na determinação de parâmetros físico-químicos, do complexo sortivo e conteúdo de carbono orgânico. Foi determinado o pH em água através do método potenciométrico em suspensão solo:solução igual a 1:2,5. O Ca e Mg trocáveis foram extraídos com KCl 1 mol/L em pH 7,0, e dosados através do espectrofotômetro de absorção atômica. K e Na trocáveis foram extraídos com solução de HCl 0,05 mol/L e H₂SO₄ 0,025 mol/L (Mehlich 1), sendo dosados pelo espectrofotômetro de emissão de chama. O Al trocável foi extraído com KCl 1 mol/L, determinado por titulação com NaOH 0,025 mol/L. Acidez extraível (H⁺ + AL³⁺) foi extraída com acetato de cálcio 0,5 mol/L ajustada a pH 7,0 e determinada por titulação com NaOH 0,06 mol/L. O P foi extraído com Mehlich-1 e determinado pelo espectrofotômetro de absorção molecular (Colorimetria). O carbono orgânico foi determinado pelo método de Walkley-Black. As análises foram realizadas no Laboratório de Análise de Solos Viçosa LTDA.

A mineralogia foi qualificada por difratometria de raios-x. Foram selecionadas 8 amostras representativas de horizontes a partir das descrições micromorfológicas da micromassa. Não foram realizados tratamentos químicos, mas apenas a separação da fração fina e sua leitura. A separação da argila foi realizada conforme EMBRAPA (1997). As amostras foram acondicionadas em porta amostras de alumínio e levadas ao Difratorômetro Shimadzu, modelo XRD-7000, com radiação de CuK α , no intervalo de 2 a 70° 2 θ . Os difratogramas foram interpretados no Software X'Pert HighScore Plus e através de padrões da literatura (BRINDLEY e BROWN, 1980). A análise foi realizada no Laboratório de Caracterização de Materiais do CEFET MG.

4.5 As organizações micropedológicas

O arranjo dos constituintes e sua relação com o contexto morfológico em que os solos se situam consistiu na abordagem de detalhe adotada neste estudo. Para isso, foi realizada a análise micromorfológica dos solos nos três transectos citados anteriormente. A coleta de amostras indeformadas para confecção de lâminas delgadas foi realizada conforme recomendações de Castro *et al.* e (2003) e Castro (2008), ao passo que a descrição micromorfológica seguiu os preceitos de Stoops (2003) e Stoops *et al.* (2010). As descrições foram realizadas em microscópio petrográfico triconular, da marca Zeiss, com câmera digital acoplada.

5 ANÁLISE MORFOMÉTRICA E CARACTERIZAÇÃO DOS COMPARTIMENTOS MORFOLÓGICOS E MORFOPEDOLÓGICOS DA BACIA DO RIACHO NATUBA - BA

São apresentados os resultados da caracterização da bacia de drenagem, sua morfologia e morfometria, e da análise da interação entre solo e relevo a partir dos compartimentos morfopedológicos identificados.

5.1 MORFOMETRIA DA BACIA

O Riacho Natuba possui drenagem exorréica, com fluxo para o Rio Itapicuru que, por conseguinte, deságua no litoral norte da Bahia. A rede de drenagem é de caráter efêmero e intermitente, com menor intermitência em alguns trechos do canal principal, sobretudo no baixo curso, que mantém um fluxo um pouco mais contínuo ao longo ano. Essa característica reflete as condições climáticas nas quais a bacia se situa, com baixa precipitação, elevada deficiência hídrica e evapotranspiração, além das características litológicas e pedológicas da área, formada por rochas sedimentares e solos arenosos com alta permeabilidade. A distribuição e espacialização da rede de drenagem fluvial é resultante do comportamento dos fluxos d'água em relação ao contexto climático e substrato (CHRISTOFOLETTI, 1980), uma vez que a natureza e o arranjo espacial destes implicam na dinâmica, sentido e na morfologia dos canais.

Em termos hierárquicos, a bacia é de 5ª ordem, segundo a classificação Strahler (1952), o que reflete uma maior quantidade de afluentes.

5.1.1 Análise Linear

Foram quantificados os atributos lineares da rede de drenagem: comprimento do canal principal (L_c); comprimento vetorial do canal principal (L_v); número de canais por ordem; comprimento total dos canais de cada ordem (L_u); comprimento médio dos canais (L_m); relação entre o comprimento médio dos canais de cada ordem (RL_m); Relação de Bifurcação (R_b) e Relação entre o índice do comprimento médio dos canais e o índice de bifurcação (R_{lb}) (Tabelas 3 e 4) e por fim o Índice de Sinuosidade (I_s)

Considerando a proposição de Horton (1945), em que o canal principal é aquele que apresenta ordem hierárquica mais elevada, o Riacho Natuba possui 72,5 km de comprimento. Em linha reta, da nascente à sua foz, o comprimento vetorial do canal é de 52,69 km.

A bacia possui 228 canais de drenagem, sendo a maior parte de 1ª ordem (Tabela 3). No total, são 169 canais neste nível hierárquico, isto é, 74,1% do total. Ademais, 43 são de 2ª ordem (18,9%); 11 de 3ª ordem (4,8%); 4 de 4ª ordem (1,8%). Os canais de 1ª ordem são os mais extensos, com L_u de 385,94 km, e o menor é o de 4ª ordem com 29,37 km. Na relação entre o comprimento médio dos canais de cada ordem (RL_m), os maiores valores estão na relação entre os canais de 4ª e 5ª ordens (6,48), o que é esperado, já que o canal de 5ª ordem é o que apresenta o maior comprimento médio (L_m), com 47,58 km de extensão. O menor índice R_{Lm} está na relação entre 3ª e 4ª ordens, que apresentam L_m muito próximos, de 6,14 km e 7,34 km respectivamente (Tabela 4).

Tabela 3: Análise linear dos canais da Bacia do Riacho Natuba-BA: relações de comprimento e canais por ordem

Ordem	Número de canais por ordem (N)	Percentual de canais por ordem (%)	Comprimento total dos canais de cada ordem (L_u) (km) (Horton, 1945)	Comprimento médio dos canais por ordem (L_m) (km) (Horton, 1945)
1ª	169	74,1	385,94	2,28
2ª	43	18,9	149,62	3,48
3ª	11	4,8	67,54	6,14
4ª	4	1,8	29,37	7,34
5ª	1	0,4	47,58	47,58

Tabela 4: Análise linear dos canais da Bacia do Riacho Natuba-BA: relações entre as ordens de canal

Ordem	Relação entre o comprimento médio dos canais de cada ordem RL_m (Horton, 1945)	Relação de Bifurcação (R_b) (Horton, 1945; Strahler, 1952) Comprimento km	Relação entre RL_m e R_b (R_{lb}) (Horton, 1945)
1ª e 2ª	1,52	3,93	0,387
2ª e 3ª	1,76	3,91	0,450
3ª e 4ª	1,19	2,75	0,433
4ª e 5ª	6,48	4,0	1,62

A Relação de Bifurcação ou “lei do número de canais” é uma relação geométrica simples e depende da natureza do solo e do substrato geológico (RESENDE, 2007). Possui forte conotação com o grau de dissecação do canal, sendo tanto maior quanto maior for o índice. Para Castro e Carvalho (2009), valores abaixo de 2 indicam relevo suave, colinoso. Os dados encontrados corroboram com Christofolletti (1980, p. 110), segundo o qual, o número de canais diminuiu de modo regular com o aumento da ordem dos canais. Seguindo esse critério, as áreas com maior grau de dissecação são as que ocorrem entre a 4ª e 5ª ordens, com

valor 4,0, localizadas principalmente no entorno do canal principal no setor mais jusante da bacia. Na sequência, têm-se as áreas formadas pela relação entre 1ª e 2ª e 2ª e 3ª ordens, com valores 3,93 e 3,91, respectivamente. Os trechos menos dissecados estão distribuídos nos vales de pequenos canais nas porções central e sul da bacia. Para França (1968) essa relação pode está associada ao comportamento hidrológico, pois o índice é maior para solos menos permeáveis e menor para solos mais permeáveis.

R_{lb} (relação entre o índice do comprimento médio dos canais - R_{Lm} e o índice de bifurcação - R_b) é, de acordo com Christofolletti, (1980, p. 110-111), um importante fator na relação entre a composição da drenagem e o desenvolvimento fisiográfico das bacias. Isso decorre do fato de que se R_{Lm} for igual a R_b , o tamanho médio dos canais crescerá ou diminuirá na mesma proporção. Caso isso não ocorra, o que é mais comum, o tamanho dos canais poderá diminuir ou aumentar progressivamente com a elevação da ordem dos canais. Isso foi verificado nos dados obtidos nesse estudo, em que R_{Lm} e R_b são diferentes, com o comprimento dos canais foi diminuindo com a elevação da ordem dos canais. Os resultados mostram que a R_{lb} aumentou de acordo com o aumento da hierarquia, como, por exemplo, a relação entre a 4ª e 5ª ordens, que foi de 1,62, ao passo que entre 1ª e 2ª ordens ela foi de 0,387. Segundo Barbosa e Furrier (2011), isso mostra a importância do fator geológico no desenvolvimento da drenagem de maior ordem, reafirmando a ideia de Horton (1945) de que os fatores hidrológicos, morfológicos e geológicos é que determinam o último grau do desenvolvimento da drenagem em determinada bacia.

O Índice de Sinuosidade (I_s) para o canal principal foi de 1,37, o que indica ser um canal sinuoso. Quanto mais sinuoso é um canal, maior será a dificuldade de se atingir o exutório, evidenciando menor velocidade de escoamento. LANA (2001 p.126) sugere que valores próximos a 1 indicam que o canal tende a ser retilíneo, valores superiores a 2,0 canais tortuosos ou meandantes e os valores intermediários indicam formas transicionais regulares e irregulares. CHEREM (2008) considera que os canais com I_s igual a 1,3 são sinuosos. Essa sinuosidade é influenciada pela carga de sedimentos, pela litologia, estruturação geológica e pela declividade dos canais (LANA, 2001, p. 126). Para Christofolletti (1980), quando há predomínio de carga em suspensão, como materiais finos, os canais são estreitos e profundos e tendem a apresentar altos índice de sinuosidade, considerando que canais com valor de 1,5 já são considerados meândricos.

5.1.2 Análise Areal

Foram quantificados os atributos areais para a bacia de drenagem: área da bacia, forma da bacia (F_f); coeficiente de compacidade (K_c), densidade dos rios ou densidade hidrográfica; densidade de drenagem (D_d) e coeficiente de manutenção (C_m).

A área da bacia é de 1.120,55 Km². O índice F_f obtido foi de 0,36, indicando que a bacia tem uma tendência à forma alongada, o que mostra ser pouco suscetível a risco de enchentes em condições normais. Para Tonello *et al.* (2006, p. 852), a forma superficial de uma bacia hidrográfica é importante na determinação do tempo de concentração, ou seja, o tempo necessário para que toda a bacia contribua com o escoamento da água após um evento de precipitação. Assim, o índice da forma da bacia (F_f) é uma variável importante para a compreensão do seu comportamento hidrológico. Quanto menor o valor desse índice (F_f), mais alongada é a bacia e menor o risco de enchentes, sendo o caso contrário para bacias mais arredondadas, circulares (RESENDE, 2007). A tendência ao alongamento se confirma com o resultado do coeficiente de compacidade (K_c), 1,45, que é um valor afastado da unidade.

A densidade dos rios ou densidade hidrográfica (D_h) relaciona-se ao sistema de drenagem, sendo também uma variável muito importante para entender o comportamento hidrológico de uma bacia e com isso revelar a capacidade desse gerar novos cursos d'água em função das características do meio físico. A bacia em análise possui no total 228 canais, porém, apresenta uma área muito grande, resultando, assim, em uma densidade de apenas 0,2 canais/km². Conforme valores atribuídos para essa classificação por Lollo (1995), trata-se de uma baixa capacidade do sistema em gerar novos curso d'água.

Quanto à densidade de drenagem (D_d), trata-se de um índice considerado bom para indicar o desenvolvimento do sistema hidrográfico. Para isso, considera a relação entre o comprimento destes, independente se são perenes, intermitentes ou efêmeros. Ele é importante também para indentificar grau de de dissecação do relevo resultante da ação dos cursos d'água, bem como para interpretações sobre morfogênese e morfodinâmica baseadas em inferências sobre diferenças de permeabilidade (BARBOSA e FURRIER, 2011). Na bacia em análise, o comprimento total da drenagem foi de 680,05 km e a densidade de 0,61 km/km². Tais valores indicam baixa dissecação. Conforme valores de referência apresentados por Beltrame (1984), o índice da Bacia do Riacho Natuba é considerado mediano, porém, muito próximo do limite necessário para ser considerado baixo. Essa característica relaciona-se com os atributos climáticos atuantes na região que influenciam o fornecimento e o transporte dos sedimentos, aliado às características litológicas e pedológicas da área. Segundo

Lana *et al.* (2001), nas rochas mais impermeáveis, as condições para gerar o escoamento superficial são melhores, possibilitando a formação de canais e com isso aumentando a densidade de drenagem.

A partir dos resultados do D_d foi possível calcular o coeficiente de manutenção (C_m). Conforme Christofolletti (1980), este índice representa área mínima necessária para a manutenção de um metro de curso fluvial perene. Os resultados aqui encontrados indicam que seria necessário minimamente 1.639,34 m/m para a manutenção de um estado de perenidade em cada metro da bacia do Riacho Natuba, o que representa um valor muito alto. Essa característica converger com as condições climáticas e do substrato da região para explicar sua intermitência.

5.1.3 Análise hipsométrica

A análise hipsométrica é fundamental para a compreensão das características do relevo, pois fornece uma base mais objetiva e uniforme na identificação dos sistemas terrestres através da medição de variáveis topográficas, como a altitude e declividade (FLORENZANO, 2008), e suas relações, como através dos índices rugosidade topográfica (H_t) e a relação relevo (R_r), parâmetros importantes para o conhecimento dos processos morfogenéticos responsáveis pela esculturação da paisagem.

As altitudes encontradas na bacia do Riacho Natuba estão entre 488m, cota máxima, e 115m, cota mínima, revelando uma amplitude altimétrica (H) de 373m (Figura 7). As declividades estão entre 0 – 45%, ou seja, relevo plano a forte ondulado (Figura 8 e Tabela 5). As maiores altitudes são encontradas nas direções noroeste e sudoeste, em áreas de extensos topos planos com declividade de 0-3% (relevo plano). Aproximadamente 56,28% da bacia apresenta esse intervalo de declividade. As áreas de relevo forte ondulado, com declividades entre 20 e 45% e altitudes entre 357- 411m, estão localizadas nas bordas de áreas extremamente dissecadas pela drenagem, alinhadas no sentido oeste-leste da bacia, formando grandes vales.

De acordo com Villela e Mattos (1975, p. 17), a declividade dos terrenos de uma bacia controla em boa parte a velocidade com que se dá o escoamento superficial. Cardoso *et al.* (2006) corrobora com essa ideia, enfatizando que a declividade influencia a relação entre precipitação e deflúvio, principalmente por causa do aumento da velocidade de escoamento superficial, reduzindo a possibilidade da infiltração de água no solo. Villela e Mattos (1975) chama atenção para a importância de analisar qual é a orientação da bacia hidrográfica, pois

essa define a direção para a qual a declividade está exposta, influenciando nas perdas por evapotranspiração. No caso da bacia em análise, a orientação norte é a principal, o que denota uma interferência na relação entre a precipitação e o deflúvio.

Figura 7. Mapa hipsométrico da bacia drenagem do Riacho Natuba, BA.

Figura 8. Mapa de declividade da bacia drenagem do Riacho Natuba, BA.

Tabela 5 - Área e percentual das classes de declividade e relevo na bacia de drenagem do Riacho Natuba-BA.

Declividade (%)	Relevo	ha	%
20 - 45	Forte Ondulado	570,52	0,51
8 - 20	Ondulado	10.733,30	9,58
3 - 8	Suave Ondulado	37.681,23	33,63
0 - 3	Plano	63.064,06	56,28
Total		112.049,11	100,00

A partir da combinação entre as variáveis amplitude altimétrica (H) e densidade de drenagem (D_d), foi calculado o índice de rugosidade topográfica (H_t), com valor obtido de 227,53. Segundo Castro e Carvalho (2009 p. 6), esse índice mostra a relação da declividade e os comprimentos dos canais. Christofolletti (1980) interpreta que, valores extremamente altos do índice ocorrem quando ambos os valores que os constituem são elevados, o que denota que as vertentes são íngremes e longas. Na bacia em estudo, a amplitude altimetria é elevada, mas a densidade de drenagem é baixa. Assim, a primeira é responsável pelo alto valor encontrado e sugere que maior rugosidade topográfica ocorre nas bordas altamente dissecadas em zonas de nascentes que separam o vale dos platôs, sobretudo no alto curso.

A relação de relevo (R_r) é de valor alto 5,17, isso é um indicativo de elevada velocidade de escoamento superficial e reduzida infiltração da água no solo promovendo os processos erosivos nas áreas de relevo ondulado a fortemente ondulado.

5.2 COMPARTIMENTAÇÃO MORFOLÓGICA

Através da análise e identificação das formas semelhantes do relevo foi possível observar que a drenagem é umas das principais responsáveis pela dissecção do relevo atual. Desse modo, as unidades morfológicas (3º Táxon) da bacia foram caracterizadas como Modelados de Aplanamento (P), de Dissecção (D) e de Acumulação (A) (Figuras 9 e 10). As formas que constituem cada um desses conjuntos de modelados são apresentadas a seguir.

5.2.1 Modelados de Aplanamento (P)

- a) Topos Planos – são feições planas inumadas por coberturas diversas. A área das cabeceiras de drenagem, no setor noroeste da bacia, apresenta relevo de Topos Aplanados formados por coberturas residuais, conforme os levantamentos geológicos (CPRM, 2002; CBPM, 2002). São as áreas mais elevadas da bacia hidrográfica com hipsometria variando entre 411 e 488m. O relevo apresenta-se do tipo predominantemente plano, com declividade inferior a 3%.

Figura 9. Mapa das Unidades Morfológica da bacia drenagem do Riacho Natuba-BA.

Figura 10. Imagens representativas dos três conjuntos de formas discriminadas na bacia drenagem do Riacho Natuba-BA, sendo P = modelados de Aplanamento; D = Modelados de Dissecação e A = Modelados e Acumulação.

b) Topos Aplanados com Vertentes Inclínadas – representados planos longos e de inclinação suave, possivelmente associadas ao processo de denudação em consequência de retoques sucessivos dos processos de erosão. Apresentam caimento moderado em direção ao leito principal com hipsometria variando entre 410 e 357m. Essas feições são encontradas na transição entre os topos planos e o fundo de vale, conectadas por formas de dissecção suaves a intensamente dissecadas. Ocorrem principalmente a sul-sudoeste da bacia e em todo o bordo oeste do Riacho Natuba. São constituídas por sedimentos diversos, ora reportados como residuais (CPRM, 2002), ora reportados como residuais e do Grupo Barreiras (CBPM, 2002). As declividades estão entre o relevo plano (0 – 3%), nas partes mais centrais da unidade a suave ondulado (3 - 8%) de modo mais pontual.

5.2.2 Modelados de Dissecção (D)

c) Relevo de Dissecção Fluvial – são formadas pela erosão fluvial atuando sobre as coberturas residuais quaternárias e sedimentos terciários do Grupo Barreiras, propiciando a abertura de vales e extensas áreas deprimidas nos setores centro-oeste e sudoeste da bacia, com hipsometria entre 258 e 357m. Nas partes centrais dessa grande depressão as declividades estão entre relevo suave ondulado (3 - 8%), predominante, podendo chegar a ondulado (8 a 20%). Já nas bordas o relevo é tipo ondulado (8 – 20%), com presença de áreas de relevo forte ondulado (20 – 45%).

d) Morro Testemunho - o desgaste erosivo ocorrido em diferentes fases climáticas associado ao contexto litológico originou feições de natureza residual na área. Apresenta topo plano, limitado por escarpas, constituindo uma superfície somital com as unidades apresentadas no modelado de aplanamento. Apenas um foi reconhecido, estando localizado no interior das formas descritas em “c”, setor sudoeste. A hipsometria varia de 308 – 357m, com um pequeno ponto mais elevado, de 357 - 411m, que sugere se tratar do rompimento de um topo plano com vertentes inclinadas.

e) Relevo Dissecado em Patamares Inclinados – encontrado nas cabeceiras de drenagem do setor leste da bacia estendendo-se no sentido norte-sul desta. Apresenta vertentes bastante dissecadas, provavelmente erosão diferencial das rochas sedimentares mesozóicas da Formação Marizal. As altitudes estão em torno de 308 a 357 m e declividades num intervalo de 8 a 45%, caracterizando um relevo ondulado a forte ondulado. O setor leste da bacia, apesar de mais estreito, apresenta as maiores

dissecações, relevo mais movimentado e tem características bastante diferenciadas do setor oeste, que possui relevos mais aplainados e suavemente ondulados.

f) Modelados de Dissecação com Colinas – essa unidade encontra-se no setor leste da bacia com caimento em direção à planície fluvial, compreendendo também o modelado de boa parte dessa planície em seus trechos médio e alto curso do leito principal. A leste, encontra-se em contato com o Relevo Dissecado em Patamares Inclínados, a leste, e com as formas de acumulação fluvial a oeste, entre o médio e baixo curso. As altitudes variam entre 204 a 258 m, e a declividade entre 0 e 20%, de plano a ondulado. A característica principal dessa unidade é a grande presença de colinas resultantes do processo de dissecação promovido pela expressiva rede de drenagem que esculpe o relevo formado por rochas da Formação Marizal.

g) Relevo Dissecado em Patamares Suavizados - encontrado no setor oeste da bacia, estendendo-se no sentido norte-sul da bacia até a parte central desta. Apresenta um relevo com caimento suave em direção a planície fluvial, formando rampas alongadas e suavemente inclinadas. As altitudes estão entre 204 a 258 m e as declividades das vertentes entre 0 e 8% com característica de relevo plano a suave ondulado.

5.2.3 Modelados de Acumulação (A)

h) Áreas de Acumulação Fluvial e Várzeas - áreas planas com altitude entre 115 e 204m, relevo plano (0-3%) e que se estendem do médio curso até a foz do Riacho Natuba, ou seja, são as áreas que correspondem às várzeas, sujeitas a inundações periódicas e as áreas de vales entulhados por sedimentos provenientes da ação erosiva e transporte da rede de drenagem. Essas áreas são preenchidas por depósitos aluvionares recentes compostos por areia nas áreas de vales e por areia e argila nas áreas de várzeas.

5.3 CARACTERIZAÇÃO DOS COMPARTIMENTOS MORFOPEDOLÓGICOS

A partir da superposição cartográfica dos dados da litologia, relevo e dos solos, foi possível realizar a compartimentação morfopedológica da bacia do Riacho Natuba (Figura 11). Foram definidos seis compartimentos, cujo arranjo retrata a relação entre as distintas morfologias e a cobertura pedológica.

Figura 11. Mapa dos compartimentos morfopedológicos a da bacia drenagem do Riacho Natuba-BA.

Uma descrição geral de cada compartimento é apresentada:

MPI - Topos Planos Latossólicos – esse compartimento corresponde 25,82% da bacia, com uma área de 289,36 km² e ocorre na setor noroeste/oeste, no alto curso, sentido NW-SW, bem como margeia um pequeno trecho da borda sul/sudeste. É representado pelo domínio de extensos platôs associados de modo mais amplo à classe do LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO, e subordinadamente LATOSSOLO VERMELHO. Estes Latossolos estão associados às coberturas residuais quaternárias compostas por areia, argila, cascalho e silte derivados a alteração da Formação Marizal, além de sedimentos do Grupo Barreiras. Os solos se encontram sob uso intensivo para pastagem e eucalipto.

MPII – Rampas Longas com Latossolos – ocorre no sentido longitudinal entre os dois extremos norte e sul da bacia na sua faixa central e ocupa 374,48 km², representando 33,42% da área, sendo o maior compartimento da bacia. O relevo é do tipo aplainado com vertentes muito suavemente inclinadas, em cotas altimétricas entre 308 e 357m e vertentes em patamares suavizados de rampas alongadas com altitudes entre 204 e 258 m, apresentando caimento em direção ao leito do canal principal. Esse compartimento é formado pelos mesmos materiais reportados em MP1, que se expressam na forma de LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO a LATOSSOLO AMARELO.

MPIII - Vales Dissecados com Neossolos Litólicos – ocupa 98,04 km², o que corresponde a 8,74 %. É representado por relevo dissecado pela ação fluvial, sobretudo em zonas de retração das cabeceiras, resultando em áreas deprimidas e com as maiores declividades observadas na bacia. Em termos litológicos, segundo os mapeamentos (CPRM, 2002), representam a exposição dos sedimentos que constituem o topo da coluna estratigráfica da Formação Marizal. Como ocorrem solos rasos, geralmente formados por um horizonte organo-mineral (A) sobreposto ao arenito, os solos predominantes são os NEOSSOLOS LITÓLICOS. O compartimento ocorre entre 308 e 357 m de altitude.

