

UFRRJ

**INSTITUTO DE AGRONOMIA
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA
CIÊNCIA DO SOLO**

TESE

**Caracterização Pedológica e Gênese de Solos em
duas Topossequências no Sistema Cárstico da Serra
da Bodoquena (MS)**

Marlen Barros e Silva

2013



UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE AGRONOMIA
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA
CIÊNCIA DO SOLO

**CARACTERIZAÇÃO PEDOLÓGICA E GÊNESE DE SOLOS EM DUAS
TOPOSSEQUÊNCIAS NO SISTEMA CÁRSTICO DA SERRA DA
BODOQUENA (MS)**

MARLEN BARROS E SILVA

Sob a Orientação da Professora
Lúcia Helena Cunha dos Anjos

e Co-orientação do Professor
Marcos Gervasio Pereira

Tese submetida como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutora em Ciências** no Curso de Pós-Graduação em Agronomia, Área de Concentração em Ciência do Solo.

Seropédica, RJ

2013

631.498171	Silva, Marlen Barros e, 1965-
S586c	Caracterização pedológica e gênese de solos em duas topossequências no sistema cárstico da Serra da Bodoquena (MS) / Marlen Barros e Silva. – 2013.
T	221 f.: il.
	 Orientador: Lúcia Helena Cunha dos Anjos. Tese (doutorado) – Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Curso de Pós-Graduação em Agronomia – Ciência do Solo, 2013. Bibliografia: f. 131-154.
	 1. Solos – Bodoquena, Serra da (MS) - Análise – Teses. 2. Solos – Formação - Bodoquena, Serra da (MS) – Teses. 3. Mineralogia do solo - Bodoquena, Serra da (MS) - Teses. 4. Solos - Bodoquena, Serra da (MS) – Classificação - Teses. 5. Ciência do solo - Bodoquena, Serra da (MS) – Teses. 6. Carste - Bodoquena, Serra da (MS) – Teses. I. Anjos, Lúcia Helena Cunha dos, 1957-. II. Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. Curso de Pós-Graduação em Agronomia – Ciência do Solo. III. Título.

É permitida a cópia parcial ou total desta tese, desde que citada a fonte.

UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE AGRONOMIA
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA – CIÊNCIA DO SOLO

MARLEN BARROS E SILVA

Tese submetida como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutora em Ciências**, no Curso de Pós-Graduação em Agronomia, área de concentração em Ciência do Solo.

TESE APROVADA EM 19/08/2013.

Lúcia Helena Cunha dos Anjos. Ph.D. UFRRJ
(Orientadora)

Ambrosina Helena Ferreira Gontijo Pascutti. Dra. UFRRJ

Igo Fernando Lepsch. Ph.D. UFMG

Jolimar Antônio Schiavo. Dr. UEMS

Miguel Cooper. Dr. USP/ESALQ

Dedico aos meus amados pais e à razão da minha vida, meu adorado filho Caio.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, por tudo, sempre!

Ao meu amor maior, meu maior tesouro, meu filho Caio. Por existir e tornar a minha existência melhor.

Aos meus amados pais, pelo amor e carinho que sempre me deram em todos os momentos da minha vida. Obrigada por tudo!

Ao Manlio Jordan, por me apoiar e incentivar.

Aos meus queridos irmãos, sobrinhos e cunhados pelo incentivo em todas as horas.

À Maria de Fátima, minha fiel escudeira, com quem sempre posso contar.

Durante este trabalho tive a felicidade de ser bem recebida e contar com a colaboração de pessoas maravilhosas nas diversas Instituições pelas quais passei e que muito acrescentaram na minha maneira de ser, agir e pensar. A todas essas pessoas eu agradeço do fundo do coração:

À profa. Lúcia Helena Cunha dos Anjos, minha orientadora. Pelo seu incentivo, dedicação, amizade e orientação. E por acreditar em mim, novamente!

Ao meu co-orientador, prof. Marcos Gervasio Pereira, pela amizade, acompanhamento permanente e disponibilidade, bem como por me convidar para integrar esse projeto de pesquisa.

Ao prof. Jolimar Antônio Schiavo da UEMS e ao Ted Patrick King, pela ajuda e pelos momentos agradáveis que passamos juntos durante a descrição e coleta dos perfis.

Ao Rafael Cavassani, Shirley Almeida Assunção, Edilene Ferreira e Maria Helena, da UFRRJ, pela realização das análises químicas e físicas.

À minha amiga Terezinha Sena Pacielo, por ter me acolhido carinhosamente na sua casa em Seropédica.

Um obrigada todo especial ao Prof. Igo Lepsch, de quem me tornei profunda admiradora, não só pelos ensinamentos transmitidos durante as minhas estadias em Piracicaba e durante o meu Exame de Qualificação, mas principalmente por sua disposição em ajudar em todos os momentos.

Ao Prof. Miguel Cooper, da ESALQ, por sua inestimável colaboração nas análises de micromorfologia e por me deixar usar o laboratório sempre que necessário. À Sônia e ao

Chico, funcionários do laboratório de Micromorfologia, por toda ajuda na confecção das lâminas.

À profa. Marcia Calegari, da UNIOESTE, pela amizade, carinho e presteza com que me recebeu e por toda a atenção dispensada durante a realização das análises fitolíticas e interpretação dos resultados.

À profa. Marga Eliz Pontelli e ao prof. Júlio Cesar Paisani, por terem me permitido usar o Laboratório de Análises de Formações Superficiais da UNIOESTE.

Ao prof. Antônio Carlos de Azevedo da ESALQ, ao Daniel Vidal Perez e Sebastião Calderano, da EMBRAPA Solos, pela realização das análises mineralógicas. Ao Adriano Ribeiro Guerra e ao Ricardo Mitsuo Iamachita, alunos da ESALQ, pela ajuda na confecção dos difratogramas.

À profa. Célia Regina Montes, da ESALQ, pela amizade, paciência e conhecimentos transmitidos durante a realização das análises no Núcleo de Pesquisa em Geoquímica e Geofísica da Litosfera da ESALQ/USP (NUPEGEL-USP).

À profa. Ambrosina Helena Ferreira Gontijo Pascutti, da UFRRJ e ao Prof. Luiz Fernando Duarte de Moraes, da EMBRAPA Agrobiologia, pelos ensinamentos repassados por ocasião do meu Exame de Qualificação.

Ao pesquisador Ademir Fontana da EMBRAPA Solos, pela valorosa ajuda na avaliação do fracionamento da matéria orgânica e interpretação dos resultados.

Ao prof. Antenor Zanardo, da UNESP de Rio Claro, pela atenção e paciência durante as análises de mineralogia ótica realizadas no Laboratório de Microscopia do Departamento de Petrologia e Metalogenia daquela Universidade.

Aos funcionários do Depto. de Solos da UFRRJ, Marquinhos e Roberto, pela atenção dispensada.

À Universidade Estadual do Maranhão que me permitiu o afastamento para realização deste Curso e pelo apoio financeiro.

À Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro pela oportunidade de realizar o Curso de Pós-Graduação.

A CAPES, pelo financiamento do projeto de pesquisa: “Gênese e classificação de solos formados em ambiente cárstico na Serra da Bodoquena (MS) e na Chapada do Apodi (CE/RN)”.

E a todos os outros que direta ou indiretamente me ajudaram nesta caminhada, o meu muito obrigada!

BIOGRAFIA

Nascida em São Luís (MA) em 16 de abril de 1965, Marlen Barros e Silva graduou-se Engenheira Agrônoma pela Universidade Estadual do Maranhão em 1987. De 1988 a 1990 trabalhou na Secretaria de Desenvolvimento Rural e Irrigação, participando de levantamentos de solos para implantação de projetos de irrigação. Em 1991 ingressou no Curso de Mestrado em Ciência do Solo na Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro – UFRRJ sob a orientação da Profa. Lúcia Anjos, tendo concluído o mesmo em 1993. Em setembro de 2009, a autora retornou para a UFRRJ para o Curso de Doutorado também em Ciência do Solo. Nesse ínterim, passou a integrar o quadro de docentes da Universidade Estadual do Maranhão, onde permanece até a presente data.

RESUMO

SILVA, Marlen Barros. **Caracterização pedológica e gênese de solos em duas topossequências no sistema cárstico da Serra da Bodoquena (MS)**. 2013. 203f. Tese (Doutorado em Agronomia, Ciência do Solo). Instituto de Agronomia, Departamento de Solos, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ, 2013.

Foram caracterizados solos em topossequências no carste carbonático da Serra da Bodoquena, no sudoeste do Estado de Mato Grosso do Sul, com o objetivo de compreender a gênese dos solos desenvolvidos a partir de litologia carbonática em condições de clima tropical. Adicionalmente buscou-se avaliar, por meio da assembleia fitolítica dos solos, a influência de condições paleoclimáticas na gênese das precipitações carbonáticas, bem como fornecer melhores critérios para a caracterização e/ou definição de horizontes cálcicos e petrocálcicos no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS). Nove perfis de solos foram selecionados, descritos e coletados ao longo de duas topossequências, sendo uma em área de planalto com relevo suave ondulado e pente longo (T1) e outra em relevo forte ondulado (T2). As análises compreenderam a caracterização física, química, mineralógica e micromorfológica dos perfis, além da análise da assembleia fitolítica. Os resultados da análise de fitólitos sugerem a ocorrência de um clima mais seco atualmente na Serra da Bodoquena após uma alternância de eventos de maior abundância hídrica com períodos de maior aridez. As análises micromorfológicas corroboram tal suposição, pela presença de recobrimentos de feições de iluviação de argila por acumulações de CaCO_3 , em coexistência com concreções ferromangânicas. Sob condições paleoclimáticas mais úmidas formaram-se na T1 solos com similaridade de atributos, com cores avermelhadas, aumento no teor de argila em profundidade e atividade de argila variável entre 17 e 27 $\text{cmol}_c\text{kg}^{-1}$. Na T2, solos com menor grau de evolução pedogenética e maior variabilidade de atributos foram formados em razão da instabilidade da superfície, de relevo forte-ondulado. Quanto aos horizontes diagnósticos, apenas nos perfis T2P1 e T2P4 há horizontes cálcicos, sendo as acumulações carbonáticas no T2P1 de origem geogênica – devido às oscilações do lençol freático, e no T2P4 de origem pedogênica. Nenhum dos perfis apresentou endurecimento contínuo por CaCO_3 para ser classificado como petrocálcico. Segundo o SiBCS, os perfis T1P1 (sopé) e T1P2 (terço médio) da T1, respectivamente com sequência A-Bt e A-E-Bt, cerosidade fraca a moderada e policromia acentuada, são identificados como Argissolos Vermelhos, sendo o T1P1 Eutrófico típico (*Typic Argiudoll*) e o T1P2 Distrófico típico (*Typic Hapludult*). O T1P3 (topo) com sequência A-Bi-C, é classificado como Cambissolo Háplico Eutrófico típico (*Typic Humudept*). Na T2, o perfil T2P1, em terraço fluvial, com teores de CaCO_3 equivalente muito superiores aos exigidos para o reconhecimento de horizonte cálcico ou petrocálcico, é classificado como Chernossolo Rêndzico Órtico típico (*Mollic Fluvaquent*). Em superfícies côncavas, os perfis T2P2 e T2P3 com sequências A-Bt e A-E-Bt são Luvisolos Háplicos, respectivamente, Pálico típico e Órtico abrupto (*Typics Hapludalfs*). O perfil T2P4 (terço médio inferior) possui horizonte cálcico coincidente com o C (sequência A-Ck'-R), sendo classificado como Neossolo Litólico Carbonático típico (*Lithic Udorthent*). Os perfis T2P5 e T2P6, nos terços médio superior e superior da encosta com sequência A-R, apesar da forte efervescência por HCl a 10%, não apresentam CaCO_3 equivalente suficiente para o reconhecimento de horizonte cálcico, sendo classificados como Chernossolos Ebânicos Órticos típicos, respectivamente *Lithic Hapludoll* e *Lithic Udorthent* pelo Soil Taxonomy.

Palavras-chave: Calcificação. Solos com carbonato de cálcio. SiBCS.

ABSTRACT

SILVA, Marlen Barros. **Pedological characterization and soil genesis in two toposequences in karst environment of Serra da Bodoquena (MS)**. 2013. 203p. Thesis (Doctor in Agronomy, Soil Science). Instituto de Agronomia, Departamento de Solos, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ, 2013.

Soil profiles were characterized in toposequences located in Serra da Bodoquena carbonate karts, Southwestern State of Mato Grosso do Sul, to elucidate the genesis of soils developed from carbonate lithology in tropical climate; to evaluate, by means of the soil phytolith assemblage, the influence of paleoclimatic conditions in the genesis of carbonate precipitation features; and to provide a better criteria for characterization and/or definition of calcic and petrocalcic horizons in the Brazilian System of Soil Classification (SiBCS). Nine soil profiles were selected, described and sampled along two toposequences, one at a plateau with slightly undulated relief and a long slope (T1) and the other in a strong undulated relief (T2). Analyses involved the physical, chemical, mineralogical and micromorphological characterization of soil profiles, and phytolith assemblage characterization. The results of the phytolith analyses suggest the occurrence of a drier climate at present in *Serra of Bodoquena*, after alternating periods of wet and arid conditions. The micromorphological analyzes corroborated this assumption, as evidenced by the presence of clays coatings around CaCO_3 accumulations, coexisting with iron-manganese concretions. Under more humid paleoclimatic conditions the soils in T1 developed with similar attributes, such as reddish colors, increase in clay content with depth, and clay activity variable between 17 and 27 cmolc.kg^{-1} . In the T2, the soils formed were least developed and had greatest variability of attributes. This was due mainly to the landscape unevenness, in the strongly undulating relief. Related to the diagnostic horizons, only in T2P1 and T2P4 profiles it was observed the calcic horizon, with the carbonate accumulations in T2P1 of lithogenic origin - formed under oscillation of the water table, and in T2P4 they were pedogenic. None of the profiles showed a layer with continuous hardening due to CaCO_3 that would qualify as a petrocalcic horizon. According to the SiBCS, the T1P1 (footslope) and the T1P2 (backslope) profiles, respectively with sequence of horizons A-Bt and A-E-Bt, presence of weak to moderate clays films, and distinguishable polychrome, were classified as *Argissolo Vermelho Eutrófico típico* (Typic Argiudoll) and *Argissolo Vermelho Distrófico típico* (Typic Hapludult). The T1P3 (summit), with sequence A-Bi-C, was classified as *Cambissolo Háptico Eutrófico típico* (Typic Humudept). In T2, the T2P1 profile located in a fluvial terrace and with CaCO_3 equivalent levels much higher than required for calcic or petrocalcic horizons was classified as *Chernossolo Rêndzico Órtico típico* (Mollic Fluvaquent). On the concave surfaces, the T2P2 and T2P3 profiles with A-Bt and A-E-Bt sequences, respectively, were classified as *Luvissolo Háptico Pálico típico* and *Luvissolo Háptico Órtico abruptico* (Typics Hapludalfs). The T2P4 profile (backslope) showed a calcic horizon coincident with the C (sequence A-Ck'-R) and it was classified as *Neossolo Litólico Carbonático típico* (Lithic Udorthent). The T2P5 and T2P6 profiles, on the shoulder position and with A-R horizon sequence, despite the strong field effervescence with HCl 10%, did not fulfill the CaCO_3 requirement for the calcic horizon, and they were classified as *Chernossolos Ebânicos Órticos típicos*, respectively Lithic Hapludoll and Lithic Udorthent according to the Soil Taxonomy.

Key words: Calcification. Soils with calcium carbonate. Brazilian System of Soil Classification.

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Comparação entre médias dos atributos físicos e químicos dos horizontes subsuperficiais diagnósticos de 20 perfis de solos derivados de rochas calcárias.	20
Tabela 2. Padrões fotossintéticos e distribuição geográfica dos morfotipos de fitólitos com significado taxonômico segundo Twiss et al. (1969), Fredlund e Tieszen (1994), Strömberg (2004) e Bremond et al. (2008).	30
Tabela 3. Índices climáticos do município de Bodoquena (MS) no período de 1970 a 2000. Fonte: Alfonsi et al. (2002).	35
Tabela 4. Representação esquemática dos principais morfotipos de fitólitos no perfil T1P3 com significado taxonômico e ecológico (adaptado de CALEGARI, 2008).	52
Tabela 5. Informações gerais sobre os perfis de solos.....	53
Tabela 6. Principais atributos morfológicos dos perfis da topossequência 1 (T1).	57
Tabela 7. Principais atributos morfológicos dos perfis da topossequência 2 (T2).	59
Tabela 8. Atributos físicos dos perfis da topossequência 1 (T1).....	65
Tabela 9. Atributos físicos dos perfis da topossequência 2 (T2).....	68
Tabela 10. Atributos químicos dos perfis da topossequência 1 (T1).....	70
Tabela 11. Equivalente de carbonato de cálcio dos perfis da topossequência 1 (T1).	72
Tabela 12. Atributos químicos dos perfis da topossequência 2 (T2).....	73
Tabela 13. Equivalente de carbonato de cálcio dos perfis da topossequência 2 (T2).	75
Tabela 14. Distribuição do carbono orgânico total, carbono orgânico das frações húmicas e suas relações nos perfis da topossequência 1 (T1).	76
Tabela 15. Distribuição do carbono orgânico total, carbono orgânico das frações húmicas e suas relações nos perfis da topossequência 2 (T2).	77
Tabela 16. Ataque sulfúrico e relações Ki, Kr, SIAR, ALAR, FEAR e TIAR dos perfis da topossequência 1 (T1).....	79
Tabela 17. Teores de ferro extraídos pelo método oxalato ácido de amônio (Fe _o) e ditionito citrato bicarbonato (Fe _d) e suas relações nos perfis da topossequência 1 (T1).	80
Tabela 18. Ataque sulfúrico e relações Ki, Kr, SIAR, ALAR, FEAR e TIAR dos perfis da topossequência 2 (T2).....	81
Tabela 19. Ataque sulfúrico e relações Ki, Kr, SIAR, ALAR, FEAR e TIAR das amostras extras coletadas na topossequência 2 (T2).	82
Tabela 20. Teores de ferro extraídos pelo método oxalato ácido de amônio (Fe _o) e ditionito citrato bicarbonato (Fe _d) e suas relações nos perfis da topossequência 2 (T2).	83
Tabela 21. Descrição micromorfológica dos horizontes selecionados dos perfis da topossequência 1 (T1).....	89
Tabela 21. Descrição micromorfológica dos horizontes selecionados dos perfis da topossequência 1 (T1) (cont.).....	90
Tabela 22. Descrição micromorfológica dos horizontes selecionados dos perfis da topossequência 2 (T2).....	100

Tabela 22. Descrição micromorfológica dos horizontes selecionados dos perfis da topossequência 2 (T2) (cont.).....	101
Tabela 23. Distribuição percentual dos morfotipos com significado taxonômico e ecológico na assembleia de fitólitos do solo.....	115
Tabela 24. Classificação dos perfis de solos das duas topossequências estudadas segundo o SiBCS (2013) e o Soil Taxonomy (USDA, 2010).	127

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Áreas de carstes no Brasil. Modificado de Auler et al. (2001).	7
Figura 2. Localização da Serra da Bodoquena no Estado do Mato Grosso do Sul.	32
Figura 3. Localização das topossequências estudadas na Serra da Bodoquena (MS).	33
Figura 4. Distribuição da precipitação pluviométrica (PP) média mensal em Bodoquena – MS, de 1970 a 2000. Fonte: Alfonsi et al. (2002).	34
Figura 5. Variação média mensal da temperatura (T) do ar em Bodoquena – MS, de 1970 a 2000. Fonte: Alfonsi et al. (2002).	34
Figura 6. Vista geral de um dos contrafortes da Serra da Bodoquena, onde é possível se observar ocupação dos vales por pastagens e a presença de remanescentes da Floresta Estacional Semidecidual nas encostas.	36
Figura 7. Mapa hidrológico da porção norte da Serra da Bodoquena (MS).	38
Figura 8. Mapa geológico da porção norte da Serra da Bodoquena. Adaptado de CPRM (2006).	39
Figura 9. Modelo digital de elevação (MDE) da área estudada.	43
Figura 10. Cobertura vegetal na área da topossequência 1: vegetação rasteira (gramíneas) nos perfis T1P1 e T1P2 (a) e fragmento de vegetação secundária no perfil T1P3 (b).	44
Figura 11. Cobertura vegetal na área da topossequência 2: encosta dominada por gramíneas, vendo-se ao fundo remanescentes da floresta estacional semidecidual.	44
Figura 12. Perfil altimétrico da topossequência 1 (T1), com a localização dos perfis e formas da superfície.	54
Figura 13. Perfil altimétrico da topossequência 2 (T2), com a localização dos perfis e formas da superfície.	55
Figura 14. Distribuição dos perfis de solo na topossequência 1 (T1).	55
Figura 15. Distribuição dos perfis de solo na topossequência 2 (T2).	58
Figura 16. Destaque para conchas de moluscos encontradas no perfil 1 da topossequência 2 (T2P1).	60
Figura 17. Distribuição das frações calhaus, cascalhos e terra fina dos perfis da topossequência 1 (T1).	63
Figura 18. Distribuição das frações calhaus, cascalhos e terra fina dos perfis da topossequência 2 (T2).	64
Figura 19. Variação do grau de floclação e teor de argila em relação à profundidade nos perfis da topossequência 1 (T1).	66
Figura 20. Fotomicrografias de grãos de quartzo subangulosos a angulosos sob: a) luz polarizada plana (LPL); e b) luz polarizada cruzada (XPL).	84
Figura 21. Fotomicrografias de grão de quartzo com inclusões de carbonatos sob: a) luz polarizada plana (LPL); e b) luz polarizada cruzada (XPL).	85
Figura 22. Fotomicrografia de calcita fibrosa sob luz polarizada plana (LPL) no T2P1.	85
Figura 23. Fotomicrografias de grãos de: a) turmalina e b) zircão sob luz polarizada plana (LPL).	85

- Figura 24.** Fotomicrografias em luz polarizada cruzada (XPL) do horizonte Ap do perfil 1 (T1P1). a) Poroestrias (Pe), granoestrias (Ge) e distribuição relativa porfírica aberta (DP). b) Feições de excremento (Ex) em canal (C) e grãos de quartzo (Qz) imersos na matriz do solo. 91
- Figura 25.** Fotomicrografias em luz polarizada cruzada (XPL) do horizonte Bt2 do perfil 1 (T1P1). a, b) Preenchimentos (Pr) e revestimentos (Re) de argilas e óxidos de ferro em porosidade fissural entre blocos subangulares altamente acomodados (BSa); c) Preenchimento (Pr) denso completo de argilas e óxidos de ferro com orientação forte e contínua e com segregação de ferro (Fe); d) Hiporrevestimento (Hi) de porosidade cavitária (P) por argilas e óxidos de ferro e distribuição porfírica aberta (DP); e) Preenchimento solto contínuo de poro por calcita acicular (CA) justaposto a feições de iluviação de argila (Hi); f) Preenchimento solto contínuo de canais e cavidades por calcita acicular (CA). 92
- Figura 26.** Fotomicrografias do horizonte Ap do perfil 2 da topossequência 1 (T1P2) sob luz polarizada cruzada (XPL). a) Resíduos vegetais (Ve) no interior de canais; b) Grãos de quartzo pobremente selecionados (Qz) em matriz com distribuição porfírica fechada (DP); c) Feições pedológicas de excremento (Ex) em canais (C); d) Nódulo ferriargiloso (No)..... 94
- Figura 27.** Fotomicrografias do horizonte Bt2 do perfil 2 da topossequência 1 (T1P2). a) Preenchimento denso completo de argila e óxidos de ferro em forma de crescente (Cr) sob luz polarizada cruzada (XPL); b) Fábrica birrefringente poroestriada envolvendo nódulo ferruginoso fortemente impregnado em distribuição porfírica duplo espaçada sob XPL; c) Nódulo ferruginoso (No) impregnativo sob XPL; d, e) Fábricas birrefringentes poroestriada (Pe), granoestriada (Ge) e mosaico (Mo) sob XPL. f) Poroestria. Luz polarizada plana (LPL). 95
- Figura 28.** Fotomicrografias do horizonte A do perfil 3 da topossequência 1 (T1P3). a) Restos vegetais (RV) no interior de canal. Luz polarizada plana (LPL); b) Restos vegetais (RV) e excrementos (Ex) em LPL; c) Fábrica birrefringente poroestriada (Pe) vista sob luz polarizada cruzada (XPL). Detalhe em LPL; d) Nódulo ferruginoso (No) e grão de quartzo (Qz) envoltos por granoestrias (Ge) em distribuição pórfiro-enáulica (PE) sob XPL. Detalhes em LPL..... 97
- Figura 29.** Fotomicrografias do horizonte Bi1 do perfil 3 da topossequência 1 (T1P3) sob luz polarizada cruzada (XPL). Detalhes sob luz polarizada plana (LPL). a) Preenchimentos soltos descontínuos de canais por excrementos (Ex) em matriz com distribuição porfírica (DP); b) Grãos de quartzo arredondados e subarredondados em matriz de distribuição pórfiro-enáulica (DPE); c) Fundo matricial com fábricas birrefringentes poroestriadas, granoestriadas e salpicadas grânidas com microestrutura em blocos subangulares (BSa); d, e) Nódulos ferruginosos (No) fortemente impregnados envoltos por granoestrias (Ge); f) Nódulo (No) ferromanganeso concêntrico separado da matriz por microfissuras (Fi) visto sob luz polarizada plana (LPL). 98
- Figura 30.** Fotomicrografias da transição entre os horizontes Ak'1 e Ak'2 do perfil T2P1 em luz polarizada cruzada (XPL). Detalhes em luz polarizada plana (LPL). a) Microfóssil de gastrópode (Ga) em micritização no interior de canal e quartzo (Qz); b) Nódulos de calcita típicos (NC) e microfóssil de gastrópode (GA); c) Nódulos de calcita geódico (NG) e microfóssil de espiriférido (Es) em matriz com distribuição enáulica e porosidade de empacotamento (Pe); d) Microfóssil de espiriférido (Es) envolto por carbonato sob

LPL; e) Quartzo (Qz) em envelope carbonático; f) Revestimento de poros por calcita micrítica (CM). 102

Figura 31. Fotomicrografias dos horizontes Ck'2 + Ck'3 do perfil T2P1 em luz polarizada cruzada (XPL). Detalhes em luz polarizada plana (LPL). a) Revestimento de poros por cristais de calcita acicular (CA), preenchimentos soltos descontínuos por cristais de calcita micrítica (CM) e fósfil de espiriférido (Es); b) Detalhe de ponte formada por cristais de calcita acicular (CA) ligando as paredes dos poros; c) Microfósfil de gastrópode (Ga) em vias de micritização; d) Revestimento de canal por calcita micrítica (CM) e preenchimento solto contínuo por excrementos (Ex); e) Matriz com fábrica cristalítica e cavidades policôncavas (CP); f) Nódulo ferruginoso envolto por camadas concêntricas de carbonato. 104

Figura 32. Fotomicrografias do horizonte Ap do perfil 2 da topossequência 2 (T2P2) em luz polarizada cruzada (XPL) à esquerda e em luz polarizada plana (LPL) à direita. a) Distribuição porfírica fechada (DP) e fábrica birrefringente indiferenciada; b) Agregados em blocos subangulares (BSa) separados por canais (C); c) Feições de excremento no interior de canais (Ex), nódulos ferruginosos (No) e grãos de quartzo (Qz) mal selecionados; d) Preenchimento solto contínuo de canal por feições de excremento. 105

Figura 33. Fotomicrografias do horizonte E do perfil 2 da topossequência 2 (T2P2). a) Preenchimentos densos de argila iluvial (PD), grãos de quartzo (Qz) e canal (C) sob luz polarizada cruzada (XPL). Detalhe em luz polarizada plana (LPL); b) Preenchimentos densos de argila iluvial (PD) e preenchimento solto completo de poro por nódulos de calcita (NC) e calcita acicular (CA) sob XPL. Detalhe em LPL; c) Preenchimento denso completo de argila com feições amorfas de segregação de ferro (PD) em poro (P) sob LPL; d) Nódulo ferruginoso (No) fissurado, com preenchimento de calcita acicular (Pr) em XPL e) Hiporrevestimento de poro por ferro (Fe) e mosqueado (Mo) sob XPL. Detalhe em LPL; f) Preenchimento (Pr) e revestimento (Re) de poro por calcita acicular e distribuição porfírica aberta (DP) sob XPL. Detalhe em LPL. 106

Figura 34. Fotomicrografias do horizonte Ap do perfil 3 da topossequência 2 (T2P3) sob luz polarizada cruzada (XPL). Detalhes sob luz polarizada plana (LPL). a) Resíduos vegetais (Ve), excrementos (Ex) e microestrutura em blocos subangulares (BSa); b) Nódulo ferruginoso impregnativo (No) e mosqueado (Mo) em matriz com fábrica birrefringente indiferenciada. 107

Figura 35. Fotomicrografias da transição entre os horizontes E e Bt1 do perfil 3 da topossequência 2 (T2P3) (Zona A) em luz polarizada cruzada (XPL). Detalhes em luz polarizada plana (LPL). a) Matriz com distribuição porfírica aberta (DP) onde se encontram nódulos ferruginosos (No) e grãos de quartzo (Qz) em abundância; b) Microestrutura em blocos subangulares (BSa) separados por canais (C); c) Porosidade cavitária (Cv); d) Grão de quartzo (Qz) e preenchimento solto contínuo de canal por cristais de calcita acicular (Pr); e) Revestimento de cavidade por cristais de calcita acicular (Re) formando ninhos; f) Detalhe dos cristais de calcita acicular (Ca). 108

Figura 36. Fotomicrografias da transição entre os horizontes E e Bt1 do perfil 3 da topossequência 2 (T2P3) (Zona B) em luz polarizada cruzada (XPL). Detalhes em luz polarizada plana (LPL). a) Preenchimento (Pr) denso completo de argila e ferro iluviais; b) Preenchimento (Pr) e revestimento (Re) de poros por calcita acicular formando pontes (P); c) Preenchimento solto contínuo de canal e fissura por calcita acicular; d) Detalhe do preenchimento de calcita acicular mostrando tendência de arranjo paralelo em relação à parede do poro. 110

- Figura 37.** Fotomicrografias de morfotipos de fitólitos de Monocotiledôneas Poaceae e Arecaceae (Palmaceae) identificados no horizonte A1 do perfil T1P3. Poaceae: a, b) *bilobate*; c, d) *bilobate queimado*; e) *elongate echinate*; f, g) *elongate psilate* corroído; h, i, j, k) *trapeziform*; l) *bulliform (fan-shaped)*; m) *parallepipedal (bulliform)*; n) *parallepipedal (bulliform)* corroído; o, p) *cylindric sulcate tracheid*. Arecaceae (Palmaceae): q) *globular echinate*. Escala utilizada: 10 µm..... 111
- Figura 38.** Fotomicrografias de morfotipos de fitólitos de Monocotiledôneas Poaceae e Eudicotiledôneas identificados no horizonte A2 do perfil T1P3. Poaceae: a, b) *bilobate*; c, d) *bilobate* corroído; e) *elongate echinate*; f) *elongate castelate*; g) *elongate psilate* corroído; h, i) *trapeziform*; j) *cylindric sulcate tracheid*; k) *bulliform (cuneiform bulliform ou fan-shaped)*. Eudicotiledôneas: l, m) *block polygonal*; n) *block polygonal* corroído; o, p) *Cystollite*. Escala utilizada: 10 µm. 112
- Figura 39.** Fotomicrografias de morfotipos de fitólitos de Monocotiledôneas Poaceae e Arecaceae (Palmaceae) e Eudicotiledôneas identificados no horizonte Bi1 do perfil T1P3. Poaceae: a, b, c) *bilobates*; d) *bulliform (cuneiform bulliform ou fan-shaped)*; e) *bulliform (cuneiform bulliform ou fan-shaped)* corroído; f, g, h) *elongate echinate*; i, j, k) *bulliform (parallepipedal bulliform)* corroído. Arecaceae (Palmaceae): l) *globular echinate* queimado. Eudicotiledôneas: m, n, o, p) *block polygonal*. Escala utilizada: 10 µm. 113
- Figura 40.** Fotomicrografias de morfotipos de fitólitos de Monocotiledôneas Poaceae e Eudicotiledôneas identificados no horizonte BC do perfil T1P3: a) *bilobate*; b) *bilobate* queimado; c, d) *bilobate* corroído; e) *elongate psilate*; f) *elongate echinate*, corroído; g) *trapeziform sinuate*; h) *bulliform (cuneiform bulliform ou fan-shaped)*; i) *bulliform*. Eudicotiledôneas; j) *block polygonal*. Escala utilizada: 10 µm..... 114
- Figura 41.** Análise de agrupamento hierárquico - Método Ward da assembleia fitolítica do perfil T1P3..... 116
- Figura 42.** Análise dos componentes principais (PCA) da assembleia fitolítica do perfil T1P3. Plano de elipses e dispersão de pontos de cada fitolítica. Pontos com o código de cada amostra. 117
- Figura 43.** Distribuição da assembleia de fitólitos no perfil 3 da topossequência 1 (T1P3). Índices Fitolíticos: I_{ph} = Índice de Adaptação à Aridez; I_c*100: Índice Climático; D/P: Índice de Densidade Arbórea. 118

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1. REVISÃO DE LITERATURA.....	3
2.1. Gênese e Evolução de Sistemas Cársticos.....	3
2.2. A Influência do Clima na Carstificação.....	9
2.3. O Papel do Relevo na Formação dos Solos.....	11
2.4. Sistemas Cársticos e Formação de Solos.....	14
2.5. Mineralogia e Micromorfologia dos Horizontes Cálcicos e Petrocálcicos.....	22
2.6. O Uso dos Fitólitos como Indicadores Paleoambientais e de Descontinuidade..	27
2. MATERIAL E MÉTODOS	32
3.1. Localização e Características do Meio Físico.....	32
3.1.1. Localização	32
3.1.2. Clima.....	34
3.1.3. Vegetação primária e uso atual	35
3.1.4. Hidrografia.....	37
3.1.5. Geologia	37
3.1.6. Geomorfologia.....	41
3.1.7. Solos	42
3.2. Escolha das Toposequências.....	42
3.3. Descrição dos Perfis e Coleta de Amostras.....	45
3.4. Determinações Analíticas	45
3.4.1. Análises físicas	45
3.4.2. Análises químicas.....	46
3.4.3. Carbono orgânico, extração e fracionamento químico da matéria orgânica ..	48
3.4.4. Análises mineralógicas	49
3.4.5. Análises micromorfológicas	50
3.4.6. Análises de fitólitos	50
3.5. Classificação dos Solos.....	52
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO	53
4.1. Caracterização da Superfície e da Morfologia dos Perfis de Solos	53
4.1.1. Forma da superfície e solos.....	53
4.1.2. Atributos morfológicos.....	55
4.2. Caracterização Analítica dos Perfis de Solos	62
4.2.1. Atributos físicos	62
4.2.2. Atributos químicos	69
4.2.3. Fracionamento da matéria orgânica.....	74
4.2.4. Complexo de meteorização e formas extraíveis de ferro	78
4.3. Mineralogia dos Perfis de Solos.....	84
4.3.1. Mineralogia da fração areia	84
4.3.2. Mineralogia da fração silte	85

4.3.3. Mineralogia da fração argila	86
4.4. Micromorfologia dos Perfis de Solos.....	88
4.5. Análise Fitolítica	110
4.6. Gênese e Classificação dos Solos.....	120
4. CONCLUSÕES.....	128
5. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	130
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	131
7. ANEXOS	155

1. INTRODUÇÃO

De inquestionável valor científico, cultural, ambiental e cênico, os sistemas cársticos, em especial os de litologia carbonática, vêm sofrendo com a ação antrópica através de atividades de mineração, exploração agrícola e/ou pecuária e ocupação urbana das suas terras, sem que sejam observadas suas características geológicas, geomorfológicas e hidrogeológicas. Constituídas por rochas de elevada solubilidade, tais sistemas apresentam grande fragilidade ambiental, onde a ocupação intensiva e desordenada das terras pode resultar, entre outras consequências, em acidentes geológicos provocados pelo colapso de rochas e subsidências dos solos, bem como no comprometimento da qualidade das águas subterrâneas em razão da velocidade com que os contaminantes as alcançam. Apesar de sua importância e de constituírem regiões de grande fragilidade e a despeito de representarem uma porção significativa do território nacional, os ambientes cársticos de litologia carbonática, entretanto, pouco têm sido estudados no Brasil, tendo as pesquisas se concentrado principalmente no ramo da espeleologia, carecendo estudos em outras áreas de conhecimento.

Na Serra da Bodoquena, uma das mais extensas áreas de carste contínuo do Brasil, caracterizada por um conjunto de feições como dolinas, cavernas, sumidouros, surgências, ressurgências e tufas calcárias, as pesquisas têm se concentrado sobretudo no município de Bonito (MS). A maior parte do sistema cárstico do Grupo Corumbá (AULER & FARRANT, 1996), onde está localizada a unidade de proteção integral do Parque Nacional da Serra da Bodoquena, permanece ainda inexplorado, o que dificulta a gestão do Parque e dos seus recursos naturais, entre eles os solos.

Com elevada fertilidade química natural, os solos formados em sistemas cársticos carbonáticos apresentam como principais características saturação por bases elevada, próxima a 100%, predomínio do íon Ca^{2+} no complexo sortivo e teores elevados de carbonato de cálcio, expressos em ambientes secos na forma dos horizontes cálcicos e/ou petrocálcicos. Empregados no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos – SiBCS (EMBRAPA, 2013) em vários níveis categóricos, os horizontes cálcicos contêm 150 g kg^{-1} ou mais de CaCO_3 equivalente e no mínimo 50 g kg^{-1} a mais de carbonato que o horizonte ou camada subjacente, enquanto que horizontes petrocálcicos resultam da consolidação de horizontes cálcicos por carbonatos de cálcio e/ou de magnésio. Contínuos pelo menos em toda a largura de uma das faces do perfil e fortemente cimentados de modo que as raízes só conseguem penetrar ao longo de fraturas verticais, os horizontes petrocálcicos são considerados evidências do avanço evolutivo no processo de calcificação e ótimos indicadores paleoclimáticos e paleoambientais, assim como os horizontes cálcicos.

Entretanto, muito embora os horizontes cálcicos e petrocálcicos sejam reconhecidos no SiBCS como horizontes diagnósticos, poucas são as informações disponíveis a respeito da ocorrência dos mesmos no Brasil, carecendo-se de maiores informações sobre sua gênese e caracterização de seus atributos químicos, físicos, mineralógicos e micromorfológicos em condições de clima tropical. Fato é que até o momento não se conhece descrição de solo no território nacional com a presença incontestemente de horizonte petrocálcico, embora haja menção à sua possível ocorrência no Estado do Mato Grosso do Sul.

Nesse contexto, três hipóteses foram investigadas no presente trabalho:

a) No carste carbonático da Serra da Bodoquena existem condições edafoclimáticas favoráveis à acumulação expressiva de carbonato de cálcio com a consequente formação de horizontes cálcicos e/ou petrocálcicos.

b) A presença de horizontes cálcicos e/ou petrocálcicos nos solos está condicionada a um baixo grau de evolução pedogenética.

c) As precipitações carbonáticas nos solos podem ter origem geogênica ou pedogênica e isto depende, sobretudo, da posição e forma da paisagem onde os solos se desenvolvem.

O trabalho teve como objetivo geral compreender a gênese dos solos desenvolvidos a partir de litologia carbonática em condições de clima tropical, tendo como objetivos específicos: a) identificar os processos responsáveis pela gênese dos solos; b) avaliar, por meio da assembleia fitolítica dos solos, a influência de condições paleoclimáticas na gênese das precipitações carbonáticas; c) fornecer subsídios para uma melhor caracterização e/ou definição de horizontes cálcicos e petrocálcicos no SiBCS.

1. REVISÃO DE LITERATURA

2.1. Gênese e Evolução de Sistemas Cársticos

De origem alemã, o termo *karst*, do qual se originou o neologismo brasileiro “carste”, provém da região do *Kras*, região de litologia calcária e paisagem nua, seca e pedregosa situada no leste europeu, mais precisamente no noroeste da Eslovênia (TRAVASSOS, 2007). A utilização do termo *karst* a partir de 1840 para identificação do *Kras*, reconhecido pela UNESCO como Patrimônio Cultural da Humanidade graças ao seu Sistema de Cavernas *Škocjanske*, formado a partir da dissolução das rochas carbonáticas pela água, resultou na sua adoção para identificação de outras paisagens semelhantes do redor do globo (FORD & WILLIAMS, 1989; KARMANN, 2000). No fim do século XIX, estudos sistemáticos sobre a morfologia cárstica foram desenvolvidos por Albrecht Penck, um dos “pais” da Geomorfologia, e seus discípulos Alfred Grund e Jovan Cvijić, tendo este último publicado a obra *Das Karstphenomen*, considerada um dos primeiros tratados sobre a gênese dos sistemas cársticos (BIGARELLA et al., 1994; KOHLER, 1994; WHITE, 2007). Também o surgimento da primeira “Sociedade de Cavernas” em 1879, na Áustria, impulsionou os estudos sobre os carstes na Europa.

Os termos *holokarst* e *merokarst* foram introduzidos por Cvijić em 1925 para distinguir sistemas cársticos constituídos essencialmente por rochas carbonáticas puras (*holokarst*) das áreas constituídas por formações calcárias intercaladas por rochas não calcárias e por essa razão consideradas semicársticas (*merokarst*). Enquanto que em um *holokarst* todas as características geomorfológicas e hidrogeológicas típicas dos carstes estão presentes ou são ativas de alguma forma, a presença de impurezas nas rochas de um *merokarst* pode representar um fator impeditivo ao seu pleno desenvolvimento. As impurezas mais comuns encontradas nas rochas calcárias compreendem minerais de argilas e quartzo, capazes de reduzir a velocidade da evolução de um carste por conferir a estes maior resistência ao intemperismo químico (FORD & WILLIAMS, 2007).

Dentre as características geomorfológicas e hidrogeológicas típicas dos carstes carbonáticos, destacam-se na superfície (exocarste): pontes naturais, vales cegos e semicegos, cones, torres, tufas, lapiás¹, nascentes e ressurgências, além de depressões fechadas de vários tamanhos, denominadas dolinas², poljés³, uvalas⁴ (CHRISTOFOLETTI, 1980; GUERRA & GUERRA, 2003). Em subsuperfície (endocarste) ocorrem cavernas e condutos onde comumente são encontrados espeleotemas tais como estalactites, estalagmites, colunas e cortinas, além de um sistema de drenagem alimentado por inúmeros sumidouros. Para Sweeting (1973) e Bigarella et al. (1994), o reconhecimento de um *holokarst* – carste típico de litologia calcária, implica na existência de drenagem predominantemente vertical e subterrânea (criptorreica), sendo raros os cursos d’água superficiais em virtude da sua penetração nas fendas criadas pela solubilização das rochas calcárias (sumidouros), o que pode implicar, quando da sua maturidade, no total desaparecimento dos cursos d’água superficiais.

¹Caneluras paralelas que entalham a superfície das rochas calcárias.

²Depressões fechadas circulares ou elípticas que se formam na superfície do terreno.

³Largas depressões fechadas, com comprimentos e larguras que chegam a dezenas de quilômetros de largura, com paredes abruptas, fundo plano rochoso ou, mais comumente, recoberto por aluviões ou depósitos lacustres.

⁴Complexo de formas de depressões fechadas com mais de um ponto de captação de água em seu conjunto.

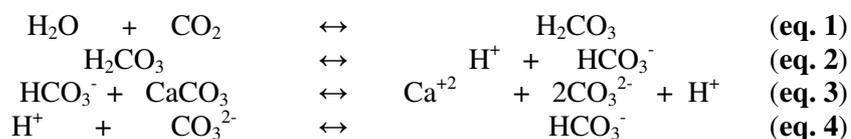
Nem todo carste carbonático é igual. Enquanto que algumas regiões são um conjunto de formas rugosas que compreendem depressões profundas e colunas pontiagudas, outras podem apresentar relevo suave com apenas algumas depressões que as caracterizam como cársticas (HARDT & PINTO, 2009). Dessa forma, o grau de desenvolvimento de um carste varia grandemente dependendo do clima, relevo e tempo. Brooks (1967) e Blair (1997) vão além, ao incluírem a estrutura (representada pela presença de fissuras e/ou fraturas), a composição mineralógica das rochas, e a hidrologia da região como fatores determinantes do desenvolvimento do modelado cárstico.

Os processos hidrológicos e químicos que ocorrem nas paisagens cársticas são melhor compreendidos quando analisados sob a ótica sistêmica, isto é, um carste deve ser visto como um conjunto ordenado de elementos relacionados entre si por processos dinâmicos que atuam desde a gênese das rochas carstificáveis e nos quais existe um fluxo contínuo de matéria e energia (KLIMCHOUCK & FORD, 2000). Para Ford & Williams (1989), tais paisagens são grandes sistemas abertos compostos por dois subsistemas integrados, o hidrológico e o geoquímico, que agem sobre rochas suscetíveis à dissolução.

É importante observar que a hidrologia das paisagens cársticas apresenta características bem diferentes das áreas não cársticas, entre as quais a alteração de permeabilidade das rochas com o tempo (HARDT & PINTO, 2009). Nas regiões não cársticas, o movimento da água no interior das rochas se dá através dos poros formados durante a diagênese (porosidade intergranular ou porosidade primária), o que já não acontece nas áreas de carstes carbonáticos onde as rochas calcárias, por serem maciças, não permitem uma circulação eficiente da água. Nestas, a porosidade primária é praticamente eliminada durante a cimentação diagenética e a dissolução química das rochas encaixantes ocorre pela percolação da água ao longo de fraturas, planos de acamamento e juntas formadas durante a deformação tectônica (porosidade secundária) (FORD & WILLIAMS, 1989).

A chave fundamental para a compreensão da hidrologia cárstica passa pela reconstituição dos eventos tectônicos que precederam a carstificação. Dentre estes eventos, a formação das fraturas deve ocorrer antes da carstificação, uma vez que para que ocorra a percolação da água através das rochas nestes ambientes é necessária a existência de descontinuidades litológicas rúpteis, representadas pelas fraturas formadas durante as deformações tectônicas (SILVA, 2006). Com a continuidade do processo de dissolução que leva ao alargamento da rede de fissuras, juntas e fraturas, formam-se cavidades internas por onde circulam as águas subterrâneas, o que torna esses sistemas sujeitos a frequentes abatimentos e inundações, naturais ou induzidas pela atividade antrópica.

Nos carstes de litologia calcária ou típicos, a meteorização ocorre pela fragmentação mecânica das rochas calcárias sob temperaturas elevadas dando origem a fraturas através das quais a água, ao percolar, promove reações de dissolução. Estas têm início quando a água da chuva absorve o gás carbônico da atmosfera ou da matéria orgânica do solo e se torna levemente acidulada, formando o ácido carbônico (eq. 1). Uma vez formado, o ácido carbônico se dissocia para formar íons de hidrogênio e bicarbonato (eq. 2), que reage com a calcita, principal constituinte da rocha calcária, dissolvendo-a e liberando cálcio, carbonato e hidrogênio (eq. 3). Finalmente, o íon carbonato se combina com o íon de hidrogênio para formar o íon bicarbonato (eq. 4), que por ser solúvel em água é facilmente carregado para fora do sistema, com o conseqüente aumento da porosidade secundária e evolução do sistema cárstico.



Dessa forma, como o ácido carbônico é um dos principais reagentes de solubilização das rochas calcárias, a concentração de CO₂ no meio está diretamente relacionada com o fenômeno da carstificação. Em condições normais, o conteúdo de CO₂ na atmosfera varia de 250 a 350 ppm, sendo tal teor suficiente para aumentar em quatro vezes o poder dissolução da água (DIAS, 2009). Um agente corrosivo eventualmente presente nestes ambientes, notadamente no início do desenvolvimento da carstificação é o ácido sulfúrico resultante da oxidação de minerais acessórios como a pirita e a galena, frequentes em rochas carbonáticas. Xavier Neto (2006) destaca ainda outros fatores que interferem nas reações de dissolução graças a variações no teor de CO₂ da água e do ar, entre os quais a pressão, o pH, a temperatura e os processos biológicos.

A dissolução das rochas carbonáticas pode ser congruente ou incongruente⁵ (HARDT & PINTO, 2009). Em condições normais, os minerais associados aos carstes típicos sofrem dissolução congruente e o carste evolui rapidamente, sendo a morfologia cárstica mais evidente. Reações incongruentes são, entretanto, comuns, e nesses casos os resíduos decorrentes da dissolução das rochas formam solos e depósitos diversos, o que pode ocultar ou modificar a esculturação do relevo, tornando menos visível a existência do carste em determinadas áreas (FORD & WILLIAMS, 1989). A presença de impurezas como o quartzo, por exemplo, nas rochas carbonáticas ou mesmo em rochas não carbonáticas que ocorram intercaladas com as rochas calcárias (*merokarst*), pode reduzir a velocidade de evolução de um sistema cárstico típico.

A determinação do grau de evolução de um carste, entretanto, é um problema extremamente complexo, uma vez que este pode “parar e recomeçar” diversas vezes, o que faz com que a carstificação seja caracterizada como um fenômeno poligenético e policíclico dependente diretamente da energia hidrodinâmica do sistema (BOSÁK, 2003). Para Bosák (2003), o sistema se encontra em um estágio estacionário quando a circulação da água e seu potencial de dissolução química das rochas cessa, interrompendo a carstificação. Por outro lado, a entrada de uma nova energia no sistema pode levar à reativação da carstificação. Bosák postula ainda que quanto maior o tempo de exposição, o gradiente hidráulico e a quantidade de água no sistema – uma vez que dela depende a solubilização das rochas, mais desenvolvido é o carste e mais visíveis são as suas feições. Também a presença de descontinuidades estratigráficas pode interferir na velocidade de erosão destas paisagens.

Quatro são os estágios de carstificação: inicial, juvenil, maduro e senil (WHITE, 1988 apud XAVIER NETO, 2006). No estágio inicial, a velocidade da água no sistema é baixa e seu fluxo é laminar e difuso. Neste estágio, a gênese de porosidade secundária é reduzida e pouca água percola pelas rochas carbonáticas, sendo a drenagem predominantemente superficial. O estágio juvenil caracteriza-se pelo aumento da taxa de criação de porosidade secundária e surgimento de canais de drenagem subterrânea, com o início da implantação da paisagem flúviocárstica. No terceiro estágio, o da maturidade, ocorre a estabilidade hidrodinâmica e do modelado cárstico iniciando-se a segmentação das linhas de escoamento superficial graças ao surgimento de dolinas de dissolução. Finalmente no estágio senil, tem-se o decréscimo da criação de porosidade com aumento da sua destruição. Estes estágios, entretanto, nem sempre se sucedem, uma vez que podem ocorrer eventos que levem à sua interrupção, como por exemplo, mudanças climáticas, rebaixamento do nível de base de erosão, soerguimentos, transgressões marinhas, etc. Daí o caráter policíclico desse sistema, defendido por Bosák (2003).

⁵A dissolução congruente é caracterizada pela completa dissolução dos minerais, não havendo formação de novas fases sólidas, enquanto que na incongruente formam-se novas fases (YADAV & CHAKRAPANI, 2006).

Apesar de ser um tema ainda sujeito a controvérsias, atualmente o termo cárstico, usado originalmente para caracterizar paisagens com características geomorfológicas e hidrogeológicas típicas, tanto macroscópicas quanto microscópicas, oriundas da dissolução de rochas carbonáticas de grande solubilidade (FLUGEL, 2004), vem sendo empregado também em áreas formadas por rochas siliciclásticas como é o caso de arenitos, quartzitos ou gnaisses (AULER & FARRANT, 1996; GILLIESON, 1996; UAGODA et al., 2006).

A razão da polêmica a respeito do uso do termo cárstico em litologias não carbonáticas deve-se à dificuldade em se mensurar a importância do processo da solubilidade na gênese do modelado cárstico. Aqueles que defendem o uso do termo em rochas não carbonáticas postulam que nessas áreas existe solubilidade, embora a mesma possa não ser o fator preponderante. Nos arenitos e quartzitos, a carstificação pode ser explicada pela ocorrência de condições climáticas favoráveis ao intemperismo, por um longo tempo de exposição das rochas aos processos intempéricos, além da existência de elementos catalisadores da dissolução, entre os quais minério de ferro, matéria orgânica e cimentos carbonáticos (HARDT et al., 2009).

Para distinguir carstes desenvolvidos em rochas carbonáticas daqueles desenvolvidos em outras litologias, alguns autores adotaram o termo pseudocarste para as superfícies formadas em rochas não carbonáticas onde a dissolução das rochas ocorre de forma subordinada aos processos mecânicos, possibilitando o desenvolvimento de formas similares aos “carstes clássicos”. Outros pesquisadores vão ainda mais longe ao considerarem que pseudocarstes compreendem formas de relevo que se assemelham a carstes, mas que não têm sua origem associada ao processo de dissolução química das rochas (HARDT et al., 2009).

A discussão sobre carstes e pseudocarstes é para Jennings (1983) uma mera questão de terminologia e os carstes devem ser reconhecidos “*in terms of the process, solution, which is thought to be critical (but not necessarily dominant) in the development of the landforms and drainage characteristic of karst*”. Outros como Hardt et al. (2009) por sua vez, defendem a substituição da palavra pseudocarste por termos mais específicos que façam referência à natureza do processo que deu origem ao sistema cárstico, ou à sua litologia, a exemplo do que fez Renault (1953), ao usar o termo carste arenítico na identificação de carste no Saara Meridional.

Diversos pesquisadores reportam a ocorrência de carstes em arenitos em várias partes do mundo, entre os quais Urban (2005), ao estudar a gênese de cavernas formadas na região central da Polônia e El Sayed & El Gammal (2010), que discutem a ocorrência de carste arenítico no Egito. Yanes (2006), em estudo dos sedimentos lacustres no Escudo das Guianas na Venezuela, verificou a ocorrência de carste desenvolvido em arenito quartzoso na região, ao qual chamou de pseudocarste. Ainda na Venezuela, carstes em quartzito foram reportados por Piccini & Mecchia (2009). Young (1987) descreve a existência de sistemas cársticos no noroeste da Austrália, em sedimentos quartzosos formados em condições de intensa lixiviação de sílica. O fenômeno da carstificação tem sido estudado também em outras litologias, por exemplo, em gipsita e granito (VIDAL ROMANI & RODRIGUEZ, 2007).

No Brasil, é grande a variedade de sistemas cársticos em arenitos, como comprovam os estudos de Hardt (2004), em Cocalinho (MT); Nogueira & Sarges (2001) em Presidente Figueiredo (AM); Morais & Souza (2009), no Tocantins; Robaina & Bazzan (2008), no município de Nova Esperança do Sul (RS); Spoladore & Cottas (2005) no Paraná; Monteiro & Ribeiro (2001) na Serra de Itaqueri (SP); e Coltrinari (1999), também em São Paulo, entre outros. Também a carstificação em quartzito foi estudada no território nacional na gruta do Salitre em Diamantina (MG) por Baggio et al. (2011), em São Tomé das Letras (MG) por Marques Neto (2008), e em Goiás, por Karmann et al. (2001).

Apesar de a carstificação ser passível de existir, em tese, em qualquer litologia, as ocorrências mais comuns são em rochas carbonáticas como o calcário e o dolomito que representam juntos 20% das áreas emersas do planeta (FORD & WILLIAMS, 2007) e cerca de 6% do território brasileiro.

As superfícies cársticas sobre litologia carbonática no Brasil datam do Proterozóico Superior e Cambriano Inferior, estando a maioria das áreas na região central do país, nos estados de Goiás, Minas Gerais e Bahia, correspondendo aos Grupos Bambuí e Una (KARMANN, 1994). Nas demais regiões, destaca-se a Formação Jandaíra, no Nordeste; o Grupo Açungui em São Paulo e a Formação Araras, no Mato Grosso, além do Grupo Corumbá, na Serra da Bodoquena, em Mato Grosso do Sul (AULER & FARRANT, 1996) (Figura 1).

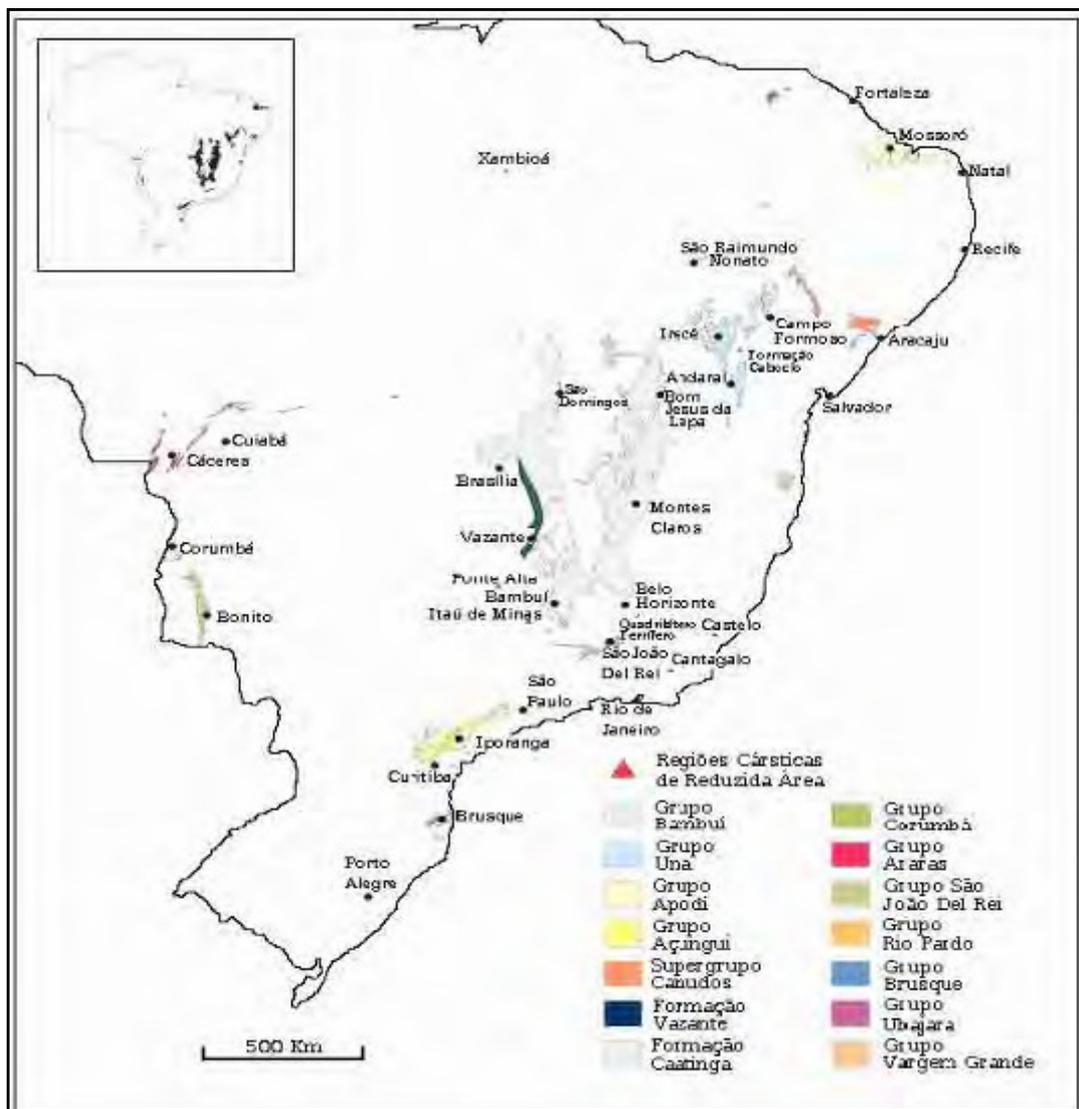


Figura 1. Áreas de carstes no Brasil. Modificado de Auler et al. (2001).

Reconhecidas como algumas das mais belas e fascinantes paisagens do planeta e pelas valiosas reservas de água subterrânea que possuem, as áreas de carste têm servido de abrigo e fonte de alimentos desde os primórdios da humanidade, como comprovam as pinturas

rupestres e demais vestígios arqueológicos encontrados em cavernas ou abrigos sob rochas nas mais diversas partes do mundo. De inquestionável valor científico, cultural e ambiental, estas áreas são importantes também como fonte de reservas minerais, como potencial turístico e devido à riqueza dos seus solos – a maioria agricultável. Por todo o mundo é possível encontrar populações inteiras sendo abastecidas por mananciais cársticos e ainda hoje povos de diferentes culturas utilizam as cavernas como locais para a prática de cultos religiosos.

A ocupação e utilização de sistemas cársticos pelo homem, entretanto, devem ser criteriosas, tendo-se em conta a fragilidade ambiental desses sistemas, frequentemente sujeitos a abatimentos do terreno e altamente suscetíveis à poluição de seus mananciais em função da macroporosidade das rochas que os constituem (HERMANN et al., 1998). As atividades agrícolas e pecuárias praticadas em solos desenvolvidos a partir de rochas calcárias devem ser livres do uso de agrotóxicos e adubos químicos e é imprescindível a existência de um sistema de saneamento básico eficaz no tratamento de efluentes sanitários em áreas de ocupação urbana, além de monitoramento ambiental das áreas de mineração, o que inclui um planejamento integrado dessas áreas com base no conhecimento dos seus recursos naturais.

Apesar da sua reconhecida importância econômica, científica e cultural e a despeito de sua reconhecida fragilidade física, entretanto, os ambientes cársticos pouco têm sido estudados no Brasil. A maior parte das pesquisas é no ramo da geologia, geomorfologia, hidrologia e espeleologia, carecendo, portanto, de estudos sob a ótica de outras ciências, como a pedologia. Na Serra da Bodoquena, em Mato Grosso do Sul, por exemplo, muito embora tenha sido criada em setembro de 2000 a unidade de conservação integral do Parque Nacional da Serra da Bodoquena com o fim de preservar a biodiversidade de um dos maiores remanescentes contínuos de mata atlântica do país, os estudos têm se concentrado principalmente na região do município de Bonito, permanecendo inexplorada a maior parte do sistema cárstico do Grupo Corumbá (AULER & FARRANT, 1996).

De litologia carbonática, a Serra da Bodoquena, uma das mais extensas áreas de carste contínuo do Brasil, além de possuir uma abundância de feições cársticas, entre as quais dolinas, cavernas, ruínas, sumidouros, surgências, ressurgências e poljés, apresenta ainda uma grande concentração de tufas calcárias – um tipo de depósito carbonático recente formado em águas doces, o que a diferencia das demais paisagens cársticas do território nacional (OLIVEIRA et al., 2008). A ocorrência de limites definidos por contatos claros e abruptos entre as tufas e as demais litologias, e a mapeabilidade dos depósitos de tufa, levaram Sallun Filho et al. (2009) a proporem a criação de uma nova unidade estratigráfica para identificação dos depósitos sedimentares de tufas calcárias do carste da Bodoquena, denominada Formação Serra da Bodoquena.

Apesar da evidente morfologia cárstica, o carste da Serra da Bodoquena já foi considerado incompletamente desenvolvido por Almeida (1965):

“A despeito da existência de cursos subterrâneos, pareceu-nos que a maior parte da drenagem seja superficial, fluindo em vales que se apresentavam secos por ocasião de nossas viagens, realizadas no rigor da estiagem. De tal modo, apresenta-se a Bodoquena como um carste incompletamente desenvolvido, e isso é surpreendente quando se consideram as condições favoráveis ali reunidas para o desenvolvimento do relevo cárstico”.

A existência de uma rede de drenagem predominantemente superficial na Serra da Bodoquena, onde a precipitação média varia entre 1.200 e 1.500 mm/ano, só poderia ser explicada por uma baixa evolução do modelado cárstico, uma vez que carstes maduros se caracterizam pelo completo desaparecimento da drenagem superficial, passando a ser toda ela subterrânea (KOHLENER, 1994).

O retardamento no desenvolvimento do sistema cárstico da Bodoquena, notadamente na face ocidental da Serra, parece ser devido à natureza predominantemente dolomítica das rochas calcárias que constituem o Planalto da Bodoquena, uma vez que a presença de magnésio nas rochas carbonáticas confere a estas uma maior resistência à dissolução pela água (ALMEIDA, 1965). Além disso, a intercalação de camadas detríticas de baixa permeabilidade (argilosas) e a presença de veios de quartzo preenchendo zonas de fraturamento nas rochas calcárias da Formação Cerradinho do Grupo Corumbá deve contribuir para a menor evolução do sistema cárstico da Serra da Bodoquena (DIAS, 2000). Nas porções oriental e sul da Serra, onde predominam calcários calcíticos, mais facilmente solubilizados, as feições cársticas apresentam-se mais evoluídas, estando aí a maior concentração de cavernas, abismos e dolinas de todo o sistema cárstico da Bodoquena.