MPIV - Vales Entulhados com Neossolos Quartzarênicos – Corresponde a 7,57% da área, com 84,87 km². É representado por dois setores: o primeiro são as áreas do vale

fluvial e áreas de várzea no setor central da bacia, médio curso, margeando o canal principal. O segundo está localizado no alto curso, no interior de vales abertos formados por extensas áreas deprimidas, em contato com os compartimentos MPI e MPIII. O relevo apresenta declividades em torno de 0 a 8%, de plano a suave ondulado, com altitudes entre 115 e 204 m no primeiro setor, e entre 3 e 20% no segundo.

MPV – Colinas Médias e Morrotes com Argissolos e Latossolos – Ocupa uma área de 237,14 km², isto é, 21,16% do total. Essa unidade se encontra na margem direita do Riacho Natuba, de norte a sul. Apresenta características muito diferenciadas em relação às anteriores localizadas na margem esquerda. Esse setor da bacia é caracterizada por relevo mais dissecado que o anterior, com presença de muitas colinas e morrotes, com maior altitude em torno de 357m. O relevo dessa área foi compartimentado em 4 unidades que, em associação com os solos, permitem considerá-la como o compartimento de maior pedodiversidade da bacia. Além disso, trata-se da maior expressão do conjunto de rochas da Formação Marizal, associando a dissecção do relevo a sua exposição. No compartimento ocorrem morros com topos e colinas com LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO e colinas e encostas com ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO. Geralmente os Latossolos estão situados nas porções mais altas e os Argissolos em vertentes com maior declividade. Ainda que não constem no mapa pedológico, possivelmente pela escala de mapeamento (1:250.000), a área parece incluir, a julgar pelas unidades morfológicas e litológicas nela presentes, NEOSSOLOS LITÓLICOS e CAMBISSOLOS HÁPLICOS.

MPVI - Planície Fluvial Planossólica - Esse compartimento localiza-se no baixo curso do Riacho Natuba e representa 3,27% da bacia, com uma área de 36,66km². Corresponde à planície fluvial e áreas de várzeas preenchidas por sedimentos aluvionares compostos por areia e argila. O relevo de acumulação fluvial caracteriza-se por apresentar um perfil mais retilíneo com vales abertos e áreas aplanadas. A declividade é muito baixa, atingindo no máximo 3% e altitudes entre 115 e 204m. Os solos encontrados nesse compartimento são os PLANOSSOLOS HÁPLICOS, com possível presença também de NEOSSOLOS FLÚVICOS.

6 DISTRIBUIÇÃO E CARACTERIZAÇÃO FÍSICA E QUÍMICA DOS SOLOS AO LONGO DE TRANSECTOS NA BACIA DO RIACHO NATUBA – BA

Neste capítulo serão apresentados os resultados das caracterizações morfológica, física, química e mineralógica de perfis de solos representativos dos compartimentos morfopedológicos identificados. Além de confirmar ou refutar a presença das classes de solo nestes compartimentos, o detalhamento do estudo traduz a possibilidade de compreender a relação entre os atributos dos solos e o contexto morfológico que ocupam. Para tal, o estudo foi realizado ao longo de três transectos que seccionam os compartimentos morfopedológicos, contemplando a variabilidade pedológica, litológica e geomorfológica da área de estudo. Cada transecto será apresentado separadamente. A discussão que integra os resultados desta análise será apresentada no Capítulo 8.

6.1 TRANSECTO 1 (T1)

Esse transecto se estende de uma das cabeceiras de drenagem no setor sul/sudoeste da bacia, em posição de topo, em direção a planície aluvial do canal principal no seu alto curso (Figura 11). Em termos dos compartimentos morfopedológicos, T1 inclui MPI, MPII e MPIII, com seis perfis estudados (Figura 12). O perfil P1.1, sob sedimentos do Grupo Barreiras (CBPM, 2012), está inserido no compartimento MP1. Os perfis P1.2 e P1.3, inseridos em MPII, estariam sob mesma litologia. Os perfis P1.4 e P1.5, embora também sejam incluídos no compartimento MPII, seriam associados aos arenitos da Formação Marizal. Por fim, o perfil P1.6 estaria no compartimento MPIV e teria como material de origem sedimentos aluvionares recentes. Os resultados das análises físicas e químicas dos solos em T1 são apresentados nas Tabelas 6 e 7.

O perfil P1.1 foi descrito em topo plano, a 358m de altitude, sob vegetação secundária em fase de regeneração. Trata-se de um solo bem drenado, profundo (mais de 200 cm), com horizontes A, C1, C2, C3 e C4 (Tabela 6). O horizonte A moderado, cor bruno-avermelhado (5YR 4/4) quando úmido e bruno-forte (7,5YR 4/6) quando seco, possui textura arenosa e estrutura do tipo fraca pequena granular, com consistência macia (seca) a muito friável (úmida). O horizonte C1 e C2 são semelhantes. C1 possui 40 cm, coloração umida bruno-avermelhada (5YR 4/4) e vermelho-amarelado (5YR 5/6) quando seco, consistência macia quando seca a friável quando úmido, condizente com a textura areia-franca e estrutura fraca médio blocos subangulares (Tabela 6). O horizonte C2 tem 55cm de espessura, cores semelhantes a C1, com ligeira diferença no valor. A estrutura é fraca a moderada média

blocos

subangulares.

Figura 12. Aspecto geral e distribuição dos solos no Transecto 1 (T1), no alto curso da bacia de drenagem do Riacho Natuba-BA.

Tabela 6 – Atributos físicos e morfológicos dos solos do Transecto 1

Transecto	Comp. Morofopedo	Horiz.	Prof. (cm)	Granulometria				Relação Silte/Argila	Relação AF/AG	Relação AF/AT	Classe Textural	Cor		Consistência		Estrutura
				< 2mm (TFSA)								Úmida	Seca	Seca	Úmida	
				Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila									
g/kg																
1	I	P1.1 – NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico latossólico														
		A moderado	0-10	860	20	70	50	1,4	0,023	0,023	Areia	5YR 4/4 (Bruno-avermelhado)	7,5YR 4/6 (Bruno- forte)	Macia	Muito friável	Fraca peq. granular
		C1	10-50	790	40	50	120	0,4	0,050	0,048	Areia – franca	5YR 4/4 (Bruno-avermelhado)	5YR 5/6 (Vermelho-amarelado)	Macia	Friável	Fraca média bl. subang.
		C2	50-105	790	40	10	70	1,4	0,050	0,048	Areia – franca	5YR 4/6 (Vermelho-amarelado)	5YR 5/6 (Bruno- amarelado)	Macia	Friável	Fraca mod. média bl. subang.
		C3	105-170	770	20	70	140	0,5	0,025	0,025	Franco – arenosa	2,5YR 4/6 (Vermelho)	5YR 5/8 (Vermelho- amarelado)	Macia	Friável	Mod. média bl. subang.
	C4	170-200+	690	40	160	110	1,4	0,058	0,055	Franco-Arenosa	2,5YR 4/6 (Vermelho)	5YR 5/8 (Vermelho-amarelado)	Macia	Ligeira mente Firme	Mod. média bl. subang.	
	II	P1.2 – NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico														
		A moderado	0-63	770	110	40	80	0,5	0,142	0,125	Areia Franca	5YR ¾ (Bruno-avermelhado-claro)	5YR 4/4 (Bruno-avermelhado)	Macia	Muito friável	Grãos simples, fraca peq. bl. subang.
		C1	63-97	740	140	50	60	0,8	0,189	0,159	Areia	5YR 4/6 (Vermelho-amarelado)	5YR5/6 (Vermelho-amarelado)	Macia	Muito friável	Grãos simples; fraca média; bl. subang.
		C2	97-150	690	190	30	90	0,3	0,275	0,216	Areia Franca	5YR 4/6 (Bruno-forte)	7,5YR 6/6 (Amarelo- avermelhado)	Macia	Muito friável	Fraca grande bl. ang.
	C3	150-200+	680	140	90	90	1	0,205	0,171	Areia Franca	5YR 4/6 (Vermelho-amarelado)	5YR 5/8 (Vermelho-amarelado)	Macia	Muito friável	Fraca grande/muito grande bl. subang.; laminar	

P1.3 - NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico														
A moderado	0-30	740	180	30	50	0,6	0,243	0,196	Areia	7,5YR 4/4 (Bruno)	10YR 6/4 (Bruno- amarelado claro)	Macia	Muito friável	Fraca-mod. média-grande bl. subang. Fraca média-grande bl. subang.
C1	30-50	730	130	70	70	1,0	0,178	0,151	Areia Franca	10YR 5/6 (Bruno amarelado)	10YR 7/6 (Amarelo)	Macia	Friável	Mod. média-grande bl. subang.; laminar
C2	50-150+	710	200	50	40	1,2	0,281	0,220	Areia	7,5YR 5/6 (Bruno -forte)	7,5 YR 6/6 (Amarelo avermelhado)	Lig. dura	Firme	
P1.4 - NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico														
A moderado	0-20	870	40	60	30	2,0	0,046	0,044	Areia	7,5YR 4/4 (Bruno)	10YR 6/4 (Bruno- amarelado claro)	Macia	Muito friável	Grãos simples; fraca média bl. subang.
C1	20-60	830	130	20	20	1,0	0,156	0,135	Areia	7,5 YR 6/6 (Amarelo avermelhado)	10YR 7/6 (Amarelo)	Macia	Muito friável	Grãos simples; Fraca-mod. média-grande bl. subang.
C2	60-130	790	140	20	50	0,4	0,177	0,151	Areia	5YR5/6 (Vermelho amarelado)	7,5 YR 6/6 (Amarelo avermelhado)	Lig. dura - dura	Firme	Mod.-forte grande bl. ang.
P1.5 - NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico														
A moderado	0-8	840	100	20	40	0,5	0,119	0,106	Areia	5YR 4/6 (Vermelho-amarelado)	10YR 6/4 (Bruno-amarelado-claro)	Lig. dura	Firme	Mod.; média-grande bl. ang.
C1	8-40	710	200	10	80	0,1	0,281	0,220	Areia	7,5YR 4/6 (Bruno-forte)	7,5YR 6/6 (Amarelo-avermelhado)	Macia - Lig. dura	Friável-Firme	Grãos simples; Mod. - forte média bl. ang.
A2	40-65	890	60	30	20	1,5	0,067	0,063	Areia	7,5YR 4/4 (Bruno)	10YR 6/4 (Bruno-amarelado-claro)	Macia	Friável	Grãos simples; Fraca peq. - média bl. ang.
C2	65-110	910	40	20	30	0,7	0,044	0,042	Areia	10YR 5/6 (Bruno Amarelado)	10YR 7/4 (Bruno-muito claro-acinzentado)	Lig. dura	Firme	Fraca peq. -bl. ang.; laminar

	C3	110-210+	830	100	20	50	0,4	0,120	0,108	Areia	7,5YR 4/6 (Bruno forte)	10YR 6/4 (Bruno-amarelado- claro)	Lig. dura	Firme	Mod. grande/muito- grande bl. ang.; laminar
	P1.6 – NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico														
	A proeminente	0-10	760	110	70	60	1,1	0,144	0,126	Areia	10YR 3/2 (Bruno- acinzentado- muito escuro)	10YR 4/2 (Bruno-acinzentado-escuro)	Solta	Solta	Grãos simples; Frac. peq. grumos;
IV	AC	10-30	880	60	20	40	0,5	0,068	0,064	Areia	7,5YR 3/3 (Bruno- escuro)	10YR 6/3 (Bruno-claro acinzentado)	Solta	Solta	Grãos simples; Frac. méd. bl. subang.
	C	30-100+	910	20	40	30	1,3	0,022	0,022	Areia	10YR 4/4 (Bruno- amarelado- escuro)	10YR 6/3 (Bruno-claro acinzentado)	Solta	Solta	Grãos simples; Frac. méd. bl. subang.

Tabela 7 – Atributos químicos dos solos do Transecto 1

Transecto	Comp. Morofopedo	Horizonte	Prof.	pH	P	K ⁺	Na	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H ⁺ + Al ³⁺	SB	CTC(t)	CTC(T)	V	m	COT
			cm	H ₂ O		mg/dm ³					cmol _c /dm ³				%		g/kg
1	I	P1.1 – NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico latossólico															
		A	0-10	5,1	1,3	12	3	0,3	0,2	0,3	2,8	0,5	0,8	3,3	15	38	6,96
		C1	10-50	4,6	0,4	3	3	0,1	0,1	0,5	2,3	0,2	0,7	2,5	8	71	5,80
		C2	50-105	5,0	0,4	2	5	0,1	0,2	0,3	1,7	0,3	0,6	2,0	15	50	4,64
		C3	105-170	4,9	0,2	1	6	0,1	0,2	0,3	1,7	0,3	0,6	2,0	15	50	5,80
		C4	170-200+	4,9	0,2	2	10	0,1	0,3	0,3	1,7	0,4	0,6	2,1	19	43	5,22
		P1.2 – NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico															
		A	0-63	5,2	1,3	118	-	0,7	0,5	0,0	2	1,5	1,5	3,5	43	0	10,21
		C1	63-97	4,5	0,6	80	-	0,1	0,1	0,3	1	0,4	0,7	1,4	29	43	6,09
		C2	97-150	4,5	0,2	68	-	0,2	0,2	0,2	0,3	0,4	0,6	0,8	50	33	5,57
		C3	150-200+	4,0	0,2	62	-	0,1	0,1	0,2	0,3	0,4	0,6	0,8	50	33	5,57
	II	P1.3 – NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico															
		A1	0-30	4,4	0,4	13	-	0,1	0,1	0,3	1	0,2	0,5	1,2	19	57	6,09
		A2	30-50	5	0,2	5	-	0,2	0,2	0,1	0,3	0,4	0,5	0,7	55	20	6,09
		A3	50-150+	4,9	0,2	2	-	0,1	0,2	0	0,2	0,3	0,3	0,5	65	0	4,09
		P1.4 – NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico															
		A1	0-20	4,4	0,7	15	-	0,1	0	0,4	1	0,1	0,5	1,1	12	74	6,09
		C1	20-60	4,4	0,7	9	-	0,1	0	0,4	0,3	0,1	0,6	0,5	24	76	6,17
		C2	60-130+	4,7	0,2	10	-	0,1	0,2	0,3	0,2	0,3	0,5	0,4	73	47	4,99
		P1.5 - NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico															
		A1	0-8	4,4	1,6	34	-	0,1	0,1	0,4	1,5	0,3	0,7	1,8	16	58	7,25
		C1	8-40	4,2	0,4	15	-	0,1	0	0,7	1,3	0,1	0,8	1,5	10	83	4,99
		2A2	40-65	4,4	0,6	20	-	0,1	0	0,5	1,3	0,1	0,6	1,5	10	77	6,67
		C2	65-110	3,9	0,4	12	-	0,1	0	0,5	0,3	0,1	0,6	0,5	28	79	4,99
		C3	110-210+	3,7	0,4	18	-	0,1	0	0,5	0,5	0,1	0,6	0,6	23	77	4,99

IV	P1.6 - NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico														
	A	0-10	5,1	3,3	160	2,0	1,7	0,0	5,3	0,3	0,3	0,5	65	0	23,90
	AC	10-30	4,5	0,9	32	0,2	0,3	0,2	1	0,1	0,5	1,1	12	59	7,83
	C	30-100+	4,4	0,4	24	0,1	0,1	0,3	0,5	0,3	0,6	0,5	66	48	6,09

Os horizontes C3 e C4 são semelhantes. Apresentam textura franco-arenosa com estrutura moderada média blocos subangulares, vermelhos (2,5YR 4/6) quando secos e vermelho-amarelados (5YR 5/8) quando úmidos. A consistência em C3 está entre macia (seco) e friável (úmido), enquanto o C4 é macia (seca) e ligeiramente firme (úmido). O perfil foi classificado como NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico latossólico, cujos argumentos serão apresentados posteriormente. De imediato, destaca-se que nos mapeamentos pedológicos (Figura 5 – SRH, 2003), a área é caracterizada pela presença de Latossolos.

O perfil P1.2 está subdividido nos horizontes A, C1, C2 e C3, sendo morfologicamente semelhante a P1.1 (Tabela 6). Foi coletado em área de relevo suave ondulado (3-8%), em área de topos aplanados com vertentes inclinadas, a 310m de altitude. Trata-se de um solo bem drenado com classe textural predominante areia franca a areia. A consistência é homogênea em todo o perfil, do tipo macia quando seca e muito friável quando úmida. O horizonte A é moderado, relativamente espesso (63cm), com marcante atividade biológica (canais de raízes, raízes e atividade termítica). A cor varia de bruno-avermelhado claro (5YR 3/4) quando úmida a bruno avermelhado (5YR 4/4) quando seca. A estrutura é em grãos simples, com a presença de fraca pequena blocos sub-angulares (Tabela 6). O Horizonte C1 possui 34cm de espessura, cor vermelho-amarelado (5YR 4/6) tanto úmido quanto seco, estrutura grãos simples e fraca média blocos subangulares. O horizonte C2 possui 53cm de espessura, cor bruno-forte (5YR 4/6) úmido e amarelo-avermelhado (7,5YR 6/6) seco, estrutura fraca grande a muito grande blocos angulares. O horizonte C3 encontra-se a partir dos 150cm de profundidade e possui cor vermelho-amarelada quando úmido ou seco, respectivamente 5YR 4/6 e 5YR 5/8. A estrutura é fraca grande a muito grande blocos subangulares e laminar. P1.2 foi classificado como NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico latossólico, tal como o perfil anteriormente descrito.

O perfil P1.3 foi subdividido nos horizontes A (0-30cm), C1 (30-50cm) e C2 (50-150cm⁺) (Tabela 6), estando localizado a 290m de altitude, em área de topos aplainados com vertentes inclinadas. O horizonte A possui coloração brunada quando úmido, 7,5YR 4/4, e bruno-amarelado claro, 10YR 6/4, quando seco. A consistência é macia (úmida) a muito friável (seco), com estrutura fraca a moderada média blocos subangulares. O horizonte C1 tem uma coloração bruno-amarelado 10YR 5/6 e amarelo 10YR 7/6, respectivamente úmido e seco. A consistência é macia (úmido) e friável (seco), com estrutura fraca média a grande e muito grande com blocos sub-angulares. O horizonte C2 possui consistência ligeiramente dura quando úmido e firme quando seco, estrutura moderada média a grande blocos

subangulares e laminar. O perfil foi classificado como NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico.

O perfil P1.4 está morfológicamente situado entre o terço médio e inferior de uma vertente, a 258m de altitude. É composto pelos horizontes A, C1 e C2, todos de textura arenosa. Tal como os demais, o horizonte A é do tipo moderado, com cores brunadas (7,5YR 4/4), quando úmido, e bruno-amarelo-claro (10YR 6/4), quando seco (Tabela 6). A consistência é macia (seco) a muito friável (úmido), com estrutura grãos simples marcante, além de fraca média blocos subangulares. O horizonte C1 possui 40cm de espessura, com cores um pouco mais cromadas, sendo amarelo-avermelhado quando úmido e amarelo quando seco. A estrutura e a consistência são as mesmas do horizonte subjacente. O horizonte C2 possui cor vermelho-amarelada (5YR 5/6) quando úmido, e amarelo-avermelhado (7,5YR 6/6) quando seco. Trata-se de um horizonte mais firme, com consistência no estado úmido do tipo ligeiramente dura. A estrutura também é mais bem desenvolvida, sendo do tipo moderada a forte grande blocos angulares. Tal como P1.3, o perfil P1.4 foi classificado como NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico.

O perfil P1.5 está localizado no terço inferior da mesma vertente onde foi descrito o perfil 1.4, a 240 m de altitude. Foram diagnosticados os horizontes A1 moderado, pouco espesso, C1, 2A2, C2 e C3 (Tabela 6). O horizonte A1 e C1 possuem consistência ligeiramente dura quando seca a firme quando úmida, e cores que variam de vermelho-amarelado (úmida - 5YR 4/6) a bruno-amarelo-claro (seca - 10YR 6/4) no horizonte A, a bruno forte (úmida - 7,5YR 4/6) e amarelo-avermelhado seca - 7,5YR 6/6) no horizonte C1. A estrutura em A é moderada média a grande blocos angulares e no horizonte sotoposto é grãos simples e moderada a forte média blocos angulares. Um horizonte enterrado, A, de cor brunado (7,5YR 4/4) quando úmido e bruno-amarelo-claro (10YR 6/4) quando seco, consistência macia e friável, estrutura em grãos simples e fraca pequena média blocos angulares, é observado entre 40-65cm. Abaixo dele, ocorrem os horizontes C2 e C3, ambos com consistência ligeiramente dura (seco) a firme (úmida), cores brunadas (10YR 5/6 e 7,5YR 4/6) quando úmidos e amareladas (10YR 6/4) a acinzentadas (10YR 7/4) quando secos. A estrutura também é semelhante em C2 e C3, predominando blocos angulares, com grau de evolução de fraco a moderado, além de estrutura laminar. P1.5 também foi classificado como NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico.

O perfil P1.6 está localizado no setor mais baixa do transecto T1, a 202m de altitude, no contexto dos vales colmatados (ou entulhados) por sedimentos. O perfil é constituído pelos

horizontes A do tipo proeminente, AC e C. O horizonte A é delgado, com apenas 10cm, possuindo cores brunadas (10YR 3/2 úmido e 10YR 4/2 seco), tanto no estado úmido quanto seco (Tabela 6). A consistência é solta, acompanhada pela estrutura em grãos simples com eventuais grumos pequenos e de fraco desenvolvimento. Os horizontes AC e C são semelhantes, sendo o primeiro um pouco mais escuro (7,5YR 3/3 e 10YR 6/3, respectivamente). A consistência permanece solta em todos os estados, como no horizonte superior, com estrutura em grãos simples e fraca média blocos subangulares. P1.6 foi classificado como NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico.

Fisicamente, os solos em T1 são majoritariamente de textura arenosa, com predomínio de areia grossa (Tabela 6). O conteúdo de areia grossa tem valor mínimo de 680 g/kg em P1.2 e máximo de 910 g/kg nos perfis P1.5 e P1.6. A relação areia fina/areia grossa (AF/AG) evidencia dois contextos diferentes. Os perfis P1.1, P1.2 e P1.3 apresentaram a menor variação ao longo dos horizontes, respectivamente com coeficiente de variação de 39, 27 e 22%. Em P1.4 o CV é de 56%, e nos perfis P1.5 e P1.6 foi observada a maior variação, com CV de 73 e 79%, respectivamente. Conforme sinalizado por (Karathanasis e MacNeal 1994), a relação AF/AG pode ser utilizada como indicativo de descontinuidade litológica no perfil, devendo, contudo, ser utilizada com cautela. Isso porque outros fatores podem intervir na variação, como a própria granodecrescência de estratos sedimentares. Considerando o CV, os valores mais altos (>50%) encontrados nos perfis P1.4, P1.5 e P1.6 sugerem a presença de descontinuidade do material de origem. Schaetzl (1998) sugere que seja também observada a relação AF/AT (areia fina/areia total), mais precisamente a amplitude no perfil (máximo – mínimo), sendo que o valor próximo ou superior a 0,12 indicaria a descontinuidade. Assim sendo, foram observadas as seguintes amplitudes nos solos do Transecto 1: P1.1 (0,032); P1.2 (0,091); P1.3 (0,024); P1.4 (0,11); P1.5 (0,18) e P1.6 (0,11). Tais valores confirmam que os perfis P1.4, P1.5 e P1.6 são aqueles que sinalizam possível descontinuidade de material de origem.

O conteúdo de argila é baixo em todos os solos, sendo sempre inferior a 15% (Tabela 6). Os solos pouco mais argilosos estão situados na parte superior do transecto (perfis P1.1 a P1.3). Nestes solos, os maiores conteúdos de argila ocorrem em profundidade. A relação silte/argila não apresenta um comportamento padrão, sobretudo se forem comparados os valores da base e topo dos perfis. Isso corrobora com o fato de que essa relação é aplicável ao estudo de solos em que o intemperismo se dá de maneira progressiva, envolvendo a formação de argila durante a evolução da pedogênese. Como o material de origem dos solos é

sedimentar, o conteúdo de silte e argila pode ser muito variável e a transformação do primeiro no segundo pode não ocorrer de maneira regular, elucidando questões sobre o grau evolutivo dos solos. Contestações semelhantes já foram feitas em Nunes *et al.* (2015). Além disso, o conteúdo de argila é muito pequeno para que a relação se manifeste de maneira notória.

Quimicamente (Tabela 7), os solos em T1 são majoritariamente ácidos, com pH variando entre 4 e 5, distróficos em todo o perfil, como em P1.1 e P1.5, ou apenas superficialmente (epidistrofia), perfis P1.2 a P1.4. Apenas o perfil P1.6 é majoritariamente eutrófico, e mesmo assim apresenta descontinuidades internas (horizonte AC). Conforme Oliveira (2011), ainda que alguns solos apresentem saturação por bases superior a 50%, esses não podem ser considerados “solos ricos”, já que os valores da soma de bases são inexpressivos. Esse é o caso da maioria dos solos estudados. A saturação por alumínio acompanha os horizontes distróficos, sendo superior a 50% nestes. O conteúdo de carbono orgânico é baixo para a maioria dos solos. Os maiores valores estão nos horizontes superficiais, ou em subsuperfície, como em P1.5, reiterando a presença de um horizonte organo-mineral enterrado. O conteúdo de Na trocável foi medido apenas para o P1.1, e não indica saturação por este elemento.

6.2 TRANSECTO 2 (T2)

O transecto 2 localiza-se no setor norte da bacia, sentido oeste-leste (Figura 11). Estende-se das maiores altitudes encontradas na área de estudo até áreas mais baixas, incorporando os compartimentos morfopedológicos MPI, MPII e MPIV (Figura 13). O perfil P2.1 está sob coberturas quaternárias residuais, descritas como produto da alteração intempérica da parte superior da coluna estratigráfica da Formação Marizal (CBPM, 2012). Os perfis P2.2 e P2.3 estariam associados à Formação Marizal e o perfil P2.4 sob sedimentos aluvionares recentes. Os resultados das análises físicas e químicas dos solos em T2 são apresentados nas Tabelas 8 e 9. A descrição morfológica dos perfis é apresentada a seguir.

O perfil P2.1 está localizado a uma altitude superior a 350m, em área de topo plano com declividade de 0-3%, sem erosão aparente. Trata-se de um solo bem drenado, não pedregoso e não rochoso. Morfologicamente, é constituído pelos seguintes horizontes: A1 moderado, A2, C1 e C2 (Tabela 8). Os horizontes A1 e A2 possuem cores brunadas, de bruno-escuro (7,5YR 3/3) e forte (7,5YR 4/6) quando úmido, a bruno quando seco (7,5YR 4/3 e 7,5YR 4/4). Os horizontes subjacentes C1 e C2 são mais cromados, com cores avermelhadas e amareladas. A consistência em todos os horizontes é macia, quando seco, e muito friável,

quando úmido, exceto em C2, que é um pouco menos friável. A estrutura é majoritariamente em blocos subangulares, de tamanho pequeno, com fraco grau de desenvolvimento. O perfil foi classificado como NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico latossólico

Figura 13. Aspecto geral e distribuição dos solos no Transecto 2 (T2), no médio/alto curso da bacia de drenagem do Riacho Natuba-BA.

Tabela 8 – Atributos físicos e morfológicos dos solos do Transecto 2

Transecto	Comp. Morfopedo	Hor.	Prof. (cm)	Granulometria				Relação Silte/Argila	Relação AF/AG	Relação AF/AT	Classe Textural	Cor		Consistência		Estrutura
				< 2mm (TFSA)								Úmida	Seca	Seca	Úmida	
				Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila									
g/kg																
P2.1 – NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico latossólico																
I	A1 moderado	0-30	830	80	30	60	0,5	0,096	0,088	Areia	7,5YR 3/3 Bruno-escuro	7,5YR 4/3 Bruno	Macia	Muito friável	Fraca peq. bl. subang.	
	A2	30-60	820	60	50	70	0,7	0,073	0,068	Areia Franca	7,5YR 4/6 Bruno-forte	7,5YR 4/4 Bruno	Macia	Muito friável	Mod. peq. bl. subang.	
	C1	60-110	800	70	40	90	0,4	0,087	0,080	Areia Franca	5YR 4/6 Vermelho-amarelado	5YR 5/6 Bruno-amarelado	Macia	Muito friável	Mod. peq. bl. subang.	
	C2	110-150+	770	100	30	100	0,3	0,129	0,115	Areia Franca	2,5YR 4/6 Vermelho	5YR 5/8 Vermelho-amarelado	Macia	Friável	Mod. peq. bl. subang.	
P2.2 - NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico																
2	A moderado	0-50	860	40	20	80	0,2	0,046	0,044	Areia	7,5 YR 5/4 Bruno	7,5 YR 5/4 Bruno	Macia	Muito friável	Grãos simples; Fraca peq. bl. subang.	
	C1	50-85	790	110	30	100	0,3	0,139	0,122	Areia Franca	7,5 YR 4/6 Bruno forte	7,5 YR 6/8 Amarelo-avermelhado	Macia	Muito friável	Grãos simples; Fraca peq. bl. subang.	
	C2	85-110	790	20	40	150	0,3	0,025	0,025	Franco arenosa	7,5 YR 4/6 Bruno forte	7,5 YR 6/8 Amarelo-avermelhado	Macia	Muito friável	Mod. peq.; bl. ang.	
	C3	110-145	690	100	30	180	0,2	0,145	0,127	Franco arenosa	7,5 YR 5/8 Bruno forte	7,5 YR 6/8 Amarelo-avermelhado	Macia	Friável	Fraca – mod. peq. bl. ang.	
	C4	145-155+	740	60	30	170	0,2	0,081	0,075	Franco arenosa	7,5 YR 5/8 Bruno forte	7,5 YR 6/8 Amarelo-avermelhado	Macia	Friável	Fraca – mod. peq. bl. ang.	
P2.3- NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico																
II	A1 moderado	0-12	870	30	30	50	0,6	0,034	0,033	Areia	5YR 3/4 Bruno-avermelhado-escuro	5YR 4/6 (Vermelho-amarelado)	Macia	Muito friável	Grãos simples; Fraca peq. bl. subang.	
	A2	12-33	840	60	30	70	0,4	0,071	0,067	Areia	5YR 4/6 Vermelho-amarelado	5YR 5/6 (Vermelho-amarelado)	Macia	Muito friável	Grãos simples; Fraca peq. bl. subang.	
	C1	33-50	880	30	20	70	0,3	0,034	0,033	Areia	5YR 4/6 Vermelho-amarelado	5YR 5/8 (Vermelho-amarelado)	Macia	Muito friável	Grãos simples; Fraca méd. bl. subang.	
	C2	50-72	840	80	60	20	3,0	0,095	0,087	Areia	-	-	Macia	Muito friável	Grãos simples; Fraca méd. bl. subang.	
	C3	72-130	820	90	60	30	2,0	0,109	0,099	Areia	7,5YR 4/6 Bruno- forte	7,5YR 6/8 (Amarelo avermelhado)	Macia	Muito friável	Grãos simples; Fraca méd. bl. subang.	

	C4	130-200+	760	110	90	40	2,2	0,143	0,126	Areia Franca	7,5YR 5/8 Bruno-forte	7,5YR 6/8 (Amarelo-avermelhado)	Macia	Friável	Grãos simples; Fraca méd. bl. subang.
	P2.4 - NEOSSOLO FLÚVICO Sódico típico														
	A1 proeminente	0-12	690	60	70	180	0,4	0,087	0,080	Franco Arenosa	10YR 2/1 Preto	10YR 3/1 (Cinza-muito escuro)	Lig. dura	Friável	Mod. peq. bl. subang.
	A2	12-30	710	120	30	140	0,2	0,169	0,145	Franco Arenosa	10YR 5/2 Bruno-acinzentado	-	Macia	Muito Friável	Mod. peq. bl. subang.
	C1	30-50	770	100	70	60	1,2	0,130	0,115	Areia Franca	10YR 5/2 Bruno-acinzentado	10YR 6/3 (Bruno-claro-acinzentado)	Macia	Muito Friável	Mod. peq. bl. subang.
VI	2A3	50-70	790	70	100	40	2,5	0,088	0,081	Areia Franca	10YR 4/2 Bruno-acinzentado-escuro	-	Macia	Muito Friável	Fraca muito peq. bl. subang.
	A4	70-85	840	90	20	50	0,4	0,107	0,097	Areia	10YR 5/2 Bruno-acinzentado	-	Macia	Friável	Mod.; peq.; bl. subang.
	C2	85-110	870	40	70	20	3,5	0,046	0,044	Areia	10YR 7/2 Cinzento-claro	-	Solta	Solta	Grãos simples
	C3	110-140	860	90	30	20	1,5	0,105	0,095	Areia	2,5 YR 6/2 Cinzento-brunado-claro	2,5YR 7/2 (Cinzento – claro)	Solta	Solta	Grãos simples
	C4	140-155+	670	170	140	20	7,0	0,253	0,202	Areia Franca	2,5 6/2 Cinzento-brunado-claro	-	Solta	Solta	Grãos simples

Tabela 9 – Atributos químicos dos solos do Transecto 2

Transecto	Comp. Morfopedo	Horizonte	Prof.	pH	P	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H+Al	SB	CTC (t)	CTC (T)	V	m	COT	ISNa	
			cm	H ₂ O		mg/dm ³					cmol _c /dm ³				%		g/kg	%	
2	I	P2.1 NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico latossólico																	
		A1 moderado	0-30	5,2	1,1	16	8	0,3	0,2	0,2	2,3	0,6	0,8	2,8	18	28	6,38	1,24	
		A2	30-60	5,3	0,4	11	6	0,2	0,2	0,2	1,7	0,5	0,7	2,1	24	28	6,38	1,24	
		C1	60-110	5,4	0,4	10	6	0,2	0,2	0,1	1,7	0,5	0,6	2,1	24	17	5,22	1,24	
		C2	110-150+	5,3	0,2	18	5	0,2	0,2	0,1	1,2	0,5	0,6	1,7	29	17	5,22	1,28	
		P2.2 NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico																	
		A moderado	0-50	4,3	1,3	11	5	0,1	0,0	0,7	3,3	0,2	0,9	3,5	5,7	78	7,54	0,62	
		C1	50-85	4,3	0,4	14	7	0,0	0,0	1,0	3,1	0,1	1,1	3,2	3,1	90	6,38	0,95	
		C2	85-110	4,2	0,4	8	4	0,0	0,0	1,0	3,3	0,0	1,0	3,3	0	100	6,38	0,53	
		C3	110-145	4,1	0,2	7	5	0,0	0,0	1,1	2,8	0,0	1,1	2,8	0	100	6,38	0,78	
	C4	145 – 155+	4,1	0,2	6	7	0,0	0,0	1,1	2,6	0,1	1,1	2,7	3,7	100	6,38	1,13		
	II	P2.3 NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico																	
		A1 moderado	0-12	5,0	2,9	44	9	0,3	0,1	0,4	2,5	0,6	1,0	3,1	19	40	8,70	1,26	
		A2	12-33	4,6	0,6	22	5	0,0	0,0	0,7	2,5	0,1	0,8	2,6	4	87	6,38	0,84	
		C1	33-50	4,4	0,4	17	3	0,0	0,0	0,8	2,5	0,1	0,9	2,6	4	90	5,80	0,50	
		C2	50-72	4,3	0,4	14	3	0,0	0,0	1,0	2,5	0,1	1,1	2,6	4	91	5,22	0,50	
		C3	72-130	4,2	0,4	12	3	0,0	0,0	0,8	2,1	0,0	0,8	2,1	4	100	5,22	0,62	
		C4	130-200+	4,2	0,2	13	9	0,1	0,1	0,9	2,1	0,3	1,2	2,4	12	75	5,80	1,63	
		P2.4 NEOSSOLO FLÚVICO Sódico típico																	
		VI	A1 proeminente	0-12	8,2		218,8	1.45	1000	10	2,6	0,0	0,2	20,7	20,7	20,9	99	0	21,46
A2			12-30	8,3		70,7	1.52	1500	9,5	3,0	0,0	0,2	22,9	22,9	23,1	99	0	13,92	28,23
C1	30-50		8,4		30,5	1.15	1420	8,3	2,6	0,0	0,2	20,0	20,0	20,2	99	0	11,02	30,56	
2A3	50-70		8,5		31,5	880	1120	7,9	2,1	0,0	0,2	17,1	17,1	17,3	99	0	9,86	28,15	

A4	70-85	8,9	105,4	650	670	6,8	1,7	0,0	0,2	13,1	13,1	13,3	98	0	6,96	21,90
C2	85-110	8,7	76	165	300	4,0	0,8	0,0	0,2	6,5	6,5	6,7	97	0	6,38	19,47
C3	145-155+	7,7	9,0	250	140	4,1	2,2	0,0	0,2	7,6	7,6	7,9	96	0	6,38	7,71
C4	80-110	8,8	76	195	260	4,0	0,9	0,0	0,2	6,5	6,5	6,7	97	0	5,80	16,87

O perfil P2.2 também está localizado em uma unidade morfológica moderadamente elevada, qual sejam os topos planos com vertentes suavemente inclinadas. Está situado a 244m de altitude, sendo composto pelos horizontes A moderado e C (Tabela 8), o último dividido em quatro subhorizontes (C1, C2, C3 e C4). No total, o perfil chega aos 200cm de profundidade. O horizonte A é relativamente espesso, com 50cm, possui cores brunadas nos estados úmido e seco, e consistência macia (seco) e muito friável (úmido). A estrutura é em grãos simples, havendo também pequenos blocos subangulares com fraco grau de desenvolvimento. Todos os horizontes C apresentam cor brunada (7,5YR 4/5 a 5/8) quando secos, e amarelo-avermelhada (7,5YR 6/8) quando úmidos. A estrutura predominante nestes horizontes é em blocos angulares, médios, com grau que varia de fraco a moderado. A consistência macia, mais friável em C1 e C2 e friável nos demais. O solo foi classificado como NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico.

O perfil P2.3 está situado no terço médio/inferior de uma vertente, em relevo suave ondulado (3-8%) a quase 200m de altitude. A vegetação primária de caatinga foi retirada dando lugar a uma cobertura herbácea (pastagem). É um solo profundo (130-150cm+), com sequência de horizontes A1, pouco espesso (12cm), A2, C1, C2, C3, C4 (Tabela 8), bem drenado, não pedregoso, não rochoso. As cores dos horizontes superficiais são predominantemente vermelho-amarelado (5YR 4/6). Os horizontes C são mais escuros quando úmidos, bruno-forte (7,5YR 4/6 – 5/8), e amarelo-avermelhados (7,5YR 6/8) quando secos (Tabela 8). A consistência é macia no estado seco e majoritariamente muito friável no estado úmido, com estrutura grãos simples e fraca média a pequena blocos subangulares em todos os horizontes.

O perfil P2.4 foi descrito e coletado na parte mais a jusante da bacia de drenagem, em posição de terço inferior do relevo, em área de acumulação de sedimentos aluvionares recentes, a 142m de altitude. O solo é imperfeitamente drenado e na atualidade a área está sendo utilizada para pastagem. Este perfil especificamente possui uma organização irregular das camadas, com horizontes organo-minerais enterrados que denotam fases sucessivas sedimentação (Tabela 8). A morfologia do perfil é caracterizada, sequencialmente, pela presença dos horizontes A1, proeminente, A2, C1, 2A3, A4, C2, C3 e C4. Dentre esses, o horizonte C3 apresenta elevada pedregosidade, com cascalhos constituídos por seixos arredondados de arenito. A cor dos horizontes A varia entre preto (10YR 2/1) e bruno-acinzentado (10YR 5/2 7/2) quando úmidos e bruno-claro-acinzentados (10YR 6/3) quando secos (Tabela 8). Os horizontes C são em quase sua totalidade cinzentos-brunados-claros

(2,5YR 6/2), ocorrendo também a cor cinza-claro 2,5YR 7/2). As consistências predominantes são macia e solta (estado seco) e muito friável e solta (estado úmido). Apenas o horizonte A1 apresentou consistência mais firme no estado úmido. Em se tratando das estruturas, os blocos sugangulares, com grau de desenvolvimento variando de fraco a moderado, são predominantes do topo do perfil até a base do horizonte A4. Abaixo disso, predomina a estrutura grãos simples (Tabela 8). As características morfológicas deste perfil permitem classificá-lo como NEOSSOLO FLÚVICO Sódico típico.

A composição granulométrica denota a presença de solos arenosos em todo o transecto, incluindo P2.4. A areia grossa é predominante, com muitos horizontes apresentando mais de 80% dessa fração (Tabela 8). Por esse motivo, a classe textural variou de areia, areia-franca a franco arenosa. Com exceção do perfil P2.1 (CV = 24,7%), todos os demais apresentaram coeficiente de variação maior que 50% na relação AF/AG (P2.2 = 61,8%, P2.3 = 53,4% e P2.4 = 51,4%). Quando utilizada a relação AF/AT, os valores de amplitude foram maiores que 0,12 (indicativo de descontinuidade) apenas no perfil P2.4, notoriamente situado numa posição da paisagem em que o material de origem do solo é constituído por estratos sedimentares. Os valores encontrados foram, sequencialmente, 0,05 para P2.1, 0,10 para P2.2, 0,09 para P2.3 e 0,16 para P2.4. Os resultados reiteram que a relação AF/AG não é adequada para indicar, sozinha, a presença de descontinuidades em solos associados a sistemas deposicionais, devendo ser utilizada em conjunto com outros indicadores.

Quimicamente (Tabela 9), dois contextos se destacam em T2. Os solos dos compartimentos MPI e MPPII são semelhantes, e o solo do compartimento MPVI, o perfil P2.4, difere-se em praticamente todos os indicadores relacionados ao complexo sortivo. P2.1, P2.2 e P2.3 são ácidos, ao passo que P2.4 é básico, com valores de pH entre 8,2 e 8,8. Esses altos valores estão relacionados ao alto conteúdo de sódio neste solo, cuja saturação quase sempre acima de 15% permite considerá-lo como possuindo caráter sódico. Com exceção do perfil P2.4, os solos do transecto são distróficos, e em alguns casos, como em P2.2 e P2.3, com saturação por alumínio superior a 50%. Em P2.4, devido aos altos valores de carbono orgânico e sódio, a saturação por alumínio é nula. Os valores de P são baixos em praticamente todo o transecto, com exceção, também, para P2.4, onde os valores podem chegar a 105 mg/dm³, considerados altos para solos tropicais, mesmo de regiões semi-áridas (ALVAREZ, 1994). Esse comportamento não parece estar relacionado ao P disponível pelo material de origem, pois a Formação Marizal não é reconhecida por conter fosfatos em abundância (CPRM, 2002). Assim, é provável que tais valores estejam relacionados ao aporte de P por

acumulação absoluta, a partir do entorno, ou mais ainda, que se trate de um aporte antropogênico através da adubação e/ou biológico pela deposição de excrementos animais, já que é possível identificar pastagens na área. Chamam atenção também neste perfil os mais altos valores de matéria orgânica, expressa em COT (Tabela 9), de todo o transecto, interpretados como sendo coerentes para a posição em que ele se encontra. Por fim, os valores de K parecem refletir em todo o transecto a desestabilização de filossilicatos presentes na mineralogia dos solos, sendo que em P2.4 os valores são muito baixos nos três primeiros horizontes, e muito altos nos demais. Essa diferença corrobora com a descontinuidade litológica, típica de Neossolos Flúvicos, e evidencia que o material de origem da base do perfil deve ser mais ricos em filossilicatos primários. É importante salientar que a classe dos Neossolos Flúvicos não guarda, necessariamente, relação pedogenética entre suas camadas (Araújo Filho, 2017), e por isso podem apresentar grandes variações morfológicas, físicas, químicas e mineralógicas, principalmente em profundidade.

6.3 TRANSECTO 3 (T3)

O transecto T3 está situado no setor nordeste da bacia, cortando perpendicularmente o setor com o relevo mais dissecado de toda a área de estudo (Figura 11). As altitudes variam entre 115 e 357m e a declividade varia de plano (0-3%) a forte ondulado (20-45%). A vegetação é típica de caatinga, porém bastante modificada por atividades agropecuárias e pastagens. Nesse transecto além de tradagens foram realizados seis perfis, sendo três em trincheiras e três em barrancos de estradas vicinais e na Rodovia BA 084, entre os municípios Biritinga-BA e Nova Soure-BA. T3 incorpora dois compartimentos morfopedológicos: MPVe MPIV (Figura 14). O perfis P3.1, P3.2 e P3.3 estão sobre a Formação Marizal e os demais (P3.4, P3.5 e P3.6) sob coberturas sedimentares recentes, de natureza aluvionar. Os resultados das análises físicas e químicas são apresentados nas Tabelas 10 e 11.

O perfil P3.1 foi coletado em situação de topo plano a suave ondulado (3-8%), a 244m de altitude, sob vegetação de caatinga bastante degradada. É um solo com características de boa drenagem, com erosão laminar esparsa, não pedregoso e não rochoso. Tem sequência A1, A2, Bt, C1 e C2 (Tabela 11), e, por isso, foi classificado como ARGISSOLO AMARELO Distrófico abrupto. O conteúdo de argila no horizonte B é da ordem de 4,3X maior que no horizonte A, sendo muito superior ao necessário para o reconhecimento de uma mudança textural, que chega a ser abrupta. As cores no estado úmido são brunadas (7,5YR 2,5/3 – 4/4) em todos os horizontes, tornando-se amarelo-avermelhada (7,5YR 6/6) quando seca a partir

de Bt. Em relação a consistência, no horizonte A e suas subdivisões predomina macia a muito friável (seca e úmida) com estrutura fraca pequena granular. No horizonte Bt e inferiores, a estrutura

Figura 14. Aspecto geral e distribuição dos solos no Transecto 3 (T3), no baixo curso da bacia de drenagem do Riacho Natuba-BA.

Tabela 10 – Atributos físicos e morfológicos dos solos do Transecto 3

Transecto	Comp. Morfoped o	Horiz.	Prof. (cm)	Granulometria				Relação Silte/Argila	Relação AF/AG	Relação AF/AT	Classe Textural	Cor		Consistência		Estrutura
				< 2mm (TFSA)								Úmida	Seca	Seca	Úmida	
				Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila									
g/kg																
3	V	P3.1 – ARGISSOLO AMARELO Distrófico abruptico														
		A1	0-20	780	170	20	30	0,7	0,218	0,18	Areia	7,5YR 2,5/3 Bruno-muito escuro	7,5YR 5/4 Bruno	Macia	Muito friável	Fraca peq. granular
		A2	20-60	840	80	50	30	1,7	0,095	0,09	Areia	7,5YR 4/4 Bruno	7,5YR 5/4 Bruno	Macia	Muito friável	Fraca peq. granular
		Bt	60-100	730	100	40	130	0,3	0,137	0,12	Franco Arenosa	7,5YR 4/4 Bruno	7,5YR 6/6 Amarelo-avermelhado	Lig. dura	Lig.Firme	Mod. grande bl. subang.
		C1	100-130	760	70	20	150	0,1	0,092	0,08	Franco Arenosa	7,5YR 4/4 Bruno	7,5YR 6/6 Amarelo-avermelhado	Lig. dura	Lig. Firme	Mod.grande bl. subang.
		C2	130-150+	700	60	40	200	0,2	0,085	0,08	Franco Arenosa	7,5YR 4/4 Bruno	7,5YR 6/8 Amarelo-avermelhado	Lig. dura	Lig. Firme	Mod. grande bl. subang.
		P3.2 - CHERNOSSOLO HÁPLICO Órtico léptico														
		A chernozêmico	0-15	670	50	190	90	2,1	0,074	0,07	Franco Arenosa	5YR 3/3 Bruno-avermelhado escuro	5YR 4/4 Bruno-amarelado	Macia	Friável	Mod. média bl. subang.
		Bi	15-45	730	80	140	50	2,8	0109	0,22	Areia Franca	5YR 3/4 Bruno-avermelhado escuro	7,5YR 3/4 Bruno-escuro	Macia	Friável	Mod. média bl. subang.
		C1	45-75	830	80	40	50	0,8	0,096	0,09	Areia Franca	10YR 5/4 Bruno-amarelado	10YR 7/3 Bruno- muito claro acinzentado	Macia	Friável	Mod. peq./ média; bl. subang.
		Cr	75-90+	880	30	60	30	2,0	0,034	0,03	Areia	10YR 7/4 Bruno-muito pálido	10YR 7/4 Bruno-muito pálido	Duro	Firme	Mod. média a grande laminar
		P3.3 – LUVISSOLO CRÔMICO Órtico solódico														
		A1	0-10	740	100	120	40	3,0	0,135	0,12	Areia Franca	7,5YR 4/6 Bruno-forte	7,5YR 5/6 Bruno forte	Macia	Friável	Mod. média bl. subang.
		A2	10-30	670	140	130	60	2,2	0,209	0,17	Areia franca	5YR 3/4 Bruno-avermelhado-escuro	5YR 4/6 Vermelho-amarelado	Macia	Friável	Mod.; média; bl. subang.
Bt1	30-55	660	130	100	110	0,9	0,197	0,16	Franco-arenosa	5YR 4/6 Vermelho-	7,5YR 5/6 Bruno-forte	Dura	Firme	Mod. média bl. subang.		