Corroborando os estudos sobre o caráter policíclico da carstificação, segundo os quais eventos tectônicos como soerguimentos podem interromper a evolução de um carste (BOSÁK, 2003), trabalhos sobre a geomorfologia da Bacia do Pantanal têm aventado a existência de movimentações tectônicas recentes na Serra da Bodoquena. Algumas feições encontradas na Serra, entre as quais rios mais entalhados no bloco norte como, por exemplo, o Rio Salobro que corre em um “*canyon*” e a existência de uma escarpa de erosão remontante na face ocidental dela, são provavelmente indícios de um soerguimento tectônico mais intenso do bloco norte e subsidência relativa do bloco sul da Serra (SALLUN FILHO et al., 2004).

2.2. A Influência do Clima na Carstificação

A influência do clima no desenvolvimento das formas de relevo já é há muito reconhecida, notadamente na gênese e evolução dos sistemas cársticos, onde elementos climáticos como a precipitação pluvial e a temperatura exercem influência direta sobre a ação do ácido carbônico nas reações de dissolução das rochas.

Estudando a relação entre o regime de precipitação pluvial e a taxa de denudação cárstica⁶ em diferentes domínios climáticos, Smith e Atkinson (1976) verificaram que a precipitação pluvial é a principal variável a ser considerada na velocidade de evolução dos sistemas cársticos. Quanto maior a precipitação pluvial, maior a quantidade de água para atuar nos processos de dissolução das rochas e consequentemente maiores as taxas de denudação. Também a distribuição das chuvas ao longo do ano interfere no desenvolvimento do carste, uma vez que durante os períodos chuvosos a carstificação é mais intensa que nos períodos de estiagem (PULIDO, 2007).

De uma maneira simplificada, a velocidade e a intensidade de dissolução das rochas em um carste são controladas pela concentração do ácido carbônico na água de percolação, considerada o principal agente de esculturação nesses ambientes. Assim sendo, enquanto que nas regiões tropicais úmidas com precipitação pluvial superior a 2.000 mm/ano verifica-se a maior expressão dos fenômenos cársticos (BIGARELLA et al., 1994), nos ambientes extremamente secos e nas regiões glaciais, a baixa disponibilidade de água líquida no sistema reduz a solubilização dos minerais, resultando em ausência ou pouco desenvolvimento das feições cársticas. Por outro lado, carstes evoluídos têm sido encontrados nas regiões periglaciais, onde durante certa parte do ano existe água líquida disponível às reações de dissolução.

Analisando a velocidade de carstificação em diversos ambientes, Corbel (1959) encontrou as maiores taxas de denudação em climas equatoriais (4 a 9 m³/km²/ano) e tropicais (0,1 a 4,0 m³/km²/ano), estando as menores taxas associadas a climas temperados

⁶ A taxa de denudação cárstica, conceito introduzido por Corbel (1959) e posteriormente modificado, representa a quantidade de carbonato removida a cada 1.000 anos na forma de mm/ka (Ka = 1000 anos), equivalente a m³/km²/ano.

($0,9\text{m}^3/\text{km}^2/\text{ano}$) e árticos ($0,8\text{m}^3/\text{km}^2/\text{ano}$). Estudos realizados em regiões tropicais estimam que nestes ambientes a taxa de denudação das paisagens cársticas pode chegar a $45\text{kg}/\text{km}^2/\text{ano}$ (DREW, 1985).

Nos trópicos, além das elevadas precipitações pluviais, também as altas temperaturas médias contribuem indiretamente com a carstificação, uma vez que favorecem o desenvolvimento de uma maior cobertura vegetal. Nessas condições, aumentam as taxas de adição e decomposição da matéria orgânica do solo e conseqüentemente, a concentração de CO_2 no meio e o teor de ácido carbônico nas águas de infiltração (BIGARELLA et al., 1994). Por esse motivo, nas áreas cobertas por vegetação densa os carstes tendem a ser mais desenvolvidos quando comparados com áreas de pouca vegetação (BARRETO et al., 2007).

No sul da China, a ação de um clima quente e úmido sobre rochas calcárias esculpiu uma das mais belas e monumentais paisagens cársticas do mundo – um conjunto de torres e outras feições cársticas de cerca de meio milhão de Km^2 em meio à floresta úmida (FORD & WILLIAMS, 2007). No Brasil, comparações entre graus de evolução de sistemas cársticos em diferentes regimes climáticos foram realizadas por Silva (2006), que constatou diferenças na evolução dos carstes da região de Irecê (BA) e Sete Lagoas (MG) devido a diferenças no regime pluviométrico das regiões, mais intenso em Minas Gerais, uma vez que ambos os carstes são formados por rochas do Grupo Bambuí, de mesma idade e composição química. Ainda nesse sentido, estudos realizados por Almeida et al. (2006), Xavier Neto (2006) e Barreto et al. (2007) reportam a existência de cavernas com desenvolvimento mais restrito na região nordeste do Brasil quando comparadas às das regiões centro-oeste e sudeste em áreas até de mesma litologia (RIBEIRO, 2006; SIMÕES, 2007; DIAS, 2009). A influência do clima sobre a carstificação varia também de acordo com a litologia do carste. As melhores expressões de carste em evaporitos, por exemplo, são encontradas em ambientes relativamente secos, onde a pouca água disponível no ambiente é suficiente para dissolver as rochas.

Se por um lado as altas temperaturas combinadas às taxas elevadas de precipitação pluvial promovem o aumento da concentração de CO_2 e conseqüentemente, da carstificação devido à maior adição de matéria orgânica ao solo, pesquisas diversas têm reportado serem os climas frios os mais aptos à carstificação de rochas carbonáticas em razão da maior capacidade da água fria em absorver CO_2 e dissolver as rochas (LLADÓ, 1970; ALMEIDA et al., 2006;), uma vez que a solubilidade do CO_2 a 0°C é o dobro da solubilidade a 20°C (PILÓ, 2000). Em paralelo, a solubilidade da calcita aumenta de 55mgL^{-1} a 25°C , para 75mgL^{-1} a 0°C (FORD & WILLIAMS, 1989).

Há de se considerar que apenas a observação do clima atual é insuficiente para explicar a evolução do carste, uma vez que carstes bem desenvolvidos têm sido encontrados também em regiões áridas como no Egito e Sudão, no norte do continente africano (EL SAYED & EL GAMMAL, 2010). Para Suguio (2001), o modelado do relevo atual, inclusive o cárstico, foi desenvolvido durante o Quaternário. Estudando a morfologia do carste do estado de Sergipe, Barreto et al. (2007) explicam a existência de feições cársticas sob o clima semiárido da região como relíquias formadas durante os regimes climáticos mais úmidos.

Nesse sentido, o estudo dos climas pretéritos tem se mostrado uma ferramenta importante na compreensão do relevo atual, inclusive em sistemas cársticos. Apesar de ainda incipientes, pesquisas também têm sido desenvolvidas no sentido de compreender alterações paleoclimáticas a partir do estudo das cavernas, particularmente através do estudo de espeleotemas (MARQUES NETO, 2008; MORAIS & SOUZA, 2009), bem como alguns atributos dos solos desenvolvidos nestes ambientes, entre os quais os horizontes cálcicos e petrocálcicos, considerados ótimos indicadores paleoclimáticos e paleoambientais (MACK et al., 1994). Além disso, também o estudo da assembleia fitolítica tem apresentado bons

resultados na reconstrução de cenários paleoambientais (BARBONI et al., 1999; CARTER & LIAN, 2000; BLINNIKOV et al., 2002; DELHON et al., 2003; ALBERT, 2006).

2.3. O Papel do Relevo na Formação dos Solos

A partir dos estudos de Jenny (1941) que apresentou o fator relevo ou topografia como um elemento capaz de modificar a atuação dos organismos, tempo, material parental e clima na formação dos solos, diversos trabalhos têm buscado compreender a influência da forma e declividade de uma superfície sobre as propriedades dos solos a ela relacionados. Hall (1983) considera que qualquer estudo sobre solos requer o conhecimento prévio da gênese da paisagem e uma vez que esta é compreendida, é possível uma série de inferências sobre a gênese dos solos e sua distribuição espacial. Para Daniels & Nelson (1987), deve-se ter em mente que todas as partes de uma paisagem estão interrelacionadas e que, portanto, os solos não são entidades independentes, sobretudo quando se encontram em áreas de vertentes.

Entre os principais efeitos do relevo sobre a gênese e evolução dos solos destacam-se: a distribuição da umidade na paisagem; a intensidade dos processos de remoção (erosão e lixiviação) e deposição de sedimentos; diferenças na granulometria dos sedimentos; diferenças no nível do lençol freático; além de variações na temperatura dos solos em função da face de exposição de encosta (FANNING & FANNING, 1989).

Em 1935, Milne foi um dos primeiros a considerar a influência do relevo sobre o sentido e a intensidade do movimento da água no solo e introduziu o conceito de “catena” para indicar a relação solos-topografia, onde cada solo de uma sequência topográfica afeta e é afetado pelos solos vizinhos (SILVA, 1993). Posteriormente, Ruhe (1956) associou o conhecimento das superfícies geomórficas, as quais ele conceituou como porções de terra definidas no espaço e no tempo, aos estudos de pedogênese, tendo utilizado modelos gráficos juntamente com Walker para demonstrar a relação entre a declividade das encostas e a formação dos solos, segundo os quais os solos mais profundos encontram-se nas áreas de menor declividade, localizadas no topo e sopé das vertentes, enquanto que os mais rasos encontram-se ao longo das encostas (RUHE & WALKER, 1968).

Outro modelo de paisagem importante associou o grau de intemperismo dos solos e a evolução da paisagem à forma da superfície do terreno, que pode ser côncava, convexa ou linear (TROEH, 1965). Segundo esse modelo, mesmo em condições de baixa declividade, pequenas variações na forma da superfície condicionam comportamento diferenciado dos atributos dos solos na medida em que determinam diferenças na distribuição do fluxo de água e processos pedogenéticos. Baseado nesse modelo, Resende et al. (1997) postularam que a erosão dos solos diminui da superfície convexa para a côncava, passando pela linear, que apresenta maior estabilidade. Para esses mesmos autores, as formas convexas, correspondentes à porção superior das vertentes, apresentam maior fluxo d'água divergente, com maior erosão superficial, enquanto que as superfícies côncavas apresentam maior convergência de água e ineficiente remoção de sedimentos, principalmente na base das encostas. Outros estudos apresentam o argumento de que a concavidade da superfície favorece o desenvolvimento de solos mais profundos e evoluídos graças à maior taxa de infiltração da água no solo quando comparado às superfícies convexas, onde a dispersão da água em superfície contribui para o aumento da erodibilidade e menor evolução pedogenética (ZASLAVSKY & ROGOWSKI, 1969).

O grau de evolução pedogenética e a variabilidade dos atributos dos solos é função também da estabilidade da superfície, estando os mais evoluídos e com menor variabilidade de atributos nas superfícies geomórficas mais estáveis, as quais coincidem com as áreas planas dos divisores de água, enquanto que em superfícies instáveis os solos tendem a apresentar grande complexidade e variabilidade de características (TERAMOTO et al., 2001).

Utilizando os conceitos de superfícies geomórficas como indicadoras das idades dos solos, Cunha et al. (2005) verificaram a ocorrência de solos mais intemperizados em superfícies mais velhas em Jaboticabal (SP), corroborando os resultados reportados por Teramoto et al. (2001) e Campos et al. (2013).

Empregando o conceito de forma da paisagem na avaliação dos atributos de alguns solos em Jaboticabal (SP), Montanari et al. (2005) verificaram haver maior variabilidade espacial dos atributos morfológicos, químicos e físicos dos solos na superfície côncava do que na linear e/ou convexa, corroborando os resultados reportados por Inda Junior (1997) e Souza et al. (2003). Tais observações são condizentes com os resultados encontrados por Souza et al. (2004), que observaram maior variabilidade espacial nos atributos dos solos situados em pedoformas côncavas quando comparados à pedoforma linear, o que foi atribuído por aqueles pesquisadores ao comportamento diferenciado do fluxo de água no solo, uma vez que a maior infiltração da água no solo ocorre nas áreas deprimidas e côncavas da paisagem.

O aumento no teor de argila da meia encosta para o sopé de deposição com gradativa diminuição da densidade do solo e teor de areia foi atribuído por Nizeyimana & Bicki (1992) às condições de drenagem impedida e concavidade da superfície na base da encosta. Entre os atributos químicos, o transporte em solução de Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ , Na^+ , além de Si, Fe e Al para as partes mais baixas da vertente resulta na neoformação de argilominerais 2:1 e aumento da CTC do solo (MONIZ, 1980). Além disso, a restrição à drenagem nas partes mais baixas do relevo reduz a mineralização dos compostos orgânicos, notadamente os de baixo peso molecular, resultando na formação de horizonte superficial orgânico (H) ou mesmo de horizonte A espesso.

Os efeitos da forma da paisagem sobre as propriedades do solo, notadamente sobre o microclima e condições hidrológicas, foram registrados por Butler et al. (1986) ao investigarem a relação entre a cobertura vegetal, os solos e sua posição em uma vertente adjacente a uma uvala em Pedro Leopoldo (MG), tendo observado ser a superfície côncava mais favorável à infiltração da água quando comparada às demais. Também os processos de dispersão, translocação e acumulação de argilas sofrem influência não apenas da declividade como também da forma da superfície do terreno, sendo que nas áreas convexas e/ou de maior declividade, o processo de translocação deixa de ser dominado pelo fluxo vertical da água e passa a ser controlado pelo fluxo lateral.

A diversidade de feições geomórficas e perfis de encosta, sobretudo em regiões tropicais úmidas e subtropicais, entretanto, torna inviável a adoção de modelos que consideram um único modo de desenvolvimento das vertentes (FANIRAN & JEJE, 1983 apud MOURA et al., 1991). A avaliação bidimensional da relação solo-topografia utilizada nesses modelos e em grande parte dos estudos pedogenéticos tem demonstrado possuir limitações diante da necessidade de se considerar também a influência de ecossistemas próximos na formação dos solos, incluindo outros solos adjacentes.

Nesse sentido, Schaetzl & Anderson (2005) defendem que o fluxo de matéria e energia ao longo dos sistemas de encosta, condicionado principalmente pela distribuição da umidade na paisagem, é um processo que ocorre não em duas, mas em três dimensões no espaço, razão pela qual a abordagem tridimensional dos sistemas de encostas vem ganhando cada vez mais espaço entre os pesquisadores (AHRNNET, 1985; BOARDMAN, 1985). Questões relacionadas à formação, evolução e distribuição espacial dos solos, ainda longe de serem completamente elucidadas, exigem uma prévia compreensão da paisagem como um todo, considerando os materiais geológicos de origem, as superfícies geomórficas e suas morfocronologias sob os diversos fatores paleoambientais que lhes deram origem.

Dessa forma, ainda há muito que ser compreendido a respeito dos efeitos do relevo e geomorfologia sobre a distribuição espacial dos solos e seus atributos, sobretudo nas áreas de

litologia carbonática no território nacional onde poucas pesquisas têm sido realizadas nesse sentido e onde o fluxo de água é determinante no desenvolvimento dos sistemas cársticos bem como na geoquímica e mineralogia dos horizontes cálcicos e petrocálcicos a eles comumente associados. Para Bachman & Machette (1977) e Khresat (2001), a acumulação de carbonato de cálcio em um perfil de solo com a conseqüente formação de horizontes cálcicos e/ou petrocálcicos, é resultante do movimento da solução do solo, que depende diretamente tanto do clima quanto da forma e estabilidade da superfície onde os solos se desenvolvem.

A distribuição lateral dos horizontes cálcicos e/ou petrocálcicos em uma paisagem é função da topografia e estabilidade da superfície, e a espessura da acumulação dos carbonatos aumenta na medida em que se desce as encostas (RUELLAN, 2006). Tais observações concordam com o que foi reportado por Jacks & Sharma (1995) ao estudarem a relação entre a geoquímica dos horizontes cálcicos e a posição dos solos na encosta em uma área no sudeste da Índia. Os referidos pesquisadores verificaram estar a ocorrência de horizontes cálcicos relacionada às áreas deprimidas do terreno, onde a acumulação de CaCO_3 equivalente atingia até 5m de espessura, enquanto que ao longo das vertentes não havia formação de precipitações carbonáticas ou estas eram inexpressivas. Estes mesmos pesquisadores verificaram também diferenças na gênese e morfologia das acumulações carbonáticas, tendo observado predominância de concreções mais arredondadas de origem pedogênica – formadas no perfil do solo, nas partes altas da encosta, enquanto que nos fundos de vale predominavam concreções irregulares de natureza geogênica – formadas devido à oscilação do nível do lençol freático. Também Sedov et al. (2008) estudando a distribuição dos solos em um carste de litologia carbonática em Yucatán, México, verificaram haver acumulação expressiva de carbonatos de cálcio acompanhada de acumulação de resíduos de algas nas áreas de sopé, enquanto que o mesmo não acontecia ao longo das vertentes.

Além da topografia e estabilidade da superfície, Khresat (2001) chama a atenção para outros dois fatores determinantes na formação dos horizontes cálcicos e/ou petrocálcicos: o clima (particularmente precipitação pluvial anual e temperatura), e a forma da superfície. Analisando a distribuição do horizonte cálcico em solos derivados de rochas calcárias no noroeste da Jordânia, Khresat verificou haver relação entre a forma da superfície e a profundidade de acumulação do carbonato de cálcio, estando as maiores profundidades de acumulação nas áreas de contorno côncavo localizadas no sopé da encosta, onde a infiltração da água e lixiviação dos carbonatos são favorecidas.

O comportamento diferenciado dos fluxos lateral e vertical da solução do solo ao longo de uma vertente determina não apenas variação dos atributos morfológicos, físicos e químicos dos solos como a própria mineralogia destes, como comprovado por Owliaie et al. (2006). Estes, ao analisarem um transecto no Iran em área de litologia calcítica e gipsítica, verificaram haver aumento de argilas esmectíticas do topo para o sopé da vertente, acompanhado de diminuição de clorita, além da ocorrência de paligorskita⁷ notadamente nas áreas de sopé, resultante da precipitação de calcita e gipsita.

Também a distribuição espacial de fragmentos grossos (diâmetro ≥ 5 mm) varia ao longo de uma encosta como comprovado por Chen et al. (2010) que estudando uma topossequência em sistema cárstico no noroeste da China, observaram aumento na quantidade de fragmentos de rochas calcárias da base para o ombro da encosta, bem como aumento linear na proporção dos fragmentos de rocha com o aumento da declividade da superfície.

No Brasil, onde os sistemas cársticos representam cerca de 6% do território, poucos trabalhos têm se dedicado a investigar a variabilidade espacial dos solos nestes ambientes em

⁷Também denominada de atalpigita, a paligorskita possui a seguinte fórmula molecular: $\text{Si}_8\text{Mg}_2\text{Al}_2\text{O}_{20}(\text{OH})_2(\text{OH}_2).4\text{H}_2\text{O}$ (SCHAETZL & ANDERSON, 2005).

função da variação do relevo. Dentre eles, pode-se citar o de Boulet (1992), que estudando a variação dos solos em uma vertente sobre as rochas calcárias do Grupo Bambuí em Minas Gerais verificou a ocorrência de uma cobertura latossólica caracterizada por um espessamento dos solos da jusante para a montante da encosta, acompanhado do avermelhamento das cores e grau de intemperização dos solos.

Estudando os solos desenvolvidos em uma topossequência em área de carste carbonático na região de Lagoa Santa (MG), Shinzato (1998) chegou à conclusão que aqueles solos são mais relacionados aos sedimentos da Formação Serra de Santa Helena, composta de siltitos e argilitos, do que ao material carbonático dominante na Formação Sete Lagoas. A avaliação de uma topossequência desenvolvida em área de carste carbonático em Planaltina-Go revelou haver uma variação nos solos ao longo da vertente, com predomínio de Latossolos nas posições mais altas da encosta – topo e terço superior, Latossolos e Nitossolos na meia encosta, e Chernossolos no terço inferior da vertente (LYNCH, 2009).

O estudo de uma topossequência de litologia carbonática na Serra da Bodoquena (MS) revelou a ocorrência de Organossolos na posição de topo, Neossolos Regolíticos no ombro, Chernossolos na meia encosta e Gleissolos na baixada, local onde foi constatada a ocorrência de caráter carbonático com teores de CaCO_3 equivalente superiores a 150 g kg^{-1} , enquanto que ao longo da encosta os teores variaram entre 50 e 150 g kg^{-1} (PEREIRA et al., 2013).

Assim sendo, a importância do relevo e geomorfologia na formação e evolução dos solos tem sido comprovada por diversos pesquisadores. A maior evolução pedogenética está associada às áreas de relevo plano a suave ondulado com drenagem livre, enquanto que nas áreas baixas onde a drenagem é restrita, os solos apresentam menor evolução devido a restrição à drenagem a qual comumente estão sujeitos. Ao longo das vertentes, a maior evolução ocorre nas superfícies côncavas situadas no terço inferior das encostas, consideradas como “zonas de construção relativamente instáveis” (RUHE, 1956).

2.4. Sistemas Cársticos e Formação de Solos

Dentre todos os tipos de rochas, as calcárias originam a maior variedade de solos (LUTZ, 1947 apud SILVA, 1973), e a natureza dos solos que delas se desenvolve, bem como a velocidade da pedogênese, depende diretamente das impurezas nelas contidas.

Entre as impurezas mais comuns das rochas calcárias encontram-se SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 na forma de silicatos, minerais de argila e/ou óxidos, além de outros minerais como fosfatos e sulfatos. A sílica (SiO_2), presente como grãos de areia autigênicos e/ou detriticos ou como outros silicatos, constitui o volume principal da fração insolúvel das rochas carbonáticas e quando representa mais de 20% do volume da rocha, o carste tende a ser pouco evoluído (PILÓ, 1998). A correlação negativa entre a percentagem de sílica e a taxa de dissolução da rocha calcária foi verificada em condições de laboratório por Gerstenhauer & Pfeffer (1966) apud Piló (2000), os quais registraram maiores velocidades de dissolução em calcários com menos de 14% de material insolúvel. Entre os minerais de argila que compõem as impurezas das rochas calcárias destaca-se a illita e pequena proporção de caulinita, enquanto que a goethita e, principalmente, a hematita dominam a fração dos óxidos. Minerais como sulfatos e fosfatos bem como compostos orgânicos também são passíveis de ocorrerem em rochas carbonáticas.

Em carstes de litologia carbonática constituídos por calcários calcíticos e/ou dolomíticos pobres em impurezas (*holokarsts*), o processo de alteração pelicular responsável pela desagregação das rochas ocorre de cima para baixo e promove a rápida dissolução dos carbonatos (SILVA, 1973), resultando na formação de solutos facilmente removidos do sistema por lixiviação, além de pequena quantidade de impurezas residuais que vão constituir os solos formados nesses ambientes, quase sempre policíclicos. Vale aqui ressaltar que se por

um lado uma pequena quantidade de resíduos insolúveis nas rochas calcárias favorece a rápida evolução do carste (FORD & WILLIAMS, 2007), por outro lado isto resulta na necessidade de um longo tempo para a formação de solos espessos. Para que se forme um solo com 40 cm de espessura a partir de calcários puros, estima-se que seja necessário o intemperismo de cerca de 150 m da rocha calcária (FOSTER & CHITTLEBOROUGH, 2003).

A presença de hematita herdada dos processos de alteração das rochas calcárias em regiões temperadas e o seu alto poder de pigmentação, mesmo quando em baixa concentração, levaram à larga aplicação do termo *Terra Rossa* para designação de alguns solos encontrados na zona do Mediterrâneo. Para Jenny (1941), a cor vermelha dos solos mediterrâneos, formada graças ao processo de rubificação⁸, está associada à pureza das rochas calcárias da região e às condições de drenagem acentuada proporcionadas pela rocha subjacente.

Dois teorias foram aventadas para explicar a origem das *Terras Rossas* na região mediterrânica: a teoria residual, a qual atribui a gênese dos solos à dissolução de rochas calcárias “*in situ*” e a teoria segundo a qual estes solos são de natureza alóctone, formados a partir da deposição de sedimentos eólicos. Contra a teoria residual, pesquisadores diversos argumentam ser a pouca quantidade de argila e outros minerais insolúveis nas rochas calcárias o principal fator impeditivo para a formação das *Terras Rossas*. A pouca quantidade de impurezas contidas nos calcários puros do Mediterrâneo parece insuficiente para explicar a espessura daqueles solos e, nessas condições, adições significativas de depósitos eólicos devem contribuir para a formação dos mesmos (OLSON et al., 1980). Por outro lado, a favor da segunda teoria, diversos estudos têm enfatizado que adições de materiais externos devem minimizar a influência das rochas carbonáticas e de seus resíduos insolúveis na formação dos solos calcários do Mediterrâneo (ALTUNBAS & SARI, 2009; DURN et al., 1999).

Enquanto que em regiões tropicais a gênese de hematita é considerada resultante de condições de intemperismo acentuado, na região mediterrânica, caracterizada pelo clima temperado com acentuada sazonalidade de precipitação, o mineral hematita tem sido interpretado por pesquisadores defensores da primeira teoria como sendo reliquial, formado em condições paleoclimáticas mais quentes a partir do intemperismo de rochas calcárias (BOERO et al., 1992).

A despeito dessas duas teorias, Boero & Schwertmann (1989) argumentam que é incontestável a relação existente entre a *Terra Rossa* e a rocha carbonática subjacente, independente desta fornecer os resíduos insolúveis encontrados nesse tipo de solo. Evidências da presença de depósitos eólicos em diversas áreas do Mediterrâneo, entretanto, levaram Yaalon (1997) a considerar que praticamente toda a região apresenta solos de origem mista, formados da desagregação de rochas “*in situ*” com a contribuição de depósitos de natureza eólica oriundos do Saara. Resultados semelhantes foram obtidos por Foster & Chittleborough (2003) ao estudarem *Terras Rossas* no sul da Austrália.

Após extensa revisão bibliográfica sobre a gênese de solos derivados de rochas calcárias, Silva (1973) concluiu que a gênese das *Terras Rossas*, assim como a dos demais solos carbonáticos, está ligada ao tipo de rocha calcária. Para esse autor, as *Terras Rossas* são formadas a partir do intemperismo de calcários duros (puros), calcários moles dão origem a Chernossolos (Rendzinas) e solos correlatos, enquanto que calcários de dureza intermediária formam solos intermediários. Vale ressaltar, entretanto, que mesmo calcários puros (ou duros)⁹ admitem a presença de pequenas quantidades de argilas e silicatos primários, os quais

⁸ A rubificação ou rubefação, processo pedogenético que ocorre em climas quentes com alternância de estações secas e úmidas, consiste na alteração de hidróxidos de ferro amorfos com a formação de cristais de hematita e goethita, conferindo aos solos cores vermelhas (KUBIENA, 1970).

⁹ O calcário é considerado puro quando apresenta um mínimo de 92% de carbonatos (SHINZATO, 1988).

tendem a persistir enquanto que os carbonatos são solubilizados pelas águas de percolação, sendo removidos do meio (descalcificação). Silva ressalva ainda que enquanto que nos calcários duros a dissolução da rocha é um fenômeno de superfície que resulta em acentuada remoção dos carbonatos, nos calcários moles a dissolução ocorre essencialmente em profundidade, sendo a remoção de carbonatos reduzida, fazendo com que eles permaneçam em grande quantidade na massa de solo.

A relação entre a composição da rocha calcária e a gênese e evolução dos solos foi reportada por Ciric (1967), que em pesquisas realizadas em condições de clima temperado verificou teores elevados de carbonatos e longo tempo de desenvolvimento de perfis nos solos formados sobre calcários dolomitizados (duros). A menor velocidade de evolução dos solos derivados de calcários duros está relacionada ao tamponamento do pH pelo íon cálcio, o que impede a decomposição das argilas ao mesmo tempo em que promove a sua floculação, reduzindo conseqüentemente o mecanismo de argiluviação e a evolução dos solo (JENNY, 1941).

Mas nem mesmo calcários duros originam *Terras Rossas* sob certas altitudes onde temperaturas baixas e precipitação pluvial elevada prevalecem, sendo necessária a associação de clima e dureza da rocha calcária para a cristalização da hematita. A formação das *Terras Rossas* está associada às condições de precipitação pluvial moderada – acima de 700 mm/ano, com acentuada sazonalidade climática favorável à descalcificação do perfil de solo e à precipitação de óxidos de ferro (BOERO et al., 1992; YALLON, 1997). Por sua vez, em regiões de baixa precipitação – inferior a 500 mm/ano e balanço hídrico negativo, solos desenvolvidos sobre rochas calcárias têm a acumulação de carbonato de cálcio secundário favorecida, uma vez que os carbonatos derivados da rocha não são totalmente removidos do perfil, resultando na gênese de horizontes cálcicos e petrocálcicos.

De ampla distribuição nas regiões áridas e semiáridas do planeta, os horizontes cálcicos e petrocálcicos são formados graças a três diferentes movimentos da solução do solo no perfil, bem como em áreas contíguas a este: lixiviação; ascensão capilar e por transferências laterais (GILE et al., 1966), sendo tais horizontes considerados ótimos indicadores paleoclimáticos e paleoambientais (MACK et al., 1994), sobretudo quando as feições cálcicas encontram-se associadas às feições de iluviação de argila indicando sazonalidade climática (DAL' BÓ & BASILICI, 2010).

A existência de feições de iluviação de argila juntamente com acumulações de carbonato de cálcio secundário em um mesmo solo é considerada indicativa de importantes mudanças climáticas (REHEIS, 1987). Enquanto que revestimentos de argila recobertos por carbonatos de cálcio são interpretados como produtos de mudanças climáticas de um período de maior umidade para um período seco (GILE et al., 1966), situações onde feições de iluviação de argila se sobrepõem às acumulações de CaCO_3 – extremamente raras, indicam que após um longo período seco, durante o qual o carbonato de cálcio acumulou no perfil, sobreveio um clima mais úmido que favoreceu os processos de argiluviação (KHORMALI et al., 2003).

A formação de revestimentos de argila e/ou ferro é precedida dos fenômenos de: a) dispersão das argilas; b) translocação destas em estado de suspensão durante a ocorrência de frentes de molhamento e c) deposição das argilas na superfície dos agregados ou nas paredes dos poros à medida que a água é absorvida ou evaporada. Para que isso ocorra, algumas condições são necessárias, entre as quais a alternância de estações secas e úmidas além de um relevo que favoreça a infiltração da água e sua posterior remoção do perfil do solo (VAN BREEMEN & BUURMAN, 2003; SCHAETZL & ANDERSON, 2005). A reorganização local dos revestimentos de argila e/ou ferro depositados nas paredes dos microporos do solo durante a argiluviação dá origem à cerosidade, reconhecida pela presença de superfícies lisas

e brilhantes nas faces dos agregados (CREUTZBERG & SOMBROEK, 1987). A formação desses revestimentos de argila e/ou ferro, por sua vez, é precedida dos fenômenos de: a) dispersão das argilas; b) translocação destas em estado de suspensão durante a ocorrência de frentes de molhamento e c) deposição das argilas na superfície dos agregados ou nas paredes dos poros à medida que a água é absorvida ou evaporada. Para que isso ocorra, são necessárias algumas condições, entre as quais a alternância de estações secas e úmidas além de um relevo que favoreça a infiltração da água e sua posterior remoção do perfil do solo (VAN BREEMEN & BUURMAN, 2003; SCHAETZL & ANDERSON, 2005).

A despeito de que a presença de carbonatos de cálcio poderia impedir o processo de argiluviação, haja vista reduzir a dispersão das argilas (JENNY, 1941; ALLAN & HOLE, 1968), Goss et al. (1973) e Holliday (1985) argumentam que a argiluviação pode ocorrer em regiões com excesso hídrico, bastando para isso que os solos tenham macroporos livres e argilas em quantidade suficiente.

A presença de horizonte de iluviação de argila em um grande número de solos derivados de rochas calcárias tem sido reportada em diversos trabalhos desenvolvidos em regiões áridas, semiáridas e subúmidas (MANCHANDA et al., 1983; CUNHA, 1986; KHRESAT, 2001; PAL et al., 2003). Pal et al. (2003), estudando solos calcários na Índia, atribuíram a gênese de horizontes de iluviação de argila naquela região à presença do Na^+ como principal íon na solução do solo e aos teores elevados de pH ($> 8,4$), o que resultaria na precipitação do cálcio como CaCO_3 e sua consequente retirada da solução do solo, favorecendo a dispersão e translocação das argilas no perfil. Esses pesquisadores chamam a atenção, contudo, para o fato de que a ocorrência de revestimentos de argilas fracamente orientados nas superfícies dos agregados e paredes dos poros juntamente com acumulações pedogênicas de CaCO_3 evidenciam que o processo de argiluviação ocorreu simultaneamente à precipitação dos carbonatos naqueles solos.