	Bt2	55-65	490	190	50	270	0,2	0,387	0,28	Franco-argilo-arenosa	amarelado 5YR 4/4 Bruno-amarelado	7,5YR 5/6 Bruno-forte	Extrema mente dura	Muito firme	Mod. média bl. subang.
	C	65-80+	440	160	180	220	0,8	0,364	0,27	Franco-argilo-arenosa	7,5YR 4/6 Bruno forte	5YR 5/6 Vermelho-amarelado	Extrema mente dura	Muito firme	Forte grande prismática
P3.4 - NEOSSOLO FLÚVICO Psamítico típico															
	A1	0-10	770	80	100	50	2,0	0,104	0,09	Areia Franca	5YR 3/4 (Bruno avermelhado-escuro)	7,5 YR 5/4 (Bruno)	Macia	Muito Friável	Mod. peq. bl. subang.
	2C1	10-30	720	80	40	160	0,25	0,111	0,10	Franco Arenosa	5YR 4/4 (Bruno-avermelhado-escuro)	7,5 YR 5/6 (Bruno-forte)	Macia	Muito Friável	Mod. peq. bl. subang.
	C2	30-60	640	140	110	110	1,0	0,218	0,18	Franco Arenosa	5YR 4/6 (Vermelho – amarelado)	7,5 YR 5/8 (Bruno-forte)	Lig. Dura	Firme	Mod. peq. bl. subang.
	3C3	60-70	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	4R	70+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P3.5 – NEOSSOLO FLÚVICO Psamítico gleissólico															
VI	A1	0-10	760	150	50	40	1,25	0,197	0,16	Areia	5YR 3/4 (Bruno-avermelhado-escuro)	7,5YR 5/4 (Bruno)	Macia	Muito Friável	Mod. peq. granular
	C1	10-23	750	90	100	60	1,66	0,12	0,11	Areia Franca	5YR 3/4 (Bruno-avermelhado-escuro)	10YR 5/4 (Bruno-amarelado)	Macia	Muito Friável	Mod. média. granular
	2C2	23-38	760	70	100	70	1,43	0,092	0,08	Areia Franca	5YR 3/3 (Bruno-avermelhado-escuro)	10YR 5/4 (Bruno-amarelado)	Macia	Muito Friável	Mod. peq. granular
	3A2	38-68	770	100	50	80	0,62	0,130	0,11	Areia Franca	5YR 3/3 (Bruno-avermelhado-escuro)	10YR 5/4 (Bruno-amarelado)	Macia	Friável	Mod. peq. bl. subang.
	C3	68-107	700	130	90	80	1,12	0,185	0,16	Areia Franca	7,5YR 4/4 (Bruno)	10YR 7/3 (Bruno muito claro-acinzentado)	Macia	Friável	Mod. peq. bl. subang.
	C4	107-110	720	130	110	40	2,75	0,180	0,15	Areia Franca	5YR 3/4 (Bruno-avermelhado-escuro)	10YR 5/4 (Bruno-amarelado)	Solta	Solta	Grãos simples
P3.6 – PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico típico															
	A	0-3	210	140	370	280	1,3	0,666	0,40	Franco	10YR 3/2	2,5 YR 4/3	Macia	Friável	Mod. peq. bl.

									Argilosa	(Bruno- acinzentado- muito escuro) 10YR 3/2 (Bruno acinzentado- muito escuro) 10YR 5/4 (Bruno- amarelado) 10YR 3/1 (Cinzento- muito escuro)	(Bruno avermelhado) 2,5 YR 6/3 (Bruno- avermelhado- claro) 10YR 6/3 (Bruno claro acinzentado) 10YR 4/1 (Cinzento- escuro)				subang.
AC	3-20	530	140	110	220	0,5	0,264	0,21	Franco- argilo- arenosa			Macia	Friável		Forte peq. bl. subang.
C	20-30	810	120	30	40	0,7	0,148	0,13	Areia			Lig. Dura	Firme		Fraca peq. /média bl. subang.
Bt	30-50+	210	310	210	480	0,4	1,476	0,60	Argila			Extrema mente dura	Extremament e firme		Forte grande bl. sub. ang.

Tabela 11 – Atributos químicos dos solos do Transecto 3

Transecto	Comp. Morfopedo	Horizonte	Prof.	pH	P	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H+ Al	SB	CTC(t)	CTC(T)	V	m	COT	ISNa
			cm	H ₂ O	mg/dm ³	cmol _c /dm ³								%	g/kg			
3	V	P3.1 – ARGISSOLO AMARELO Distrófico abruptico																
		A1	0-20	4,8	2,7	39	7	0,3	0,2	0,5	4,1	0,6	1,1	4,7	13	45	9,86	0,65
		A2	20-60	4,4	1,5	19	4	0,1	0,1	0,8	3,1	0,3	1,1	3,4	9	73	6,96	0,51
		Bt	60-100	4,4	0,8	22	3	0,1	0,1	1,0	2,8	0,3	1,3	3,1	10	77	6,96	0,42
		C1	100-130	4,5	0,6	19	11	0,1	0,1	1,0	3,0	0,3	1,3	3,3	9	77	6,38	1,45
		C2	130-150+	4,2	0,4	20	14	0,0	0,1	1,0	3,1	0,2	1,2	3,3	6	83	5,80	1,84
		P3.2 - CHERNOSSOLO HÁPLICO órtico léptico																
		A chernozêmico	0-15	7,9	30,5	400	10	7,9	2,6	0,0	0,5	11,6	11,6	12,1	98	0	14,50	0,36
		Bi	15-45	8,4	25,3	210	46	9,6	2,3	0,0	0,2	12,6	12,6	12,8	99	0	10,44	1,56
		C1	45-75	8,5	39,7	45	20	3,6	0,7	0,0	0,2	4,5	4,5	4,7	96	0	5,22	1,85
	Cr	75-90+	8,8	19,6	38	21	3,4	0,8	0,0	0,2	4,4	4,4	4,6	96	0	4,64	1,98	
	P3.3 – LUVISSOLO CRÔMICO órtico solódico																	
	VI	A1	0-10	6,4	7,9	280	8	2,1	0,6	0,0	1,8	3,5	3,5	5,3	66	0	9,86	0,66
		A2	10-20	6,6	1,9	198	9	2,2	0,6	0,0	1,5	3,4	3,4	4,9	68	0	7,54	0,80
		Bt1	20-55	6,0	1,9	125	31	1,9	1,4	0,0	1,8	3,8	3,8	5,6	67	0	6,38	2,41
		Bt2	55-65	6,3	1,3	95	160	4,2	4,1	0,0	1,8	9,2	9,2	11	84	0	6,38	6,32
		C	65-80+	6,5	3,7	210	860	6,6	9,5	0,0	1,0	20,4	20,4	21,4	95	0	5,80	17,47
		P3.4 - NEOSSOLO FLÚVICO Psamítico típico																
		A1	0-10	5,5	4,9	270	6	1,0	0,6	0,2	2,5	2,3	2,5	4,8	48	8	7,54	0,54
		2C1	10-30	5,5	1,1	163	15	1,1	1,1	0,3	2,8	2,7	3,0	5,5	49	10	6,96	1,19
		C2	30-60	4,9	0,8	146	46	1,0	1,3	1,1	4,0	2,9	4,0	6,9	42	28	6,38	2,90
		3C3	60-70	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	4R	70+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	P3.5 – NEOSSOLO FLÚVICO Psamítico gleissólico																	
	A1	0-10	5,8	3,5	250	24	1,3	0,7	0,0	2,5	2,7	2,7	5,2	52	0	8,12	2,01	
C1	10-23	5,1	2,1	145	87	1,7	1,0	0,2	2,6	3,5	3,7	6,1	57	5	6,96	6,20		

2C2	23-38	5,2	1,5	210	28	1,2	0,6	0,4	3,3	2,5	2,9	5,8	43	14	6,96	2,10
3A2	38-68	4,7	2,5	115	125	0,9	0,8	0,6	4,1	2,5	3,1	6,6	38	19	7,54	8,23
C3	68-107	4,6	1,5	130	126	0,3	0,6	1,2	4,1	1,8	3,0	5,9	30	40	6,38	9,29
C4	107-110	5,8	1,0	121	122	0,2	0,5	0,1	2,5	1,5	1,6	4,0	38	6	5,80	13,26
P3.6 PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico típico																
A	0-3	5,3	27,7	1150	140	5,6	4,4	0,1	9,6	13,6	13,6	23,1	59	1	40,02	2,64
AC	3-20	5,7	9,0	590	74	2,6	2,9	0,2	4,0	7,3	7,5	11,3	65	3	11,02	2,85
C	20-30	6,2	7,1	172	45	0,5	0,6	0,0	1,0	1,7	1,7	2,7	63	0	6,38	7,25
Bt	30-50+	7,6	1,9	1290	910	5,5	6,9	0,0	0,8	19,7	19,7	20,5	96	0	5,80	19,30

predominante é em blocos, de tamanho grande com grau de desenvolvimento de fraco a moderado. A consistência acompanha os maiores valores de argila que caracterizam a mudança textural e fica de ligeiramente dura (seco) a ligeiramente firme (úmido).

O perfil P3.2 está localizado no terço superior de uma vertente, em relevo suave ondulado (3-8%), a quase 200m de altitude, sob domínio da caatinga, mas totalmente modificada com vegetação secundária esparsa e pastagem. É um solo moderadamente drenado, apresenta rochosidade e tem uma sequência do tipo A (chernozêmico), Bi, C1 e Cr (Tabela 10). Em todos os horizontes, com excessão de Cr, onde predomina cores escuras, tanto no estado úmido quando seco. A consistência é macia (seca) e friável (úmida) para quase todos os horizontes, e dura e firme no horizonte Cr. A estrutura predominante é em blocos subangulares, com grau de desenvolvimento moderado, tamanho pequeno a médio. No horizonte C, o controle da estratificação da rocha determina a estrutura laminar. O perfil foi classificado como CHERNOSSOLO HÁPLICO Órtico léptico, possui horizonte A com argila de atividade alta, valores muito altos de saturação por bases, controlada por Ca, e contato lítico entre 50 e 100cm da superfície.

O perfil P3.3 foi realizado em corte de estrada na Rodovia BA 084, entre os municípios de Biritinga e Nova Soure-BA, em uma área de exposição de um folhelho da Formação Marizal (Figura 14). Está situado numa posição de vertente, terço médio a superior, com altitude em torno de 193m, em área de relevo suave ondulado coberto por pastagem. Foi compartimentado em horizontes A1, A2, Bt1, Bt2 e C (Tabela 10), até a profundidade de 80cm⁺. Trata-se de um solo imperfeitamente drenado, com presença de pedregosidade e rochosidade em profundidade. O solo é pouco profundo e com cores são bastante variadas, com destaque para os tons bruno-forte (7,5YR 4/6) e vermelho-amarelado (5YR 4/6) no estado seco. Do topo a base do perfil, a coloração no estado úmido varia entre bruno-avermelhado escuro (5YR 3/4), vermelho-amarelado a bruno-forte. A consistência é macia e friável no topo do perfil e se torna dura / muito dura a firme / muito firme a partir do horizonte B textural. A estrutura predominante é moderada média com blocos subangulares, tornando-se forte, grande-muito grande prismática no horizonte C3. Foi classificado como LUVISSOLO CRÔMICO Órtico solódico, pois nos horizontes Bt2 e C a saturação por sódio é superior a 6%. O perfil P3.3 apresenta mudança textural evidente. Entre as profundidades 30 e 50cm o conteúdo de argila na TFSA passa de 60 para 110 e após 270 g/kg (Tabela 10). A argila em todo esse intervalo é de atividade alta, possuindo mais de 27 cmol_c/kg. Essas condições denotam a presença de Luvisolos, que são típicos de ambientes semiáridos.

O perfil P3.4 está situado no fundo de vale, próximo a um afluente do Riacho Natuba, a 175m de altitude. Nessa área a erosão aparece de maneira moderada em sulcos e ravinas, sendo que a vegetação de caatinga foi totalmente substituída por pastagem. O solo é pouco profundo, com 70cm (Tabela 10), moderadamente drenado, ligeiramente pedregoso e muito rochoso. O perfil é constituído pelos horizontes A1, 2C1, C2, 3C3 e 4R. As cores predominantes são bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/4- 4/4) no estado úmido e bruno (7,5YR 5/4) a bruno forte (7,5YR 5/6) no estado seco. Os horizontes superficiais têm consistência macia (seco) e muito friável (úmido), e na base do perfil a consistência fica ligeiramente dura e firme. A estrutura majoritária é moderada pequena blocos subangulares (Tabela 10). A organização dos horizontes no perfil e suas propriedades morfológicas, incluindo horizontes que possuem concentração de seixos rolados de arenito, faz com que este solo seja classificado como NEOSSOLO FLÚVICO Psamítico típico.

O perfil P3.5 foi descrito e coletado em um corte de estrada vicinal próximo a BA 084, próximo ao fundo de vale, em área de relevo suave ondulado a plano, a 168m de altitude. Assim como nas áreas onde foram realizados a maioria dos perfis, a vegetação de caatinga foi retirada para dar lugar a pastagens. É um solo moderadamente a mal drenado, com classe de erosão forte do tipo ravinas, muito pedregoso e rochoso a partir 110cm de profundidade (Tabela 10). A cor que domina em todo o perfil é o bruno-amarelado-escuro (5YR 3/4 (úmido) e bruno-amarelado (10YR 5/4) (seco) (Tabela 10). O perfil é composto por muitos horizontes (A1, C1, 2C2, 3A2, C3 e C4), o que denota com clareza a contribuição sedimentar na sua formação. Trata-se, portanto, de um NEOSSOLO FLÚVICO Psamítico gleissólico. Ainda assim, há pouca variação na consistência, indo de macia (seco) e friável a muito friável (úmido) no topo do perfil, e solta na base. Ao contrário, a estrutura é bastante variável, indo de granular a blocos subangulares e grãos simples. O grau de desenvolvimento predominante é moderado, e o tamanho de pequeno a médio. Chamam atenção as feições hidromórficas na base do perfil, com mosqueados e zonas acinzentadas, que levaram a incluir o perfil como gleissólico em quarto nível categórico.

O perfil P3.6 possui uma sequência de horizontes A, AC, C e Bt (Tabela 10), e está localizado na parte mais baixa do transecto, a 165m de altitude, em área formada por sedimentos aluvionares recentes que compreendem a planície fluvial do canal principal. Trata-se de um solo pouco profundo (0-50cm⁺), imperfeitamente drenado e com presença de erosão ligeira e laminar. A consistência é macia (seco) e friável (úmido) nos horizontes A e AC, ligeiramente dura e firme no horizonte C e extremamente dura e firme no horizonte Bt

(Tabela 10), sendo o último bastante fendilhado. Esse adensamento forma um horizonte “pã” responsável pela lenta permeabilidade nesse solo. A matiz 10YR é a predominante, principalmente no estado úmido. Quando seco, o solo torna-se um pouco mais avermelhado, com cores do tipo bruno-avermelhada (2,5YR 4/3). O solo foi classificado como PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico típico.

Fisicamente (Tabela 10), trata-se do conjunto de solos mais diversificado de toda a bacia. A textura varia de Areia a Argila. A fração areia grossa permanece como predominante, com valores que podem chegar a 880 g/kg. O P3.6 é o solo que apresentou o horizonte mais argiloso, com 480 g/kg. Embora as descrições morfológicas evidenciassem a presença marcante de descontinuidades litológicas, expressas por contatos sedimentares, os valores das relações AF/AG e AF/AT nem sempre se mostraram coerentes com as mesmas. O perfil P3.6 apresentou os valores mais altos até então observados neste estudo. Para a relação AF/AG, o coeficiente de variação no perfil foi de 94,10% e para a relação AF/AT a amplitude dos resultados foi de 0,46, muito superior ao limite de 0,12 preconizado por Schaetzl (1998) para a identificação de descontinuidades. Esperava-se o mesmo comportamento para P3.4 e P3.5, considerando que visualmente estes solos são formados por pacotes sedimentares. Contudo, o coeficiente de variação na relação AF/AG foi de, respectivamente, 44 e 28%, e a relação AF/AT apresentou amplitude de 0,08 para ambos. Isso evidencia que a sedimentação responsável pela formação dos Neossolos Flúvicos parece não envolver a variação de material suficiente para caracterizar descontinuidades litológicas pelos índices aqui utilizados; ao contrário do que acontece quando há a formação do Planossolo. A relação silte/argila, como nos demais transectos, não apresentou nenhum comportamento padrão. Isso confirma que essa relação não é adequada para o estudo do grau evolutivo de solos associados a materiais sedimentares, tal como ocorre quando os solos provêm do intemperismo progressivo de rochas e, a partir disso, o aumento do conteúdo de argila em detrimento do intemperismo de minerais na fração silte.

Considerando o complexo sortivo (Tabela 11), a variação dos atributos químicos confirma a variabilidade pedológica do Transecto 3, bem como suas diferenças em relação aos demais. De maneira geral, os solos são menos ácidos que nos demais transectos. O perfil mais ácido foi aquele localizado na maior altitude, P3.1. Em seguida, os perfis P3.4 e P3.5, ambos classificados como Neossolo Flúvicos, apresentaram pH variando entre 4 e 5, diferente do Neossolo Flúvico de T2, que apresentou pH superior a 8. Os Chernossolos e Luvisolos possuem pH altos, respectivamente acima de 6 (P3.3) e 8 (P3.2), tal como o Planossolo

(P3.6), sendo o último o que apresentou os maiores valores de Na trocável, sem constituir caráter sódico. O transecto envolve desde solos distróficos e aluminosos (P3.1), solos com epieutrofia (P3.5), até solos eutróficos (P3.2, P3.3, P3.4 e P3.6), estes últimos com saturação por alumínio baixa ($< 50\%$) ou nula. A matéria orgânica é alta no topo dos perfis, principalmente no Chernossolo e Planossolo, no primeiro caso por sua natureza recalcitrante e no segundo pelo tipo de ambiente em que se acumula, isto é hidromórfico. Valores mais altos de P também foram observados para os perfis P3.2 e P3.6 (Tabela 11), respectivamente sugerindo duas situações: enriquecimento relativo, a partir da influência do material de origem ainda em condições de baixo grau de intemperismo, e enriquecimento absoluto a partir da chegada por soluções e/ou incorporação antropogênica/biológica. Os valores de K são altos (Tabela 11) em quase todos os perfis, com exceção de P3.1, e sugerem a desestabilização de filossilicatos, como micas e argilomierais do tipo 2:1, potenciais fontes deste elemento para o complexo de troca.

7 MICROMORFOLOGIA E MINERALOGIA DOS SOLOS AO LONGO DE TRANSECTOS NA BACIA DO RIACHO NATUBA - BA

As abordagens multiescalar e multicritério são fundamentais na análise da relação solo-relevo. Neste capítulo serão apresentados os resultados da descrição micromorfológica, enfatizando a caracterização dos constituintes e os arranjos entre eles, e da análise mineralógica da fração argila para algumas amostras conforme a diferenciação da micromassa, sendo apresentadas conjuntamente. A descrição micromorfológica foi feita para os mesmos perfis que compõem os transectos T1, T2 e T3 e foi adotado o limite de separação entre materiais grossos (c) e finos (f) de 2 μ m, conforme recomendado para solos de regiões tropicais (STOOPS, 2003). Como enunciado anteriormente, a integração entre os atributos micromorfológicos, mineralógicos (e os demais apresentados no capítulo anterior) com o grau evolutivo dos solos e sua posição na paisagem será apresentada no Capítulo 8, compondo um modelo de interpretação pedogeomorfológica da paisagem.

7.1. TRANSECTO 1 (T1)

Os perfis que compõem o transecto T1 são micromorfológicamente semelhantes, principalmente em relação aos constituintes do fundo matricial e microestruturas.

No perfil P1.1 foram descritas as profundidades 60, 110 e 180cm (Figura 15), respectivamente horizontes C2, C3 e C4. O horizonte C2 possui microestruturas granular moderadamente separada e quito-gefúrica, revelando agregados granulares individualizados coexistindo com grãos grossos revestidos por material fino, por vezes com ligações entre eles. O sistema poroso é do tipo empacotamento complexo (STOOPS, 2003). Os agregados são arredondados, mal acomodados e com tamanho variando entre 10 e 100 μ m. Em ambas as microestruturas, granular e quito-gefúrica, os constituintes do fundo matricial são os mesmos. O material grosso é representado pelo quartzo, subarredondado a arredondado, pouco fraturado, com extinção ondulante preservada nos cristais maiores. No interior dos agregados granulares eles são pequenos (areia fina) e bem selecionados, ao passo que no espaço interagregado variam de areia fina a grossa, sendo essa predominante. A micromassa é bruno-avermelhada, pouco adensada e com trama birrefringente indiferenciada. Os minerais na fração argila presentes são caulinita (7,17, 3,58 e 1,49 Å) e goethita (4.18 e 2.69 Å), com alguns picos representativos da hematita (duplete em 2,69 e 1,69 Å). Os constituintes orgânicos estão diluídos na micromassa na forma de impregnações. As principais feições pedológicas são excrementos e zonas com preenchimento denso incompleto, sugerindo

intensa

atividade

biológica.

Figura 15 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois paralelos (todas as imagens da coluna esquerda e imagens 2, 4 e 6, de cima para baixo, da coluna direita) e nicois cruzados (imagens 1, 3 e 5, de cima para baixo, da coluna da direita) das profundidades 60, 110 e 180 cm, respectivamente horizontes C2, C3 e C4 do perfil **P1.1**, do Transecto 1. Qz = quartzo; P = poros; Mm = micromassa.

O horizonte C3 também possui microestruturas granular e quito-gefúrica (Figura 15), além de alguns blocos subarredondados com trama porfírica internamente. O sistema poroso permanece como sendo de empacotamento complexo e os constituintes do fundo matricial e pedofeições são os mesmos de C2, com maior adensamento da micromassa. No horizonte C4 a ocorrência da microestrutura granular é mais restrita, e as zonas com blocos subarredondados são mais comuns. Neste nível é possível perceber que esses blocos são unidades elementares formadas pelo fraturamento de uma microestrutura maciça preexistente, e que progressivamente vão sendo transformados nos agregados e grãos de quartzo revestidos pela micromassa. Isto é, os constituintes permanecem os mesmos, diferenciando-se pela maneira como estão organizados. Há também neste horizonte pedofeições de preenchimento denso completo, típica da atuação de minhocas (*L. terrestris*) (KOOISTRA e PULLEMAN, 2010).

Face ao exposto, é possível estabelecer uma relação genética entre os horizontes do perfil, corroborada pela transformação das microestruturas, na sequência: maciça – blocos – microagregados e grãos soltos revestidos e/ou ligados por material fino. Essa transição foi observada por diversos autores e, em alguns casos, foi atribuída à atividade pedobiológica na formação de microagregados (BENAYAS e PINTO RICARDO, 1973; VERHEYE e STOOPS, 1975; GARNIER-SILLAN et al., 1985; ESCHENBRENNER, 1986; TRAPNELL e WEBSTER, 1986; KOOYMAN e ONK, 1987; STOOPS, 1991; JUNGRIUS et al., 1999; NUNES et al., 2000; SCHAEFER, 2001; SCHAEFER et al., 2004; REATTO et al., 2009).

Em linhas gerais, o material de origem tem natureza sedimentar e, ainda que possua pouco conteúdo de argila (Tabela 5), a trama é porfírica, com o material grosso imerso na micromassa. Quando submetido à alteração superficial, os mecanismos de pedoplasmação parecem conduzir ao fraturamento e consequente formação de blocos. Na medida em que a colonização se intensifica, a bioturbação promovida pelos térmitas e minhocas contribui para a desconectar, ainda que parcialmente, os grãos de quartzo da micromassa, levando à formação de microagregados e/ou feições de preenchimento. A transformação de um sistema poroso fissural num sistema de empilhamento complexo reitera essas observações. No interior deles, ocorrem diminutos grãos de quartzo, denotando a seletividade típica da atividade biológica (SCHAEFER, 2001). Assim, a formação dos microagregados granulares parece representar o estado evolutivo mais avançado das microestruturas., motivo pelo qual o perfil P1.1 foi classificado como “latossólico”, pois que não apresente granulometria compatível com a classe, as organizações microestruturais evidenciam o alto grau evolutivo deste solo.

A micromorfologia do perfil P1.2 foi descrita nas profundidades 30 e 150cm (Figura 16), representativas dos horizontes A e transição C2/C3.

Figura 16 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois paralelos (todas as imagens da coluna esquerda e imagens 2 e 4, de cima para baixo, da coluna direita) e nicois cruzados (imagens 1 e 3, de cima para baixo, da coluna da direita) das profundidades 30 e 150 cm, respectivamente horizontes A e transição C2/C3 do perfil **P1.2**, do Transecto 1. Qz = quartzo; P = poros; Mm = micromassa.