A associação de feições cálcicas com feições de iluviação de argila permite a distinção entre acumulações de carbonato de cálcio de origem pedogênica das de origem geogênica (ligadas à atividade de percolação de águas enriquecidas em CaCO_3) em solos derivados de litologia não carbonática (DAL'BÓ & BASILICI, 2010). Dal'Bó & Basilici (2010) consideram como evidências de pedogênese a presença de revestimentos de calcita sobre revestimentos de ferro e argila, a distribuição irregular das acumulações de CaCO_3 no perfil, a ocorrência de cimentação em pontes e meniscos ligando os grãos do arcaçouço, a presença de nódulos típicos de calcita microcristalina, a ausência de nódulos ou bandas de calcita esparítica seguindo os planos de estratificação, além da inexistência de feições reductomórficas no perfil. Entretanto, somente em solos desenvolvidos a partir de materiais não calcários é possível precisar se as acumulações de CaCO_3 são pedogênicas ou geogênicas (DREES & WILDING, 1987).

O clima, particularmente a precipitação pluvial anual, desempenha um papel importante também na profundidade de acumulação do carbonato de cálcio no perfil do solo (ARKLEY, 1963; BACHMAN & MACHETTE, 1977; FANNING & FANNING, 1989; LANDI et al., 2003; DAL' BÓ et al., 2009). Estudando a ocorrência de horizonte cálcico em 317 solos dos diferentes continentes, Retallack (1998) verificou haver relação direta entre a profundidade de ocorrência do horizonte cálcico e a precipitação pluvial anual da região.

Além do clima e da existência de fonte de carbonatos, a gênese dos horizontes cálcico e petrocálcico é influenciada pela posição topográfica do perfil, estando as feições cálcicas associadas às áreas deprimidas da paisagem (JACKS & SHARMA, 1995).

Também a atividade biológica tem sido reportada como responsável pela gênese de horizontes com acumulação de carbonato de cálcio através do aumento da concentração de cálcio e CO_2 em microssítios no solo, notadamente durante os estágios iniciais de

desenvolvimento desses horizontes (CURTIS, 2002; SHANKAR & ACHYUTHAN, 2007). Diversos autores, entre os quais Wright et al. (1996), Alonso-Zara (1999) e Khadkikar et al. (2000) consideram que a calcificação de raízes é um dos principais agentes na formação de calcretes¹⁰ dentro de perfis de solo. Outros, como Flugel (2004) e Bajnóczi & Kovács-Kis (2006) argumentam que a gênese de cristais de calcita acicular pode estar associada à biomineralização de bactérias, algas ou hifas de fungos e não parece estar associada a condições ambientais específicas (VERRECCHIA & VERRECCHIA, 1994). Em regiões tropicais, também tem sido reportada a participação de térmitas na acumulação de carbonato de cálcio pedogênico (CURTIS, 2002).

De grande importância do ponto de vista pedogenético, os horizontes cálcico e petrocálcico são empregados em diversos sistemas de classificação em diferentes níveis categóricos, entre os quais o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos – SiBCS (EMBRAPA, 2013). Segundo o SiBCS, o horizonte cálcico contém 150 g kg⁻¹ ou mais de carbonato de cálcio equivalente¹¹ e tem no mínimo 50 g kg⁻¹ a mais de carbonato que o horizonte ou camada subjacente. Já o horizonte petrocálcico é um horizonte contínuo (pelo menos em toda a largura de uma das faces do perfil) resultante da consolidação de horizonte cálcico por carbonato de cálcio e/ou de magnésio e representa uma evidência do avanço evolutivo do processo de calcificação, sendo ainda caracterizado por forte cimentação (EMBRAPA, 2013). A consolidação no horizonte petrocálcico é tão intensa que a consistência das amostras de solo secas é muito dura ou extremamente dura e muito firme a extremamente firme quando úmida e não permite a penetração da pá ou do trado, além do que fragmentos secos imersos em água não fraturam nem desprendem pedaços. Por essa razão, a presença do horizonte petrocálcico no solo representa sérias limitações à movimentação da água no solo e ao desenvolvimento das raízes.

Muito embora os horizontes cálcicos ou petrocálcicos já sejam reconhecidos no SiBCS como diagnósticos, são poucas as informações disponíveis a respeito da ocorrência dos mesmos no Brasil. Apesar de levantamentos de solos realizados tanto por instituições públicas como privadas terem identificado diversas classes de solos desenvolvidas sobre embasamento calcário, somente algumas foram consideradas realmente influenciadas por esse material.

Horizontes cálcicos foram reportados por Dal’Bó & Basilici (2010) durante estudos em paleossolos (*Aridisols*) desenvolvidos sobre a Formação Marília, constituída por arenitos com intercalações de calcários. Na região nordeste do Brasil, solos desenvolvidos sobre rochas calcárias podem ser observados na Chapada do Apodi, situada no limite entre o Rio Grande do Norte e o Ceará e sustentada pela Formação Jandaíra – uma sequência de sedimentação carbonática de idade eoturoniana-eocampaniana que se caracteriza pela predominância de carbonatos marinhos de águas rasas e agitadas. No município de Mossoró, localizado no lado potiguar da Chapada do Apodi, Valladares et al. (2009) verificaram a ocorrência de um perfil de solo com morfologia de um horizonte petrocálcico entre 41 cm e 61 cm de profundidade, classificado como Cambissolo Háplico carbonático petrocálcico. No trecho Mossoró-Apodi-Brejo das Freiras (RN) foram observados Cambissolos Eutróficos e Chernossolos Rêndzicos, enquanto que no lado cearense da mesma chapada foram mapeados Cambissolos Háplicos Eutróficos com argila de atividade alta, Vertissolos, Neossolos Litólicos Eutróficos (EMBRAPA, 1973) e Latossolos Vermelho-Amarelos Eutróficos, todos

¹⁰ Também chamados de caliches ou crostas calcárias, os calcretes correspondem aos horizontes cálcicos e/ou petrocálcicos (DAL’ BÓ et al., 2009).

¹¹ O carbonato de cálcio equivalente refere-se ao conteúdo de carbonatos em um material calcário ou solo calcário, calculado como se todo carbonato estivesse na forma de CaCO₃ (LEPSCH, 2011).

argilosos (SILVA, 1973), sem que, no entanto, nenhum horizonte cálcico ou petrocálcico tenha sido reportado.

No levantamento de solos do Rio de Janeiro realizado pela EMBRAPA (1978), é descrito um perfil de Chernossolo Rêndzico Saprolítico com horizonte petrocálcico descontínuo a cerca de 100 cm de profundidade. Entretanto, tal horizonte, por ser descontínuo, não preenche todos os requisitos para horizonte petrocálcico. Também há menção à possível ocorrência de horizonte petrocálcico em solos do Mato Grosso do Sul, porém sem que tenha sido descrito nenhum perfil.

A acumulação de carbonato de cálcio pedogênico resulta em alterações na morfologia do solo ao longo do tempo, à proporção em que aumenta a quantidade das acumulações, podendo as alterações ser agrupadas em seis estágios de desenvolvimento (GILE et al., 1966; BACHMAN & MACHETTE, 1977). Em solos não cascalhentos, o estágio I começa com a acumulação do carbonato de cálcio na forma de filamentos e fracos revestimentos descontínuos em sedimentos de granulometria fina, passando à forma de nódulos e revestimentos comuns (estágio II) que vão coalescendo e preenchendo os poros até a formação de um horizonte endurecido (estágio III). No estágio IV a morfologia é caracterizada pela formação de lâminas de carbonato que reduzem sobremaneira a percolação da água no solo. Nos demais estágios, característicos de milhões de anos de desenvolvimento, formam-se pisólitos¹² e lâminas de carbonatos mais espessas que 1 cm (estágio V), até lâminas justapostas fortemente cimentadas (estágio VI). Conforme Gile (1995), enquanto que no Novo México o estágio I ocorre somente em solos holocênicos, os demais estágios são encontrados em solos pleistocênicos.

Além de causarem alterações na morfologia dos solos ao longo do tempo, as acumulações de carbonato de cálcio influenciam suas propriedades químicas devido à elevada reatividade dos carbonatos de cálcio, entre as quais o poder tampão, a capacidade de troca de cátions (CTC) e a disponibilidade de nutrientes às plantas (KHRESAT, 2001).

Solos desenvolvidos de rochas calcárias são em sua maioria eutróficos, pouco profundos, com argila de atividade alta ($CTC \geq 27 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de argila), valores de K_i superiores a 2,5 e saturação por bases elevada, próxima a 100%, com predomínio do íon Ca^{2+} no complexo sortivo (SHINZATO, 1998). Além disso, apresentam pH comumente alcalino e elevados teores de carbonato de cálcio equivalentes, frequentemente com desbalanceamento da relação Ca/Mg , o que interfere na solubilização e disponibilidade de alguns macronutrientes como o fósforo e o enxofre e provoca a deficiência de micronutrientes como o ferro, zinco, manganês, boro e cobre (HAGIN & TUCKER, 1982; MARSCHNER, 1995; MOREIRA et al., 2000). Dentre os cuidados necessários para o cultivo agrícola em solos calcários, Hamid (2009) advoga a necessidade de adição de níveis elevados de adubação fosfatada para que se obtenha uma nutrição vegetal satisfatória, devido à baixa solubilidade dos fosfatos nesses solos.

No tocante às propriedades físicas, a predominância do íon cálcio no complexo sortivo resulta em elevado grau de floculação e friabilidade desses solos, o que favorece a drenagem interna do perfil. Por outro lado, em solos muito argilosos, a presença de argilas de alta atividade (2:1) implica em rápida redução da condutividade hidráulica saturada nas épocas de maior precipitação, resultando em problemas de deficiência de oxigênio para as plantas, além de dificuldade à trafegabilidade e preparo do terreno para o plantio devido à elevada plasticidade e pegajosidade do solo molhado (OLIVEIRA, 2008).

¹² Acumulações de carbonato de cálcio pedogênico constituídas por lâminas concêntricas (BACHMAN & MACHETTE, 1977).

Comparando-se 20 (vinte) perfis de solos desenvolvidos de rochas calcárias de diferentes formações geológicas – Grupo Bambuí (MG), Grupo Corumbá (MS), Grupo Cuiabá (MS) e Formação Jandaíra (CE/RN), no território nacional, verifica-se teores mais elevados de CaCO_3 equivalente, Ca^{2+} trocável, soma de bases, saturação por bases, capacidade de troca catiônica e teor de argila nos solos da região nordeste do que nos da região sudeste do Brasil (**Tabela 1**). Isto se deve à menor intensidade do intemperismo químico na região nordeste, uma vez que a deficiência hídrica acentuada a qual a mesma está sujeita durante a maior parte do ano reduz a velocidade das reações químicas, favorecendo a conservação de bases no sistema (LEPSCH, 2011). Na região nordeste, não só o cálcio, mas também o sódio tende a acumular o que, além de resultar em um menor grau de flocculação dos solos devido à ação dispersante do íon sódio, contribui para a elevação do pH. Vale ressaltar a grande variabilidade encontrada entre os perfis de uma mesma região considerada, haja vista a influência dos demais fatores de formação dos solos, entre eles o relevo.

Tabela 1. Comparação entre médias dos atributos físicos e químicos dos horizontes subsuperficiais diagnósticos de 20 perfis de solos derivados de rochas calcárias.

Parâmetro	Solos da região sudeste ⁽¹⁾	Solos da região nordeste ⁽²⁾
Areia grossa/Areia fina	1,33 (0,57 – 3,00)	1,39 (0,79 – 2,67)
Silte/Argila	0,55 (0,13 – 1,50)	0,74 (0,30 – 1,96)
Grau de Flocculação (%)	60 (6 – 100)	43 (16 – 94)
pH H_2O	6,86 (4,70 – 8,30)	7,75 (6,70 – 8,20)
Equivalente de CaCO_3 (g kg^{-1})	112,8 (40,0 – 247,0)	274,0 (248,0 – 300,0)
Ca^{+2} ($\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$)	15,5 (3,5 – 29,0)	18,3 (4,3 – 31,4)
Soma de bases ($\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$)	16,1 (4,9 – 29,3)	24,0 (5,6 – 39,7)
T solo ($\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$)	17,5 (7,5 – 33,3)	24,4 (19,5 – 39,6)
T argila ($\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$)	28,2 (8,2 – 55,9)	77,2 (64,7 – 84,1)
V (%)	86 (65 – 100)	95 (85-100)
Ki	2,28 (1,78 - 2,98)	2,28 (1,67 – 4,28)

⁽¹⁾ BRASIL (1982); Oliveira et al. (1998); Shinzato (1998); EMBRAPA (2007a); EMBRAPA (2007b); Pereira et al. (2013).

⁽²⁾ Silva (1973); EMBRAPA (1975); EMBRAPA (1979); BRASIL (1981); Valladares et al. (2009).

Do ponto de vista mineralógico, diversos trabalhos apontam o quartzo como mineral predominante na fração areia dos solos derivados de calcário calcítico e dolomítico da Formação Jandaíra (CE/RN), além de goethita, hematita, magnetita e calcita e, ocasionalmente, feldspato em quantidades-traço (SILVA, 1973; LEMOS et al., 1997; MOTA et al., 2007). Na fração silte desses solos tem sido reportada, além do quartzo, a ocorrência da mica muscovita, enquanto que na fração argila aparecem como principais minerais a caulinita seguida da ilita e em pequena quantidade, quartzo. A permanência do quartzo na fração coloidal, à semelhança do que já foi reportado para outros solos de litologia calcária (DURN et al., 1999; CORRÊA et al., 2003; OLIVEIRA et al., 2004), é considerada por Mota et al. (2007) uma evidência da ação de forças mecânicas sobre o material.

Shinzato (1998) e Oliveira et al. (1998), ao estudarem a mineralogia dos solos desenvolvidos de rochas calcárias do Grupo Bambuí (MG), constataram a presença de caulinita e ilita na fração argila de todos os solos analisados, além de minerais 2:1 (esmectita e

alguns interestratificados) até mesmo nos perfis com morfologia latossólica. A ocorrência de significativas quantidades de argilas 2:1 naqueles solos se deve à sazonalidade climática da região associada à compacidade das rochas calcárias do Grupo Bambuí (OLIVEIRA et al., 1998), que ao restringirem a drenagem na parte inferior das vertentes reduzem a saída de ácido silícico e bases do sistema, favorecendo a gênese e preservação de argilas 2:1, entre as quais a esmectita (LEPSCH, 2011). Uma vez formadas as esmectitas, na medida em que ocorre a acidificação do meio, o íon Al^{+3} é liberado da estrutura dos argilominerais e precipitado na forma de Al-OH entre camadas, resultando na formação de interestratificados (KÄMPF et al., 2009).

No oeste da Índia, Khadkikar et al. (2000) estudando a mineralogia de horizontes cálcicos de Vertissolos formados em condições subúmidas, verificaram a dominância de montmorilonita na fração argila dos solos, seguida de caulinita, illita e, em menor proporção, quartzo, enquanto que na África, em condições de clima tropical, Birte & Armin (2007) constataram ser a caulinita o mineral predominante na fração argila dos solos.

Nas *Terras Rossas* mediterrânicas a fração argila é composta por óxidos de ferro cristalinos, entre os quais a hematita e a goethita, ocorrendo em menor proporção a lepidocrocita, a maghemita e a magnetita, além de illita e caulinita como principais argilominerais. Naquela região, a formação da hematita através do processo da rubefação é favorecida pelas temperaturas quentes, baixo conteúdo de carbono dos solos e altas concentrações de Ca^{2+} e Mg^{2+} , além de pH elevado em condições de drenagem livre. A ausência de quaisquer dessas condições resulta na formação de goethita em detrimento de hematita (TORRENT & BARRÓN, 2003). Para Boero & Schwertmann (1989), a elevada drenagem interna dos solos mediterrânicos está diretamente associada à pureza das rochas calcárias da região, a qual proporciona condições pedoclimáticas ideais para a rubificação.

Em condições áridas e semiáridas, vários trabalhos têm apontado a presença de caulinita, illita, clorita, esmectita e vermiculita na fração argila dos solos derivados de rochas calcárias, além de paligorskita (VAN BREEMEN & BUURMAN, 2003; EMADI et al., 2008). Esta última, apesar de presente em pequenas quantidades e frequentemente associada a horizontes petrocálcicos, tem tido sua importância ressaltada em função de indicar variações sazonais de aridez e semiaridez (COLSON et al., 1998). Para Emadi et al. (2008), a paligorskita presente nos solos de regiões semiáridas e áridas pode tanto ser herdada diretamente do material parental como pode ser resultante da neoformação desse mineral em condições de elevada atividade de Si e Mg e pH alcalino.

Em levantamento de solos realizado em Sergipe foram mapeados sobre litologia carbonática Chernossolos Rêndzicos, Cambissolos Háplicos carbonáticos rasos e pouco profundos e Vertissolos (EMBRAPA, 1975). Outras classes identificadas em Sergipe, como a dos Argissolos Vermelho-Amarelos, Latossolos Eutróficos e Cambissolos Álicos Tb A moderado textura argilosa, apesar de ocorrerem em região calcária, apresentam características bastante distintas das comumente encontradas nessas áreas, entre as quais uma maior profundidade do *solum* e caráter distrófico, o que leva a crer que alguns solos desenvolvidos sobre rochas calcárias podem sofrer influência de outros materiais.

Estudos realizados com o objetivo de verificar a relação existente entre a disposição das camadas de rochas calcárias na diferenciação dos Cambissolos do Grupo Bambuí, em Irecê (BA), constataram que os Cambissolos com matizes avermelhados originam-se a partir das rochas calcárias subjacentes (autóctones), enquanto que os Cambissolos com matizes mais amarelados foram formados de materiais pré-intemperizados depositados sobre o substrato calcário (alóctones) (RIBEIRO et al., 1999). Também na Bahia foram descritos Cambissolos Háplicos eutróficos com argila de atividade alta e textura argilosa, rasos e Neossolos Litólicos eutróficos derivados de rochas calcárias (SOUZA et al., 1993).

Sobre o embasamento calcário da região Centro-Oeste foram encontradas as seguintes classes de solos: Cambissolo Eutrófico, Vertissolo A chernozêmico, Podzólico Vermelho-Escuro Eutrófico textura média/argilosa em Goiás (BRASIL, 1982). Em Corumbá (MS), foi mapeada a ocorrência de Rendzina, Brunizém Avermelhado e Solo Litólico eutrófico, todos com argila de atividade alta, caráter eutrófico e textura argilosa e formados a partir de rochas calcárias da Formação Bocainas/Araras (CUNHA, 1986). Também no Mato Grosso do Sul, desenvolvidos de rochas de Grupo Corumbá, EMBRAPA (2007b) verificou a ocorrência de Latossolos Vermelhos, Neossolos Regolíticos, Chernossolos Rêndzicos e Nitossolos Vermelhos recobrimdo cerca de 80% do município de Bonito, enquanto que Pereira et al. (2013), estudando a gênese de alguns solos em uma toposequência na Serra da Bodoquena (MS), reportaram a ocorrência de Organossolos na posição de topo, Neossolos Regolíticos no ombro, Chernossolos Argilúvicos, Háplicos e Rêndzicos nas encostas, além de Gleissolos com caráter carbonático nas áreas de baixada.

Na região Sudeste, estudos realizados revelaram a ocorrência de Rendzinas e Vertissolos com A chernozêmico, atividade alta e textura argilosa no Rio de Janeiro (EMBRAPA, 1997), enquanto que no domínio de rochas calcárias em Minas Gerais, ocorrem Latossolos Vermelho-Escuros e Cambissolos nos planaltos, Solos Litólicos nos morros, Podzólicos Vermelho-Escuros nos sopés, Vertissolos e Rendzinas nas dolinas (OLIVEIRA et al., 2000). Também em Minas Gerais, Shinzato (1998), estudando a influência do carste de Lagoa Santa (MG) sobre a formação dos solos, verificou que estes são mais influenciados por sedimentos holocênicos retrabalhados, de natureza coluvial, do que pelas rochas calcárias, o que resulta em características como ausência de agregados colunares ou prismáticos, comuns em solos derivados de rochas calcárias, baixa atividade de argilas, bem como dominância de caulinita e gibsita na mineralogia da fração argila.

2.5. Mineralogia e Micromorfologia dos Horizontes Cálcicos e Petrocálcicos

A micromorfologia ou micropedologia, como também é conhecida, tem sido amplamente utilizada como ferramenta de grande utilidade nos sistemas de classificação dos solos ao redor do mundo desde que Walter Kubiena publicou o seu livro “Micropedology” em 1937, onde discorreu sobre a observação de lâminas delgadas de solo por meio de microscópios petrográficos. Daí por diante, diversos estudos vêm utilizando essa técnica para auxiliar nas interpretações de manejo, conservação do solo e água e pedogênese, entre outras, sem, no entanto, abdicarem dos resultados obtidos pelo emprego de determinações analíticas e observações macromorfológicas.

O emprego da micropedologia na observação da profundidade e formas de precipitação de CaCO_3 em horizontes cálcicos, facilmente identificadas em lâminas delgadas devido à sua alta birrefringência, pode ajudar não apenas na compreensão dos processos pedogenéticos e na estimativa do grau de desenvolvimento dos perfis (COURTY & FÉDOROFF, 1985), como pode auxiliar na distinção entre acumulações de origem pedogênica e geogênica (PIMENTEL et al., 1996). Dentre as formas de precipitações carbonáticas nos solos destacam-se os revestimentos, hiporrevestimentos e preenchimentos de calcita acicular¹³, micrítica¹⁴, microesparítica¹⁵, esparítica¹⁶ e/ou nodular – o tipo mais comum (MOAZALLAHI & FARPOOR, 2009).

¹³Também denominada de calcita fibrosa, consiste em acumulações secundárias de carbonato de cálcio na forma de filamentos alongados com razão comprimento/largura > 6:1 (JONES & KHALE, 1993).

¹⁴ De origem comumente pedogênica (DREES & WILDING, 1987), a calcita micrítica ou microcalcita, apresenta diâmetro menor que 4µm (DURAND et al., 2010).

¹⁵ Cristais de carbonato de cálcio com diâmetro variável entre 5 e 20µm (DURAND et al., 2010).

¹⁶ Cristais de carbonato de cálcio com diâmetro maior que 20 µm (DURAND et al., 2010).

Khadkikar et al. (2000) postulam ser o clima o principal fator que influencia a gênese das acumulações de carbonato de cálcio nos solos, devido a formação destas estar comumente associada a regiões com precipitação média anual inferior a 500 mm. Khormali et al. (2006) argumentam, contudo, que além do clima, fatores como o regime de umidade do solo, textura, temperatura do solo, atividade biológica, disponibilidade de carbonato de cálcio e cobertura vegetal, também influenciam a morfologia, a quantidade e a distribuição das acumulações carbonáticas nos solos.

Quatro são os modelos de formação de calcretes pedogênicos ou secundários 1) por dissolução dos carbonatos pré-existentes nos horizontes superficiais e sua posterior precipitação em subsuperfície através do fluxo descendente da solução do solo; 2) pela concentração de carbonatos transportados por ascensão capilar da água do solo; 3) pela dissolução da rocha calcária subjacente; 4) pela ação biológica de plantas, microrganismos (algas, fungos e bactérias) e térmitas (CURTIS, 2002). A participação dos microrganismos na formação dos calcretes pedogênicos foi postulada após ser observado que em ambientes estéreis não há formação de precipitações de carbonato de cálcio (MONGER et al., 1991)

Estudando a formação de calcretes pedogênicos em solos indianos, Shankar & Achyuthan (2007) postularam a existência de seis estágios de desenvolvimento, os quais têm como início a dissolução dos carbonatos nos horizontes superficiais e sua posterior reprecipitação em subsuperfície na forma de preenchimentos, revestimentos e hiporrevestimentos de calcita acicular e micrítica. Com a continuidade do processo de precipitação, nódulos de diferentes formas e tamanhos começam a ser formados e coalescem até formarem um horizonte petrocálcico de porosidade reduzida. O último estágio é caracterizado pelo aumento da erosão do solo em detrimento da precipitação de carbonatos, ficando o horizonte petrocálcico exposto às intempéries. Observações similares foram reportadas por Ducloux & Laouina (1989) que verificaram evolução mineralógica dos diferentes tipos de cristalização de carbonato de cálcio nos solos com o passar do tempo, a qual por sua vez é acompanhada por mudanças na estrutura dos cristais. Segundo eles, em um primeiro momento formam-se cristais aciculares monocristalinos com cerca de 1 μm de diâmetro dispostos de forma aleatória, que com o tempo evoluem a cristais aciculares policristalinos com até 50 μm de diâmetro, até a formação de cristais esparíticos. Em condições ambientais diversas, na primeira etapa da pedogênese ocorre usualmente a formação de calcita acicular próxima à superfície (BAJNÓCZI & KOVÁCS-KIS, 2006), sendo a ausência ou escassez desse mineral em rochas e solos pré-Quaternários associada à sua suscetibilidade à destruição diagenética (JONES & KAHLE, 1993).

Muitos pesquisadores têm atribuído a precipitação de calcita acicular em ambientes altamente saturados a processos puramente inorgânicos, como por exemplo, a evaporação (WEST et al., 1988) e a criodessecação (ZÁK et al., 2004; LACELLE et al., 2009). No primeiro caso, a alternância de longos períodos secos com curtos períodos chuvosos resulta em elevada saturação da solução do solo e rápida precipitação de cristais de carbonato de cálcio, que devido à presença de íons como Mg^{2+} , SO_4^{2-} e Na^+ têm seu crescimento lateral inibido, formando filamentos. No segundo caso, a segregação de solutos durante o congelamento da água tem gerado a precipitação de calcita fibrosa em cavernas. A ocorrência de cristais aciculares em condições estáveis, com baixa oscilação térmica e umidade relativa superior a 97% têm demonstrado, entretanto, existirem outros fatores envolvidos. Bajnóczi & Kovács-Kis (2006) advogam ser a participação de microrganismos (fungos, bactérias e algas) e plantas (raízes e pelos radiculares) fundamental no processo, através da criação de microambientes saturados com CaCO_3 . A presença de moléculas orgânicas no interior dos cristais parece inibir também o crescimento lateral dos mesmos, resultando na sua forma alongada. O crescimento de cristais parece ocorrer também no interior de microrganismos,

sendo os cristais preservados após a morte destes organismos (VERRECCHIA & VERRECCHIA, 1994). No caso das bactérias, o processo ocorre em duas fases: a primeira, na qual uma atividade bacteriana intensa leva à alta saturação de CaCO_3 , dando início à “mineralização bacteriológica” onde a morfologia dos filamentos bacterianos é preservada, e uma segunda etapa, durante a qual a atividade microbiana diminui ou cessa e os cristais crescem exponencialmente (CAÑAVERAS et al., 2006).

Distribuídos ao longo de poros intergranulares, fendas de dissecação e poros de dissolução, os cristais de calcita acicular apresentam três tipos de arranjos: 1) o aleatório, comumente resultante de processos inorgânicos; 2) em bandas subparalelas tangentes às paredes dos poros e/ou grãos, formando revestimentos ou hiporrevestimentos; 3) em pontes ligando as paredes dos poros (VERRECCHIA & VERRECCHIA, 1994). Neste último, após a morte e decomposição de organismos como fungos, bactérias e raízes, cristais aciculares formados no seu interior são liberados para o meio, servindo de suporte para a deposição de novos cristais que são empurrados gradativamente pela atividade biológica em direção às paredes dos grãos e poros, formando estruturas semelhantes a ninhos. Hiporrevestimentos e quase revestimentos de calcita, constituídos por cristais micríticos e microesparíticos, resultam da rápida precipitação do carbonato de cálcio durante a percolação da solução do solo ao longo dos poros e fissuras e de sua penetração na matriz do solo (DURAND et al., 2010). Durand e seus colaboradores argumentam ainda que os quase revestimentos podem resultar também da dissolução parcial de hiporrevestimentos.

Quanto às formas dos cristais, diversas morfologias têm sido observadas, as quais resultam de uma evolução gradual que se inicia com formas monocristalinas mais simples (CAILLEAU et al., 2009). A morfologia dos cristais aciculares parece estar associada ainda à sua origem, conforme reportado por Chadwick et al. (1989), que associa filamentos monocristalinos com bordas lisas à atividade biológica, enquanto que policristais com bordas serrilhadas são atribuídos a processos puramente físico-químicos relacionados à evaporação e criodessecação (SEGHAL & STOOPS, 1972; KLAPPA, 1979; VERRECCHIA & VERRECCHIA, 1994).

Na medida em que a precipitação de CaCO_3 progride e novos centros de cristalização são formados, os revestimentos, hiporrevestimentos e preenchimentos de calcita acicular passam a coalescer originando nódulos inicialmente macios, que se tornam gradualmente compactos à proporção em que a segregação de carbonato de cálcio aumenta (KHOKHLOVA & KOUZNETSOVA, 2004). Para Durand et al. (2010), os primeiros nódulos a serem formados são constituídos por calcita microcristalina, mas com o passar do tempo, a recristalização leva à formação de cristais maiores (esparíticos).

De acordo com a sua morfologia e gênese, três tipos de nódulos carbonáticos de origem pedogênica podem ser encontrados nos solos: os óríticos ou típicos, formados *in situ* pela precipitação do carbonato em microporos, apresentando composição semelhante à matriz do solo que os envolve; os disóríticos, formados por repetidos ciclos de dissolução-precipitação devido a flutuações na pressão de CO_2 nos horizontes onde a bioturbação é mais intensa; e os alóríticos, formados *ex situ*, frequentes em solos enterrados, que se caracterizam por apresentar uma fábrica de composição diferente da matriz do solo (WIEDER & YAALON, 1974). Um ponto ainda a ser elucidado sobre as acumulações nodulares de CaCO_3 de origem pedogênica é se estas são formadas a partir da lixiviação dos carbonatos de horizontes subjacentes ou por difusão da solução do solo dentro de um mesmo horizonte devido a variações locais das condições químicas (BREWER, 1972).

A natureza do material parental e o estágio de desenvolvimento dos nódulos influenciam a diversidade das acumulações nodulares de modo que as características morfológicas dos nódulos mudam com os diferentes estágios de acumulação dos carbonatos

(WIEDER & YAALON, 1982; DREES & WILDING, 1987). Além desses fatores, a morfologia e o comportamento dos nódulos de carbonato de cálcio dependem também da ocorrência de minerais de argila, teor de carbonatos no solo, atividade biológica, estabilidade dos agregados, umidade e textura do solo. Solos com textura média, argilosa a muito argilosa apresentam nódulos constituídos por diminutos cristais de calcita (calcita micrítica), enquanto que a ocorrência de revestimentos de argila e/ou solos de textura arenosa resulta na formação de microssítios favoráveis ao crescimento predominantemente de cristais maiores (esparíticos). Solos derivados de rochas calcárias, por sua vez, tendem a apresentar cristais menores do que solos não calcários, uma vez que a ocorrência de argilominerais dispersos em solos calcários funciona como centros de nucleação para a formação de uma fábrica micrítica (WIEDER & YAALON, 1974). Em regiões semiáridas onde ocorrem variações no nível do lençol freático, é comum a formação de nódulos envoltos por sesquióxidos de ferro, os quais se tornam protegidos contra a ação biológica (SEGHAL & STOOPS, 1972).

Shankar & Achyuthan (2007) estudando a micromorfologia de horizontes cálcicos em solos indianos verificaram a ocorrência de nódulos carbonáticos constituídos por grãos de quartzo cimentados por preenchimentos de calcita micrítica, além da presença de filamentos calcificados de origem biogênica de origem microbiana. A presença de inclusões de grãos de quartzo em nódulos carbonáticos de formas irregulares foi considerada por Seghal & Stoops (1972) como evidência da origem pedogenética dos mesmos.

Não apenas a micromorfologia, mas também a mineralogia dos horizontes cálcicos e/ou petrocálcicos tem sido correlacionada por diversos pesquisadores a condições paleoclimáticas e paleoambientais (BACHMAN & MACHETTE, 1977; COLSON et al., 1998; EMADI et al., 2008). Para Emadi e seus colaboradores (EMADI et al., 2008), calcretes formados em climas áridos apresentam, predominantemente, a fração argila constituída por paligorskita e sepiolita¹⁷, quando associados a clima semiáridos apresentam dominância de esmectita, ilita, caulinita e vermiculita, enquanto que em regiões tropicais a caulinita aparece como principal mineral da fração argila (BIRTE & ARMIN, 2007). Solos esmectíticos com características vérticas e acumulações de CaCO₃, por sua vez, formam-se em ambientes subúmidos.