No horizonte A de P1.2 (Figura 16) ocorrem zonas de preenchimento incompleto e completo, contendo tanto canais parcialmente preenchidos por excrementos esferoidais quanto totalmente preenchidos por uma micromassa organo-mineral e grãos de quartzo. Além da forte influência da bioturbação, ocorre também a microestrutura quito-gefúrica, onde os grãos estão revestidos pela micromassa e/ou ligados por pontes. O quartzo é o material grosso no fundo matricial, e a micromassa possui coloração bruno-avermelhada, além de trama birrefringente indiferenciada. Os poros são de empacotamento complexo e há também um material orgânico amorfo na borda de alguns grãos, com raros fragmentos de raízes. A transição C2/C3 (Figura 16) apresenta microestrutura quitônica, com quartzo revestido por uma micromassa de coloração amarelo-brunada. A micromassa possui orientação indiferenciada, o que desfavorece a interpretação de que tenha sido depositada no entorno dos grãos. Sua composição é caulinitica (7,17, 3,59 e 1,49 Å) e goethítica (4.18 e 2.70 Å), com alguns picos de anatásio (3.51 e 2.38 Å). As feições pedológicas existentes são pequenos nódulos orgânicos e os preenchimentos já reportados. No geral, as microestruturas no perfil P1.2 são semelhantes ao perfil P1.1, diferenciando-se pelo menor grau de bioturbação. Apenas o horizonte A apresentou microagregados em toda lâmina. Os demais sugerem a mesma sequência: microestrutura maciça que se fragmenta e se transformando numa microestrutura quito-gefúrica, sem que isso envolva a chegada de material, mas sim a saída deles.

O perfil P1.3 teve as profundidades 20, 50 e 150cm descritas (Figura 17), horizontes A, C1 e C2. O horizonte A possui microestrutura quitônica, mas nem todos os grãos estão revestidos pela micromassa, o que permite reconhecer também um arranjo do tipo mônica (STOOPS, 2003). Os poros são de empacotamento simples. Os grãos grossos são de quartzo, subarredondados e predominantemente areia grossa. Alguns encontram-se com as bordas parcialmente corroídas, com superfície mais rugosa. O material fino é bruno-amarelado, com zonas mais adensadas e outras límpidas. Em nódulos cruzados, possui trama birrefringente indiferenciada, sem orientação. O material orgânico inclui feições amorfas, nódulos orgânicos e fragmentos de raízes em diferentes estágios de decomposição. Os horizontes C1 e C2 possuem os mesmos arranjos do horizonte A (Figura 17), ou seja, microestruturas quitônica e mônica grossa. Os constituintes também são os mesmos, com micromassa um pouco mais amarelada e sob menor efeito da matéria orgânica. Seus constituintes minerais são os mesmos de P1.2, isto é, caulinita e goethita. Os poros de empacotamento simples permanecem, bem como existem poros cavitários, de tamanho grande a muito grande, com formato circular. Na

periferia destes poros, parece estar ocorrendo a diluição da micromassa, tornando-se cada vez menos adensada.

Figura 17 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois paralelos (imagens 1, 3, 4, 5 e 6, de cima para baixo, da coluna da esquerda e imagens 2, 4 e 6, de cima para baixo, da coluna da direita) e nicois cruzados (imagem 2, de cima para baixo, da coluna da esquerda e imagens 1, 3 e 5, de cima para baixo, da coluna da direita) das profundidades 20, 50 e 150 cm, respectivamente horizontes A, C1 e C2 do perfil **P1.3**, do Transecto 1. Qz = quartzo; P = poros; Mm = micromassa

Essas feições sugerem a remoção dos constituintes finos e a perda da película que envolve os grãos. Provavelmente, trata-se dos mecanismos pelos quais a microestrutura quitônica tem se tornado mônica, confirmando que o revestimento dos grãos parece ser muito mais uma feição relictual que formada por iluviação de argila. Algumas poucas zonas com maior acúmulo de material fino são perceptíveis no horizonte C2, possivelmente produto residual de um contexto em que a micromassa preenchia todo o fundo matricial.

O perfil P1.4 teve seções delgadas descritas nas profundidades 10, 40 e 110cm (Figura 18), respectivamente horizontes A, C1 e C2. O horizonte A possui microestrutura mônica grossa predominante, além de alguns raros grumos com distribuição relativa interna do tipo porfírica. Os poros são de empacotamento simples e ocorrem entre o material grosso, composto por grãos de quartzo subarredondados, tamanho areia grossa a média. A micromassa é esparsa, acumulando-se nos grumos (Figura 18). Possui coloração bruno-amarelada escura e parece ser fortemente influenciada pelo material orgânico amorfo. Fragmentos de raízes degradadas são comuns e não foram reconhecidas feições pedológicas. Os demais horizontes do perfil, C1 e C2, reiteram a microestrutura mônica grossa como predominante, com presença muito esparsa de constituintes finos (micromassa). Eventualmente são identificados apenas alguns modelos orgânicos, pequenos, entremeados num sistema poroso de empacotamento simples com os grãos de quartzo. Estes, por sua vez, são como nos demais perfis descritos, variando de subarredondado a arredondado, mas também anguloso.

O perfil 1.5 teve as profundidades 15, 40 e 130cm descritas (Figura 19), horizontes C1, A2 e C3. O horizonte C1 possui microestruturas mônica grossa e quitônica. Os grãos de quartzo subarredondados que constituem o material grosso do fundo matricial estão limpos e/ou parcialmente envolvidos por uma micromassa de coloração bruno-amarelo-clara. Essa, por sua vez, além de límpida, é pouco densa, com zonas que sugerem desprendimento, ou seja, remoção de finos (Figura 19). Os poros são de empacotamento simples e o material orgânico ocorre na forma de nódulos pequenos e arredondados. O horizonte A2 apresenta os mesmos constituintes e arranjos do horizonte acima. Difere-se por conter um maior conjunto de nódulos orgânicos e fragmentos de raízes, por vezes grandes. A presença destes constituintes reitera o fato de ser um horizonte organo-mineral enterrado, pois em muito se assemelha ao horizonte A do perfil P1.4. O horizonte C3, por fim, possui algumas poucas zonas com micromassa. A microestrutura é majoritariamente mônica grossa, com grãos soltos

e delimitando o espaço poroso entre si. Grãos de quartzo arredondados coexistem com grãos angulosos, sem que estejam fortemente fraturados.

Figura 18 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois paralelos (todas as imagens da coluna da esquerda e imagens 2, 4 e 6, de cima para baixo, da coluna da direita) e nicois cruzados (imagens 1, 3 e 5, de cima para baixo, da coluna da direita) das profundidades 10, 40 e 110 cm, respectivamente horizontes A, C1 e C2 do perfil **P1.4**, do Transecto 1. Qz = quartzo; P = poros; Mm = micromassa

Figura 19 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois paralelos (todas as imagens da coluna da esquerda e imagens 2, 4 e 6, de cima para baixo, da coluna da direita) e nicois cruzados (imagens 1, 3 e 5, de cima para baixo, da coluna da direita) das profundidades 15, 40 e 130 cm, respectivamente horizontes C1, A2 e C3 do perfil **P1.5**, do Transecto 1. Qz = quartzo; P = poros; Mm = micromassa.

O perfil P1.6, base do transecto T1, teve os horizontes A, AC e C descritos, nas profundidades 5, 15 e 90cm (Figura 20). O horizonte A possui como predominante a microestrutura mônica grossa, constituída por grãos de quartzo arredondados a subarredondados, separados entre si por poros do tipo empacotamento simples. Ocorrem também alguns grãos de quartzo revestidos por um material fino de cor bruno-amarelada-escura, que recobre parcialmente os grãos e, tal como descrito em outros perfis, sugere estar se desconectando desse (Figura 20). Algumas zonas de maior adensamento da micromassa formam halos arredondados, semelhante aos limites de canais biológicos (KOOISTRA e PULLEMAN, 2010). Apenas picos de caulinita e anatásio foram identificados na análise de DRX, respectivamente 7,17, 3,58 e 1,49 Å e 3,51 Å. Assim, é possível supor que a concentração de finos neste horizonte esteja, como nos demais, relacionada à atividade pedobiológica. Nos horizontes inferiores, AC e C, a microestrutura mônica grossa é predominante (Figura 20), com restrita ocorrência também de algumas zonas quitônicas. Novamente os poros de empacotamento simples são acompanhados por grandes cavidades, que ampliam a distância entre os grãos de quartzo, e marcam uma micromassa mais rarefeita, mais límpida. Os grãos de quartzo são morfologicamente semelhantes aos demais perfis do Transecto 1, isto é, subarredondados a arredondados, bem como alguns mais angulares e com borda mais rugosa.

Figura 20 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois paralelos (todas as imagens da coluna da esquerda e imagens 2, 4 e 6, de cima para baixo, da coluna da direita) e nicois cruzados (imagens 1, 3 e 5, de cima para baixo, da coluna da direita) das profundidades 5, 15 e 90 cm, respectivamente horizontes A, AC e C do perfil **P1.6**, do Transecto 1. Qz = quartzo; P = poros; Mm = micromassa.

7.2 TRANSECTO 2 (T2)

O transecto T2 apresenta perfis que são, micromorfológicamente, semelhantes a T1, como P2.1, P2.2 e P2.3, e outros que se diferenciam em termos de constituintes e da maneira como estão organizados (P2.4). Em P2.1 foram descritas seções delgadas nas profundidades 60 e 120cm (Figura 21), respectivamente horizontes A2/C1 e C2.

Figura 21 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois paralelos (todas as imagens da coluna da esquerda e imagens 2 e 4, de cima para baixo, da coluna da direita) e nicois cruzados (imagens 1 e 3, de cima para baixo, da coluna da direita) das profundidades 60 e 120 cm, respectivamente transição A2/C1 e horiz. C2 do perfil **P2.1**, do Transecto 2. Qz = quartzo; P = poros; Mm = micromassa.

A transição A2/C1 marca a presença de domínios da microestrutura granular e de zonas quitônicas, isto é, uma trama quito-enáulica (Figura 21). Os poros são de empacotamento complexo, com limites intergrãos quanto interagregados. O fundo matricial nos domínios é o mesmo, constituído por grãos de quartzo de tamanho areia grossa (predominante) a areia fina, arredondados a subarredondados, pouco fraturados, sem material fino interpenetrando tais fraturas; bem como por uma micromassa bruno-avermelhada a avermelhada, com trama bi-refringente indiferenciada. No interior dos microagregados ocorrem também minerais opacos e diminutos fragmentos de carvão. São observadas pequenas acumulações de matéria orgânica amorfa e fragmentos de raízes. As pedofeições principais são preenchimentos densos incompletos com excrementos (Figura 21), tanto de minhocas quanto cupins.

O horizonte C2 apresenta microestruturas compostas também. Há zonas de microagregados granulares, aparentemente com menor grau de desenvolvimento que no horizonte acima, e zonas com blocos subarredondados, com trama porfírica interna (Figura 21). O fundo matricial em ambos é constituído por quartzo na fração grossa, de tamanho areia grossa a média nos blocos e fina nos microagregados. A micromassa é avermelhada e não possui orientação definida, isto é, como visto até então, trama birrefringente indiferenciada. Sua mineralogia é constituída por caulinita (7,17, 3,58 e 1,49 Å), hematita (2,69 e 1,69 Å), goethita (4,18 e 2,69 Å) e anatásio (3,51 Å). Os poros são do tipo empilhamento complexo, ocorrendo também alguns poros planares e cavitários no interior de blocos de maior tamanho. De maneira geral, trata-se de um solo que possui a mesma organização e evolução micromorfológica descrita para P1.1, sendo, por esse motivo, também classificado como “latossólico”.

O perfil P2.2 teve as profundidades 20, 60 e 150cm descritas (Figura 22), horizontes A, C1 e C4. Nos dois primeiros, observa-se uma organização micromorfológica muito semelhante aos horizontes superficiais do perfil P2.1. Isto é, microestrutura granular (microagregada) coexistindo com zonas de grãos de quartzo revestidos pela micromassa (quitônica). Nestas, os poros também são de empilhamento complexo, e os constituintes do fundo matricial são os mesmos, possuindo as mesmas propriedades óticas. Contudo, no horizonte C4, não são observadas zonas de concentração de micromassa em blocos que se desfazem em microagregados, mas sim uma microestrutura quito-enáulica, com a abertura de grandes poros e a “diluição” da micromassa, ou seja, a formação de feições que sugerem sua retirada. Aparentemente, o que ocorre neste nível do perfil não é a passagem de uma trama

porfírica para quito-enáulica, mas sim para quito-mônica, pois muitos cristais de quartzo já se encontram completamente limpos, sem material fino revestindo sua borda. Esses foram os indicadores

Figura 22 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois paralelos (todas as imagens da coluna da esquerda e imagens 1, 3 e 5, de cima para baixo, da coluna da direita) e nicois cruzados (imagens 2, 4 e 6, de cima para baixo, da coluna da direita) das profundidades 20, 60 e 150 cm, respectivamente horizontes A, C1 e C4 do perfil **P2.2**, do Transecto 2. Qz = quartzo; P = poros; Mm = micromassa.

que levaram a não considerar o caráter latossólico no perfil P2.2, pois, aparentemente, a remoção da micromassa parece ser mais intensa na base do perfil que a formação de microagregados pela bioturbação, ainda que essa possa ter ocorrido nos horizontes superficiais.

O perfil P2.3 teve as profundidades 65 e 200cm descritas (Figura 23), ou seja, os horizontes C2 e C4.

Figura 23 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois paralelos (imagens 1, 2 e 3, de cima para baixo, da coluna da esquerda e imagens 2 e 4, de cima para baixo, da coluna da direita) e nicois cruzados (imagem 4, de cima para baixo, da coluna da direita e imagens 1 e 3, de cima para baixo, da coluna da direita) das profundidades 65 e 200 cm, respectivamente hor. C2 e C4 do perfil **P2.3**, do Transecto 2. Qz = quartzo; P = poros; Mm = micromassa; Fr = fragmento de rocha.

O horizonte C2 possui microestrutura quitônica predominante (Figura 23) e, secundariamente, quito-gefúrica, considerando que em poucas áreas da seção delgada é possível perceber pontes de material fino entre os grãos grossos. O sistema poroso é do tipo empacotamento simples. O fundo matricial é formado por grãos grossos constituídos de quartzo arredondado a subarredondado, com alguns mais angulosos, tamanhos areia grossa e média predominantes. A micromassa é bruno-amarelada a amarelada, com trama birrefringente indiferenciada e zonas salpicadas. O horizonte C4, por sua vez, apresenta microestrutura quitônica (Figura 23), com poros de empacotamento simples tal como C2, porém mais abertos e maiores. O material grosso envolve tanto grãos de quartzo arredondados a subarredondados, quanto fragmentos de arenito, com cristais anédricos de quartzo com extinção ondulante preservada. A micromassa é amarelada, pouco abundante e se encontra não orientada, capeando os grãos de quartzo e fragmentos de rocha. Sua composição envolve caulinita (7,17 e 3,59 Å) e goethita (4,18 e 2,45 Å). Algumas porções de maior concentração de finos ocorrem e sugerem a forma de um agregado. Contudo, parecem ser feições residuais de um antigo fundo matricial, já que se desconectam dos grãos grossos e são internamente irregulares e muito delgadas.

O perfil P2.4 foi descrito no horizonte A2 e na transição C3/C4, respectivamente profundidades 60 e 140cm (Figura 24). O que se observa em ambos os horizontes é uma organização microestrutural e uma diversidade de composição do fundo matricial até então não descrita. O horizonte A possui microestrutura maciça, sendo, por isso, considerado apédico. Os poros são do tipo cavitário, porém muito poucos aparentes, haja vista se tratar de uma microporosidade. Grãos minerais grossos constituídos por quartzo arredondado a subarredondado, angulosos e no formato de ripas estão imersos numa micromassa de coloração amarelo pálido, com salpicações orgânicas pontuais. Esse arranjo descreve uma distribuição relativa entre grossos e finos do tipo porfírica. Em nícois cruzados, essa micromassa apresenta trama birrefringente granoestriada, indicando orientação das partículas finas conforme a superfície do material grosso. Alguns grãos de quartzo apresentam feições de dissolução, possivelmente relacionadas à corrosão em virtude da alcalinidade apresentada por esse perfil, que, como descrito, possui caráter sódico. Na transição C3/C4, ocorre a mesma organização de A2, ou seja, microestrutura maciça com grãos imersos na micromassa e porosidade pouco aparente. Diferencia-se pela maior diversidade de constituintes no material grosso do fundo matricial. Inclui, além de quartzo, fragmentos de rocha, feldspato e micas. As mesmas feições de corrosão são observadas, como, por exemplo, nos cristais de

feldpsato, onde a alteração intempérica em condições de pH alto parece ocorrer ao longo de clivagens e planos de maclas.

Figura 24 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois paralelos (todas as imagens da coluna da esquerda) e nicois cruzados (todas as imagens da coluna da direita) das profundidades 20 e 140 cm, respectivamente do horizonte A2 e da transição C3/C4 do perfil **P2.4**, do Transecto 2. Qz = quartzo; P = poros; Mm = micromassa.

7.3 TRANSECTO 3 (T3)

O transecto T3 apresenta a maior diversidade de microestruturas da bacia do Riacho Natuba, corroborando com a maior diversidade de classes de solos descritas.

No perfil P3.1 foram descritas seções delgadas nas profundidades 10, 55 e 90cm (Figura 25), relacionadas aos horizontes A1, A2 e Bt. O horizonte A1 apresenta microestrutura mônica grossa, predominante, com poros de empilhamento simples entre os grãos. Há também algumas zonas com presença de grumos, geralmente próximos de raízes ou dispostos em zonas lineares, que podem se tratar de cortes longitudinais de canais biológicos. São observados grãos de quartzo arredondados, subarredondados e angulosos, e alguns fragmentos pequenos de rocha (arenito). A micromassa é praticamente inexistente no domínio mônico, e nos grumos possui coloração brunada, com trama birrefringente indiferenciada (Figura 25). Tanto a cor quando a disposição sugerem a participação ativa da matéria orgânica na constituição da micromassa. As feições pedológicas são nódulos orgânicos e preenchimento denso incompleto.

Logo abaixo, os horizontes A2 e Bt apresentam muitas distinções (Figura 25). A2 possui microestrutura quito-enáulica, com grãos de quartzo revestidos pela micromassa. A biotubação é evidente e se manifesta através da presença de excrementos de natureza organo-mineral, constituindo feições pedológicas do tipo preenchimentos incompletos. O fundo matricial possui a mesma composição, com quartzo subarredondados a arredondado como material grosso e uma micromassa bruno amarelada a amarelada. Em Bt, por sua vez, ainda que os constituintes sejam os mesmos, sua organização ocorre, em nível da lâmina, através de uma microestrutura maciça (Figura 25), com os grãos grossos imersos na micromassa. Não foi observada em nenhuma parte da seção delgada a presença de pedofeições que indiquem processos de argiluviação, como cutãs, razão pela qual se entende que a lessivagem não parece ser o processo formador do Argissolo em questão. Na realidade, quando comparados os horizontes A2 e Bt, o que se vê é uma transformação das microestruturas muito semelhante ao ocorrido nos perfis P1.1, P2.1 e P2.2. A diferença está na parte superior do perfil, onde se observa uma menor concentração de micromassa e o estabelecimento de uma trama mônica. A mineralogia da micromassa é constituída por caulinita (7,17 e 3,59 Å), goethita (4,18 e 2,45 Å) e anatásio (3,51 e 1,89Å), reiterando a presença de argilas de baixa atividade típicas da classe.

Figura 25 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicóis paralelos (todas as imagens da coluna da esquerda) e nicóis cruzados (todas as imagens da coluna da direita) das profundidades 10, 55 e 90 cm, respectivamente dos horizontes A1, A2 e Bt do perfil **P3.1**, do Transecto 3. Qz = quartzo; P = poros; Mm = micromassa.

No perfil P3.2 foram descritas as profundidades 30, 75 e 90 cm (Figura 26), respectivamente os horizontes Bi, contato C/Cr e Cr. O horizonte Bi possui microestrutura em blocos formados pela coalescência de agregados granulares, além de zonas quitônicas com poros de empacotamento complexo. De maneira geral, o fundo matricial é formado por grãos de quartzo subarredondados, tamanho areia média a fina, com alguns cristais de areia grossa, feldspato cálcico (plagioclásio) e micas (biotita). Estas últimas encontram-se em estágio moderado de intemperismo, na forma de alteromorfos com padrão linear regular (DELVIGNE, 1998). Muitas áreas estão perturbadas pela penetração de raízes, às vezes preenchidas por excrementos esferoidais (Figura 26). A micromassa é escura, quase preta, o que sugere participação orgânica na sua composição, mas também bruno-amarelada, salpicada e com hábito cristalítico. Esse hábito fica mais evidente na profundidade 75cm, onde o brilho dourado em nícois cruzados permite o discernimento de um cristaliplasma, em que os constituintes secundários da micromassa são um pouco maiores que $2\mu\text{m}$ (STOOPS, 2003). Nota-se que após sua formação, há uma tendência direta ao arredondamento (nódulação carbonáticas) que vão se transformando nos agregados granulares do horizonte Bi. O material de origem é um arenito muito rico em feldspato e quartzo, com paletas de biotita. O quartzo possui menor tamanho que nos demais solos descritos. A microestrutura revela um solo com baixo grau de intemperismo, em que a lixiviação menos atuante permitiu o acúmulo de bases, principalmente cálcio, e formação de horizontes eutróficos e com argila de alta atividade.

O perfil P3.3 teve apenas uma amostra coletada, na profundidade 50cm (Figura 27), equivalente ao horizonte Bt. Possui microestrutura em blocos subangulares a angulares, separados entre si por poros planares. No seu interior, os blocos apresentam distribuição relativa entre os materiais grossos e finos do tipo porfírica. Os materiais grossos são constituídos por quartzo, tamanho areia média a fina, angulares a subarredondados. Mais raramente feldspato. A micromassa é avermelhada, e possui trama birrefringente granoestriada como predominante, em que os cristais finos estão orientados de acordo com a superfície dos grãos grossos. Na sua composição foram identificados minerais 2:1, como as vermiculitas (17 e $8,5\text{\AA}$), e 1:1, como a caulinita (7,17, 3,59 e $1,49\text{\AA}$). Argilas oxídicas também estão presentes, destacando-se a goethita ($4,18$ e $2,45\text{\AA}$). Um pico com valor próximo de $12\text{\AA}$ sugere a presença de interestratificados. Contudo, a realização de tratamentos químicos é necessária para confirmar sua existência. Como feição pedológica, destacam-se os nódulos, que por incorporarem a matriz do solo são classificados como típicos (STOOPS, 2003). Feições com argilas orientadas no entorno dos grãos sugerem a presença de cutãs.

Tratam-se, na verdade, de hipocutãs, associados

50cm

Figura 27 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois paralelos (todas as imagens da coluna da esquerda) e nicois cruzados (todas as imagens da coluna da direita) da profundidade 50cm, correspondente ao horizonte Bt do perfil **P3.3**, do Transecto 3. Qz = quartzo; P = poros; Mm = micromassa; Fr = fragmento de rocha; Fd = Feldspato; Mc = mica.

à regorganização e orientação da argila de alta atividade, sobretudo nos ciclos de umedecimento e secagem. Nesse caso, não são feições de iluviação típica, o que reforça o fato de que a descontinuidade textural que caracteriza o horizonte B está associada à elutriação e não à lessivagem. Solos semelhantes foram descritos no semiárido por Oliveira *et al.* (2008).

No perfil P3.4 foram descritas as profundidades 10 e 50cm (Figura 28), respectivamente horizontes A1 e C2. No horizonte superficial, em nível da lâmina, zonas maciças se fragmentam em blocos menores, com fraco grau de desenvolvimento, e em grãos revestidos por finos (quitônica). Enquanto na primeira os poros são cavitários, não conectados, nos segundos os poros passam a ser de empacotamento composto. O fundo matricial é o mesmo, constituído por quartzo subarredondado a angular, de areia fina a grossa, como material grosso e uma micromassa de cor bruno-amarelada a amarelada, com trama birrefringente indiferenciada. No horizontes C a microestrutura maciça se estabelece na maior parte da lâmina (Figura 28), ainda que em algumas posições ocorra a mesma fragmentação acima observada. Nessas, alguns poros estão preenchidos por argila iluviada, constituindo cutãs crescentes como feição pedológica típica. A mudança da porosidade deve ter influenciado na circulação da água e iluviado argila dispersa para a base do perfil. Outro destaque neste solo é a presença de quartzo corroído, com zonas de dissolução, mesmo que o solo não apresente pH alto, e minerais primários que, em nícois cruzados, apresentam cor de alta interferência, reiterando a jovialidade do material.