A predominância de paligorskita na fração argila dos solos sugere a ocorrência de climas áridos durante a pedogênese (KHADKIKAR et al., 2000), tendo-se em vista a instabilidade desse argilomineral em regiões de precipitações pluviais superiores a 300 mm anuais (PAQUET & MILLOT, 1972), que resulta na sua transformação em calcita ou mesmo esmectita. Por sua vez, a ausência dos minerais paligorskita-sepiolita nos horizontes cálcicos e/ou petrocálcicos é interpretada como evidência de clima mais úmido durante a pedogênese, a exemplo do que foi reportado por Shankar & Achyuthan (2007) ao estudarem solos calcários formados no sul da Índia. Naquela região, a ocorrência de montmorilonita, ilita, vermiculita e hematita na fração argila, associada à ausência dos minerais indicadores de aridez (paligorskita-sepiolita) levou os pesquisadores a postularem a existência de condições semiáridas durante a formação dos solos, semelhantes às condições climáticas atuais.

Além do clima, a ocorrência de alcalinidade (pH > 8), teores elevados de magnésio e elevada atividade de sílica são condições essenciais para a gênese de paligorskita nos solos (BACHMAN & MACHETTE, 1977). A neoformação, a transformação de outros minerais e a presença de paligorskita no material parental parecem ser as principais fontes desse mineral nos solos de rochas sedimentares (COLSON et al., 1998), muito embora ainda não tenha sido ainda completamente esclarecido o que determina a formação da paligorskita nos solos (VAN BREEMEN & BUURMAN, 2003).

¹⁷Fórmula molecular: Mg₄(Si₂O₅)₃(OH)₂.6H₂O (VAN BREEMEN & BUURMAN, 2003).

No Irã, onde cerca de 90% das terras aráveis estão em zonas áridas e semiáridas (EMADI et al., 2008), têm sido encontrados como predominantes na fração argila dos horizontes cálcicos e/ou petrocálcicos os seguintes minerais: ilita, clorita, esmectita e paligorskita, estando esta última aprisionada na estrutura cristalina da calcita. Naquela região, a presença de paligorskita é atribuída tanto ao material parental como à pedogênese resultante da precipitação de calcita e gesso nos solos sob clima árido.

Em terras australianas, a ocorrência de paligorskita tem sido observada apenas na forma de revestimentos ou hiporrevestimentos de agregados o solo, associada a traços de caulinita, ilita e quartzo (SINGER & NORRISH, 1974). No sul da Índia, Shankar e Achyuthan (2007) verificaram ser a fração areia dos horizontes cálcicos e petrocálcicos dos solos constituída essencialmente de quartzo, clorita, hornblenda, garnet, hematita, biotita e calcita, enquanto que a mineralogia da fração argila revelou a dominância de minerais como montmorilonita, esmectita, ilita e vermiculita, além de traços de caulinita. Tais observações corroboram os resultados obtidos por Khadkikar et al. (2000) ao estudarem a mineralogia de calcretes em paleosolos no oeste da Índia, os quais verificaram ser a montmorilonita, seguida da caulinita, ilita e quartzo, os principais minerais na fração argila dos solos, sendo os nódulos carbonáticos compostos predominantemente por Mg-calcita. Composição semelhante foi reportada por Phillips & Self (1987) ao estudarem a mineralogia dos filamentos carbonáticos encontrados em calcretes pedogênicos no sul da Austrália, cuja origem naqueles solos está relacionada tanto à atividade bacteriana como ao desenvolvimento de fungos micorrízicos.

No Brasil, a presença de paligorskita em horizontes Bt e Bk de paleossolos da Formação Marília (SP) levou Dal' Bó & Basilici (2010) a defenderem a ocorrência de um paleoclima¹⁸ árido na região, durante o qual foram formadas microfissões de calcita como cristalárias, nódulos, preenchimentos, hiporrevestimentos, entre outras, as quais corroboram a origem pedogênica das acumulações de CaCO₃ nos solos estudados. Na região nordeste, mais precisamente na Chapada do Apodi (RN), Lemos et al. (1997) verificaram ser a fração areia fina dos Cambissolos desenvolvidos de rochas calcárias da Formação Jandaíra constituída predominantemente por quartzo, feldspato e calcita, enquanto que a fração silte é constituída pela mica muscovita, também encontrada na fração argila, juntamente com caulinita, goethita e anatásio. Na fração areia dos solos associados à Formação Jandaíra, foi verificada a presença predominantemente de quartzo, além de goethita, hematita, magnetita e ilmenita em alguns perfis, sendo o quartzo predominante também na fração silte, enquanto que na fração argila, constatou-se ser a caulinita o mineral predominante (cerca de 90%), seguido de ilita em menor proporção (aproximadamente 10%), além de quartzo em quantidades traço (MOTA et al., 2007).

A ocorrência da caulinita como principal mineral da fração argila de solos jovens desenvolvidos a partir de rochas calcárias em condições semiáridas no nordeste do Brasil foi atribuída por Alencar (2002) à transformação quase que direta de mica em caulinita devido à maior solubilização da sílica em meio alcalino, associada ao equilíbrio da relação entre as atividades dos íons K⁺, Ca²⁺ e Mg²⁺. Outra causa seria a origem reliquial da caulinita, que teria se formado em condições paleoclimáticas quentes e úmidas, ou ainda o fato dos solos terem sido formados a partir de materiais pré-intemperizados (MOTA et al., 2007). Não há menção de contribuição de depósitos eólicos à formação de caulinita nos solos derivados de rochas calcárias, no Brasil.

¹⁸ O clima de eras geológicas passadas (GUERRA & GUERRA, 2003).

2.6. O Uso dos Fitólitos como Indicadores Paleoambientais e de Descontinuidade

Fitólitos, opalas fitobiogênicas ou silicofitólitos são corpúsculos de sílica opalina ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) produzidos por alguns vegetais superiores e depositados em espaços intra e extracelulares ao longo de seus ciclos vegetativos, após a absorção de sílica da solução do solo na forma de ácido silícico (H_4SiO_4), sendo incorporados ao solo após a morte e decomposição das partes vegetais. Representando entre 0,1 e 10% do peso seco da maioria das plantas produtoras, uma das funções dos fitólitos é criar estruturas de sustentação, principalmente em gramíneas (TWISS et al., 1969), além de lhes conferir resistência a estresse de ordem química, física ou biológica (LOUCAIDES, 2009). Também estudos recentes têm verificado a ocorrência de co-deposição de Al e Si em fitólitos de coníferas como mecanismo de sequestro do alumínio pelas plantas em solos ácidos (CARNELLI et al., 2002).

Diversos fatores influenciam o nível de produção dos fitólitos pelas plantas e consequentemente a sua abundância nos solos, como por exemplo, a espécie vegetal, o clima e a disponibilidade de água. Além destes fatores, também a erosão, o vento, a atividade da fauna, o pH e a drenagem do solo influenciam a presença e persistência dos fitólitos nos solos, fazendo com que morfologias de fitólitos existentes nos solos modernos estejam ausentes em solos fósseis devido a processos pós-deposicionais (ALBERT et al., 2006; 2009). Estes fatores podem ainda provocar alterações morfológicas nos fitólitos, como a transformação de um morfotipo com superfícies lisas em um morfotipo com superfícies rugosas (ALBERT, 2006).

Suscetíveis à dissolução em condições de pH extremos e em ambiente redutor, sob condições normais de pH (entre 4,0 e 8,0) e em ambiente oxidado – uma vez que a maior concentração de óxidos de ferro e/ou alumínio retarda a dissolução da sílica, as opalas podem permanecer por milhares de anos nos solos (PIPERNO & BECKER, 1996), o que faz com que as opalas adquiram o caráter de microfósseis quando as espécies vegetais nas quais elas se formaram não mais existem no ambiente.

Dois tipos de fitólitos são reconhecidos nos solos: os de origem pedogênica, distribuídos ao longo dos poros e rachaduras, sem relação com a estrutura da rocha matriz; e os de origem litogênica, depositados em planos horizontais e verticais no solo, de acordo com a estrutura do material parental (FEDOROV, 1976 apud KAMANINA & SHOBA, 1997).

Diferentes métodos têm sido empregados para analisar as assembleias fitolíticas nos solos, a maior parte desenvolvida para as condições de clima temperado. A variedade de métodos se deve aos pré-tratamentos realizados para eliminação dos compostos orgânicos, óxidos e/ou carbonatos que recobrem os fitólitos, dificultando a observação de sua morfologia e, consequentemente, sua identificação. Os pré-tratamentos apresentam, contudo, risco de destruição e/ou alteração das formas e conteúdos dos fitólitos, o que pode comprometer a sua avaliação.

Dentre os pré-tratamentos com procedimentos químicos, o mais empregado para destruição dos revestimentos orgânicos é o do peróxido de hidrogênio (H_2O_2), após a eliminação dos óxidos de ferro pelo uso de ditionito, citrato e bicarbonato de sódio, que têm ação redutora, complexante e tamponante, respectivamente (MEHRA & JACKSON, 1960). A eliminação dos carbonatos que igualmente precede a destruição dos compostos orgânicos é feita pela hidrólise ácida com HCl. Métodos térmicos também têm sido empregados para a eliminação dos compostos orgânicos, com riscos, entretanto, à integridade dos fitólitos dependendo da temperatura atingida, uma vez que acima de 200°C as opalas já começam a desidratar, o que vai interferir no índice de refração das mesmas (EUBAUM & WEINER, 2003).

A assembleia fitolítica dos solos constitui um indicador biológico capaz de distinguir sedimentos pedogenizados dos não pedogenizados, bem como diferenciar ecótonos e indicar a intensidade da pedogênese, uma vez que a vegetação é um dos fatores de formação dos solos (GONZALEZ & OSTERRIETH, 1997). Avaliando perfis representativos de solos desenvolvidos em uma bacia sedimentar na Argentina, Gonzalez e Osterrieth (1997) verificaram a presença de horizonte A enterrado e processos pedológicos sobrepostos, com base na constatação de uma relação direta entre a concentração de opalas, a morfodinâmica regional e a intensidade da pedogênese.

Assim como grãos de pólen, espículas de esponjas e diatomáceas, e a despeito de ocorrerem perdas de fitólitos em função de processos pós-deposicionais, os corpos silicosos têm sido utilizados como importante ferramenta na reconstrução de cenários paleoambientais e paleoclimáticos (LEWIS, 1981; CARNELLI et al., 2001; BLINIKOV, 2005), corroborando os estudos polínicos e isotópicos, bem como de descontinuidades nos solos, entre outras aplicações. Bremond et al. (2007) ressaltam que, enquanto estudos polínicos e isotópicos apresentam limitações em distinguir entre árvores (todas C₃), arbustos (a maioria C₃) e gramíneas (C₃ e C₄) (SAGE et al., 1999), a análise fitolítica permite a identificação a nível de subfamílias, supertribos, tribos e em certas instâncias, até mesmo de gêneros de plantas, sobretudo em ambientes oxidados, desfavoráveis à persistência dos grãos de pólen (ARGANT, 1990).

No caso das gramíneas, cuja distribuição geográfica está diretamente relacionada à via fotossintética, uma vez que as de ciclo C₃ predominam em altitudes elevadas enquanto que em baixas altitudes e sob déficit hídrico dominam as de ciclo C₄ (SMITH & WHITE, 2004), a assembleia fitolítica depositada nos solos é capaz de refletir mudanças sutis na cobertura vegetal.

A análise da assembleia fitolítica para fins de reconstrução de paleoambientes deve considerar, entretanto, a ocorrência de cinturões climáticos, padrões de drenagem e correntes oceânicas (MULHOLLAND & RAPP, 1992), pois assim como outros marcadores ambientais (*proxy*), uma vez depositados no solo, os fitólitos podem ser transportados para longe do seu local de origem pelos ventos, gravidade, fogo e herbívoros. O transporte pode acontecer ainda durante os processos de colúviação e/ou alúviação, conforme observado por Fredlund & Tieszen (1994) em paleossolos da Grande Planície Norte Americana.

A reconstrução de ambientes através da análise das opalas fitobiogênicas é baseada na relação existente entre a abundância e a morfologia dos fitólitos extraídos das plantas atuais e dos solos onde estas se desenvolvem e a comparação com os dados paleoecológicos (ALBERT, 2006). Para isto, entretanto, torna-se imprescindível a existência de um grande número de coleções de referências da flora atual a fim de que os fitólitos encontrados nos solos e/ou sedimentos quaternários possam ser devidamente identificados.

No Brasil, onde poucos trabalhos usando os fitólitos como indicadores *proxy* têm sido realizados, destaca-se a expressiva contribuição de Labouriau na formação de coleções de referências do cerrado através de várias publicações sobre o assunto (SENDULSKY & LABOURIAU, 1966; CAMPOS & LABOURIAU, 1969; SILVA & LABOURIAU, 1970; SÖNDAHL & LABOURIAU, 1970). Mais recentemente, contribuições valiosas foram dadas por Borba-Roschel et al. (2006), ao estudarem a assembleia fitolítica de um solo no cerrado de Minas Gerais e correlacioná-la com mudanças no ambiente; por Calegari (2008), que utilizou a análise fitolítica como ferramenta para estudar a gênese do horizonte A húmico de alguns Latossolos; por Raitz (2012), ao montar uma coleção de referência da flora do sudoeste do Paraná, bem como por Rasbold et al. (2010), os quais identificaram no Pantanal Mato-Grossense uma grande diversidade de formas de fitólitos de uma única espécie vegetal, demonstrando que ainda há muito a ser descoberto nessa área do conhecimento.

Resultantes da silicificação que ocorre notadamente em folhas, sementes, frutos e raízes nas plantas monocotiledôneas da família Poaceae (gramíneas), no ambiente intracelular (quando o lúmen da célula é ocupado em parte ou no todo) e/ou extracelular, as opalas biogênicas apresentam dimensões semelhantes às da fração silte e formas únicas que replicam a morfologia da célula na qual foram formadas, específicas de determinadas famílias e às vezes gêneros (CALEGARI, 2008). Fitólitos produzidos por árvores (Eudicotiledôneas) apresentam a vantagem de ser facilmente diferenciado daqueles originados em gramíneas (monocotiledôneas), o que facilita a distinção entre a assembleia fitolítica de florestas e savanas (cerrados) (BREMOND et al., 2005). Apesar disso, entretanto, alguns autores ressaltam a fragilidade do uso das assembleias fitolíticas em estudos paleoambientais em função da sua multiplicidade - produção de vários morfotipos por um único táxon, e redundância - produção de um único morfotipo por muitas taxa (ROVNER, 1971), muito embora pesquisas estejam sendo desenvolvidas na tentativa de correlacionar diferentes morfologias de fitólitos a subfamílias e até gêneros vegetais (LU & LIU, 2003).

Twiss et al. (1969) classificaram 17 (dezessete) principais morfotipos de fitólitos - alguns de reconhecida importância taxonômica, os quais vêm sendo utilizados por diversos pesquisadores na interpretação das condições paleoambientais sob as quais os fitólitos foram formados. Dentre esses morfotipos, destacam-se: o *rondel* e o *square*, produzidos comumente em células epidérmicas de gramíneas C₃ da subfamília Pooideae em condições de clima frio e úmido de altitude, mas também encontrado em zonas intertropicais; o *elongate*, produzido por células alongadas também da epiderme de gramíneas, e o *acicular (point-shaped)*, formado no interior dos pelos das gramíneas (BREMOND et al., 2004). Além destes, ocorrem também outros morfotipos característicos de determinadas famílias e/ou subfamílias como o *saddle*, produzido pela subfamília Cloridoideae, representada por gramíneas C₄ e, em menor proporção por C₃, que se desenvolvem em climas quentes e secos; o morfotipo *globular echinate*, produzido por Palmaceae e os morfotipos *bilobate* e *cross*, dominantes na subfamília Panicoideae, representadas por gramíneas C₃ e C₄ (BARBONI et al., 1999). O morfotipo *bulliform (cuneiform bulliform ou fan-shaped)* é produzido no interior de células buliformes da epiderme de gramíneas, assim como o *elongate* (BREMOND et al., 2005).

Na **Tabela 2** encontram-se alguns dos principais morfotipos de fitólitos com significado taxonômico em nível de subfamília, bem como os padrões fotossintéticos e distribuição geográfica das plantas a eles relacionados.

A despeito da maior concentração de fitólitos ocorrerem nos horizontes superficiais dos solos, haja vista se concentrar nessa zona a maior quantidade de raízes de gramíneas - principais produtoras de fitólitos, e devido ao fato de que a presença dos compostos orgânicos retarda a solubilização dos corpos silicosos (WILDING & DREES, 1974; COSTA et al., 2010), uma distribuição não usual de corpos silicosos ao longo de um perfil de solo tem sido comumente interpretada como indicativa de solos enterrados (PIPERNO & BECKER, 1996; KAMANINA & SHOBA, 1997; GONZALEZ & OSTERRIETH, 1997; MEUNIER et al., 1999; CLARKE, 2003). Tal interpretação pressupõe, por outro lado, a imobilidade dos fitólitos após a sua deposição nos solos, fato não comprovado por Hart & Humphreys (2003; 2004), que observaram migração de fitólitos através do horizonte E e sua acumulação no Bh de Espodossolos, muito embora a concentração de fitólitos exclusivamente no horizonte B tenha sido apenas excepcionalmente reportada (MEUNIER et al., 1999).

Tabela 2. Padrões fotossintéticos e distribuição geográfica dos morfotipos de fitólitos com significado taxonômico segundo Twiss et al. (1969), Fredlund e Tieszen (1994), Strömberg (2004) e Bremond et al. (2008).

Classe	Ordem	Subfamília	Morfotipos diagnósticos	Padrão fotossintético	Distribuição geográfica
Monocotiledôneas	Poales	Panicoideae	<i>Bilobate</i> <i>Chusquea</i> <i>Cross</i>	C ₃ e C ₄	Áreas de baixa latitude e baixa altitude
		Pooideae	<i>Trapeziform</i> <i>Rondel</i> <i>Square</i>	C ₃	Alta latitude e alta altitude
		Cloridoideae	<i>Saddle</i>	C ₄	Áreas secas de baixa altitude ou condições edáficas de estresse hídrico
		Bambusoideae	<i>Rondel</i>	C ₃ e C ₄	Áreas com disponibilidade de água
		Arundinoideae	<i>Saddle</i>	C ₃	Regiões temperadas
		Todas as gramíneas	<i>Bulliform</i> <i>Elongate</i> <i>Acicular</i>	C ₃ e C ₄	Várias regiões
	Arecales	Arecaceae (Palmaceae)	<i>Globular echinate</i>		Áreas quentes e úmidas
Eudicotiledôneas			<i>Globular psilate</i> <i>Globular granulate</i>	C ₃	Baixa altitude

Um aumento na concentração de opalas em profundidade pode ser devido à atividade da fauna, a processos de expansão e contração do solo ou ainda pela translocação descendente dos fitólitos, notadamente em solos de textura arenosa (HART & HUMPHREYS, 1997; BORBA-ROSCHER et al., 2006). Bartoli (1983) argumenta que a distribuição vertical dos fitólitos no perfil do solo está condicionada não apenas ao mecanismo de translocação como também ao fenômeno de dissolução, o que por sua vez depende do grau de silicificação da planta e das condições edáficas onde os fitólitos são depositados. Condições de pH acima de 9,0, especialmente quando associadas a condições constantes de umidade, resultam na dissolução/corrosão de boa parte dos fitólitos (ALBERT et al., 1997; OSTERRIETH et al., 2009). A correta interpretação da distribuição das opalas nos solos requer, entretanto, um conhecimento detalhado das características geomórficas e sedimentológicas da área estudada, bem como dos processos tafonômicos a ela associados (ZURRO, 2006).

Mesmo em regiões tropicais onde os solos apresentam argilominerais com menores proporções de sílica quando comparados aos solos de regiões temperadas, fitólitos são encontrados em grande quantidade, tornando válida a análise da assembleia fitolítica dos solos na reconstrução de cenários paleoambientais e paleoclimáticos, entre outros estudos. Também em solos derivados de rochas calcárias onde há baixos conteúdos de sílica em função da elevada alcalinidade, estudos realizados por Bremond et al. (2004) na região mediterrânea na França e por Petó et al. (2010) na Hungria, mostram que a absorção de ácido silícico pelas plantas e sua acumulação na forma de opala são suficientes para permitirem análises fitolíticas com obtenção de resultados confiáveis.

Assim sendo, a análise quantitativa e qualitativa dos fitólitos presentes nos solos do carste da Serra da Bodoquena pode prover informações a respeito do tipo e densidade da

cobertura vegetal que ali existiu em outras épocas, de forma a ajudar a compreender a ocorrência de condições paleoclimáticas e paleobotânicas diferentes das atuais. A reconstrução paleoecológica do carste permitirá a associação entre o incremento de argila em profundidade e a presença de pontuações de CaCO_3 verificadas durante a descrição morfológica dos perfis, bem como a associação de feições cálcicas e feições de iluviação de argila observadas durante a análise micromorfológica de alguns horizontes diagnósticos, o que constitui um indicativo de sazonalidade climática (GILE et al., 1966).

2. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Localização e Características do Meio Físico

3.1.1. Localização

Situada entre as mesorregiões Sudoeste do Mato Grosso do Sul e Pantanal Sul Mato Grossense, mais precisamente na borda sudeste do Planalto de Nabileque entre as coordenadas $19^{\circ} 48'$ e $22^{\circ} 16'$ de latitude sul e $56^{\circ} 32'$ e $57^{\circ} 24'$ de longitude oeste (SALLES et al., 2006), a Serra de Bodoquena, com aproximadamente 300 km de extensão na direção norte-sul e 7.000 km^2 de área, abrange parte dos municípios de Bonito, Bodoquena, Caracol, Miranda e Guia Lopes da Laguna (**Figura 2**).

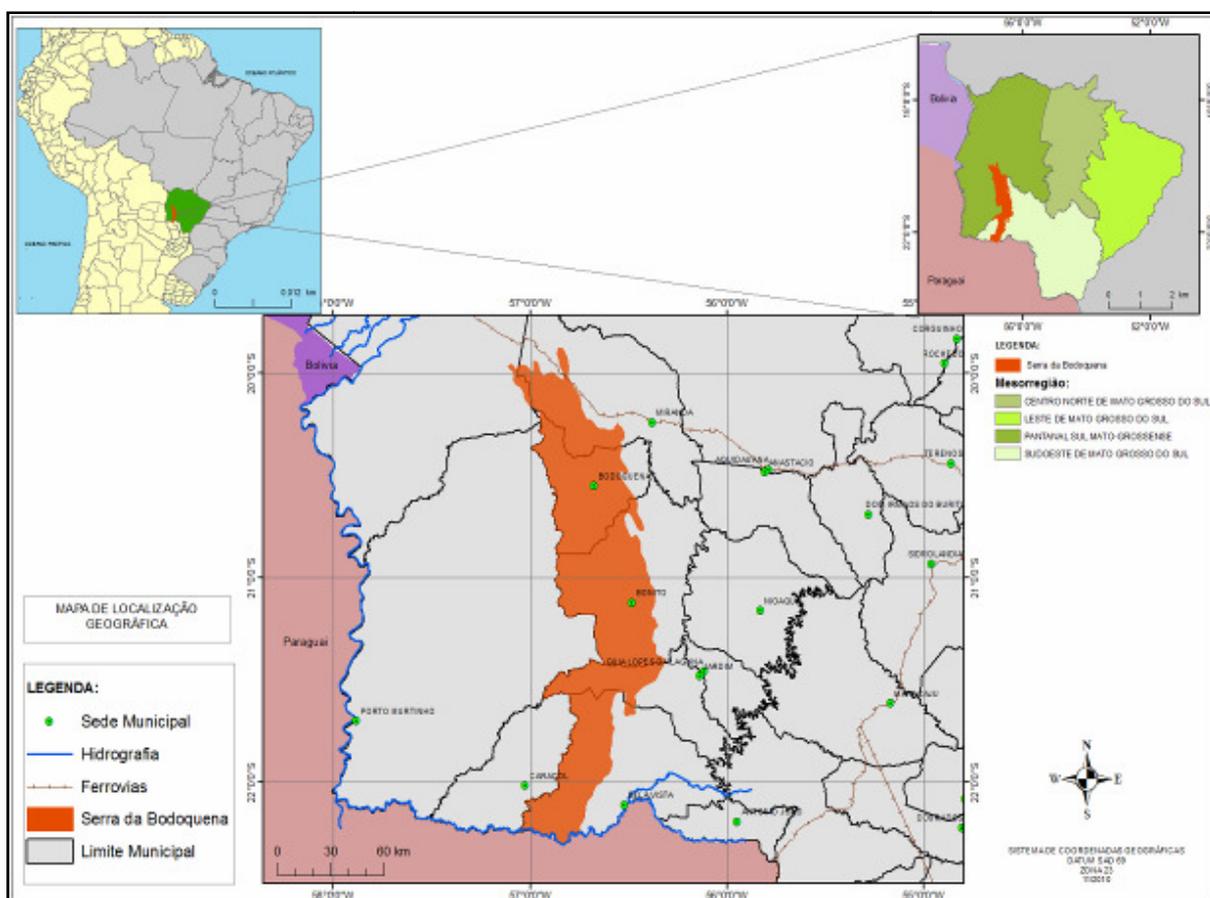


Figura 2. Localização da Serra de Bodoquena no Estado do Mato Grosso do Sul.

A **Figura 3** apresenta a localização das topossequências estudadas. Elas se situam na porção setentrional da Serra de Bodoquena, no município de Bodoquena (MS), entre as coordenadas geográficas $20^{\circ}32'11''$ e $20^{\circ}34'13''$ de latitude sul e $56^{\circ}40'43''$ e $56^{\circ}44'13''$ de longitude oeste.

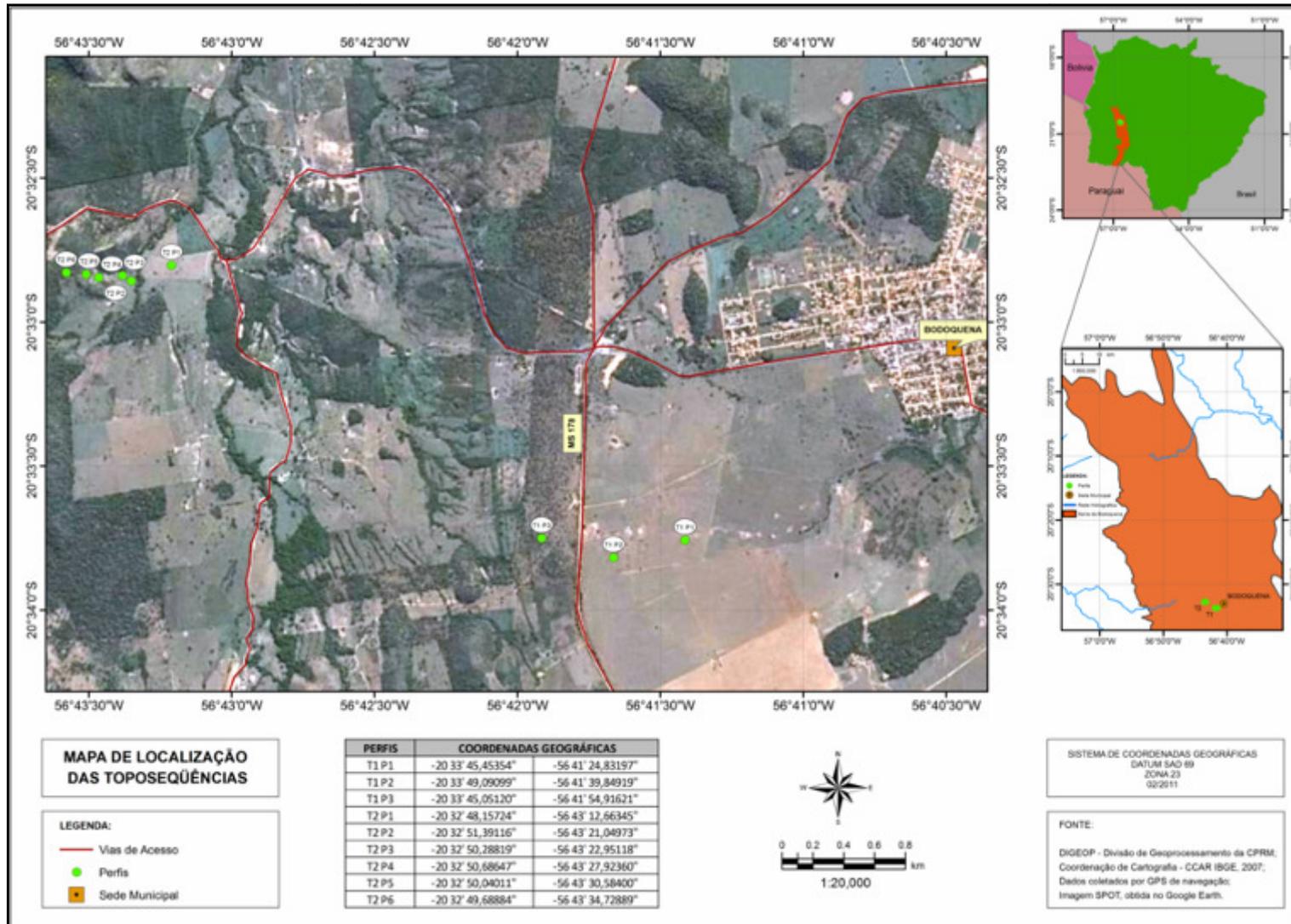


Figura 3. Localização das toposequências estudadas na Serra da Bodoquena (MS).

3.1.2. Clima

De acordo com a classificação climática de Köppen, o clima na Serra da Bodoquena é do tipo Aw – tropical úmido (SALLUN FILHO & KARMANN, 2007), com média pluviométrica anual entre 1.200 e 1.500 mm, e duas estações bem definidas: uma seca (inverno) e outra chuvosa (verão). A estação chuvosa, que se estende de outubro a março, concentra cerca de 95% do total anual das chuvas, com destaque para o trimestre que vai de novembro a janeiro (mês mais chuvoso). A estação seca, com cerca de 5% do total das precipitações, estende-se de abril a setembro, sendo o mês de agosto o que apresenta o menor índice pluviométrico (**Figura 4**).

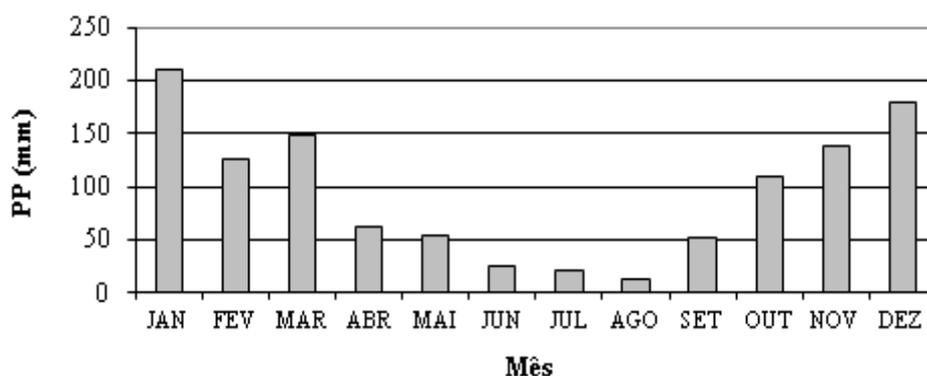


Figura 4. Distribuição da precipitação pluviométrica (PP) média mensal em Bodoquena – MS, de 1970 a 2000. Fonte: Alfonsi et al. (2002).

Uma série histórica de trinta anos registrada no município de Bodoquena (ALFONSI et al., 2002) indica que a temperatura média varia entre 22°C e 24°C (**Figura 5**), com máximas em torno de 33°C no período chuvoso, enquanto que as temperaturas mais amenas ocorrem nos meses de maio a agosto, durante o período seco. Devido aos efeitos da continentalidade aos quais a região está sujeita, eventualmente podem ocorrer quedas de temperatura durante as frentes frias, quando são registradas mínimas absolutas de até 6°C (OLIVEIRA, 2009). Na **Tabela 3** são apresentados os índices climáticos da estação climatológica do município de Bodoquena (MS).

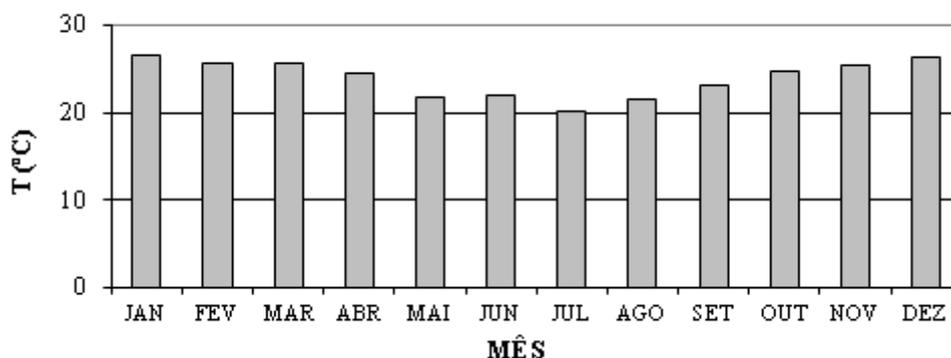


Figura 5. Variação média mensal da temperatura (T) do ar em Bodoquena – MS, de 1970 a 2000. Fonte: Alfonsi et al. (2002).

Tabela 3. Índices climáticos do município de Bodoquena (MS) no período de 1970 a 2000. Fonte: Alfonsi et al. (2002).

MÊS	T ⁽¹⁾ (°C)	P ⁽²⁾ mm	ETP ⁽³⁾	BH ⁽⁴⁾	EXC ⁽⁵⁾	DEF ⁽⁶⁾
JANEIRO	26,5	211,0	92,0	119,0	119,0	0
FEVEREIRO	25,7	126,0	90,7	35,3	35,3	0
MARÇO	25,6	149,0	111,9	37,1	37,1	0
ABRIL	24,6	63,0	112,2	- 49,2	0	8,5
MAIO	21,7	53,0	103,6	- 50,6	0	22,5
JUNHO	21,9	26,0	101,2	- 75,2	0	49,7
JULHO	20,1	20,0	97,2	- 77,2	0	63,0
AGOSTO	21,6	13,0	101,8	- 88,8	0	80,3
SETEMBRO	23,1	52,0	99,8	- 47,8	0	45,2
OUTUBRO	24,8	110,0	100,7	9,3	0	0
NOVEMBRO	25,4	139,0	87,6	51,4	0	0
DEZEZEMBRO	26,4	180,0	86,8	98,2	34,5	0
ANUAL	23,9	1142,0	1185,5	- 43,5	225,9	269,2

⁽¹⁾T: Temperatura média; ⁽²⁾P: Precipitação média; ⁽³⁾ETP: Evapotranspiração potencial média; ⁽⁴⁾BH: Balanço hídrico (Precipitação - Evapotranspiração); ⁽⁵⁾EXC: Excedente hídrico; ⁽⁶⁾DEF: Déficit hídrico.

3.1.3. Vegetação primária e uso atual

Segundo o mapeamento fitoecológico realizado pelo Projeto RADAMBRASIL (BRASIL, 1982), na Serra de Bodoquena predominam duas grandes regiões fitoecológicas diretamente associadas às diferenças litopedológicas: a savana (cerrado), correlacionada aos arenitos da Formação Aquidauana e ao Grupo Cuiabá; e as florestas estacionais decíduas submontana (floresta tropical caducifólia) e semidecidual (floresta tropical subcaducifólia), relacionadas aos calcários do Grupo Corumbá (EMBRAPA, 1971; DIAS, 2000).

As florestas decíduas e semidecíduas da Serra da Bodoquena, as quais constituem um dos últimos e mais extensos remanescentes de floresta estacional em território nacional e o maior do Estado de Mato Grosso do Sul (MILANO, 2007), apresentam distribuição espacial diretamente condicionada às áreas de dupla estacionalidade climática (uma estação chuvosa e outra de estiagem acentuada), nas quais o estresse hídrico promove profundas alterações na morfologia das plantas (LARCHER, 2000). A floresta decidual, com estrato arbustivo denso e com mais espécies florestais que o cerrado, ocupa as áreas de encosta e apresenta como espécies dominantes a aroeira (*Astonium urundeuva*), o angico (*Anandenanthera macrocarpa*), e o ipê (*Tabebuia sp*), enquanto que a floresta semidecidual, que ocupa encostas ou margens de cursos d'água (MMA, 2013), além da submata arbustiva apresenta ainda um estrato arbóreo constituído por espécies como o jequitibás (*Cariniana spp*), a peroba (*Aspidosperma spp*) e o cedro (*Cedrella*) (EMBRAPA, 2007).

Por sua vez, a região de savana, encontrada principalmente na porção submontana da Serra, caracteriza-se por apresentar uma vegetação lenhosa, de porte reduzido, sem uma composição florística uniforme, que se manifesta na área em quatro fisionomias: savana arbórea densa (cerradão), savana arbórea aberta (cerrado), savana parque (campo sujo) e

savana gramíneo-lenhosa (campo limpo), onde se destacam os gêneros *Qualea* e *Callisthene* (EMBRAPA, 2007).

No contato entre a floresta estacional e o cerrado, além das espécies características da floresta estacional, como a aroeira, o angico e o ipê, destacam-se exemplares de pacari (*Lafoensia pacari*) e açoita-cavalo (*Luehea divaricata*), além de espécies de cerrado, entre as quais o pau-terra (*Qualea sp*), o piqui (*Caryocar brasiliensis*), o araticum (*Anona coriácea*) e a lixeira (*Curatela americana*). Também gramíneas dos gêneros *Chusquea* e *Guadua* e a palmeira acuri (*Scheelea pharelata*) ocorrem em elevada densidade na Serra da Bodoquena (BRASIL, 1982).

A riqueza em Leguminosae (ou Fabaceae) tem sido reportada como um importante padrão fitogeográfico para as florestas estacionais, notadamente aquelas desenvolvidas em regiões calcárias (SILVA & SCARIOT, 2003; SALIS et al., 2004; FELFILI et al., 2007), com maior riqueza florística nas florestas semidecíduas do que nas decíduas (ARAÚJO et al., 1997). Quando comparadas aos demais ecossistemas da Mata Atlântica, as florestas estacionais da Serra da Bodoquena apresentam diferenças marcantes, uma vez que a grande amplitude longitudinal, latitudinal e altitudinal daquele bioma que abrange desde formações florestais ombrófilas e estacionais, até manguezais e restingas (IBGE, 1992).

Estudando a composição florística da floresta semidecidual do Parque Nacional da Serra da Bodoquena, Baptista-Maria et al. (2009) verificaram a existência de 307 espécies e 184 gêneros distribuídos entre 56 famílias, sendo a família Leguminosae a de maior riqueza nos estratos superiores, seguida das famílias Myrtaceae, Sapindaceae e Euphorbiaceae, além de arbustos, lianas e palmeiras. Entre os gêneros, destacam-se: *Eugenia* (araçá) e *Ficus* (gameleira). Atualmente, entretanto, graças à ocupação antrópica, a maior parte das florestas da Serra da Bodoquena, mesmo protegidas por legislação específica, deu lugar às pastagens e à cultura da soja, especialmente nos vales aplainados localizados entre os contrafortes da Serra, onde há facilidade de mecanização. Somente as porções mais elevadas da Serra permanecem recobertas por um maciço florestal devido, principalmente, ao fato do relevo acidentado dificultar o acesso a tais áreas (**Figura 6**).



Figura 6. Vista geral de um dos contrafortes da Serra da Bodoquena, onde é possível se observara ocupação dos vales por pastagens e a presença de remanescentes da Floresta Estacional Semidecidual nas encostas.

3.1.4. Hidrografia

A Serra da Bodoquena funciona como um divisor de águas entre a Bacia do Paraguai e outras bacias menores, tributárias dela, como as sub-bacias do Apa (ao sul) e Miranda (a leste). Na Serra nascem importantes cursos d'água como os rios Jatobá, Tarumã, Aquidabã, Tererê, Prata, Formoso, Sucuri e Peixe, além dos rios Perdido e Salobro, considerado um dos mais expressivos na região (BRASIL, 1982;BOGGIANI et al., 1999; SALLES et al., 2006;) (**Figura 7**).

Enquanto que o rio Salobro drena para o norte, indo desaguar no rio Miranda, o rio Perdido corta a parte centro-norte da Serra, chegando a desaparecer em sumidouros nas áreas de litologia calcária para ressurgir mais adiante, em um fenômeno típico das áreas de relevo cárstico pouco evoluído onde dificilmente se desenvolve uma rede hidrográfica densa (ALMEIDA, 1965).

Desenvolvidos em terrenos calcários muito puros, os rios que cortam a Serra apresentam como principal característica a sua extrema limpidez devido a solubilização das rochas calcárias daquela região resultar em elevadas concentrações de cálcio nos cursos d'água, resultando na sedimentação dos materiais finos transportados em suspensão e no crescimento abundante de tufas calcárias¹⁹.

Dias (2000) considera que para melhor compreensão da hidrologia da região deve-se analisar a geologia e a geomorfologia da Serra, diretamente relacionadas ao padrão e à densidade dos canais de drenagem. Enquanto que nas áreas de litologia essencialmente calcária do Grupo Corumbá tem-se uma baixa densidade de canais de drenagem devido à dissolução das rochas pela água e pela formação de sumidouros e ressurgências, nas áreas de litologia variada, do Grupo Cuiabá, a maior resistência das rochas à dissolução resulta em um padrão de drenagem do tipo dendrítica, bastante ramificada.

As toposequências estudadas localizam-se na sub-bacia do rio Miranda.

3.1.5. Geologia

A Serra da Bodoquena está representada por um conjunto de rochas com idades que vão do Paleoproterozóico (Maciço Rio Apa e Grupo Alterê) ao Quaternário (Formação Xaraiés) (**Anexo 6**). No mapa geológico da porção norte da Serra (**Figura 8**), é possível verificar-se a localização aproximada das toposequências estudadas.

O segmento paleoproterozóico encontra-se exposto nas porções noroeste e sudoeste da Serra, onde constitui o embasamento da Faixa de Dobramentos Paraguai, sendo constituído por rochas do Complexo Rio Apa e do Grupo Alto Alterê. Considerada a mais antiga das unidades que compõe a Serra, o Complexo Rio Apa é composto essencialmente por granitos, gnaisses, migmatitos e anfibolitos, além de intercalações locais de gnaisses, xistos e quartzitos, interpretadas como “remanescentes de um cinturão metamórfico” formado sobre a crosta siálica preexistente (GODOY et al., 2009).

¹⁹Depósitos carbonáticos formados em águas doces com temperatura próxima à do ambiente, altamente porosos e com vestígios biológicos (OLIVEIRA, 2009).

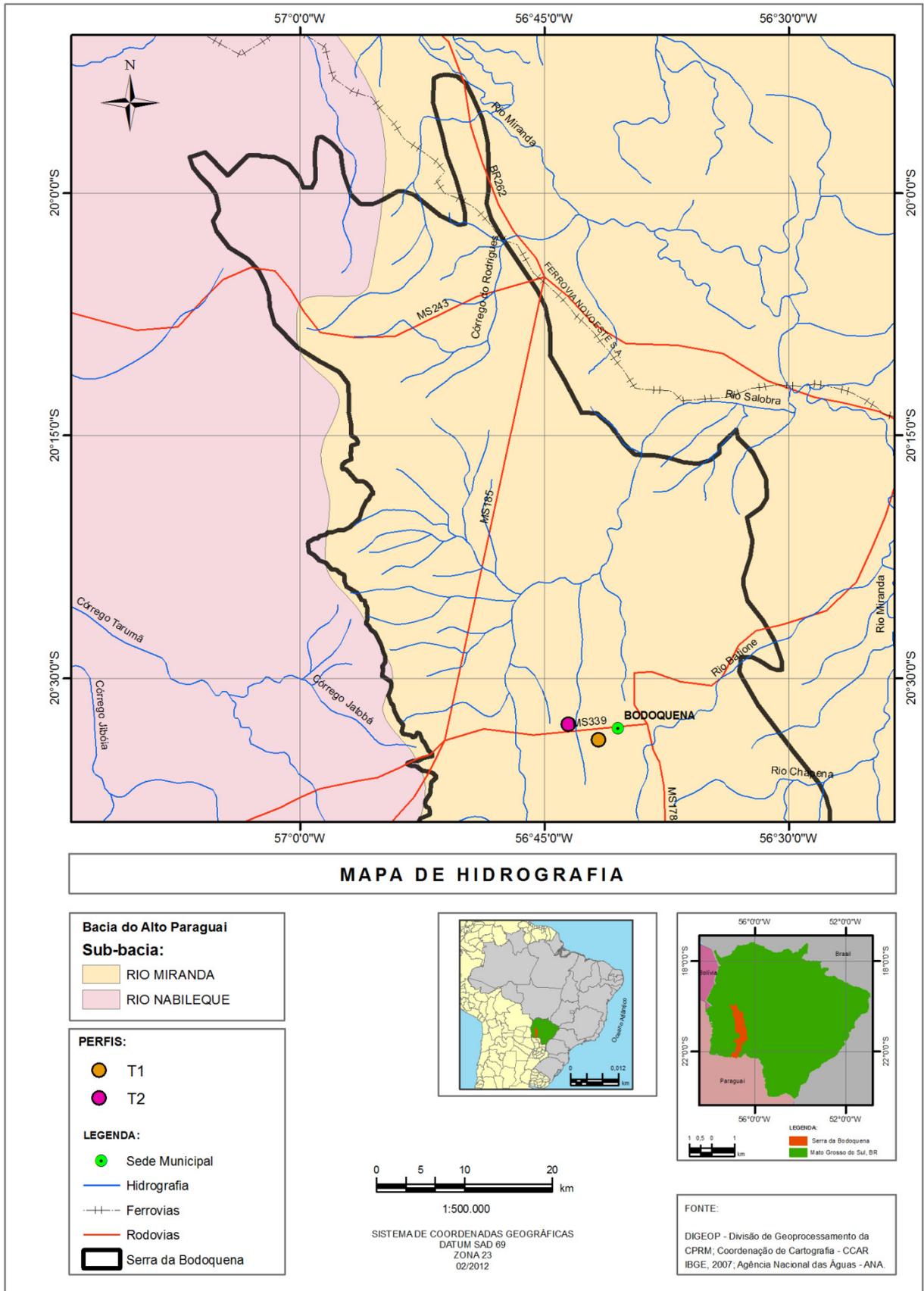


Figura 7. Mapa hidrológico da porção norte da Serra da Bodoquena (MS).

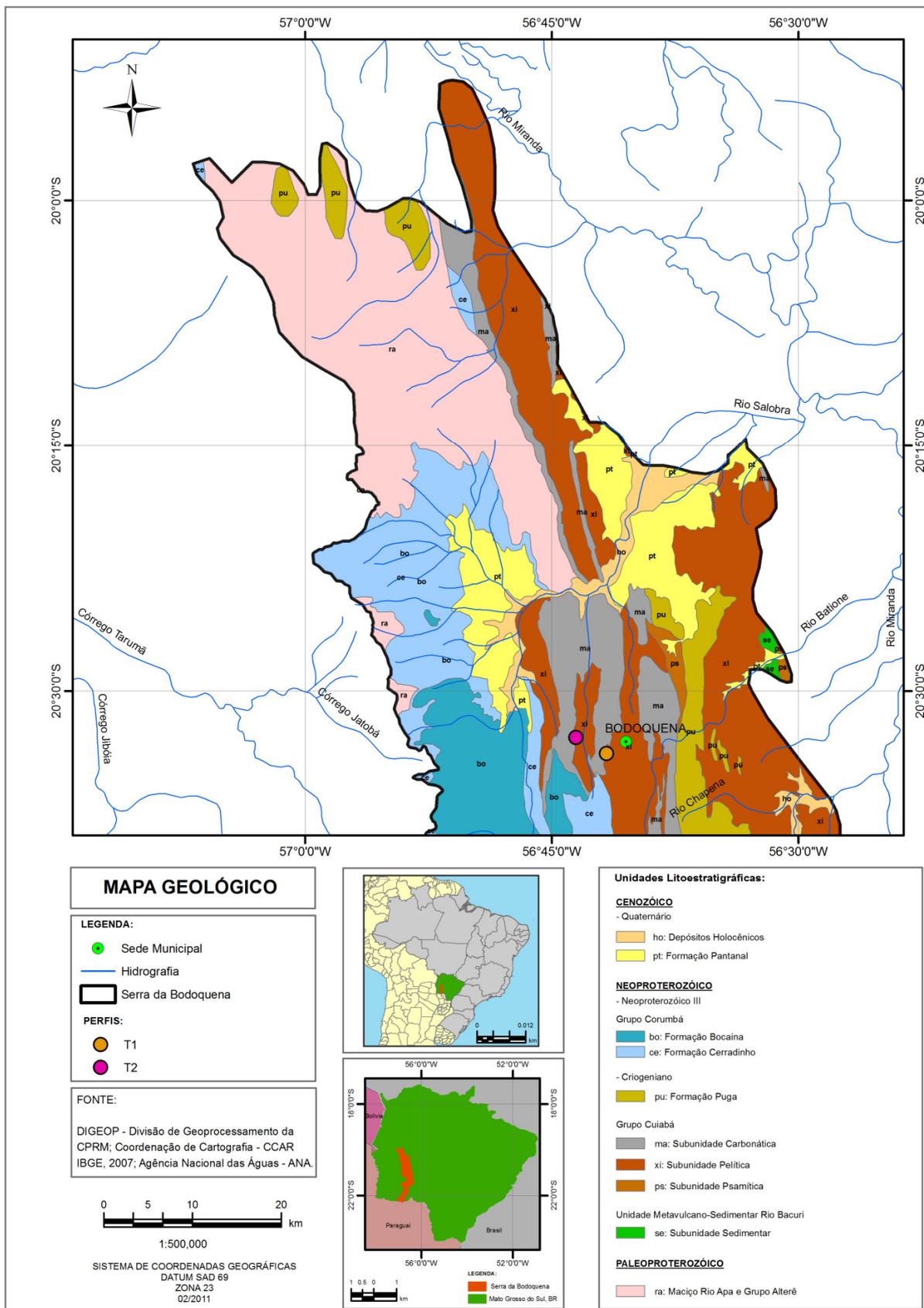


Figura 8. Mapa geológico da porção norte da Serra da Bodoquena. Adaptado de CPRM (2006).

Recobrando as rochas do Complexo Rio Apa encontra-se o Grupo Cuiabá, unidade estratigráfica que aflora na porção leste da Serra, constituída de quartzo-micaxistos e filitos com intercalações de metaconglomerados, calcários, metabasitos, mármore e quartzitos (JUSTO, 2000). Embora de constituição já bem conhecida, a definição do ambiente de sedimentação do Grupo Cuiabá tem sido alvo de controvérsias, bem como a idade de deposição, tendo diversos autores o considerado do Mesoproterozóico. Entretanto, pesquisas recentes o classificam como sendo do Neoproterozóico (BOGGIANI & COIMBRA, 2000; ASSINE, 2003; BITTENCOURT ROSA et al., 2003; MANZANO et al., 2008; TOKASHIKI & SAES, 2008).

O Grupo Cuiabá é constituído por metassedimentos clásticos afetados por várias deformações e caracterizado por intenso tectonismo e metamorfismo regional nas fácies xistos verdes (TOKASHIKI & SAES, 2008; SÁ, 2009). Guimarães e Almeida (1972) reconheceram da base para o topo cinco unidades litoestratigráficas dentro do Grupo Cuiabá: a) metaconglomerados e quartzitos; b) filitos e filitos ardósianos; c) quartzitos; d) metagrauvacas e metarcóseos; e) metassedimentos periglaciais.

O Domínio Cratônico da Serra da Bodoquena é representado pelas rochas do Grupo Corumbá (do Neoproterozóico), de Idade Ediacarana²⁰, sobrepostas às litologias do Grupo Cuiabá, as quais se acham afetadas por um sistema de dobras e empurrões, cujas dimensões variam de decímetros a quilômetros, com vergência para oeste (SÁ, 2009).

Almeida (1965) foi o primeiro a usar o termo “Grupo Corumbá” para denominar as rochas carbonáticas que dominam o carste da Serra da Bodoquena, tendo dividido-o preliminarmente em cinco Formações: Cadiueus, Cerradinho, Bocaina, Tamengo e Guaicurus. Essa divisão estratigráfica do Grupo Corumbá foi abandonada posteriormente pelo próprio Almeida, bem como por outros pesquisadores, sendo retomada em 1998 por Boggiani, ao empregar o estudo de fácies sedimentares na investigação da estratigrafia da região.

O Grupo Corumbá, com aproximadamente 1.000 m de espessura, resulta de deposições em ambiente de margem continental passiva sujeita a ressurgências marinhas e eventos fosfogenéticos que resultaram em importantes concentrações de fosfato, sendo constituído, da base para o topo, por quatro Formações: Cerradinho, Bocaina, Tamengo e Guaicurus (BOGGIANI et al., 1992; BOGGIANI et al., 1996).

Compreendendo o embasamento do Grupo Corumbá encontra-se a Formação Cerradinho, de grande heterogeneidade litológica e constituída por alternância de arenitos, arcósios, siltitos, folhelhos, margas, calcários calcíticos e dolomíticos, podendo também apresentar conglomerados em sua base, todos de origem sedimentar (SÁ, 2009). Com maior expressão nas porções oriental e centro-oriental da Serra da Bodoquena, onde pode alcançar até 200 m de espessura, a Formação Cerradinho possui granulometria dos sedimentos decrescente à medida que grada para o topo.

A Formação Bocaina, sobreposta à Formação Cerradinho, aflora na borda oriental da Serra, sendo constituída principalmente por calcários dolomíticos silicosos (mais resistentes à dissolução) e calcíticos com abundantes estromatólitos além de níveis de silixito e pelitos formados em ambiente de sedimentação de águas rasas, os quais se encontram sob uma alternância de calcários e folhelhos carbonosos da Formação Tamengo, formados em ambientes de águas profundas (BRASIL, 1982). De acordo com Sá (2009), a Formação Tamengo, predominante nos flancos ocidental e oriental da Serra da Bodoquena, pode ser encontrada diretamente recobrando a Formação Cerradinho em algumas áreas, o que sugere uma transgressão marinha sobre as unidades mais rasas. Recobrando todas as demais Formações, encontra-se um espesso pacote de sedimentos pelíticos da Formação Guaicurus

²⁰ Formadas entre 630 milhões a 542 milhões de anos atrás.

(BOGGIANI et al., 1993), que aflora principalmente nos sinclinais da Serra e marca o final da deposição na Bacia Corumbá (PIACENTINI et al., 2007).

O Quaternário encontra-se representado por terraços fluviais e depósitos de tufas da Formação Xaraiés que se acham associados aos cursos dos rios que drenam a região, sendo constituída de depósitos carbonáticos pulverulentos oriundos da dissolução das rochas dos Grupos Cuiabá e Corumbá que afloram, sobretudo, no município de Bonito ao longo dos rios Perdido e Formoso (SALLUN FILHO et al., 2004). A Formação Xaraiés, a qual teria sido formada por sucessivos ciclos de sedimentação ocorridos durante uma alternância de climas semi-áridos e não tão áridos, é constituída por três fácies: uma superior, composta por tufas calcárias formadas pelo retrabalhamento, através dos cursos d'água, dos carbonatos pré-existentes; uma intermediária, formada por micritos lacustres na qual encontra-se uma abundância de fósseis de gastrópodes; e uma basal, constituída por calcretes de protólitos lacustres (OLIVEIRA et al., 2008). Na proximidade dos rios Formoso e Perdido encontram-se algumas explorações de calcário sobre a Formação Xaraiés.

Os solos das topossequências estudadas apresentam como material de origem o produto da alteração das rochas calcárias da Formação Bocaina do Grupo Corumbá, sendo a única exceção o perfil 1 da topossequência 2 (T2P1), derivado, provavelmente, da Formação Xaraiés.

3.1.6. Geomorfologia

A Serra da Bodoquena, localizada na porção centro-sul de Mato Grosso do Sul, na borda do Pantanal do Nabileque, constitui um planalto escarpado a oeste, no sentido da Planície do Pantanal e suavemente inclinado a leste, onde transiciona para a planície de inundação do Rio Miranda. A Serra da Bodoquena compreende dois compartimentos geomorfológicos: a Depressão do Rio Miranda e o Planalto da Bodoquena ou Serra da Bodoquena propriamente dita (BRASIL, 1982).

O Planalto da Bodoquena compreende um extenso bloco de relevo de aspecto residual que inclui também outras serras menores, como as da Alegria, São Paulo, Alumiador e Bocaina, correspondentes à terminação sul da grande faixa de dobramentos lineares que integram o Geossinclíneo Paraguai (ALMEIDA, 1965; BRASIL, 1982).

De natureza calcodolomítica, a Serra da Bodoquena, uma das mais extensas áreas de carste contínua do Brasil, inicia-se no vale do Rio Apa, ao sul, com cotas em torno de 300 m, chegando a cotas mais elevadas na sua extremidade norte, onde atinge cerca de 650 m de altitude antes de coalescer na planície pantaneira.

Apesar de composto por abundância de tufas calcárias, poljés, dolinas (de pequena extensão) e cavernas, o carste da Serra da Bodoquena, o qual compreende um “*merokarst*” segundo a definição de Cvijić, é incompletamente desenvolvido quando comparado com carstes de outras regiões (FLOREA et al., 2003). Tal fato é verificado através da observação do padrão e densidade da rede de drenagem que corta a Serra, predominantemente superficial, uma vez que a principal propriedade dos carstes maduros compreende o completo desaparecimento da drenagem superficial, passando a ser toda ela subterrânea (KOHLENER, 1994).

Com topografia assimétrica no sentido leste-oeste, a Serra da Bodoquena apresenta no lado ocidental encostas escarpadas relacionadas a falhas tectônicas que se desenvolvem no sentido da planície do Pantanal, sobretudo ao norte, enquanto que o lado oriental possui bordas suavemente inclinadas que se iniciam na forma de planalto até encontrar a planície de inundação do rio Miranda, com trechos que se encontram em coalescência com a planície (DIAS, 2000). Correspondentes aos anticlinais da Faixa Paraguai-Araguai, ocorrem também áreas deprimidas formando vales em manjedoura entre os contrafortes da Serra, que

correspondem a sinclinais onde existem feições e formas características de relevo cárstico, inerentes às rochas carbonatadas como as que constituem as Formações Cerradinho, Tamengo e Bocaina, do Grupo Corumbá, encontradas no topo da Serra, e as rochas do Grupo Cuiabá, na base. Observando-se o Modelo Digital de Elevação da porção norte da Serra onde está localizada a área de estudo (**Figura 9**), verifica-se que as duas topossequências ocorrem em áreas geomorfologicamente distintas, estando a primeira (T1) em uma rampa com cerca de 4% de declividade em uma superfície geomórfica que parece constituir uma antiga superfície de erosão, enquanto que a topossequência 2 (T2) inicia-se em um vale e alcança cotas mais elevadas ao longo de um morrote (PONÇANO et al., 1981).

3.1.7. Solos

No levantamento exploratório realizado pelo RADAMBRASIL na escala 1:1.000.000 (MACEDO, 1982), foram identificadas as seguintes classes de solos na Serra da Bodoquena: Latossolo Vermelho em áreas de relevo plano a suave ondulado sem restrição à drenagem; Nitossolo Vermelho (antiga Terra Roxa Estruturada Similar), nas áreas aplainadas no topo da Serra; Argissolos Vermelhos, formados em áreas de relevo plano a ondulado da Formação Cerradinho; Chernossolos Argilúvicos e Háplicos (Brunizéns Avermelhados) nas encostas e fundos de vales com declives de até 8%; e Chernossolos Rêndzicos (Rendzinas), nas áreas de relevo forte ondulado e montanhoso (PEREIRA et al., 2013), todos desenvolvidos a partir das litologias do Grupo Corumbá. São encontrados ainda Gleissolos (Gleis Húmicos), alguns vérticos, em pequenas áreas deprimidas dispersas ao sul da Serra da Bodoquena, tendo como material de origem depósitos argilosos provenientes de rochas calcárias da Formação Cerradinho e de sedimentos da Formação Xaraiés do Quaternário; Vertissolos, nos vales dos rios Salobro e Perdido, e Neossolos Litólicos (Solos Litólicos), nas áreas de maior declive nos contrafortes da Serra. Além dessas classes de solos, durante o Levantamento de Reconhecimento de Baixa Intensidade dos Solos do município de Bonito (EMBRAPA, 2007) realizado na escala de 1:100.000, foram reportados também Argissolos Vermelhos, Cambissolos Háplicos, Planossolos Nátricos, Plintossolos Háplicos, Pétricos e Argilúvicos.

3.2. Escolha das Topossequências

Os trabalhos de campo foram realizados no mês de março de 2010, quando foi percorrida uma parte da porção setentrional da Serra da Bodoquena, município de Bodoquena (MS), para a escolha de duas topossequências formadas a partir de material de natureza calcária que melhor representassem as diferentes superfícies geomórficas encontradas na área, constituída por um planalto suavemente inclinado a leste onde foi localizada a topossequência 1 (T1) em área de relevo suave ondulado, sendo a topossequência 2 (T2) localizada no flanco ocidental da Serra com relevo mais movimentado.

Durante essa etapa foram considerados também aspectos como a existência de fragmentos de vegetação primária ou mesmo secundária em avançado estágio de regeneração e a proximidade das rodovias, a fim de facilitar o livre acesso aos locais de descrição e coleta dos solos, tendo sido ambas as topossequências 1 (T1) e 2 (T2) escolhidas, respectivamente, próximas às rodovias MS-178 e MS-339, entre as coordenadas 20°32'11" S e 20°34'13" S e 56°40'43" W e 56°44'13" W.

A primeira topossequência (T1), compreendida em área de planalto residual sob o domínio do Grupo Corumbá, originalmente recoberta pela vegetação de floresta estacional semidecidual (BRASIL, 1982), apresenta relevo suave ondulado e perfil longitudinal plano-convexo-plano com pente longo com altitudes variáveis entre 320 m e 340 m, ao longo da qual foram abertas três trincheiras, sendo duas em áreas recobertas por gramíneas (T1P1 e T1P2) e uma sob fragmento de vegetação secundária em regeneração (T1P3) (**Figura 10**).

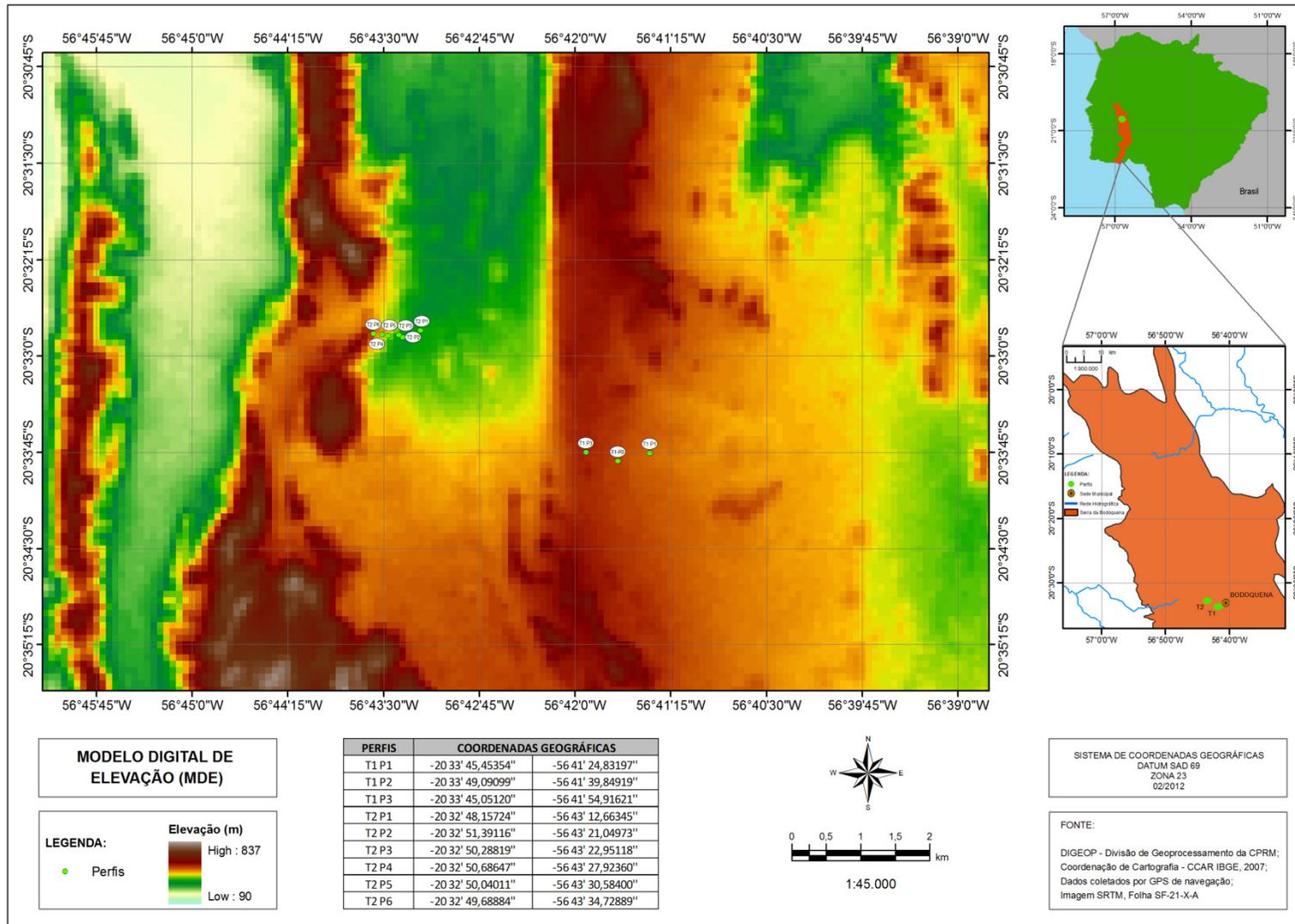


Figura 9. Modelo digital de elevação (MDE) da área estudada.