O perfil P3.5, um Neossolo Flúvico como o anterior, foi descrito nas profundidades 50 e 100cm (Figura 29), horizontes 3A2 e C3. O primeiro possui microestrutura quitônica, com grãos de quartzo e minerais esverdeados e amarelados (piroxênios) revestidos por uma micromassa bruno-amarelada. Os poros são de empacotamento simples e ocorrem entre os grãos e entre agrupamentos desses. Alguns nódulos orgânicos são visíveis, bem como material orgânico amorfo impenetrando a micromassa. No horizonte C3, a microestrutura é semelhante, porém com porosidade mais fechada. Participam da composição do fundo matricial os mesmos constituintes. Um destaque é a presença de feições de depleção, quais sejam zonas com clareamento da micromassa que sugerem processos hidromórficos (redução do ferro).

Por fim, o perfil P3.6 teve as profundidades 25, 35 e 70cm descritas (Figura 30), correspondentes aos horizontes C, transição C/Bt, e Bt. O horizonte C é mais arenoso, com microestrutura quitô-mônica na parte superior e gradativo aumento da micromassa próximo ao contato com o horizonte Bt. Os poros são de empacotamento simples e o fundo matricial

constituído por grãos de quartzo, de tamanho areia fina a grossa, angulosos a arredondados. A micromassa possui coloração bruno-amarelada-acinzentada (Figura 30), e não apresenta tramas

Figura 28 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois paralelos (imagens 1, 2, 3 e 4, de cima para baixo, da coluna da esquerda) e nicois cruzados (imagem 4, de cima para baixo, da coluna da esquerda e todas as imagens da coluna da direita) das profundidades 10 e 50cm, respectivamente dos horizontes A1 e C2 do perfil **P3.4**, do Transecto 3. Qz = quartzo; P = poros; Mm = micromassa; Fr = fragmento de rocha; Fd = Feldspato; Mc = mica.

Figura 29 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicos paralelos (todas as imagens da coluna da esquerda e imagem 3, de cima para baixo, da coluna da direita) e nicos cruzados (imagens 1 e 2, de cima para baixo, da coluna da direita) das profundidades 50 e 100cm, respectivamente dos hor. 3A2 e C3 do perfil **P3.5**, do Transecto 3. Qz = quartzo; P = poros; Mm = micromassa; Fd = Feldspato; Mfe = mineral fero-magnésiano.

que indiquem uma orientação relativa dos minerais finos. Em sua composição mineralógica, foram identificados apenas picos da caulinita (7,17 e 3,59 Å) e do anatásio (3,51Å). Em algumas porções da lâmina, ocorrem lentes com concentração de quartzo mais fino. Nessas ocorrem poros cavitários com as bordas ferruginizadas, típicas feições de ambientes com oscilação do freático. Além disso, ocorrem preenchimentos, evidenciando bioturbação de argila dos horizontes sotopostos.

O horizonte Bt do perfil P3.6 apresenta microestruturas típicas de um Planossolo (Figura 30). As microestruturas são blocos anulares, bem acomodados, separados por poros planares. No interior, apresentam distribuição relativa do tipo porfírica, com cristais de quartzo imersos numa micromassa amarelo-acinzentada. A micromassa ocupa a maior parte do fundo matricial, motivo pelo qual esses horizontes são eminentemente argilosos. Alguns canais estão presentes e parecem ter sido formados pela escavação biológica. É provável que

estejam relacionados à retirada dos materiais que aparecem preenchendo poros da mesma natureza nos horizontes superiores. A orientação da micromassa é salpicada e granoestriada, indicando que a contração e expansão tem orientado os cristais conforme planos preferenciais. A presença de argilominerais expansíveis, do tipo 2:1, é confirmada, sendo os picos próximos de 16,9Å. Além dela, conforme no perfil P3.3, parece existir também interestratificados de mica-vermiculita. A caulinita também está presente, com picos bem definidos próximos de 7,18 e 3,59Å. Não são identificadas feições de iluviação, o que desfavorece a possibilidade de que todo o horizonte Bt tenha sido formado por iluviação. O horizonte em questão denota ser um nível deposicional, isto é sedimentar, e não produto da perda de argila dos horizontes superiores a eles.

Figura 30 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico petrográfico (MOP) em nicois paralelos (todas as imagens da coluna da esquerda e imagens 2, 3, 4 e 5, de cima para baixo, da coluna da direita) e nicois cruzados (imagens 1 e 6, de cima para baixo, da coluna da direita) das profundidades 25, 35 e 70cm, respectivamente dos horizontes C, transição C/Bt, e Bt do perfil **P3.6**, do Transecto 3. Qz = quartzo; P = poros; Mm = micromassa; Fr = fragmento de rocha; Fd = Feldspato; Mc = mica.

8 DISCUSSÃO GERAL

Os investimentos de campo e laboratório, que culminaram na identificação e caracterização dos compartimentos morfopedológicos e dos atributos físicos, químicos, mineralógicos e micromorfológicos dos perfis ao longo dos transectos, serão conjuntamente discutidos neste capítulo a partir de diferentes aspectos. São eles: i) a pedodiversidade e sua abordagem multiescalar, ii) a gênese dos solos e os processos pedogenéticos atuantes e iii) os indicadores pedogeomorfológicos da evolução da paisagem na área de estudo. Antes, porém, é necessário apresentar algumas considerações que respondem a duas questões importantes: existem Latossolos na bacia do Riacho Natuba? O Grupo Barreiras está presente na Bacia do Riacho Natuba?

Os compartimentos morfopedológicos foram determinados a partir da associação de dados obtidos em levantamentos oficiais. Dentre eles, o levantamento pedológico (SRH, 2003) sinalizava a presença de Latossolos em toda as partes altas da bacia, principalmente nos platôs dos setores sudoeste, leste e noroeste. Por esse motivo três compartimentos foram nomeados como representativos ou contendo estes solos: MPI (Topos planos com Latossolos), MPIO (Rampas Longas com Latossolos) e MPV (Colinas Médias e Morrotes com Argissolos e Latossolos). Após levantamentos de campo, descrição minuciosa de perfis ao longo dos transectos e análises laboratoriais, a presença desta classe não foi confirmada na bacia.

Conforme o SiBCS (EMBRAPA, 2015), os Latossolos prescindem da existência do horizonte Bw, ou B latossólico. Para isso, a textura deve ser franco-arenosa ou mais fina, com baixos teores de silte, e relação silte/argila inferior a 0,7 quando a textura for média. Entretanto, em todos os perfis que apresentavam condições aparentemente favoráveis para serem enquadrados como Latossolos, o conteúdo de argila não foi superior a 15%, com textura oscilando entre areia e areia franca. Em alguns horizontes em que a textura foi franco-arenosa, a relação silte/argila foi superior ao limite.

Buscando compreender os motivos pelos quais tais solos foram assim classificados, não foram encontradas referências nos relatórios técnicos que permitissem solucionar a questão. É provável que a classificação tenha se apoiado exclusivamente em aspectos morfológicos de campo, e como tais solos possuem elevado croma, com cores avermelhadas nas partes altas, isso pode ter conduzido ao erro. As análises micromorfológicas revelaram que tais cores, ainda que o conteúdo de argila seja muito pequeno, se deve à maneira como ocorre a distribuição relativa entre os constituintes finos e grossos. Os grãos de quartzo estão

capeados por uma fina película de argila, caracterizando a trama quitônica. Como o quartzo é translúcido, essa argila, cujas análises mineralógicas revelaram conter goethita e hematita, colore o grão. Macroscopicamente, o perfil reflete em termos de cor uma organização que se processa em escala microscópica. Assim, o compartimento MPI e MPIO devem, corretivamente, serem retratados como neossólicos, e não latossólicos. No compartimento MPV, por dificuldade de acesso, nenhuma área (acima de 300 m) foi prospectada. Até esse limite, as áreas mais altas possuem Argissolo, descaracterizando, também, a presença do Latossolo.

A segunda questão diz respeito a existência ou não do Grupo Barreiras na área da bacia estudada e se suas rochas constituem material de origem para os solos das partes altas de um dos platôs. Conforme apresentado nas Figuras 3 e 4, existe uma divergência nos dados oficialmente disponibilizados na literatura, nos quais a CBPM (2002) indica uma unidade de platô relacionada ao Grupo Barreiras (sudoeste) e outra às coberturas residuais do Marizal (leste / noroeste), onde o termo residual é utilizado em referência à atuação do intemperismo. A CPRM, entretanto, sugere no mapa publicado em 2002 (GUIMARÃES, 2002) que apenas coberturas residuais seriam identificadas na parte alta. Os resultados obtidos neste estudo mostram que os solos das partes mais altas da paisagem (P1.1, P1.2, P1.3, P2.1, P2.2) são muito semelhantes entre si, e não parecem prover de distintos materiais de origem, motivo pelo qual a indicação da CPRM parece ser mais coerente. Os argumentos são expostos a seguir.

Guimarães (2002) concorda que o Grupo Barreiras ocorre acima da Formação Marizal, ao mesmo tempo em que sinaliza que a separação entre ambos é complicada devido às semelhanças morfológicas e litológicas das duas unidades. Conforme ele, a sedimentação do Barreiras nesta parte do estado da Bahia é representada por: (i) areia, argila e canga de óxido de ferro; (ii) arenito argiloso fino a grosso, vermelho, castanho-amarelado, cinza-claro e branco, mal selecionado, pouco consolidado, com estratificação irregular, normalmente indistinta; (iii) conglomerado polimítico (seixos de quartzo, quartzito, chert e fragmentos de feldspatos), sustentado por matriz arenoargilosa friável e (iv) folhelho laminado.

Considerando que os solos do platô sudoeste estivessem relacionados ao Grupo Barreiras, conforme mapa da CBPM (2002), é provável que a litofácies ii fosse a mais apropriada à gênese dos materiais descritos. Contudo, além das litofácies sotopostas não serem observadas, o gradiente altimétrico entre o topo deste platô e o fundo de vale do Riacho Natuba no seu alto curso, onde aflora a Formação Marizal, é da ordem de 100m, isto é,

restrito para considerar a presença do conjunto de litofácies do Grupo Barreiras. Além disso, Guimarães (2002) indica um afloramento da litofácies ii próximo à cidade de Olindina, na BR 11, que ocorre há aproximadamente 240m de altitude, inferior à cota do platô sudoeste da bacia em estudo, onde a altitude é sempre superior a 300m. De maneira complementar, onde a drenagem esculpiu formas de dissecação no alto curso, aparentemente rompendo uma conexão entre os dois platôs, as rochas aflorantes foram mapeadas como Marizal, o que levanta questionamentos sobre o porquê teríamos de um lado um platô associado aos mantos de alteração dessa Formação e, do outro, na mesma cota, um conjunto litológico diferente. Essa incoerência alimenta a hipótese de que todo o conjunto de solos investigados esteja associado à Formação Marizal e que, pelo menos, no limite da bacia do Riacho Natuba as coberturas do Grupo Barreira não seriam espacialmente representativas.

Quando reportadas as litofácies que compõem a Formação Marizal na área de estudo, Guimarães (2002) destaca a seguinte organização: (i) camadas lenticulares de arenito médio, grosso e conglomerático (arcóseo), castanho-amarelados, esbranquiçados e avermelhados, mal selecionados, ferruginizados, textural e mineralogicamente imaturos, contendo grãos de quartzo subarredondados a subangulares, feldspatos preservados e minerais argilosos e micáceos; (ii) camadas tabulares e lenticulares de arenito fino e médio (arcóseo), de cores semelhantes às do item (i), bem selecionados, micáceos e caolínicos, com grãos de quartzo subangulares a arredondados, hialino e opacos; (iii) conglomerado polimítico (grânulos, seixos e blocos, arredondados e angulares, de gnaiss, granito, filito, quartzito, chert, quartzo, arenito e pelito), estratificado e maciço, sustentado por clastos e por matriz arenosa e areno-argilosa mal selecionada; (iv) ritmito de folhelho, siltito e silexito castanho-avermelhados, esbranquiçados, esverdeados e cinza; (v) níveis milimétricos de crosta ferruginosa amarelada e marrom; e (vi) camadas descontínuas de carbonato, por vezes silicificado e de folhelho betuminoso.

Associando esse conjunto de litofácies com os perfis descritos e analisados em ambos os platôs, tanto i quanto ii representam potenciais materiais de origem para os solos. Isso porque todos os perfis apresentaram na composição do fundo matricial quartzo com tamanhos variados, com predomínio de areia grossa, arredondado a subarredondado, imersos e/ou revestidos por um material fino de cores avermelhadas, amareladas ou esbranquiçadas. Morfoscopicamente, as formas variadas do quartzo indicam uma origem fluvial corroborando para o ambiente de sedimentação em sistema fluvial entrelaçado e meandrante reportado para a Formação Marizal (GUIMARÃES, 2002).

8.1 A PEDODIVERSIDADE NA BACIA DO RIACHO NATUBA

A diversidade de solos, ou pedodiversidade, pode ser compreendida como a variação de classes numa determinada unidade espacial, tal como uma bacia de drenagem. Geralmente ela é avaliada em grandes unidades de mapeamento, com associações de classes de solos recobrimdo extensas áreas, por vezes envolvendo abordagens qualitativas e/ou quantitativas (IBAÑEZ et al., 1995). Como os níveis de organização pedológica encontram-se embutidos uns nos outros e configuram unidades de medida que implicam ordens de grandeza extrema, variando do quilômetro ao nanômetro (CASTRO et al., 2003), a pedodiversidade também pode ser avaliada a partir da riqueza de atributos que os solos apresentam, tanto macro quanto microscópicos, caracterizando-se como uma análise multiescalar.

A pedodiversidade se expressa de maneira qualitativa através dos tipos de solos presentes e, conseqüentemente, os processos pedogenéticos que tais classes evocam. Considerando o segundo nível categórico, sete classes foram reconhecidas na bacia: NEOSSOLO QUARTZARÊNICO, NEOSSOLO FLÚVICO, ARGISSOLO, LUVISSOLO, PLANOSSOLO, CHERNOSSOLO e CAMBISSOLO, sendo a última por tradagens, sem a descrição de perfis. Esse montante, por si só, corrobora com a defesa de um semiárido pedodiverso, corroborando com o que foi assinalado por Rego (2002).

Relacionando as classes de solos aos compartimentos morfopedológicos, apenas MPV e MPVI possuem mais de um tipo, motivo pelo qual podem ser compreendidos como os mais pedodiversos da bacia. Nestes foram observados solos que denotam processos sedimentares, como Neossolos Flúvicos, erosão seletiva e formação de mudança textural (Argissolos), diferentes graus de alteração intempérica repercutida pela presença de argilas de alta atividade (Luvisso) ou alta saturação por base com concentração de cálcio (Chernossolo) e variações granulométricas abruptas em baixadas, indicando a presença de Planossolo. Em todos os demais, com destaque para os compartimentos MPI e MPII, apenas uma classe de solo foi reconhecida, caracterizando uma paisagem pedologicamente mais homogênea. Ainda que em quarto nível categórico eles tenham sido diferenciados, os solos foram majoritariamente classificados como Neossolo Quartzarênico, com exceção do compartimento MPIII, onde ocorrem Neossolos Litólicos.

Uma análise quantitativa reitera o exposto. Uma maneira de expressar a pedodiversidade é através do índice de Shannon, (IBAÑEZ et al., 1998; PHILLIPS 2001; GUO et al., 2003; MINASNY e MCBRATNEY, 2007; SALDAÑA e IBAÑEZ, 2007), que

prioriza a frequência de cada classe de solo no âmbito da área analisada. O índice é expresso pela fórmula $H' = -\sum p_i \ln p_i$, onde p_i é calculado pela relação entre n_i/N , na qual n_i é a área coberta por uma dada categoria de solo e N a área total estudada. Se for aplicado, o índice reitera que os compartimentos MPV e MPVI são mais pedodiversos que os demais. Os valores do índice de Shannon encontrados para esses é de, respectivamente, 1,37 e 0,82. Os compartimentos MPIII e MPII apresentaram valores intermediários, respectivamente 0,77 e 0,53, refletindo a diversidade dos solos em segundo nível categórico, já que apresentam apenas Neossolos. Os valores mais baixos são dos compartimentos MPIV e MPI, 0,44 e 0,25.

Na escala de maior detalhamento e que envolve os transectos, perfis e as microestruturas nas seções delgadas, os resultados corroboram com a escala dos compartimentos. Isto é, os solos em MPV e MPVI apresentam maior diversidade de atributos. Morfologicamente, por exemplo, os solos situados nestes compartimentos possuem a maior variedade de tipos de horizontes, com a presença de horizonte Bt, A chernozêmico, horizonte C muito diversificado, além de horizontes enterrados e descontinuidades de material de origem e/ou granulométricas. Nos demais compartimentos predomina a sequência horizonte A sobrepostos ao horizonte C e suas subdivisões. Também são mais variados em cores, com solos avermelhados e amarelados, e outros brunados a acinzentados, sem uma organização aparente. Nos demais compartimentos, os transectos T1 e T2 demonstram haver uma sequência que demarca a presença de solos vermelhos nas partes mais altas, amarelos nas rampas longas e esbranquiçados nos fundos de vale do alto curso da bacia.

Quimicamente, os solos nos compartimentos MPV e MPVI variam de muito eutróficos (P2.4, P3.2, P3.3) a distróficos, existem solos com alta saturação por alumínio e outros nulos, com valores baixos e altos de pH, presença de caráter sódico e solódico, argila de baixa e alta atividade, valores altos e muitos baixos de P, etc. Nos demais, a eutrofia ocorre somente na posição superior do perfil, e em alguns casos em posição inferior do relevo, sendo os solos majoritariamente distróficos. Há um predomínio de solos ácidos, com baixo conteúdo de P e alta saturação por alumínio.

Micromorfologicamente, se as pedofeições forem utilizadas como indicadores de pedodiversidade, os solos nos compartimentos MPV e MPVI chamarão atenção pela presença de feições associadas a atividade pedobiológica, feições de iluviação como os cutãs, feições alteromórficas, feições de depleção e nodulações. Nos outros compartimentos, contudo, apenas as pedofeições relacionadas à bioturbação foram destacadas, diferenciando, por exemplo, solos com a presença de microagregados e canais com excrementos daqueles

formados exclusivamente por blocos ou apédicos. Há também como considerar que a porosidade é, em termos tipológicos, muito mais diversa nos solos dos compartimentos MPV e MPVI, na medida em que os demais compartimentos apresentam de maneira frequente sistemas de empacotamento simples a complexos, enquanto estes possuem também poros cavitários e planares.

De maneira geral, alguns fatores explicam a maior pedodiversidade dos compartimentos MPV e MPVI. Considerando que a atuação do clima é semelhante em toda a bacia e que não foram percebidas, a exceção das áreas impactadas pela interferência antrópica, contatos abruptos entre distintas coberturas vegetais, cabe ao relevo e ao material de origem um papel protagonista na condução da pedodiversidade observada.

Em primeiro lugar, é preciso considerar que a bacia possui um formato atípico, no qual a morfologia e morfometria da rede de drenagem expressam um caimento sentido leste. Esse caimento demarca a inclinação regional dos tabuleiros interiores do estado da Bahia e, por isso, parece ser estruturalmente influenciado por ele. Isto é, o contexto geomorfológico regional assinala como a rede de drenagem da bacia do Riacho Natuba evoluiu, concentrando as áreas dissecadas a leste e tornando a bacia assimétrica. À esquerda do canal principal, seus afluentes são mais longos e a densidade de drenagem é maior, porém com uma superfície menos dissecada, com rampas longas. À direita do Ribeirão Natuba, os afluentes são mais curtos, a densidade é menor, porém o relevo é muito mais dissecado para o contexto.

Os compartimentos MPV e MPVI situam-se justamente no setor leste da bacia e que, face ao exposto, são mais diversificados em termos geomorfológicos e geológicos. A monotoneidade do relevo, típica dos compartimentos MPI, MPII e MPIV, é rompida por vertentes menos longas, com afloramentos de materiais que não se diferenciam apenas por sua cor, mas também pela textura e morfologia. Isto é, a dissecação, além de promover a formação de um relevo mais colinoso, levou também à exposição de unidade inferiores e/ou menos alteradas da Formação Marizal, onde sedimentos arenosos alternam-se com lentes e estratos mais argilosos e conglomeráticos. A diversidade de solos dos compartimentos MPV e MPVI parece estar estreitamente relacionada a esses materiais, a maneira como se distribuem e aos processos erosivos e deposicionais que o relevo mais movimentado proporciona.

Buscando sistematizar o estado da arte do conhecimento sobre a atuação dos fatores ambientais na formação e diversificação do solo, Bockheim (2005) sinaliza que os materiais de origem e o relevo são fatores chave para o entendimento dos solos, principalmente nas escalas regionais e da paisagem, isto é, de vertentes. O clima seria um fator extremamente

importante para direcionar todos os processos, mas a distinção de solos a partir da variação do mesmo só ocorreria em escalas mais abrangentes, por vezes globais, muito superiores àquelas utilizadas neste estudo. Assim, embora seja possível considerar a existência de algo como “os solos do semiárido”, ou se regiões secas, numa bacia de drenagem com a grandeza espacial como a do Riacho Natuba, a distinção entre os solos, sua variação e distribuição parece estar muitos mais relacionada aos contextos geomorfológico e geológico.

8.2 A GÊNESE DE SOLOS NA BACIA DO RIACHO NATUBA

Os resultados demonstraram que existe uma forte influência do material de origem nos atributos dos solos na Bacia do Riacho Natuba, mas que os processos morfogenéticos ao longo das vertentes são igualmente relevantes, de maneira que muitas vezes os atributos observados estão relacionados à dinâmica de circulação da água superficial e subsuperficial. Os solos serão apresentados por classe, considerando o interesse em discutir os processos pedogenéticos atuantes na sua formação.

8.2.1 Os Neossolos

Os Neossolos são majoritariamente arenosos e formados sob dois contextos diferentes: materiais autóctones (Neossolos Quartzarênicos e Litólicos) e alóctones (Neossolos Flúvicos e um perfil de Neossolo Quartzarênico – P1.6). Os primeiros derivam da alteração intempérica de arenitos, como reportado anteriormente, entendidos neste estudo como sendo exclusivamente da Formação Marizal, e os segundos da sedimentação de materiais provenientes da erosão dessas rochas e de outras rochas mais argilosas ou de níveis cascalhentos. Apesar da classe, os Quartzarênicos parecem representar o solo mais intemperizado de toda a bacia, ao passo que os Litólicos são os mais jovens. Isso porque os arenitos da Formação Marizal são, por vezes, arcoseanos e possuem algum conteúdo de feldspato na sua composição (GUIMARÃES, 2002), bem como estruturas como estratos cruzados acanalados (festões) lenticulares e amalgamados, ou estratificações plano paralelas. Enquanto nos Litólicos essas estruturas e minerais ainda são visíveis (Figura 31), nos Quartzarênicos ambos foram transformados pelos processos intempéricos e pedogenéticos, resultando em perfis homogêneos. O resultado, como descrito, é uma matriz quartzosa com minerais de argila secundários, de natureza caulinítico-goethítica, além de hematita nos solos das partes mais altas. Nos Neossolos Flúvicos a pedogênese incipiente e marcada pela

presença de minerais primários facilmente intemperizáveis, como o próprio feldspato, além das estruturas da sedimentação atual (Quaternária) bem marcadas.

Figura 31 - Neossolos Litólicos com estruturas de acamamento bem marcadas, com estratificação cruzada e plano paralela, típicas dos arenitos da Formação Marizal.

A despeito do material de origem sugerir ser o mesmo ou com pequenas variações faciológicas, os Neossolos Quartzarênicos (P1.2 a P1.6; P2.1 a P2.3) possuem atributos cujas diferenças parecem demarcar a influência do relevo. Os solos vermelhos ocorrem nas partes mais altas, tornando-se amarelados nas rampas longas e esbranquiçados nos fundos de vale do alto curso. Ainda que levantamentos geológicos tenham por hábito reportar essas distintas cores como distintos tipos de argilas sedimentadas, muitas vezes elas são produzidas e/ou intensificadas pelos processos pedogenéticos. Mineralogicamente, a difração de raios-x da fração argila explica as cores pela presença de hematita nas partes altas, goethita nas rampas e ausência de óxidos de ferro nos vales, com o quartzo, a caulinita e a matéria orgânica determinando as cores do solo nessa posição da paisagem. Isso sugere claramente uma hidrossequência (RUELAN e DOSSO, 2003), em que as condições de melhor drenagem se processam nas posições cimeiras dos platôs; tornando-se menos eficientes em direção aos fundos de vale.

Outro ponto que chama atenção para distinções dos Neossolos Quartzarênicos associadas ao fator relevo, é a variação do conteúdo de argila ao longo dos transectos, a maneira como ela está associada aos constituintes grossos e à porosidade. Os solos das porções mais altas são mais argilosos que aqueles localizados nos sopés das rampas. Eles apresentam uma organização que demonstra a formação de agregados por atuação pedobiológica, que contribui para a estabilização da argila no perfil (SCHAEFER, 2001). Na

medida em que a declividade aumenta, os solos tornam-se menos argilosos, mantendo os mesmos constituintes e alterando a distribuição relativa do fundo matricial. Isto é, os solos das partes altas demonstram o predomínio de uma trama quito-enáulica. Na medida em que se aproximam do vale, tornam-se quito-mônicos, até possuírem o quartzo quase completamente limpo, sem material fino (mônicos). Essa transformação é acompanhada pela abertura do sistema poroso, aumento do diâmetro dos poros e formação de cavidades maiores, com formato circular.

A transição das tramas possui um significado genético (STOOPS *et al.*, 2010), e seu entendimento é fundamental para a compreensão dos processos. No caso exposto, a transição quito-enáulica para quito-mônica tem como significado a perda de material fino. A falta de uma orientação das partículas de argila no entorno dos grãos sinaliza que elas não foram depositadas por iluviação, e sim herdadas do material de origem e/ou produzidas *in situ* por intemperismo mineral. Agora, sob influência da circulação da água, parecem estar sendo removidas. A ocorrência de grandes cavidades corrobora com a remoção física do material, que pode estar ocorrendo subsuperficialmente, formando micro pipes. Assim, a perda por erosão parece ser um processo pedogenético atuante na diferenciação dos Neossolos Quartzarênicos. A presença de horizontes organo-minerais enterrados, como no perfil P1.5, mostra que essa erosão não é exclusivamente subsuperficial.

O Neossolo Quartzarênico de origem sedimentar (P1.6) ocorre no alto curso da bacia e demonstra que neste setor ocorreu entulhamento dos vales previamente dissecados. Possui uma constituição quase exclusivamente arenosa, com pouca argila, mas com as mesmas feições que sugerem remoção de finos daqueles solos situados na vertente. Assim, embora formados pela sedimentação de material, encontram-se sob influência da erosão seletiva, com a perda de finos. A argila parece não se acumular no alto curso da bacia.

Os Neossolos Flúvicos também possuem atributos relacionados ao relevo. Inicialmente, sua formação está atrelada à sedimentação de material em ambiente aluvial, o que ocorre, necessariamente, a partir da dinâmica hidrogeomorfológica. Os três perfis descritos (P2.4, P3.4 e P3.5) refletem claramente na sua morfologia e atributos os processos de sedimentação, incluindo horizontes cascalhentos que, possivelmente, demarcam a erosão de níveis conglomeráticos nas vertentes exumados pela erosão. Além disso, a posição em que se encontram denotam distintos contextos. Geralmente estão localizados nos afluentes do Riacho Natuba e/ou em cotas um pouco mais altas que os Planossolos, ainda que não cheguem a constituir terraços. A dinâmica do canal parece envolver avulsões e redistribuição de

materiais com a formação de um complexo de solos no ambiente aluvial. A jusante, a acumulação de sais se intensifica, atribuindo caráter sódico ao Neossolo Flúvico. Esse processo demonstra que a erosão geoquímica é importante para a mudança dos atributos químicos destes solos, e não somente a remoção física de materiais.

8.2.2 Os Argissolos

Os Argissolos representam uma classe com grau evolutivo avançado na bacia, considerando o contexto semiárido. Trata-se de uma classe que apresenta gradiente textural, sendo esse o atributo de maior destaque. A gênese deste gradiente é discutida na literatura em diversos estudos (KHUN *et al.*, 2010). Geralmente ele tem sido atribuído a três processos principais, atuando isoladamente ou em conjunto, quais sejam: a iluviação de argila (ou lessivagem), a elutriação e a ferrólise. Em todos os casos, feições características podem ser formadas, sobretudo em nível microscópico, de maneira a contribuir com o discernimento sobre qual processo é responsável por sua gênese.

Os resultados encontrados neste estudo indicam que o perfil não contém descontinuidade litológica, nem tampouco que processos de sedimentação de material mais arenoso tenha ocorrido sobre material argiloso. Os constituintes são semelhantes aos perfis descritos nos transectos T1 e T2, principalmente P2.2 e P2.3. A altitude no qual se encontra, aproximadamente 205m, também é correlacionada a esses perfis. No conjunto, os atributos sugerem que o material de origem deste solo é autóctone e uma fácies de arenito semelhante aos demais já apresentados. A presença de argila de atividade baixa e uma mineralogia caulinito-goethítica reiteram o exposto.

Considerando os constituintes e as organizações micropedológicas apresentadas para este solo, sobretudo na comparação entre os horizontes A e Bt, não foram identificadas feições texturais que indicassem o processo de iluviação, como os cutãs. No horizonte Bt os poros encontram-se abertos e sem nenhum filme de argila. Ao mesmo tempo, o horizonte superficial apresenta distribuição relativa no fundo matricial que sugere a remoção de argila.

Diversos estudos têm demonstrado que em muitos Argissolos desenvolvidos em contexto litológico e climático semelhantes não têm apresentado feições de iluviação significativas que confirmem ser a lessivagem o principal/único processo formador dos horizontes B texturais (ALMEIDA, 1995; CAMPOS *et al.*, 1997; SILVA, 2000; SANTOS *et al.*, 2002; PHILLIPS, 2004; OLIVEIRA *et al.*, 2008). Neste caso, a remoção superior de finos por erosão laminar seletiva ganha destaque, e o processo de elutriação passa a ser evocado para explicar a gênese de solos com gradiente textural em áreas semi-áridas (JACOMINE *et*

al., 1971; LUZ et al, 1992; OLIVEIRA *et al.*, 2008), A ausência de horizonte E no perfil corrobora com essa observação.

O contexto geomorfológico em que ocorrem os Argissolos parece contribuir de sobremaneira para sua gênese. Trata-se de uma classe encontrada em pequenos topos planos a suavemente inclinados de colinas e morrotes no interior da área mais dissecada da bacia. A similaridade com os perfis das porções basais dos transectos T1 e T2 sugere que esses solos representam o fim de rampas ainda preservadas da erosão. No seu entorno, a drenagem erodiu a paisagem expondo litofácies sotopostas da Formação Marizal, formando os referidos morrotes. Com a modificação do relevo e a abertura do vale, as condições de circulação da água parecem ter sido alteradas, favorecendo a remoção seletiva dos finos em superfície, na forma de erosão laminar.

8.2.3 Os Luvissolos

Os Luvissolos possuem, a exemplo dos Argissolos, o gradiente textural, diferenciando pela presença de argila de alta atividade. Trata-se de um perfil em que as condições de pedogênese, já em clima semiárido, atuaram sobre materiais expostos pela erosão, também arenosos, mas com um maior conteúdo de argila. Os solos apresentam a jovialidade características dos solos de climas secos, com uma mineralogia composta por caulinita, mas também vermiculas e interestratificados, justificando a alta atividade.

O gradiente textural dos Luvissolos da bacia do Riacho Natuba, tal como no Argissolo, não parece ser produto da lessivagem, mas sim da elutriação. Isso porque, micromorfológicamente, estes solos apresentaram uma orientação muito forte da micromassa, tendo como plano de referência a superfície dos grãos de quartzo e de outros minerais primários, constituindo a trama birrefringente granoestriada, conforme descrito. Isso indica que a movimentação dos constituintes finos em ciclos de contração e expansão tem contribuído para a geração de feições texturais de stress, desqualificando chegada de argila dos horizontes superiores e/ou de posições superiores da vertente. É provável que os mesmos mecanismos erosivos que expuseram tais rochas, tenham criados as condições topográficas para a atuação da erosão superficial dos finos, tal como sugestionado para a formação dos gradientes texturais nos Argissolos. Se assim o for, estes solos estão geneticamente associados pelo contexto e influência geomorfológica.

8.2.4 Os Chernossolos

Os Chernossolos representam a classe mais fértil da bacia. Sua gênese retrata a condição de baixo intemperismo do clima semiárido, tornando-se uma expressão pedológica desse, ainda que incomum, pois não se trata de uma classe de primeira grandeza espacial neste domínio climático e ambiental (SANTOS, 2017; ARAUJO FILHO *et al.*, 2017). No caso do perfil representativo da bacia estudada, a presença de um arenito mais fino e de composição mais diversificada desqualifica o fato de que esse solo tenha se formado diretamente de um calcário, como é mais comumente encontrado, mas sim de um material com cálcio. Isso porque a fonte de cálcio da rocha é uma realidade, e se expressa através de minerais abundantes, como os plagioclásios, e na matriz que os cimenta. Araujo Filho (2007) reportou que na Bacia Jatobá-Tucano os sedimentos finos (folhelhos, argilitos e siltitos), com ou sem intercalações de arenitos, normalmente contém calcários ou margas. Como a área de ocorrência do perfil P3.2 apresenta forte diversidade de material de origem, a variação de litofácies pode explicar a exposição de um material dessa natureza, ainda que na forma de lentes. Fato é que sob condições de intemperismo menos acentuadas, tem ocorrido o desenvolvimento de um horizonte superior rico em Ca (A chernozêmico), considerando os valores da soma de bases, que juntamente com os demais critérios levou, neste trabalho, a propor sua classificação como Chernossolo (EMBRAPA, 2015). Essa indicação é importante para demonstrar que esse perfil se insere de maneira diferente no contexto de baixo grau de intemperismo que caracteriza a bacia, pelo menos nas condições ambientais atuais.

8.2.5 Os Planossolos

Tal como o Argissolo e o Luvisolo, o Planossolo se caracteriza pela mudança textural, neste caso, abrupta (EMBRAPA, 2015). Geralmente ela tem sido atribuída a perda de argila pelos mesmos processos já referenciados: lessivagem, elutriação e ferrólise (BRINKAMN, 1979). Além da perda de argila, a mudança textural abrupta gera condições de hidromorfia, formando lençóis suspensos que criam as condições redutoras responsáveis pela assembléia gleissólica nesses solos. Isso explica o fato de, mesmo sob regime fluvial intermitente, muitas áreas de Planossolos apresentarem água acumulada superficialmente já nos primeiros eventos de chuva ou após esses.

De maneira geral, o Planossolo da bacia do Riacho Natuba está geomorfologicamente condicionado pelo ambiente fluvial, representando um produto da dinâmica desse. Existem evidências que o difere, geneticamente, de Planossolos formados em outras áreas semiáridas,

como os descritos por Oliveira *et al* (2008). Este observou solos formados de material *in situ*, geologicamente associados a domínios graníticos, com muitas estruturas minerais pseudomorfizadas, e onde a perda de finos da camada superior por elutriação parece ter sido o processo mais importante para a formação do horizonte Bt. Nos solos aqui estudados, o contato abrupto é nítido, tanto macro quando microscopicamente, mas não há evidências de que tenha ocorrido nem a iluviação, como pedofeições texturais, nem a perda de fino do horizonte superior por erosão seletiva. Ao invés disso, a organização dos horizontes e seus atributos apontam para uma descontinuidade de material de origem associada à sedimentação, sendo tais solos semelhantes aos Planossolos Litomórficos descritos por Duchaufour (1988). Solos com origem semelhantes também foram apresentados por Fanning e Fanning (1989) como pseudogleis primários, onde a natureza da descontinuidade textural constitui uma característica herdada do material de origem. Isso tem um significado importante, pois inclui os Planossolos como indicadores dos processos que atuam ou atuaram na evolução da paisagem.

Os atributos apresentados pelo solo estudado corroboram com sua origem sedimentar. O horizonte Bt não apresenta uma organização macro e micromorfológica que permita reconhecer a iluviação como processo atuante. Contudo, nem todos os atributos são diretamente herdados dos sedimentos depositados, considerando que a pedogênese tem promovido alterações que respondem, por exemplo, pela formação de argilas 2:1 a partir do intemperismo de minerais micácios. Este argumento se apoia na presença de pseudomorfoses e de possíveis interestratificados de mica-vermiculita, que necessitam ser mais detalhadamente estudados por tratamentos químicos. Além disso, o horizonte Bt apresenta blocos angulares a subangulares, separados entre si por poros planares cuja origem reside nos consecutivos ciclos de umedecimento e secagem. Trata-se de um marcador fundamental da pedogênese sob materiais sedimentares.

8.3 INDICADORES PEDOLÓGICOS DE EVOLUÇÃO DA PAISAGEM

O conjunto dos resultados apontam para a importante participação do material de origem e do relevo, através da erosão superficial e subsuperficial e do comportamento de circulação da água, na gênese dos solos na bacia do Riacho Natuba. Como visto, os solos acompanham a influência da diversidade faciológica da Formação Marizal, mas são também diferenciados por processos atuantes nas vertentes. De maneira geral, as porções altas expressam as coberturas mais intemperizadas, ainda que sejam classificadas como Neossolos,

e as partes mais baixas e dissecadas da bacia são pedogeneticamente mais jovens e pedodiversas.

As sequências de solos observadas nos transectos permitem reconhecer que a bacia apresenta dois conjuntos pedológicos característicos, reflexos de processos atuais e pretéritos. O primeiro situa-se das zonas de cabeceiras dos afluentes do Riacho Natuba, nos altos platôs, até o canal principal se caracteriza por um conjunto de Neossolos das partes mais altas até o fundo de vale, que se diferenciam em segundo nível categórico da seguinte maneira: Quartzarênicos latossólicos – Quartzarênicos órticos – Quartzarênicos Órticos + Litólicos. Essas diferenças não parecem refletir distintos materiais de origem, mas a erosão atuando de distintas maneiras na evolução da paisagem e influenciando na pedogênese.

Primeiramente, uma antiga superfície de aplainamento e que já possuía um caimento em direção ao litoral parece ter existido na área, caracterizando uma zona mais contínua de tabuleiros. Essa superfície se encontra na área de estudo preservada nos dois platôs. O seu rompimento é comprovado pela existência de uma concordância altimétrica em alguns setores, ou uma superfície somital, além de morros testemunhos no interior dos vales dissecados e pelo fato de que as altitudes são maiores a oeste e vão diminuindo sentido leste. No interior dessa antiga superfície, a atuação da pedogênese sobre materiais arenosos teria formado os Neossolos Quartzarênicos, possivelmente com uma área maior ocupada pelos Neossolos Quartzarênicos latossólicos. Os atributos destes solos permitem, inclusive, considerar que foram formados sob condições climáticas menos secas que as atuais, tendo os fragmentos de cerrado no topo como residuais deste contexto.

A abertura do vale no alto curso imprimiu mudanças importantes na cobertura pedológica. Com o recuo das cabeceiras do Riacho Natuba, os arenitos menos alterados da Formação Marizal foram expostos. Hoje eles se expressam através de Neossolos Litólicos, com solos pouco profundos e estruturas sedimentares visíveis. Em algumas posições no fundo de vale, a erosão atual (ou já sob clima semiárido) teria formado verdadeiros lençóis de areia, que entulharam algumas áreas dos vales previamente dissecados. É nessas áreas que ocorrem os Neossolos Quartzarênicos com material de origem alóctone, sedimentar, como o P1.6. Trata-se de um fato interessante, pois a bacia apresenta o predomínio de uma classe de solo no alto curso, mas que pode, no contexto evolutivo da paisagem, indicar distintos momentos e cronologias. Haveriam, assim, Neossolos Quartzarênicos mais velhos e mais jovens, produtos da alteração intempérica sobre arenitos da Formação Marizal ou da acumulação de sedimentos arenosos a partir da erosão destes. Esse fato reitera um cuidado para que a

classificação dos solos seja utilizada em associação com a relação solo – paisagem, de maneira que solos classificados de uma mesma maneira, mas com histórias evolutivas distintas, não sejam igualmente interpretados.

A incisão da drenagem e o rompimento de uma superfície somital parece ter condicionado mudanças na circulação da água, já que representa, a grosso modo, uma mudança do nível de base. Assim, é permissível supor que a água que, anteriormente, tinha um componente de circulação vertical mais intenso, passa a circular horizontalmente nas proximidades das bordas dos platôs, criando as condições necessárias para intensificar a erosão e esculpira as rampas longas. Como os solos são muito porosos e permitem uma boa infiltração, essa circulação também deve ter se processado internamente, removendo finos e criando as feições micro-erosivas apresentadas. Da mesma maneira, as mudanças na morfologia podem ter criado as distintas cores observadas nos solos, como reflexo de alterações minerais das argilas oxídicas conforme o comportamento da drenagem. Situações semelhantes são descritas em áreas de transição do semiárido para o cerrado, onde a ocorrência de veredas é atribuída à lençóis suspensos associados a zonas impermeáveis formadas pela translocação de argilas das vertentes. Em estudos realizados no norte de Minas Gerais, Neves *et al.* (2015) observou feições micromorfológicas semelhantes, onde uma lavagem interna de material fino respondia pela formação de uma trama quito-mônica. O transporte dessa argila para o canal principal, com a acumulação em determinados setores desse, explica o motivo do Riacho Natuba ser também conhecido na região e aparecer em alguns levantamentos cartográficos como Riacho do Barro.

A outra sequência de solos expressa a pedogeomorfologia do médio para o baixo curso, principalmente no setor leste da bacia. É expressa, do topo ao fundo de vale, pelos Argissolos – Chernossolos + Luvissolos – Planossolos + Neossolos Flúvicos. Como dito, a dissecação do relevo foi mais intensa nessa área e pouco restou da antiga superfície do tabuleiro. A exposição de variações faciológicas da Formação Marizal parece ter, juntamente com os processos erosivos, contribuído para formar um relevo mais diversificado, com vertentes mais íngremes, e uma maior diversidade de solos. Nos topos planos a suave inclinados, são encontrados os Argissolos, aqui interpretados como provenientes de materiais semelhantes àqueles das rampas dos platôs. Caso não houvesse ocorrido a perda da argila do horizonte superior e a formação do gradiente textural, esses também seriam classificados como Neossolos Quartzarênicos órticos.

É difícil precisar se a exposição das litofácies da Formação Marizal ocorreu sob condições um pouco mais úmidas. Entretanto, os solos derivados delas refletem a condição semiárida: Luvissolos, Planossolos, Chernossolos, etc. No conjunto, eles descrevem a atuação de intemperismo fraco e a permanência da erosão como um processo importante, que são responsáveis pela mineralogia e morfologias observadas. A própria variação na zona de canal entre Neossolos Flúvicos e Planossolos foi entendida neste estudo como um resultado dessa dinâmica de transporte do semiárido, já que muitas vezes os eventos erosivos se processam de maneira descontínua associados à intermitência e irregularidade dos eventos de precipitação.

Em síntese, a bacia do Riacho Natuba parece retratar um modelo solo-paisagem típico da paisagem semiárida, onde solos mais intemperizados das porções altas representam coberturas residuais de superfícies representativas de condições ambientais passadas. Com o estabelecimento do clima semiárido, a erosão parra a ser mais atuante que o intemperismo geoquímico, expondo rochas e formando solos mais ajustados às condições secas atuais. Esse modelo já foi descrito em diversas áreas do nordeste brasileiros, como Serras dos Martins, Araripe, Santana e partes da Chapada Diamantina (RESENDE, 1983; SCHAEFER, 2013) e tem sido relacionado à transição de climas semi-úmidos de cerrado para climas semiáridos atuais, durante períodos interglaciais do Pleistoceno.

9 CONSIDERAÇÕES FINAIS

- A bacia do Riacho Natuba apresenta paisagens típicas do domínio semiárido. Geomorfologicamente é caracterizada pela presença de relevos de aplainamento, de dissecação e agradação. Em termos pedológicos, contém Neossolos (Quartzarênicos, Litólicos e Flúvicos), Argissolos, Luvissolos, Chernossolos e Planossolos.
- Foram reconhecidos seis compartimentos morfopedológicos na bacia do Riacho Natuba. Esses compartimentos refletem uma relação entre determinadas classes de solos e unidades da paisagem, ou seja, setores da bacia com formas de relevo características.
- Os Neossolos Quartzarênicos estão nas partes mais altas, em topos planos, e nas rampas longas que conectam esses topos aos fundos de vale. Ocorrem também em fundos de vale que foram entulhados por sedimentos arenosos, sugerindo que essa classe pode estar relacionada tanto a materiais de origem autóctones, quando alóctones. Os Neossolos Litólicos são dominantes nas áreas dissecadas do alto curso e nas frentes de retração das cabeceiras de drenagem. Os fundos de vale no médio e baixo curso da bacia são caracterizados pela presença de Neossolos Flúvicos e Planossolos. No setor leste, sob relevo mais colinoso,

ocorrem diversas classes de solos, com a presença de Argissolos, Luvissolos e Chernossolos, motivo pelo qual constitui o compartimento mais pedodiverso da área de estudo.

- Os atributos físicos, químicos, mineralógicos e micromorfológicos dos solos estudados ao longo de transectos refletem uma íntima relação dos solos com o material de origem. Entretanto, esse não é o único fator a influenciar na gênese e evolução dos solos, considerando que sob um mesmo material foram reconhecidas propriedades que sugerem a atuação de processos condicionados pelo relevo, especialmente a circulação da água e a erosão. As diferenças de cores e o conteúdo de argila dos Neossolos Quartzarênicos parecem estar inseridas neste contexto, bem como o gradiente textural dos Argissolos e Luvissolos, produto direto da elutriação. O Planossolo também possui atributos que sinalizam uma gênese relacionada à sedimentação de materiais com granulometrias distintas.

- No geral, o que se percebe é que os solos da bacia do Riacho Natuba estão ligados entre si, pois as perdas físicas e/ou químicas de uma determinada unidade da paisagem podem significar o material que constituirá a cobertura pedológica em outra. Isso demonstra que pedogênese e morfogênese são processos complementares, e não antagônicos.

- As contribuições dos estudos pedogeomorfológicos não se restringem ao entendimento da relação entre solos e relevo, nem tampouco ao estudo da paisagem. Como se trata uma análise multiescalar e multicritério, ela pode trazer contribuições de naturezas diversas. Neste estudo, por exemplo, os resultados obtidos permitiram considerar a existência de classificações equivocadas por parte dos levantamentos pedológicos oficiais e sinalizar contribuições para a definição mais precisa das unidades geológicas na área de estudo.

- A relação solo-paisagem na bacia do Riacho Natuba parece sinalizar um modelo mais amplo de evolução da paisagem do semiárido. As partes altas apresentam solos mais desenvolvidos, produto de possíveis condições climáticas mais úmidas, e as partes baixas, esculpidas pela atuação da morfogênese em clima semiárido estabelecido desde as glaciações do Pleistoceno, contém os solos representativos deste contexto. Coberturas relictuais de cerrado nos topos corroboram com essa hipótese.

REFERÊNCIAS

- AB` SÁBER, A. N. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 18, p. 1-23, 1969.
- ALMEIDA, F. F.M de. O cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, n. 4, p. 349-364, 1977.
- ALMEIDA, B. G. Avaliação do impacto do manejo com irrigação em solos Bruno Não Cálculos do estado de Sergipe. 1995. Dissertação - Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 1995.
- ALVAREZ V., V. H. **Avaliação da fertilidade do solo: superfícies de resposta - modelos aproximativos para expressar a relação fator-resposta**. Viçosa: UFV, 1994.
- ARAÚJO FILHO, et al. Solos da Caatinga. In CURI *et al.* (ed.). **Pedologia: solos dos biomas brasileiros**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2017. cap. V, p. 227-260.
- BARBOSA, M. E. F. Barbosa; FURRIER, Max. Caracterização Geomorfológica com o apoio de índice morfométricos: o estudo de caso da Bacia do Rio Gurujá. **Cadernos do Logepa**, v.6, n.1, p. 1-24, jan/jun. 2011.
- BELTRAME, A. V. **Diagnóstico do meio ambiente físico de bacias hidrográficas: modelo de aplicação**. Florianópolis: UFSC, 1994.
- BENAYAS, J.; PINTO, R. R. Aspectos micromorfológicos de solos de uma topossequência ocorrendo em zona tropical húmida (Superfície da Quibala - Angola). **Anais do Instituto Superior de Agronomia**, 1973. p. 181-203.
- BERTALANFFY, L. von. **Teoria Geral dos Sistemas**. Tradução de Francisco M. Guimarães. Petrópolis: Ed. Vozes, 1977.
- BERTRAND, G. Paisagem e Geografia Física Global. **Revista RA´E GA**, Curitiba, n. 8, p. 141-152, 2004. Tradução de Olga Cruz. Trabalho publicado, originalmente, na “Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest”, Toulouse, v. 39 n. 3, p. 249-272, 1968, sob título: Paysage et géographie physique globale. Esquisse méthodologique. Publicado no Brasil no **Caderno de Ciências da Terra**. Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo, n. 13, 1972.
- BOCKHEIM, J. G. et al. Historical development of key concepts in pedology. **Revista Geoderma**, n. 124 p. 23-36, 2005.
- BOCQUIER, G. **Genèse et évolution de deux toposéquences de solos tropicaux du Tchad: interprétation biogeodynamique**. Memoires ORSTOM, 1973.
- BOLÓS, M. de. Problemática Actual de los Estudios de Paisaje Integrado. **Revista de Geografía**, Barcelona, v. 15, p 45-48, 1981.