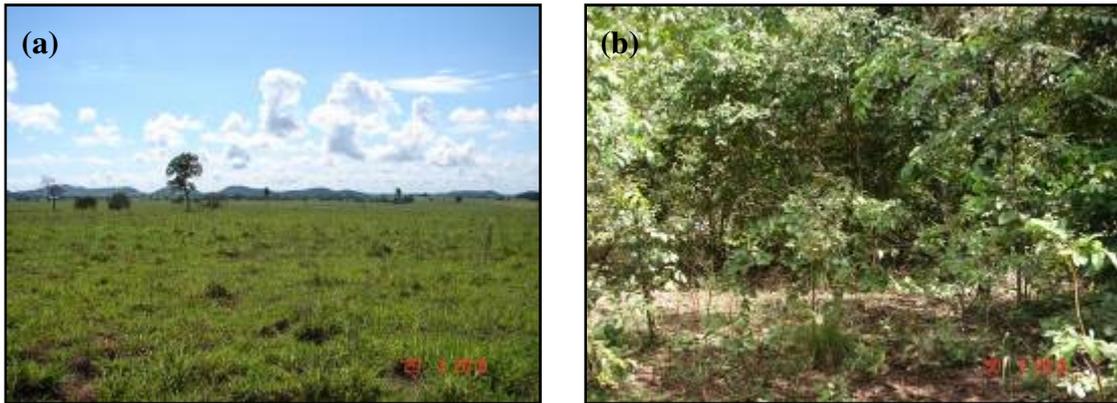


Figura 10. Cobertura vegetal na área da topossequência 1: vegetação rasteira (gramíneas) nos perfis T1P1 e T1P2 (a) e fragmento de vegetação secundária no perfil T1P3 (b).

Na segunda topossequência (T2), escolhida em área de relevo plano a forte ondulado com perfil longitudinal plano-côncavo-convexo no sentido ascendente e abundância de afloramentos de rochas carbonáticas, foram abertas seis trincheiras com cotas variando entre 239 m e 300 m. A vegetação, originalmente compreendendo a floresta estacional semidecidual (BRASIL, 1982), encontra-se nessa área quase que totalmente substituída por pastagens, notadamente nas quotas mais baixas onde o acesso é facilitado (**Figura 11**). Nesta topossequência, os perfis ocuparam as posições de terraço fluvial (T2P1); baixada (T2P2); terço inferior (T2P3), terço médio inferior (T2P4); terço médio superior (T2P5) e terço superior (T2P6). A delimitação dos segmentos de vertente aqui empregada segue os critérios preconizados por Ruhe & Walker (1968) e a classificação das formas de relevo, atende os critérios propostos por Santos et al. (2013).

Todos os perfis foram georreferenciados através do equipamento de posicionamento por satélite com recepção de sinais do sistema Global Positioning System (GPS) da marca Garmin. A delimitação do comprimento das vertentes, de montante à jusante na linha de maior declive, foi feita através de medições de distância entre os pontos com trena de 100m.



Figura 11. Cobertura vegetal na área da topossequência 2: encosta dominada por gramíneas, vendo-se ao fundo remanescentes da floresta estacional semidecidual.

3.3. Descrição dos Perfis e Coleta de Amostras

A descrição morfológica dos perfis e a coleta das amostras deformadas seguiram as normas da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (SANTOS et al., 2013). Durante os trabalhos de campo realizaram-se testes de efervescência com HCl diluído (10%) para observação da presença de carbonato de cálcio nos solos, tendo sido a reação de efervescência classificada como ligeira (bolhas visíveis); forte (formação de espuma na superfície) e muito forte (espuma rapidamente formada e presença visível de grãos de carbonato de cálcio na amostra). Testes de efervescência também com peróxido de hidrogênio (20 volumes) foram realizados para verificação da presença de manganês, sendo a reação de efervescência classificada como: ligeira (quando a efervescência é fraca e somente ouvida); forte (efervescência visível, mas sem a ocorrência de ruptura dos agregados) e muito forte (frequentemente com a ruptura de agregados) (SANTOS et al., 2013).

Além das amostras deformadas coletadas em todos os horizontes dos nove perfis, foram coletadas amostras indeformadas com o auxílio de anéis de Kopecky para avaliação da densidade do solo e com caixinhas de papelão de dimensões 5 x 7 x 10 cm para análises micromorfológicas nos principais horizontes dos perfis (CASTRO et al., 2003).

Adicionalmente foram coletadas ainda duas amostras extras na topossequência 2: uma de carapaças de (macro) gastrópodes encontradas no perfil 1 (T2P1) e uma amostra da rocha calcária retirada no perfil 5 (T2P5).

3.4. Determinações Analíticas

As amostras deformadas foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneiras com malhas de 2 mm, obtendo-se assim a terra fina seca ao ar (TFSA). As amostras indeformadas para densidade do solo foram secas em estufa a 105° C por 24 horas. Na TFSA foram realizadas as análises abaixo discriminadas.

3.4.1. Análises físicas

a) Composição granulométrica da terra fina seca ao ar e argila dispersa em água

As amostras de terra foram dispersas com hexametáfosfato de sódio e agitadas, em baixa rotação, por 16 horas. As amostras de solo que apresentaram efervescência foram tratadas com HCl a 10% antes da dispersão. O teor de argila total foi determinado na suspensão pelo método da pipeta (DAY, 1965). As frações areia grossa e areia fina foram separadas por tamisação em peneiras de malhas 0,2 e 0,053 mm, respectivamente. O silte foi obtido por diferença (EMBRAPA, 1997). O método para argila dispersa em água foi semelhante ao da argila total, usando-se água destilada como dispersante.

b) Densidade do solo (Ds)

Determinada nas amostras indeformadas coletadas com o anel de Kopecky (EMBRAPA, 1997), calculada pela seguinte equação:

$$D_s (\text{Mg m}^{-3}) = m_s/v_s$$

Onde m_s é a massa do solo (em Mg) e v_s é o volume do solo (em m^3).

c) Densidade das partículas (Dp)

A densidade das partículas (Dp), expressa em Mg m^{-3} , foi determinada pelo método do balão volumétrico (EMBRAPA, 1997). A massa das partículas (mp) foi determinada após secagem do material em estufa à temperatura de 105°C durante 24 horas, pela seguinte equação:

$$D_p (\text{Mg m}^{-3}) = m_p/v_p$$

Onde m_p é a massa de partículas (em Mg) e v_p é o volume de partículas (em m^3).

d) Volume total de poros (VTP)

Calculado usando-se os valores da densidade do solo (Ds) e densidade das partículas (Dp) (EMBRAPA, 1997), através da equação:

$$\text{VTP (\%)} = (1 - D_s/D_p) \times 100$$

e) Superfície específica (SE)

A superfície específica (SE) foi determinada na TFSA, previamente moída e passada em peneira de 60 meshes. A adsorção foi medida pelo uso do etileno glicol monometil éter (EMEG), tendo sido pesado 1,0 g de amostra e em seguida adicionado 1,0 mL de EMEG. O material de solo foi submetido a vácuo em dessecador com cloreto de cálcio, efetuando-se pesagens a intervalos pré-estabelecidos, até obtenção de peso constante (EMBRAPA, 1997). A superfície específica foi calculada pela seguinte expressão:

$$\text{SE} = g \text{ (EMEG)}/g \text{ (amostra)} \times 2,86 \times 10^{-4} \text{ g m}^{-1}$$

3.4.2. Análises químicas

a) pH em água, em KCl 1N e CaCl₂ 1N

Determinados potenciometricamente na suspensão solo:líquido (água, KCl ou CaCl₂) de 1:2,5, com tempo de contato não inferior a uma hora e agitação da suspensão antes da leitura (EMBRAPA, 1997).

b) Cálcio e Magnésio trocáveis

Extraídos com solução de KCl 1N, na proporção de 1:10 e determinados por complexometria, em presença do coquetel tampão. O cálcio foi determinado em presença de KOH a 10% e titulado com EDTA 0,0125 N e o magnésio calculado por diferença entre a soma de cálcio e magnésio e o teor de cálcio (EMBRAPA, 1997).

c) Potássio e Sódio trocáveis

Extraídos com solução de HCl 0,05N e H₂SO₄ 0,0125N na proporção solo-solução 1:10 e determinados por fotometria de chama (EMBRAPA, 1997).

d) Alumínio trocável (Al⁺⁺⁺)

Extraído com solução KCl 1N na proporção de 1:10 e determinado pela titulação da acidez com NaOH 0,025N (EMBRAPA, 1997).

e) Acidez extraível (Al⁺⁺⁺ + H⁺) e Hidrogênio extraível (H⁺)

A acidez foi extraída com solução de acetato de cálcio 1N, ajustada a pH 7,0 na proporção de 1:15 e determinada por titulação com NaOH 0,025N. Obteve-se o hidrogênio extraível por diferença entre o valor de acidez extraível e o teor de alumínio trocável (EMBRAPA, 1997).

f) Valor S (soma de bases)

Calculado pela soma dos teores de cálcio, magnésio, potássio e sódio trocáveis (EMBRAPA, 1997).

g) Valor T (capacidade de troca de cátions do solo)

Calculado pela relação (EMBRAPA, 1997): T = Valor S + acidez extraível

h) Valor T_{arg} (capacidade de troca de cátions da fração argila)

Calculado pela relação (EMBRAPA, 2013): T_{arg} = T x 1000/g kg⁻¹ de argila

i) Valor V (percentagem de saturação por bases)

Calculado pela expressão (EMBRAPA, 1997): Valor V(%) = (S/T) x 100

j) Valor m (percentagem de saturação por alumínio)

Calculado pela expressão (EMBRAPA, 1997): $m = 100 \times [Al^{+++}/(\text{Valor S} + Al^{+++})]$

k) Fósforo extraído com solução de Mehlich-1

Extraído com solução de Mehlich-1 (HCl 0,05N e H₂SO₄ 0,0125N) e determinado por colorimetria após a redução do complexo fosfomolibídico com ácido ascórbico, em presença de sal de bismuto (EMBRAPA, 1997).

l) Fósforo extraído com solução de Olsen

Extraído com solução de NaHCO₃ 0,5N a pH 8,5. A extração foi realizada com 2,5 cm³ de terra e 50 mL de solução de NaHCO₃ a pH 8,5 por trinta minutos e filtrado através de papel de filtro Whatman número 42 (OLSEN, 1953).

m) Equivalente de carbonato de cálcio

Ataque da amostra com excesso de solução de HCl 0,5N e titulação do excesso de ácido com solução de NaOH padrão (EMBRAPA, 1997).

n) Caracterização dos óxidos por ataque sulfúrico

Aplicado como pré-tratamento na extração de ferro, alumínio e titânio e posterior extração de sílica no resíduo. Consistiu no tratamento da terra fina (1 g) com solução de H₂SO₄ 1:1, fervura durante meia hora sob refluxos e posterior resfriamento e filtragem, após o que foram determinados os teores de ferro, alumínio e titânio, sendo o teor de sílica determinado no resíduo (EMBRAPA, 1997).

Teor de ferro total (Fe₂O₃)

Determinado em uma alíquota do extrato sulfúrico (ajustada a pH 1,5) por meio de titulação com EDTA 0,01N, usando-se como indicador o ácido sulfossalicílico (EMBRAPA, 1997).

Teor de alumínio total (Al₂O₃)

Determinado na mesma alíquota em que foi dosado o Fe₂O₃, após correção do pH com acetato de amônio. A dosagem do Al₂O₃ foi feita titulando-se o excesso de EDTA 0,031N, com ZnSO₄ 0,016N e descontando-se o valor do TiO₂ na amostra (EMBRAPA, 1997).

Teor de titânio (TiO₂)

Obtido em alíquota do filtrado após tratamento com H₂SO₄ 1:1 e permanganato de potássio. Dosagem feita por colorimetria em espectrofotômetro na faixa de leitura de 430mμ, antecedida da adição de ácido oxálico, ácido fosfórico 1:1 e perhidrol (EMBRAPA, 1997).

Teor de sílica (SiO₂)

A sílica foi solubilizada no resíduo do ataque sulfúrico com solução de NaOH a 30%, sob fervura branda e refluxo, sendo determinada colorimetricamente após tratamento com solução ácida de molibdato de amônio, ácido ascórbico e ácido fosfórico (EMBRAPA, 1997).

o) Relação molecular SiO₂/Al₂O₃(Ki)

Calculada pela equação (EMBRAPA, 1997): $Ki = [1,70 \cdot SiO_2(\%)]/[Al_2O_3(\%)]$

p) Relação molecular SiO₂/R₂O₃(Kr)

Calculada segundo a equação (EMBRAPA, 1997):

$Kr = [1,70 \cdot SiO_2(\%)]/[Al_2O_3(\%) + (0,64 \times Fe_2O_3(\%))]$

q) Ferro oxalato (Fe_o)

A extração foi realizada pela adição de 20 mL de oxalato ácido de amônio 0,2 N a 0,5 g de TFSA, ajustando o pH para 3,0 a 0,5 g (SCHWERTMANN, 1964, modificado por SCHULZE, 1984). A mistura foi agitada por 1 hora em agitador horizontal e a extração foi realizada no escuro. Após a homogeneização, a suspensão foi centrifugada durante 15 minutos, sendo filtrada em seguida, e o ferro do extrato foi determinado pelo espectrofotômetro de absorção atômica (MEHRA & JACKSON, 1960).

r) Ferro ditionito (Fe_d)

Determinado em amostra de TFSA (2,5 g) sendo o ferro complexado pela saturação de citrato de sódio e reduzido pelo ditionito de sódio, utilizando-se bicarbonato de sódio como tampão. Foram realizadas quatro extrações por amostra e, dos extratos obtidos, foi retirada uma alíquota de 50 mL, na qual se realizou a leitura do teor de Fe, usando espectrofotômetro de absorção atômica (MEHRA & JACKSON, 1960).

3.4.3. Carbono orgânico, extração e fracionamento químico da matéria orgânica

a) Carbono orgânico

Determinado pela oxidação da matéria orgânica pelo $K_2Cr_2O_7$ 0,4 N em um meio sulfúrico e titulação pelo $Fe(NH_4)_2(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$ 0,1 N (EMBRAPA, 1997).

b) Extração e fracionamento químico da matéria orgânica

A extração e o fracionamento da matéria orgânica foram realizados em 1,0 g de solo conforme o método proposto pela Sociedade Internacional de Substâncias húmicas (IHSS), com adaptações propostas por Benites et al.(2003). Este método de fracionamento da matéria orgânica baseia-se na extração da mesma com NaOH 0,1 N e na dosagem das frações extraídas com dicromato de potássio ($K_2Cr_2O_7$).

Os ácidos fúlvicos e húmicos foram extraídos com 20 mL de NaOH 0,1 N, adicionados à fração coloidal (previamente pesada contendo aproximadamente 30 mg de carbono orgânico total) com agitação manual, sendo deixados em repouso por 24 horas. Decorrido esse tempo, procedeu-se a centrifugação a 5.000 g por 30 minutos. O sobrenadante foi separado em copo plástico descartável de 50 mL. Ao precipitado, adicionou-se mais 20 mL de NaOH 0,1 N, sendo agitado manualmente até o desprendimento e ressuspensão do precipitado, permanecendo em repouso por 1 hora, com nova centrifugação nas condições descritas anteriormente. O sobrenadante foi recolhido junto ao previamente reservado (extrato alcalino - pH 13,0), obtendo-se um volume final de 40 mL e o precipitado reservado permanecendo no tubo da centrífuga para posterior determinação da humina. O pH do extrato alcalino foi ajustado para 2,0 ($\pm 0,1$) pela adição de gotas de solução de H_2SO_4 20% dentro do copo plástico de 50 mL, ficando decantando por 18 horas. O precipitado (fração ácidos húmicos) foi separado da fração solúvel (fração ácidos fúlvicos) por filtragem em membrana de 0,45 mm sob vácuo e ambos os volumes foram aferidos a 50 mL com água destilada.

Humina

Os precipitados reservados nos tubos da centrífuga de 50 mL foram transferidos sem perdas de material para tubos de digestão, utilizando o mínimo de líquido possível (± 10 mL), após o que foram transferidos para estufa aquecida a 65°C até a secagem completa.

Posteriormente adicionou-se 5 mL de $K_2Cr_2O_7$ 0,1667 N e 10 mL de H_2SO_4 a cada amostra e em quatro tubos vazios (brancos). Os tubos com as amostras e dois dos quatro brancos foram então levados ao bloco digestor pré-aquecido a 150°C permanecendo por 30 minutos sob exaustão. Transferiu-se o conteúdo dos tubos de digestão para frascos erlemeyer de 125 mL (amostras + dois brancos aquecidos + dois brancos sem aquecimento), onde foram

adicionadas 3 gotas de indicador Ferroin e feita a titulação com $\text{Fe}(\text{NH}_4)_2 \cdot (\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ 0,25 N sob agitação.

Ácidos húmicos e fúlvicos

Uma alíquota de 5 mL do extrato foi transferida para tubos de digestão, utilizando uma pipeta automática. Adicionou-se 1 mL de $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 0,042 N e 5 mL de H_2SO_4 concentrado a cada amostra e em quatro tubos contendo 5 mL de H_2O destilada (brancos). Os tubos com as amostras e dois dos quatro brancos foram levados ao bloco digestor pré-aquecido a 150°C permanecendo por 30 minutos. Os conteúdos dos tubos de digestão foram transferidos para frascos erlemeyer de 125 mL (amostras + dois brancos aquecidos + dois brancos sem aquecimento), onde foram adicionadas 3 gotas de indicador Ferroin e feita a titulação com $\text{Fe}(\text{NH}_4)_2 \cdot (\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ 0,0125 N sob agitação.

3.4.4. Análises mineralógicas

Análises qualitativas da composição mineralógica foram realizadas nos horizontes diagnósticos e/ou transicionais de seis dos nove perfis estudados, totalizando 18 (dezoito) amostras relacionadas a seguir: T1P1 (Ap, Bt2); T1P2 (Ap, Bt2); T1P3 (A1, A2, Bi1, B/C); T2P1 (Ak'1; Ak'2; Ck'2; Ck'3); T2P2 (Ap, AB); T2P3 (Ap, E, Bt1, B/C).

As amostras foram pré-tratadas com H_2O_2 para eliminação da matéria orgânica e com ditionito-citrato-bicarbonato de sódio para remoção dos óxidos livres de ferro e manganês (MEHRA & JACKSON, 1960), tendo-se posteriormente separado as frações areia grossa, areia fina, silte e argila.

a) Mineralogia ótica das frações areia fina e silte

A identificação dos minerais presentes nas frações areia fina e silte foi feita utilizando-se a técnica de luz transmitida (HEINRICH, 1965) em microscópio ótico monocular Leitz (Wetzlar, Sm – Lux Pol), com aumentos de 40x, 100x, 250x e 630x (vezes), no Laboratório de Microscopia do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (EGCE) da UNESP, Campus de Rio Claro (SP).

As lâminas com material granulado foram montadas utilizando-se como líquido de imersão o óleo de cravo (índice de refração 2,8), sendo as fotomicrografias obtidas acoplando-se uma máquina digital Sony (Cyber-Shot) com 12,1 mega pixels ao microscópio ótico.

b) Difração de Raios-X (DRX)

As análises de mineralogia por difratometria de Raios-X das frações areia, silte e argila foram realizadas no Laboratório de Mineralogia do Solo da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” – ESALQ. Para tanto, utilizou-se um difratômetro de Raios-X de bancada Sistema Miniflex II Rigaku, modelo D8 Advance, empregando-se radiação de $\text{K}\alpha$ de λ 0,01540562 nm produzida por tubo de cobre sob voltagem de 30 kv e 15 mA de corrente, com filtro de Ni para supressão de $\text{K}\beta$, e detecção com um cintilador de NaI e janela de Be. O sistema operou com velocidade de varredura igual a 2° por minuto ($0,04^\circ/\text{s}$) no intervalo de 4 a $60^\circ 2\theta$, step $0,02^\circ 2\theta$. Os difratogramas para identificação dos minerais foram gerados através do programa DRX Win 2.0.

Frações areia e silte

As amostras foram previamente moídas em moinho de êmbolo para obtenção do pó cristalino, tendo a difração de Raios-X sido feita em pó não orientado.

Fração argila

Os difratogramas de Raios-X da fração argila foram obtidos a partir de lâminas orientadas de amostras submetidas aos seguintes tratamentos: saturação com K à temperatura ambiente (K-25), e após aquecimento por três horas nas temperaturas de 300°C (K-300) e 550°C (K-500); saturação com Mg à temperatura ambiente (Mg-25) e solvatação com etileno glicol (Mg-glicol), com posterior irradiação pelos Raios-X (EMBRAPA, 1997).

3.4.5. Análises micromorfológicas

Realizadas no Laboratório de Micromorfologia do Solo da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” – ESALQ. Foram coletadas amostras indeformadas e orientadas dos horizontes diagnósticos e/ou transicionais de seis dos nove perfis estudados, totalizando 12 (doze) amostras a seguir relacionadas: horizontes Ap e Bt2 do perfil T1P1; horizontes Ap e Bt2 do perfil T1P2; horizontes A1 + A2 e Bi1 do perfil T1P3; horizontes Ak'1 + Ak'2, Ck'2 + Ck'3 do perfil T2P1; horizontes Ap e E do perfil T2P2 e horizontes Ap e E + Bt1 do perfil T2P3. Nos perfis T2P4, T2P5 e T2P6 da topossequência 2, a pouca profundidade dos solos e a presença de fragmentos rochosos nos perfis tornaram inviável a coleta de amostras indeformadas para a descrição micromorfológica.

As amostras coletadas com caixinhas de papelão foram inicialmente secas ao ar por cerca de 20 dias e depois por mais 7 dias em estufa a 35°C. Posteriormente, foram colocadas em formas descartáveis de plástico (mantendo-se a orientação) e impregnadas com mistura de resina poliéster Polilyte, monômero de estireno e pigmento fluorescente (BASF), utilizando-se Butanox como catalisador para a polimerização da resina (CASTRO et al., 2003). Para cada 1000 mL de resina foram adicionados 1000 mL de monômero de estireno (proporção 1:1), 4 gotas de catalisador Butanox e 2 g de pigmento fluorescente. Para maior eficiência da impregnação e a fim de facilitar a penetração da resina nas amostras, estas foram levadas para dessecador conectado a uma bomba pneumática, formando sistema fechado e a vácuo, mantido em capela por período mínimo de 24 horas.

Após a impregnação, os blocos impregnados permaneceram trinta dias em capela até o endurecimento total da resina. Depois de endurecidos, os blocos foram cortados em serra de diamante para eliminar o excesso de resina do volume da amostra até a espessura de cerca de 5 mm, sendo feito pequeno corte no lado norte do bloco para indicar a orientação. Os blocos produzidos foram polidos em uma das faces (com pó de carborundum em disco rotatório) até obtenção de uma superfície plana que foi colada em lâmina de vidro com Araldite 24 horas. Após a montagem das lâminas, as amostras foram desgastadas em máquina de desbaste até alcançar a espessura de 30µm. O desbaste final das lâminas foi feito manualmente por abrasão com lixas.

As lâminas foram analisadas em microscópio ótico polarizante Zeiss e lupa binocular Wild, ambos sob luz normal e polarizada. As descrições seguiram os critérios e terminologias propostas por Bullock et al. (1985) e Stoops (2003). A análise descritiva compreendeu as seguintes etapas: a) identificação e estimativa da frequência dos constituintes do fundo matricial – material fino e material grosso; e poros; b) identificação das estruturas e as suas frequências; c) identificação das feições pedológicas. A sequência descrita foi repetida em cada lâmina. As fotomicrografias foram obtidas em câmara fotomicroscópica Zeiss.

3.4.6. Análises de fitólitos

As análises foram realizadas no Laboratório de Análises de Formações Superficiais e no Laboratório de Microscopia Ótica – Campus de Francisco Beltrão, da Universidade Estadual do Oeste do Paraná – UNIOESTE, na fração silte obtida a partir das amostras de terra fina seca ao ar (TFSA) dos horizontes do perfil 3 da topossequência 1 (T1P3). Esse perfil

foi escolhido por estar em uma superfície geomórfica mais estável. A descrição completa do método encontra-se no **Anexo 7**.

A contagem e a identificação dos fitólitos foram precedidas de tratamentos para:

- a) Eliminação dos carbonatos utilizando-se para tanto 10 mL de HCl (10%);
- b) Eliminação dos compostos orgânicos através da adição de H₂O₂ (30%) a frio e quente (75°C);
- c) Eliminação dos recobrimentos de ferro e/ou alumínio por meio de Citrato-Ditionito-Bicarbonato de sódio (DCB) (MEHRA & JACKSON, 1960).

Realizadas estas etapas, procedeu-se a separação da fração obtida em duas alíquotas, sendo uma alíquota para a concentração e posterior identificação dos morfotipos e outra alíquota para a contagem total dos fitólitos na matriz do solo.

Na alíquota reservada à contagem total dos fitólitos na matriz do solo, realizou-se a montagem de lâminas permanentes utilizando-se o bálsamo do Canadá, onde foi determinada uma unidade amostral mínima de quatro transecções por lâmina, sendo considerados apenas os fitólitos com diâmetro superior a 5µm, observados em microscópio com aumento de 400x.

Para a identificação da assembleia fitolítica preservada no solo, na alíquota reservada para este fim, foi realizada a concentração e extração dos fitólitos através da adição de politungstato de sódio [Na₆(H₂W₁₂O₄₀)H₂O] com densidade de 2,3 Mg m⁻³ (MADELLA et al., 1998). Cerca de 0,003g da fração recuperada de cada amostra foram colocados em uma lâmina e montada em óleo de imersão, chamada lâmina temporária, para observação dos morfotipos em 3D em microscópio Zeiss Axioscópico com magnificação de 630x. Em cada lâmina foram contados, no mínimo, 200 fitólitos com significado taxonômico e ecológico (**Tabela 4**), identificados conforme o International Code for Phytolith Nomenclature - ICPN (MADELLA et al., 2005), sendo a terminologia mantida em inglês a fim de permitir a correspondência com outros trabalhos nacionais e internacionais.

Para a interpretação das condições edáficas e ambientais na área, foram calculados alguns índices fitolíticos a partir dos morfotipos identificados no perfil T1P3. Foram eles: Índice de Densidade Arbórea (D/P); Índice de Adaptação à Aridez (Iph); Índice Climático (Ic).

a) Índice de Densidade Arbórea (D/P): desenvolvido por Alexandre et al. (1997), é utilizado para avaliar a densidade de cobertura arbórea através da razão entre a quantidade de fitólitos de Eudicotiledôneas (*globular psilate e globular granulate*) (D) e a quantidade de fitólitos de Poaceae (P) e varia de 0 a 1. Valores elevados dessa relação (próximos a 1) representam vegetação mais densa, de clima quente e úmido, enquanto que valores mais baixos (próximos a 0) indicam vegetação mais aberta, adaptada a climas secos, sendo que não existem até o momento, entretanto, valores fixos para zonas tropicais, mas apenas tendências que variam de acordo com o bioma considerado (CALEGARI, 2008).

$$D/P (\%) = [(gl. psilate e gl. granulate)/(bilobate + cross + trapeziform + rondel + square + saddle + bulliform + elongate + acicular + cones + gl. echinate)] * 100$$

b) Índice de Adaptação à Aridez (Iph): é baseado na razão entre a quantidade de fitólitos da subfamília Chloridoideae pela quantidade de fitólitos das subfamílias Chloridoideae e Panicoideae (TWISS, 1987; 1992) e variam de 0 a 100. Valores elevados sugerem vegetação aberta e/ou pastagens dominada por Chloridoideae xerófitas, indicando predominância de condições edáficas mais secas, enquanto que valores baixos indicam a predominância de Panicoideae mesofítica, sugerindo condições mais úmidas.

$$Iph (\%) = [Chloridoideae/(Chloridoideae + Panicoideae)] * 100 \text{ ou}$$

$$Iph (\%) = [saddle / (saddle + bilobate + cross)] * 100$$

c) Índice Climático (Ic): também proposto por Twiss (1987; 1992) e variável entre 0 e 100, é utilizado para estimar as condições térmicas sob as quais a vegetação se desenvolveu, com base na razão entre a quantidade de morfotipos Pooideae (Poaceae C₃) e a soma dos morfotipos Chloridoideae, Panicoideae e Pooideae. Valores altos indicam a predominância de gramíneas Pooideae C₃, sugerindo condições climáticas mais frias, enquanto que valores baixos indicam a predominância de Panicoideae e Chloridoideae, de climas mais quentes.

$$Ic (\%) = [Pooideae / (Pooideae + Chloridoideae + Panicoideae)] * 100 \text{ ou}$$

$$Ic (\%) = [(trapeziform + rondel + square) / (trapeziform + rondel + square + saddle + bilobate + cross)] * 100$$

A ordenação das famílias e subfamílias em relação aos morfotipos produzidos foi realizada com base na similaridade das porcentagens identificadas em cada assembleia (multiplicidade/redundância) e suas associações. Utilizou-se o programa estatístico MINITAB 15, versão 2011, no qual se empregou uma matriz binária (presença ou ausência em porcentagens). Para a verificação do índice de dissimilaridade utilizou-se o método de ligação Ward (WILTON et al., 1990).

Tabela 4. Representação esquemática dos principais morfotipos de fitólitos no perfil T1P3 com significado taxonômico e ecológico (adaptado de CALEGARI, 2008).

	Classe	Ordem	Família	Subfamília	Gênero	Morfotipo
Angiosperma	Monocotiledôneas	Poales	Poaceae	Panicoideae		<i>Bilobate</i> <i>Cross</i>
				Pooideae		<i>Trapeziform</i> <i>Rondel</i> <i>Square</i>
				Cloridoideae		<i>Saddle</i>
						<i>Bulliform</i> <i>Elongate</i> <i>Acicular</i>
			Ciperaceae		<i>Cones</i> <i>Hexagonal</i>	
		Arecales	Arecaceae (Palmaceae)		Palmeiras	<i>Globular echinate</i>
		Eudicotiledôneas				<i>Globular psilate</i> <i>Globular granulate</i> <i>Irregular blocks</i>

3.5. Classificação dos Solos

Os perfis de solo foram classificados segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2013) e o Soil Taxonomy (USDA, 2010).

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Caracterização da Superfície e da Morfologia dos Perfis de Solos

4.1.1. Forma da superfície e solos

A observação da forma da superfície é condição *sine qua non* para o entendimento da distribuição dos solos em uma paisagem na medida em que determina a distribuição do fluxo de água nos solos e, conseqüentemente, a natureza e intensidade dos processos pedogenéticos.

Enquanto superfícies côncavas condicionam fluxo de água convergente proporcionando maior infiltração da água no solo e conseqüentemente maior desenvolvimento pedogenético, superfícies convexas caracterizam-se por processos de escoamento superficial com menor evolução dos solos em razão da intensificação do processo erosivo (ZASLAVSKY & ROGOWSKI, 1969). Mesmo em condição de pequena amplitude topográfica como se verifica na topossequência 1 (T1), situada em rampa com relevo plano a suave ondulado, variações na forma da superfície ao longo de uma vertente parecem resultar em um comportamento diferenciado dos atributos dos solos, muito embora essas diferenças sejam sutis quando comparadas a situações onde é grande a amplitude topográfica entre os perfis, como se verifica na topossequência 2 (T2) de relevo plano a forte ondulado (**Tabela 5**).

Tabela 5. Informações gerais sobre os perfis de solos.