BOTELHO, R. G. M. Planejamento Ambiental em microbacia hidrográfica. In: GUERRA et al. (Org.). **Erosão e Conservação dos Solos: conceitos, temas e aplicações**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999. cap 8, p. 269 – 300.

BOTELHO, R. G. M; SILVA, A. S. Bacia Hidrográfica e Qualidade Ambiental. In: VITTE, A. C. e GUERRA, A. J. T. (Orgs.). **Reflexões sobre a Geografia Física no Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2004. cap. 6, p. 153-162.

BOULET, René. **Análise Estrutural da Cobertura Pedológica e Cartografia**. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. Campinas, p. 79 – 90, 1988.

_____. Uma evolução recente da pedologia e suas implicações no conhecimento da gênese do relevo. In: **Anais do Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA**. Belo Horizonte, 1992. p. 43-58.

BRINDLEY, G.W.; BROWN, G. **Crystal structures of clays minerals and their X-ray identification**. London: Mineralogical Society, 1980.

BRINKMAN, R. **Ferrollysis, a soil forming process in hydromorphic conditions**. Agricultural University of Wageningen, 1979. 106p. Tese de Doutorado, 1979.

BRADY, N. C. **Elementos da Natureza e Propriedades dos Solos**. Tradução técnica Igo Fernando Lepsch. Porto Alegre: Bookman, 2013.

CAMPOS, J. C. F.; SCHAEFER, C. E. G. R.; KER, J. C.; SAADI, A.; ALBUQUERQUE FILHO, M. R. Gênese e micropedologia de solos do Médio Jequitinhonha, de Turmalina a Pedra Azul. **Geonomos**, v. 5, n.1, p. 41-53, 1997.

CARDOSO, C. A et al. Caracterização Morfométrica da Bacia Hidrográfica do Rio Debossan, Nova Friburgo, RJ. **Revista árvore**, Viçosa v. 30, n. 2, p. 241-248, 2006.

CARVALHO, L. M de.; RAMOS, M. A. B. **Geodiversidade do Estado da Bahia**. CPRM, 184 p. Salvador, 2010.

CASSETI, W. **Ambiente e Apropriação do Relevo**. São Paulo: Contexto, 1991.

CASTRO, I. E. de. Imaginário político e território: Natureza, regionalismo e representação. In: **Explorações geográficas: percursos no fim do século**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1997.

CASTRO, S.B.; CARVALHO, T.M.; Análise morfométrica e geomorfológica da bacia hidrográfica do rio Turvo – GO, através de técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento. **Revista SCIENTIA PLENA**, v.5, n.2, p. 1-7, 2009.

CASTRO, S. S. **Micromorfologia: bases para descrição de lâminas delgadas**. UNICAMP/IG/ DGeo - UFG/IESA. Campinas/Goiânia, 2008.

CASTRO, S.S. de; COOPER, M.; SANTOS, M.C.; VIDAL TORRADO, P. Micromorfologia do solo: bases e aplicações. In: CURI, N.; MARQUES, J.J.; GUILHERME, L.R.G.; LIMA,

J.M. de; LOPES, A.S.; ALVAREZ VENEGAS, V.H. (Ed.). **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v.3, p.107-164. 2003.

CASTRO, S. S. de Castro; SALOMÃO, F. X. de T. Compartimentação Morfopedológica e sua Aplicação: considerações metodológicas. **Revista GEOUSP: Espaço e Tempo**, Departamento de Geografia, São Paulo, 2000.

CHEREM, L. F. S. **Análise morfométrica da bacia do Alto Rio das Velhas MG**. Dissertação de Mestrado (Instituto de Geociências) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2008.

CHEREM, L. F. S.; MAGALHÃES JR., A. P.; FARIA, S. D. Análise e compartimentação morfométrica da bacia hidrográfica do Alto Rio das Velhas – Região Central de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 1, p. 11-21, 2011.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de Sistemas Ambientais**. São Paulo: Ed. Edgard Blucher, 1999.

_____. **Geomorfologia**. São Paulo, Ed. Edgard Blucher, 1980.

CHORLEY, Richard J.; KENNEDY, Bárbara A. **Physic Geography: a systems approach**. Prentice Hall International, London, 1971. 351 p.

COMPANHIA DE PESQUISA E RECURSOS MINERAIS (CPRM). SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Projeto Cadastro de Fontes de Abastecimento por Água Subterrânea: diagnóstico do Município de Nova Soure-BA**. Salvador, CPRM-PRODEEM, 2005.

COMPANHIA BAIANA DE PESQUISA MINERAL. **Geologia da Bahia: Pesquisa e Atualização**. Salvador, 2002.

DELVIGNE, J. **Atlas of weathering micromorphogy**. Ontario: Mineralogical Association of Canadá. The Canadá Mineralogical Special Publication, n. 3, 1998.

DEMEK, J. Generalization of Geomorphological Maps. In: **Progress Made in Geomorphological Mapping**. Brno, 1967.

DIAS, J. B. **A dimensão dos sistemas naturais na (re) produção dos sistemas agrícolas da agricultura familiar: análise da paisagem de três comunidades rurais na Região Metropolitana da Curitiba (em São José dos Pinhais, Mandirituba e Tijucas do Sul)**. Tese (Doutorado em Meio Ambiente e Desenvolvimento) - Universidade Federal do Paraná – UFPR, Curitiba, 2006.

DUCHAUFOR, Ph. **Abrégé de pédologie**. Coll. Abstracts of Sciences, Masson, Paris, 1988.

ELESBON, A. A. A. et al. Uso de dados SRTM e plataforma SIG na caracterização morfométrica da bacia hidrográfica do Braço Norte do Rio Mateus – Brasil. **REM: Revista da Escola De Minas**, Ouro Preto, n 64, p. 282-288, jul. set., 2011.

EHRART, H. **La genèse des sols en tant que phénomène géologique**. Paris: Masson et Cie, 1956.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos (Rio de Janeiro, RJ). **Reunião Técnica de Levantamento de Solos**. Rio de Janeiro, 1979.

_____. **Manual de Métodos de Pesquisa de Solos**. Rio de Janeiro, 1997.

_____. **Padronização de Métodos para Análise Granulométrica no Brasil**. Comunicado Técnico 66. Rio de Janeiro, 2012.

_____. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Brasília, DF: Embrapa, 2015.

ESCHENBRENNER, V. **Contribution des termites à la micro- agrégation des sols tropicaux**. Cahiers ORSTOM, 1986 (Série Pédologie, 22).

ESPÍNDOLA, C. R. **Perspectiva crítica sobre pedologia: um repasse bibliográfico**. São Paulo: Unicamp, 2008.

_____. A Pedologia e a evolução das paisagens. **Revista do Instituto Geológico – USP**, n. 31, p. 67-92, 2010.

FANNING, D.S.; FANNING, M.C.B. **Soil: morphology, genesis, and classification**. New York: John Wiley & sons, 1989.

FÁVERO, O. A. “**Paisagem e sustentabilidade na Bacia Hidrográfica do Rio Sorocaba (SP)**”. Tese (Doutorado em Geografia Humana) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

FLORENZANO, T. G. **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

FRANÇA, G. V. **Interpretação fotográfica de bacias e de redes de drenagem aplicada a solos da região de Piracicaba**. Tese - Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1968.

GARNIER-SILLAN, E., VILLEMIN, G., TOUTAIN, F., RENOUX, J. **Formation de micro-agrégats organo-minéraux dans les feces de termites**. Comptes Rendus de l’Académie des Science, v. 301, p. 213–218, 1985.

GERASIMOV, I.P. e MESCHERJAKOV, J.A. **Morphostructure. In the encyclopedia of geomorphology**. Ed. R.W. Fairbridge, p. 731-732, New York: Reinhold Book Co., 1968.

GERASIMOV, I.P. **Essai d’interprétation geomorphologique du schéma general de la structure geologique de l’URSS. Problèmes de Geographie Physique**, vol. 12, Tzd. Vo AN SSSR, Moscou, 1946.

GUERRA, A. J. T.; MARÇAL, M. dos S. **Geomorfologia Ambiental**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006.

GUIMARÃES, J. T.; ALKMIM, F. F.; CRUZ, S. C. Supergrupos Espinhaço e São Francisco. In: BARBOSA, J. S. F. **Geologia da Bahia: pesquisa e atualização**. Salvador: CBPM, 2012. p. 33- 86.

GUIMARÃES, J. T. (Org.). **Projeto Bacia do Tucano Sul: Estado da Bahia**. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais – CPRM/Serviço Geológico do Brasil. Salvador, 2002.

GUO Y. et al. Taxo-nomic structure, distribution, and abundance of soils in the USA. **Soil Sci Soc Am J.**, n. 67, p. 1507-1516, 2003.

HORTON, R. E. Erosional development of stream and their drainage basins: Hydrophysical approach to quantitative morphology. **Bulletin of the Geological Society of America**, n. 56, p. 275-370, 1975.

_____. Drainage Basin Characteristics. **Trans. American Geophysical Union**, n. 13: p. 350-361, 1932.

IBÁÑEZ, J.J. et al. Pedodiversity: concepts and measures. **Catena**, n. 24, p. 215-232, 1995.

IBÁÑEZ J.J. et al. Pedodiversity and global soil patterns at coarser scales (with Discussion). **Geoderma**, n. 83, p.171-192, 1998.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Folhas Topográficas SC-24/25, Aracaju/Sergipe**. v. 30. Escala 1:250.000, 1983.

_____. **Manual Técnico de Pedologia**. Manuais Técnicos em Geociências, n. 4. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. Rio de Janeiro: IBGE, 2007.

_____. **Manual Técnico de Geomorfologia**. Manuais Técnicos em Geociências, n. 5. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. Rio de Janeiro: IBGE, 2009.

JACOMINE, P.K.T.; RODRIGUES E SILVA, F.B.; FORMIGA, R.A.; ALMEIDA, J.C.; BELTRÃO, V.A.; PESSÔA, S.C.P.; FERREIRA, R.C. **Levantamento exploratório-reconhecimento de solos do estado do Rio Grande do Norte**. Recife: Ministério da Agricultura/SUDENE: Boletim Técnico, 21 (Série Pedologia, 9), 1971. 531p.

JENNY, H. **Factors of soil formation: a system of quantitative pedology**. New York, Dover Publications, 1941.

JUNGERIUS, A.; VAN DEN ANCKER, J. A. M.; MUCHER, H. J. The contribution of termites to the microgranular structure of soils on the Uasin Gishu Plateau, Kenya. **Catena**, v. 34, p. 349–363, 1999.

KAMPF, N.; CURI, N. Conceito de solo e sua evolução histórica. In: KER, J. C. et al. **Pedologia: fundamentos**. Viçosa: SBCS, 2012. cap. 1, p.1-21.

KARATHANASIS, A.D.; MacNEAL, B.R. Evaluation of parent material uniformity criteria in loess-influenced soils of west-central Kentucky. **Geoderma**, n. 64, p. 73-92, 1994.

KOOYMAN, C.; ONK, R. F. M. **Distribution of termite (Isoptera) species in southwestern Kenya in relation to land use and themorphology of their galleries.** *Biology and Fertility of Soils*, v. 3, p. 69–73, 1987.

KOOISTRA, M. J.; PULLEMAN, M. M. Features related to faunal activity. In: STOOPS, G.; MARCELINO, V.; MEES, F. (Eds.). *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*. Amsterdam: Elsevier, p. 397-440, 2010.

KÜHN, P., AGUILAR, J. e MIEDEMA, R. Textural features and related horizons. In Stoops, G., Marcelino, V. e Mees, F. (eds.), **Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths**. Elsevier, Amsterdam, p. 217–250, 2010.

LANA, Cláudio Eduardo; ALVES, Júlia Maria de; CASTRO, Paulo de Tarso. **Análise morfométrica da bacia do Rio do Tanque – MG – Brasil.** *Revista Escola de Minas*, Ouro Preto, v. 54, n. 2, p. 121- 126, abr./jun. 2001.

LEPSCH, Igo. **19 Lições de Pedologia**. São Paulo: Oficina de Textos, 2011.

LIMA, Walter de Paula. **Hidrologia aplicada ao manejo de bacias hidrográficas**. Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”. Departamento de Ciências Florestais: Piracicaba - São Paulo- SP, 2008.

LOLLO, J. A. **O uso da técnica de avaliação do terreno no processo de elaboração do mapeamento geotécnico: sistematização e aplicação na quadrícula de Campinas**. Tese (Doutorado em Geotecnia) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 1995.

LUZ, L.R.Q.P.; SANTOS, M.C.; MERMUT, A.R. **Pedogênese em uma topossequência do semi-árido de Pernambuco**. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 16, p. 95-102, 1992.

MACIEL, Caio Augusto Amorim. **Morfologia da paisagem e imaginário geográfico: Uma encruzilhada onto-gnoseológica**. In: *Geographia*, Revista da pós-graduação em geografia da UFF. Ano 3, nº 6. Niterói, RJ, 2002.

MACHINI, Pedro Luiz Fiocco. **Relação solo-paisagem em um transecto da depressão periférica e do planalto ocidental, região de Rio Claro (SP)**. Trabalho de conclusão de curso. Rio Claro, 2012.

MAXIMIANO, Liz Abad. **Considerações sobre o conceito de paisagem**. *Revista RA'E GA*, Curitiba, 8: p. 83-91, 2004.

MINASNY, B. & McBRATNEY, A.B. Incorporating taxonomic distance into spatial prediction and digital mapping of soil classes. *Geoderma*, v.142, p. 285-293, 2007.

MIOTO, Camila Leonardo *et al.* **Morfometria de Bacias Hidrográficas através de SIGs Livres e Gratuitos**. Anuário do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), vol. 37: p. 16-22, 2 - 2014.

MODENESI-GAUTTIERI, May Christine. (Coord.). **A Obra de Aziz Nacib Ab'Sáber**. São Paulo: BecaBALL edições, p. 381-387, 2010.

MONTEIRO, Carlos Augusto de Figueiredo. **Geossistemas: a história de uma procura**. São Paulo: Contexto, 2001.

MUNSELL Soil-Color Charts. Munsell Color, 2010.

NETTO, Antonio Sérgio Teixeira. **Bacias Paleozoicas e Mesozoicas**. Geologia da Bahia: pesquisa e atualização. Salvador, CBPM, 2012.

NÓBREGA, Maria Tereza de; CUNHA, José Edézio da. **A paisagem, os solos e a suscetibilidade à erosão**. Revista Espaço Rural, Ano XII, n. 25: p. 63-72. 2011.

NUNES, Elizon Dias. **Modelagem de processos erosivos hídricos lineares no município de Mineiros-Goiás**. Tese de doutorado. Universidade Federal de Goiás (UFG) - Instituto de Estudos Socioambientais (Iesa). Programa de Pós-Graduação em Geografia, Goiânia - GO, 225 p., 2015.

NUNES, W. A. G. A., SCHAEFER, C. E. G. R., FERNANDES FILHO, E. I. **Caracterização micropedológica de alguns solos da Zona da Mata Mineira**. Revista Brasileira de Ciência do Solo, v. 24, p. 103-115, 2000.

NUNES, et al. Indicadores Micropedológicos da Evolução do Relevo no Planalto do Espinhaço Meridional, MG. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v.16, n.2, (Abr-Jun) p. 201-218, 2015.

OLIVEIRA, J. B. de. **Pedologia Aplicada**. Piracicaba: FEALQ, 2011.

OLIVEIRA, L. B. de; FONTES, M. P. F.; RIBEIRO, M. Rosas, KER, J. C. Micromorfologia e gênese de luvisolos e planossolos desenvolvidos de rochas metamórficas no semi-árido brasileiro. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, n. 32, p. 2407-2423, 2008.

PETRÓLEO BRASILEIRO S.A (PETROBRAS). **Mapa Topográfico da Bacia de Tucano**. Escala 1:25.000, 1963.

PHILLIPS, J.D. The relative importance of intrinsic and extrinsic factors in pedodiversity. **Ann Assoc Am Geogr.**, n. 91, p. 609-621, 2001.

_____. Geogenesis, pedogenesis, and multiple causality in the formation of texture-contrast soils. **Catena**, v. 58, p.75-295, 2004.

PROJETO RADAMBRASIL. **Projeto Recursos Naturais**. Folhas SC 24. Sergipe/Aracaju, 1983.

QUEIROZ NETO, J. P. de. Relações entre as vertentes e os solos: revisão de conceitos. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.12, n. 3, p. 15-24, 2011.

_____. O papel da pedogênese no modelado do relevo: busca de novos paradigmas. In: **Anais do VI Seminário Latino Americano de Geografia Física e II Seminário Ibero Americano de Geografia Física**. Universidade de Coimbra, Maio. 2010.

REATTO, A. et al. Shrinkage of microaggregates in Brazilian Latosols during drying: significance of the clay content, mineralogy and hydric stress history. **European Journal of Soil Science**, v. 60, n. 6, p. 1106– 1116, 2009.

REGO, Maria José Marinho. Pedogênese em clima semiárido: estudo de uma topossequência no município de Valente – Bahia, Brasil. In: LAGE, C. S.; ARGOLLO, J. L.; SILVA, M. A. da.(Org.) **O sisal baiano: entre a natureza e sociedade: uma visão multidisciplinar**. Salvador: Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 2002. p. 49-60.

RESENDE, M. et al. **Pedologia: base para distinção de ambientes**. Lavras: UFLA, 2007.

RESENDE, M. Bruno Não Cálculo: Interpretação de um perfil. **Coleção Mossoroense**, v. CCXVIII, 1983.

RIBEIRO, R. W. Seca e determinismo: a Gênese do discurso do semi-árido nordestino. In: **Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ**. v. 1. 22. p. 60-91, 1999.

RICHARD, Jean François. **Le paysage un nouveau langage pour l'étude des milieux tropicaux**. Paris: L'ORSTOM, 1989, 210p.

ROMARIZ, Dora Amarante. **Aspectos da Vegetação do Brasil**. Ed. São Paulo, 1996.

ROSS, Jurandyr Luciano Sanches. **Geomorfologia: ambiente e planejamento**. São Paulo: Contexto, 2003.

_____. O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. **Revista do Departamento de Geografia da USP** - São Paulo, n. 6, p. 17-29, 1992.

ROSS, J. L. S.; PRETTE, M. E. Del. Recursos hídricos e as bacias hidrográficas: âncoras do planejamento e gestão ambiental. **Revista do Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo**, n. 12, p. 89-12, 1998.

ROUGERIE, G.; BEROUTCHACHVILI, N. **L'émergence du sens paysager**. In: **Géosystèmes et paysages: Bilan et méthodes**. Paris: Armand Colin, 1991.

RUELLAN, A. et al. **L'analyse structurale de la couverture pédologique**. Science du Sol, v. 27, p. 319-334, 1989.

_____. **Les sols dans le paysage**. Cah. ORSTOM (Sér. Pédol), vol. 21, p. 189-207, 1985.

RUELLAN, A.; DOSSO, M. **Regards sur le sol**. Paris: Éditions Foucher-AUPELF, Collection Universités francophones, 1993.

_____. **Les traits pédologiques**. Educagri Éditions – AUF, Solidac 2003.

SÁ, I. B. et al. **As paisagens e o processo de degradação do semi-árido nordestino**, 2004.

SALDAÑA, A. e IBÁÑEZ, J.J. Pedodiversity, connectance and spatial variability of soil properties, what is the relationship? **Ecol. Modeling**, v. 208, p. 342-352, 2007.

SALES, V. de C. Geografia, Sistemas e Análise Ambiental: abordagem crítica. **Revista Geosp – Espaço e Tempo**. São Paulo, n. 16, p. 125-141, 2004.

SALOMÃO, Fernando Ximenes de Tavares. **Processos erosivos lineares em Bauru - SP: regionalização cartográfica aplicada ao controle preventivo urbano e rural**. 1994. 200f. Tese (Doutorado em Geografia) - Departamento em Geografia, Faculdade de Filosofia e Letras e Ciências Humanas – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.

SANTOS, M. C. dos. Solos do semiárido do Brasil. **Cadernos do semiárido riquezas e oportunidades**. Conselho Regional de Engenharia e Agronomia – PE. Academia Brasileira de Ciência Agrônômica, 2017.

SANTOS, R. D. dos. et al. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, 2015.

SANTOS, M. C.; SILVA, M. S. L.; ALMEIDA, B. G.; KLAMT, E.; CAVALVANTI, A. C. Caracterização micromorfológica e considerações sobre a gênese de solos de tabuleiros do semi-árido do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 26, n. 4, p. 1031-1046. 2002.

SCHAEFER, C. E. G. R. Brazilian latosols and their B horizon microstructure as long-term biotic constructs. **Australian Journal of Soil Research**, v. 39, p. 909–926, 2001.

SCHAEFER, C. E. G. R. Bases físicas da paisagem brasileira: estrutura geológica, relevo e solos. **Tópicos Ci Solo**, v. 8, p. 221-78, 2013.

SCHAEFER, C. E. G. R.; GILKES, R. J.; FERNANDES, R. B. A. EDS/SEM study of microaggregates of Brazilian Latosols in relation to P adsorption and clay fraction attributes. **Geoderma**, v. 123, p. 69–81, 2004.

SCHAETZEL, R. J.; ANDERSON, S. **Soils: Genesis and Geomorphology**. Ed: Cambridge University Press, 2005.

SCHAETZEL, R. J. Lithologic discontinuities in some soils on drumlins theory, detection, and application. **Soil Sci.**, n. 16, p. 570-590, 1998.

SCHIER, R. A. Trajetórias do conceito de paisagem na Geografia. **Revista RA'EGA**, Curitiba – PR, n. 7, p. 79-85, 2003.

SILVA, C. M. P. P. da. **Paisagem sertaneja: apreendendo imagens do semiárido nordestino à luz das suas representações**. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2014.

SILVA, M. S. L. **Caracterização e gênese de adensamento subsuperficial em solos de tabuleiro do semi-árido do Nordeste do Brasil**. 2000. 126p. Tese (Doutorado em Agronomia – Ciência do Solo) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2000.

SOARES, L. S. et al. Análise Morfométrica e Priorização de Bacias Hidrográficas como Instrumento de Planejamento Ambiental Integrado. **Revista do Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo – USP**, v. 31 p. 82-110, 2016.

STOOPS, G. The influence of the fauna on soil formation in the tropics. Micropedological aspects. **Bulletin des Séances de l'Académie Royale des Sciences d'Outre-Mer**, v. 36, p. 461–469, 1991.

_____. **Guidelines for the analysis and description of soil and regolith thin sections.** SSSA. Madison, WI. USA, 2003.

STOOPS, G; M., V; M., F. Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. **Elsevier**, Amsterdam, 2010.

STRAHLER, Arthur N. Hypsometric (área-altitude) analysis of erosional topography. **Geological Society of America Bulletin**, n. 63, p. 1117-1142, 1952.

SUPERINTENDÊNCIA DE ESTUDOS ECONÔMICOS E SOCIAIS DA BAHIA - SEI. **Uso Atual das Terras: Bacias dos Rios Itapicuru, Vaza-Barris e Real**. Salvador, 115 p., 2006.

_____. **Balanco hídrico do Estado da Bahia**. n. 45. Salvador, 1999. (Série Estudos e Pesquisas).

SUPERINTENDÊNCIA DE RECURSOS HÍDRICOS DA BAHIA (SRH-BA). **Plano Estadual de Recursos Hídricos (PERH)**. Salvador, 2003.

TARDY, Yves. Geoquímica Global: oscilações climáticas e evolução do meio ambiente desde quatro bilhões de anos. **Estudos Avançados – USP**, n. 11, p. 149-173, 1997.

TONELLO, K. C. et al. Morfometria da Bacia Hidrográfica da Cachoeira das Pombas, Guanhães – MG. **Revista Árvore**, Viçosa, v.30, n. 5, p. 849-857, 2006.

TRAPNELL, C. G.; WEBSTER, R. Microaggregates in red earths and related soils in East and Central Africa, their classification and occurrence. **Journal of Soil Science**, v. 37, 109 – 123, 1986.

TRICART, Jean. **Ecodinâmica**. Rio de Janeiro: IBGE, 1977.

TRICART, Jean; KILLIAN, J. **L'éco-géographie**. Librairie François Maspéro, col. Hérodote, 1979.

VERHEYE, W.; STOOPS, G. Nature and evolution of soils developed on the granite complex in the subhumid tropics (Ivory Coast). **Pedologie**, v. 25, p. 40–55, 1975.

VENTURI, Luis Antonio Bittar. **Ensaios Geográficos**. Humanitas, São Paulo, 2008.

VIDAL-TORRADO, P., LEPSCH, I. F. e CASTRO, S.S. Conceitos e aplicações das relações Pedologia- Geomorfologia em regiões tropicais úmidas. In: **Tópicos em ciência do solo**, v. IV, Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2005. p. 145-192.

VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia Aplicada**. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1975.

ZINCK, J. Alfred. **Geopedologia: elementos de geomorfología para estudios de suelos y de riesgos naturales**. ITC: Faculty of Geo-information Science and Earth Observation. Enschede, The Netherlands, 2012.