Perfil ⁽¹⁾	Coord. Geográficas ⁽²⁾ Latitude/Longitude	Elevação (m)	Relevo local	Posição na encosta	Forma da superfície	Material de origem	Vegetação atual
T1P1	20° 33' 45,45" S/ 56° 41' 24,83" W	323	Plano	Sopé	Plana	Calcários da Form. Bocaina	Gramíneas
T1P2	20° 33' 49,09" S/ 56° 41' 39,84" W	334	Suave ondulado	Terço médio	Convexa	Calcários da Form. Bocaina	Gramíneas
T1P3	20° 33' 45,05" S/ 56° 41' 54,91" W	340	Plano	Topo	Plana	Calcários da Form. Bocaina	Capoeira alta
T2P1	20° 32' 48,15" S/ 56° 43' 12,66" W	241	Plano	Terraço fluvial	Plana	Sedimentos holocênicos da Form. Xaraiés	Gramíneas
T2P2	20° 32' 51,39" S/ 56° 43' 21,04" W	239	Plano	Baixada	Côncava	Calcários da Form. Bocaina	Gramíneas
T2P3	20° 32' 50,28" S/ 56° 43' 22,95" W	241	Suave ondulado	Terço inferior	Côncava	Calcários da Form. Bocaina	Gramíneas
T2P4	20° 32' 50,68" S/ 56° 43' 27,92" W	269	Forte ondulado	Terço médio inferior	Convexa	Calcários da Form. Bocaina	Gramíneas e arbusto- arbusivas
T2P5	20° 32' 50,04" S/ 56° 43' 30,58" W	284	Forte ondulado	Terço médio superior	Convexa	Calcários da Form. Bocaina	Gramíneas e arbusto- arbusivas
T2P6	20° 33' 45,05" S/ 56° 41' 54,91" W	300	Forte ondulado	Terço superior	Convexa	Calcários da Form. Bocaina	Gramíneas e arbusto- arbusivas

⁽¹⁾ T=Topossequência; P=Perfil; ⁽²⁾Coord. Geográficas=Coordenadas Geográficas.

Na topossequência 1 (T1), a convexidade da superfície onde está localizado o perfil T1P2, no terço médio da encosta com 4% de declividade condicional, provavelmente, um maior fluxo divergente de água no solo e a intensificação do processo erosivo, enquanto que nas superfícies planas onde estão situados os perfis T1P1 e T1P3, respectivamente no sopé e topo da encosta, tal processo é reduzido em função da maior infiltração de água nos solos (**Figura 12**).

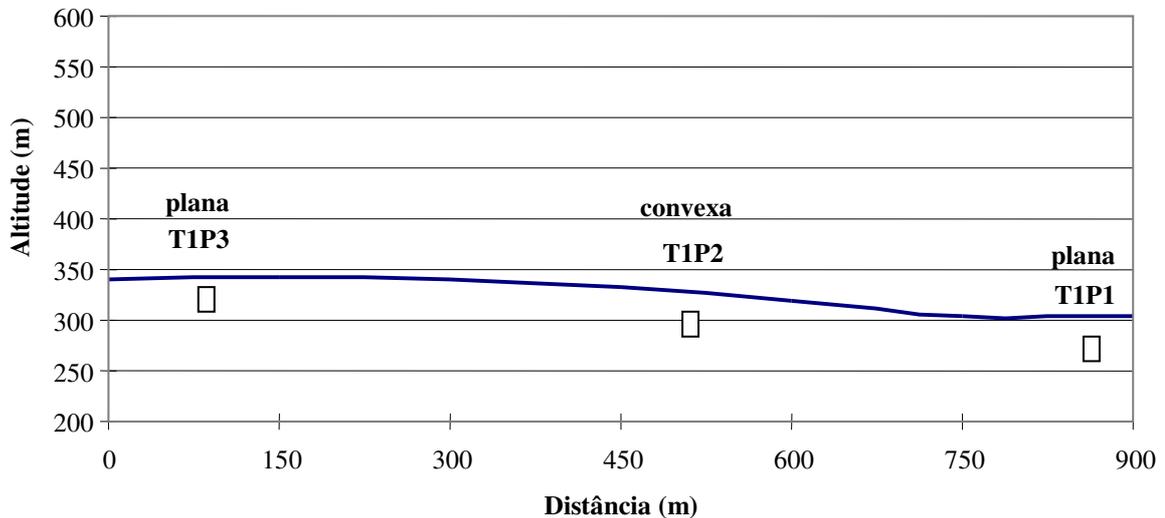


Figura 12. Perfil altimétrico da topossequência 1 (T1), com a localização dos perfis e formas da superfície.

Na topossequência 2 (T2) seis perfis de solos foram descritos e coletados em diferentes posições e formas de superfície. Em área de terraço fluvial com 1% de declividade encontra-se o perfil 1 (T2P1) com superfície plana e altitude de 241m, distante cerca de 180m do segundo perfil (T2P2), localizado em área plana e baixa no sopé da vertente com declividade de 2%, em posição de colúviação, que apresenta superfície côncava e altitude de 239m. Também o perfil 3 (T2P3) encontra-se em superfície côncava no terço inferior da encosta, com cerca de 7% de declividade e 241m de altitude, enquanto que os demais perfis (T2P4, T2P5 e T2P6), localizados, respectivamente, nos terços médio inferior (altitude de 269m), médio superior (altitude de 284m) e superior (altitude de 300m), apresentam todas superfícies convexas e relevo forte ondulado, com cerca de 45% de declividade.

Separando o perfil T2P4 dos perfis T2P3 e T2P5 localizados, respectivamente à jusante e à montante daquele, existem pontos de inflexão que demarcam quebras na declividade e formas da superfície (**Figura 13**).

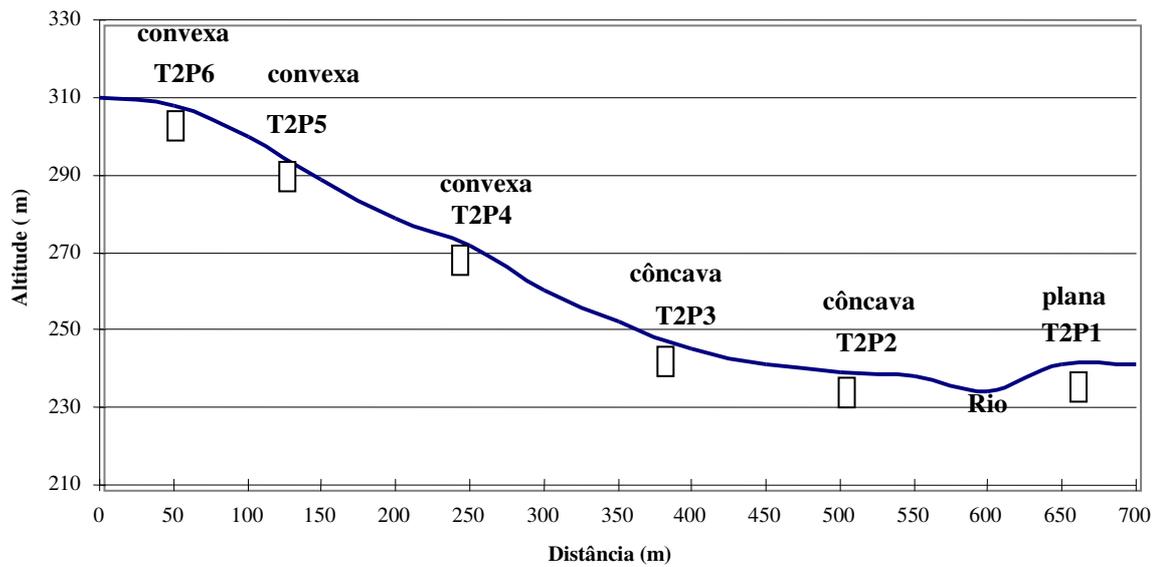


Figura 13. Perfil altimétrico da topossequência 2 (T2), com a localização dos perfis e formas da superfície.

4.1.2. Atributos morfológicos

Na topossequência 1 (T1), verifica-se a ocorrência de solos similares em relação a algumas de suas propriedades morfológicas, sendo todos os três perfis profundos, bem a moderadamente drenados, e com cores brunadas nos matizes 10YR a 5YR no horizonte superficial A devido à maior concentração de compostos orgânicos (**Figura 14**).

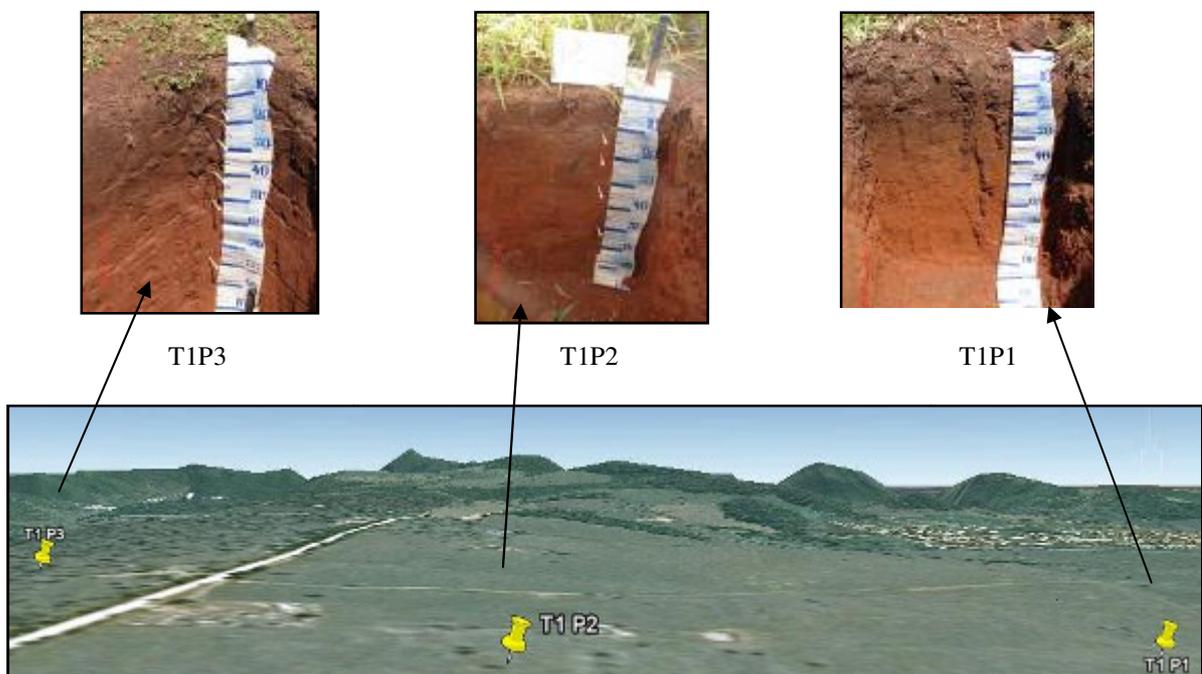


Figura 14. Distribuição dos perfis de solo na topossequência 1 (T1).

A comparação mais atenta entre os perfis revela, entretanto, que o T1P2, situado na meia encosta da vertente, apresenta o horizonte A com 19 cm de espessura. Possivelmente

parte do horizonte foi erodida, haja vista a convexidade da superfície na qual o perfil se encontra e associado ao manejo inadequado da pastagem que o recobre, favorecendo as perdas de solo por escoamento superficial. Os perfis T1P1 e T1P3 estão localizados, respectivamente, no sopé e no topo da vertente, ambos planos, e apresentam horizontes superficiais mais espessos com 26 cm e 36 cm de espessura, respectivamente (**Tabela 6**). Também Sanchez et al. (2009) constataram menor espessura dos horizontes superficiais em áreas com superfície convexa ao analisarem o efeito das diferentes formas de superfície na distribuição espacial dos atributos do solo.

Em subsuperfície, todos os três perfis da T1 apresentam matizes avermelhados (2,5YR a 5YR) denotativos da presença do mineral hematita na fração coloidal do solo, fato comum em solos desenvolvidos a partir de rochas carbonáticas. A formação de hematita em solos desenvolvidos de rochas calcárias e situados em superfície geomórfica estável em área de topografia plana e alta, com altitudes variáveis entre 320 e 340m, é favorecida pela condição de drenagem desimpedida, baixos teores de matéria orgânica e elevados teores de pH (SCHWERTMANN & TAYLOR, 1989). Condições semelhantes são encontradas nas regiões mediterrânicas, onde a gênese de solos hematíticos derivados de rochas calcárias duras em condições de drenagem livre tem sido atribuída ao processo de rubefação, considerado a última etapa na formação das chamadas *Terras Rossas* (DURN, 2003). Entretanto, para que a rubefação aconteça, é necessária uma acentuada sazonalidade climática e índices pluviométricos superiores a 700 mm/ano (BOERO et al., 1992), condições atualmente verificadas no carste da Serra da Bodoquena. A acentuada sazonalidade climática é necessária para que nos períodos secos seja favorecida a precipitação das formas de Fe liberadas pelo intemperismo dos silicatos presentes nas rochas calcárias na forma de impurezas e ocorra o rearranjo de formas menos cristalinas como a ferridrita, com a consequente formação da hematita pedogênica (LYNCH, 2009).

Nos perfis T1P1 e T1P2 constata-se também a presença de mosqueados poucos a comuns, pequenos e difusos nos matizes 7,5YR e 5YR formados, provavelmente, pelo transporte de material orgânico por bioturbação, bem como a ocorrência de cerosidade comum a abundante resultante do processo de iluviação das argilas no horizonte Bt (MAFRA et al., 2001).

Todos os três perfis da topossequência 1 apresentam textura argilosa. Acredita-se que assim como em outras regiões de litologia carbonática (OLIVEIRA et al., 1998), a gênese de solos argilosos na Serra da Bodoquena ocorreu por dissolução “*in situ*” das rochas calcárias da Formação Bocaina do Grupo Corumbá durante um clima pretérito mais chuvoso com a subsequente concentração relativa de argilas por acumulação dos resíduos presentes nas rochas. Tais observações a respeito de um possível paleoclima mais chuvoso na região são baseadas na presença de nódulos ferromangânicos (“chumbinhos de caça”) nos perfis, comumente em associação com pontuações de carbonatos de cálcio. A existência de “chumbinhos de caça” em solos de matizes avermelhados e de drenagem livre indica alterações no regime hídrico dos solos, os quais devem ter passado por alternância de condições de alagamento e aeração exigidas para a redução, movimentação e precipitação dos íons ferro e manganês (OLIVEIRA et al., 2001; BAKKER & ALFAIA, 2010). Por outro lado, a coexistência de concreções ferromangânicas com pontuações de carbonato de cálcio parece indicar condições pedoclimáticas atuais mais secas responsáveis pela preservação do carbonato de cálcio nos perfis.

Tabela 6. Principais atributos morfológicos dos perfis da topossequência 1 (T1).

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾	Cor Munsell		Estrutura ⁽⁴⁾	Cerosidade ⁽⁴⁾	Consistência úmida	Classe textural
		Matriz	Mosq. ⁽³⁾				
Perfil 1 (T1P1) – Sopé							
Ap	0 – 18	10YR 3/2	-	fr., pq., gr. e mo. pq. e me., bsa.	-	firme	francoargilosa
AB	18 – 26	10YR 3/2	-	fr., pq, gr. e mo., pq. e me., bsa.	-	friável	franco-argilossiltosa
BA	26 – 42	7,5YR 3/4	7,5YR 3/2	mo., pq. e me., bsa. e mo., mpq., ba.	-	friável	argilosa
Bt1	42 – 78	2,5YR 3/6	-	fo., me., gr. e mo., me., bsa. e ba.	co. e mo.	friável	argilosa
Bt2	78 – 120 ⁺	2,5YR 4/5	-	fo., me., bsa.	ab. e pr.	friável	muito argilosa
Perfil 2 (T1P2) – Terço médio							
Ap	0 – 11	7,5YR 3/3	-	mo., pq, gr. e mo. pq., bsa.	-	firme	argilosa
A	11 – 19	5YR 3/3	5YR 4/6	mo., pq. e me., bsa.	-	firme	francoargilosa
E	19 – 30	5YR 4/4	5YR 4/2	mo., pq. e me., ba.	-	friável	francoargilosa
Bt1	30 – 53	5YR 4/4	5YR 4/3	mo., pq. e me., ba.	co. e fr.	friável	francoargilosa
Bt2	53 – 83	2,5YR 4/4	-	mo., pq., ba.	-	friável	argilosa com cascalho
B/C	83 – 120 ⁺	2,5YR 4/6	-	mo., pq., ba.	-	friável	muito argilosa muito cascalhenta
Perfil 3 (T1P3) – Topo							
A1	0 – 14	10YR 2/2	-	fo., me. e gd., gr. e mo. pq., bsa.	-	friável	franco-argilossiltosa
A2	14 – 24	10YR 3/1	-	mo., pq., gr. e mo., pq. e me. bsa.	-	friável	argilossiltosa
AB	24 – 36	5YR 3/2	5YR 3/4	mo., me., ba. e fr., pq., bsa.	-	friável	argilosa
BA	36 – 47	5YR 3/3	7,5YR 4/2 2,5YR 3/4	fr., me., ba. e fr., pq. bsa.	-	friável	muito argilosa
Bi1	47 – 74	2,5YR 4/4	2,5 YR 3/4	mo., me., ba. e bsa.	-	friável	muito argilosa
Bi2	74 – 103	2,5YR 3/6	-	fr.polit, me., ba. e mo., pq., bsa.	-	friável	argilosa
B/C	103 – 124 ⁺	2,5YR 4/4	-	fr., pq. e me., ba. e bsa.	-	friável	muito argilosa

⁽¹⁾Hor= horizonte; ⁽²⁾Prof= profundidade; ⁽³⁾Mosq.= mosqueado; ⁽⁴⁾Fr= fraca; mo= moderada; fo= forte; mpq= muito pequena; pq= pequena; me= média; ba= blocos angulares; bsa= blocos subangulares; gr= granular; co= comum; ab= abundante; pr= proeminente.

Todos os três perfis (T1P1, T1P2 e T1P3) apresentam agregação com estrutura do tipo granular associada a blocos subangulares com grau de desenvolvimento variando de fraco a forte no horizonte A. Em subsuperfície, a presença de agregação em blocos angulares e subangulares variável de forte (T1P1) a fraca (T1P3) é favorecida pelo elevado teor de argila dos solos (> 340 g kg⁻¹), que por sua vez advém do material residual presente nas rochas carbonáticas locais. No perfil T1P3 os horizontes subsuperficiais apresentam agregação em blocos subangulares fracamente desenvolvida, o que associado à presença de pontuações de carbonato denota o incipiente desenvolvimento do horizonte B.

A consistência úmida varia de friável a firme em superfície e friável em subsuperfície. Quando molhados, todos os horizontes apresentam consistência plástica a muito plástica e pegajosa a muito pegajosa, sendo as transições entre os horizontes claras ou graduais, de topografias planas. A descrição morfológica dos perfis revela ainda a ocorrência de ligeira pedregosidade e rochosidade no perfil T1P3, caracterizado pela presença de afloramentos rochosos de natureza calcária, bem como de um matacão calcário a cerca de 50 cm de profundidade.

O perfil T1P1, situado em área de sopé com superfície plana a ligeiramente côncava, apresenta sequência de horizontes A-Bt-C, enquanto que o perfil T1P2 localizado no terço médio de encosta em superfície convexa apresenta sequência de horizontes A-E-Bt-C. Situado no topo plano da encosta, o perfil T1P3 possui sequência A-Bi-C.

A baixa diversidade de atributos morfológicos verificada entre os perfis da topossequência 1 (T1) não é encontrada na topossequência 2 (T2), onde há grande variabilidade entre os perfis (**Figura 15**), corroborando as observações de Fanning & Fanning (1989), segundo os quais quanto maior a declividade de uma superfície, maior é a variação entre os solos situados ao longo da pendente.

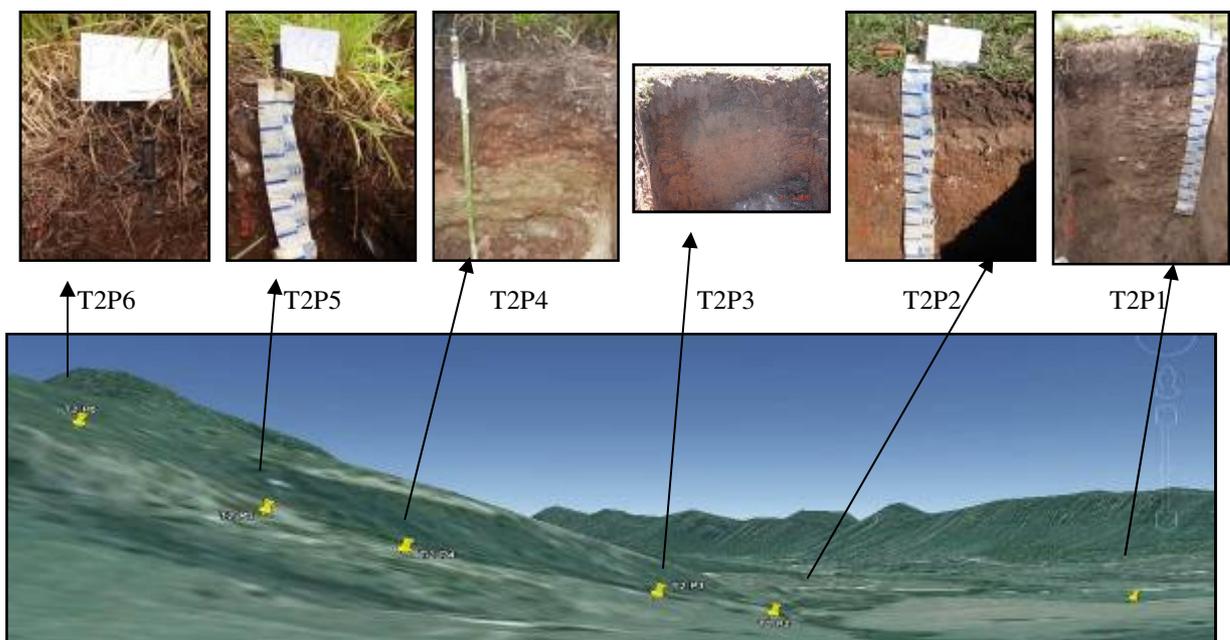


Figura 15. Distribuição dos perfis de solo na topossequência 2 (T2).

Localizado no vale do rio Salobro em área plana de terraço fluvial, o perfil T2P1 se caracteriza por ser formado por uma sucessão de camadas pouco ou nada relacionadas entre si (sequência A-C), onde a pouca profundidade do lençol freático inibe os processos de diferenciação de horizontes, haja vista a necessidade de percolação de água no perfil para que o mesmo possa evoluir (FANNING & FANNING, 1989). As transições entre camadas, predominantemente claras e até abruptas, são comumente onduladas, e a grande variação de textura em profundidade decorre do processo deposicional que originou o solo. Além disso, a saturação de água durante a maior parte do tempo resulta em condições anaeróbicas que favorecem a redução dos compostos de ferro e sua remoção do perfil, como indicam as cores acinzentadas da matriz do solo (matiz 10YR, valores de 5 a 7 e cromas de 2 a 3) denotativas das condições reductomórficas (SCHAETZL & ANDERSON, 2005) (**Tabela 7**).

Tabela 7. Principais atributos morfológicos dos perfis da topossequência 2 (T2).

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾	Cor Munsell		Estrutura ⁽⁴⁾	Cerosidade ⁽⁴⁾	Consist. úmida ⁽⁵⁾	Classe textural
		Matriz	Mosq. ⁽³⁾				
Perfil 1 (T2P1) – Terraço fluvial							
Ak'1	0 – 12	10YR 3/1	-	fo., pq. e me., gr.	-	friável	franca
Ak'2	12 – 24	10YR 3/1	-	mo., pq. e me. gr.	-	friável	franca
ACk'	24 – 38	10YR 4/2	-	mo., mpq. e pq. gr.	-	muito friável	franca
Ck'1	38 – 47	10YR 5/3	10YR 7/3	fr., mpq., bsa.	-	muito friável	franco-argiloarenosa com cascalho
Ck'2	47 – 56	10YR 5/2	10YR 7/1	fr., mpq., bsa.	-	muito friável	franca
Ck'3	56 – 78	10YR 5/2	10YR 7/1	fr., pq., bsa.	-	muito friável	francoargilosa
Ck'4	78 – 90	10YR 5/2	10YR 6/6	fr., pq., bsa.	-	friável	franca
Ck'5	90 – 98	10YR 6/2	-	maciça	-	muito friável	franca
Ck'6	98 – 130 ⁺	10YR 7/2	-	maciça	-	muito friável	francoargilosa com cascalho
Perfil 2 (T2P2) – Baixada							
Ap	0 – 21	10YR 3/1	-	fr., pq., gr. e fr., me., bsa.	-	friável	franca
E	21 – 33	10YR 4/1	-	maciça	-	friável	franca
Bt1	33 – 56	7,5YR 4/2 7,5YR 5/4 2,5YR 3/4 7,5YR 4/2	-	maciça	-	muito firme	argilosa
Bt2	56 – 73	5YR 4/3 10YR 5/1	-	maciça	-	firme	argilosa
B/C	73 – 82	5YR 4/1	7,5YR 5/4 5YR 4/4	maciça	-	firme	argilosa com cascalho
Perfil 3 (T2P3) – Terço inferior							
Ap	0 – 22	10YR 2/1	-	mo., me., gr. e mo., pq., bsa.	-	firme	franca
E	22 – 29	10YR 4/1	-	maciça	-	friável	franca
Bt1	29 – 64	10YR 5/2 2,5YR 3/4 10YR 5/2	-	fr., me., ba. e bsa.	-	muito firme	muito argilosa com cascalho
Bt2	64 – 94	5YR 4/4 10 YR 4/1 10YR 5/2	-	fr., me., ba. e bsa.	-	muito firme	argilosa
B/C	94 - 114 ⁺	5YR 4/4 5YR 4/1	-	maciça	-	firme	argilosa com cascalho
Perfil 4 (T2P4) – Terço médio inferior							
A	0 – 15	10YR 4/1 5YR 4/4	-	fr., pq., gr.	-	friável	franca cascalhenta
Ck'	15 – 33	7,5YR 6/6 2,5YR 5/8	-	laminar e maciça	-	firme	franca cascalhenta
Perfil 5 (T2P5) – Terço médio superior							
A	0 – 15	10YR 2/1	-	fo., me., gr.	-	muito friável	francoargilosa
A/R	15 – 29	10YR 3/2	-	mo., pq., gr.	-	muito friável	francoargilosa
Perfil 6 (T2P6) – Terço superior							
A	0 – 10	10YR 2/1	-	fo., mpq., gr.	-	firme	francoargilosa com cascalho

⁽¹⁾Hor= horizonte; ⁽²⁾Prof= profundidade; ⁽³⁾Mosq.= mosqueado; ⁽⁴⁾Fr= fraca; mo= moderada; fo= forte; mpq= muito pequena; pq= pequena; me= média; ba= blocos angulares; bsa= blocos subangulares; gr= granular; co= comum; ab= abundante; pr= proeminente; ⁽⁵⁾Consist.=consistência.

A presença de mosqueados acinzentados e amarelados no perfil T2P1 (matiz 10YR, valores de 6 a 7 e cromas de 1 a 6) deve-se, provavelmente, às condições desuniformes de oxidação do solo por ocasião da descida do lençol freático durante a estação seca. Na superfície, as cores escuras (10YR 3/1) e a maior espessura do horizonte A resultam da acumulação de matéria orgânica causada pela lenta mineralização do material em condições de anaerobiose. No perfil verifica-se também uma profusão de nódulos de pontuações esbranquiçadas e efervescência muito forte quando em contato com HCl a 10%, indicando a presença de teores elevados de carbonatos de cálcio como, por exemplo, a calcita em todo o perfil. Também em laboratório, testes de efervescência com HCl foram realizados a fim de verificar a presença de dolomita ($MgCO_3$), uma vez que este mineral reage fracamente a frio, sendo recomendado, além de trituração, o aquecimento ou uso de ácido mais concentrado (OLIVEIRA, 2008). Os testes de efervescência com HCl feitos em laboratório corroboraram os resultados obtidos no campo, os quais acusaram teores elevados de carbonatos de cálcio.

Bachman & Machette (1977) chamam a atenção para a necessidade de associação de vários fatores para que se formem acumulações expressivas de $CaCO_3$ nos solos, incluindo o clima, fonte de carbonatos e forma da superfície, sendo a profundidade da acumulação maior em superfícies côncavas, favoráveis à infiltração da água. Ao contrário das áreas de drenagem livre, onde as concreções de carbonato de cálcio de origem pedogenética encontram-se distribuídas de maneira ordenada em solos de cores avermelhadas, nas áreas sujeitas a oscilações do lençol freático como o perfil T2P1, as acumulações de carbonato de cálcio têm origem geogênica e encontram-se distribuídas de maneira descontínua em camadas espessas nos solos, os quais, por sua vez, apresentam cores acinzentadas com ou sem a presença de mosqueamentos (PIMENTEL et al., 1996).

No perfil T2P1 ora em discussão observa-se também a ocorrência de fósseis de gastrópodes (moluscos) em subsuperfície, bem preservados (**Figura 16**), além de outros organismos como ostracodes (pequenos crustáceos), o que sugere a ocorrência de um paleoambiente lacustre raso na Serra da Bodoquena, possivelmente de idade holocênica (OLIVEIRA et al., 2009; UTIDA et al., 2012).



Figura 16. Destaque para conchas de moluscos encontradas no perfil 1 da topossequência 2 (T2P1).

Situados no sopé da encosta e no terço inferior desta, em “zonas de construção relativamente instáveis” (RUHE, 1956), os perfis T2P2 e T2P3 se caracterizam por possuírem sequência de horizontes A-E-Bt-C, textura franca nos horizontes A e E e argilosa no horizonte Bt, com mudança textural abrupta do E para o Bt. A existência de gradiente textural nos solos pode estar relacionada tanto a fatores resultantes de processos sedimentológicos ou litológicos como à erosão seletiva das partículas finas na superfície e o aporte de material grosso por coluvionamento, quanto a resultantes de processos pedogênicos como, por exemplo, a migração descendente de argila por argiluviação (BUOL et al., 1997). No presente trabalho o fator relevo parece ter sido determinante para a formação do gradiente textural nos perfis T2P2 e T2P3, uma vez que o fluxo lateral e basal da água, no terço inferior e sopé da encosta, devem favorecer o processo de translocação de argilas que resultou na formação de um horizonte E sobrejacente a um B textural.

Quanto à cor, os perfis T2P2 e T2P3 possuem matizes escuros em superfície, devido à presença de compostos orgânicos (matiz 10YR, valores de 2 a 3 e croma 1). Em subsuperfície, o horizonte E apresenta cores acinzentadas (10YR 4/1) enquanto que o Bt possui cores variadas devido à oscilação no nível do lençol freático, o que se deve tanto à posição na encosta como, provavelmente, à pouca profundidade em que se encontra a rocha calcária nestes solos, a qual deve servir como nível de base, controlando a drenagem interna dos perfis. Nos perfis T2P2 e T2P3 verifica-se ainda a presença de grande quantidade de nódulos esbranquiçados de CaCO_3 , sobretudo nos subhorizontes Bt1 e Bt2, com efervescência ligeira quando em contato com HCl a 10%, além da presença de pontuações pretas ferromanganosas (“chumbinho de caça”) com efervescência forte em H_2O_2 .

Na média e alta vertentes, posições em que se encontram os perfis T2P4, T2P5 e T2P6, a convexidade da superfície associada à declividade acentuada da mesma favorece um maior fluxo lateral da água em detrimento do fluxo vertical, o que além de reduzir o intemperismo das rochas subjacentes ainda contribui com a intensificação das perdas de solo por escoamento superficial, retardando a pedogênese.

Apesar de situados na mesma vertente e de serem todos rasos, bem drenados e autóctones, os perfis T2P4, T2P5 e T2P6 diferem quanto à natureza do material parental. Enquanto que no perfil T2P4 a rocha subjacente é resistente e com efervescência forte em HCl a 10%, nos perfis T2P5 e T2P6 a rocha é extremamente fragmentária, apresentando efervescência muito forte. Observando-se mais acuradamente a Figura 16 anteriormente apresentada é possível perceberem-se diferenças na forma da superfície ao longo da vertente, devido à presença de quebras na declividade entre o perfil T2P4 e os perfis T2P5 e T2P6 localizados à sua montante, bem como entre o perfil T2P4 e aquele situado à sua jusante (T2P3). Acredita-se que a existência desses pontos de inflexões na encosta deve-se a exposição de diferentes camadas de rochas que constituem o embasamento da região, caracterizado pela presença de dobras e falhas tectônicas (SALLUN FILHO et al., 2004).

Dessa forma, enquanto que o perfil T2P4 apresenta sequência de horizontes A-Ck', ambos de textura franca e cores escuras em superfície (10YR 4/1) e variadas em subsuperfície, (5YR 4/4, 7,5YR 6/6 e 2,5YR 5/8), os perfis T2P5 e T2P6 possuem textura francoargilosa e menor grau de evolução pedogenética, com horizonte A assente diretamente sobre a rocha matriz imensamente fragmentada (sequência A-R), encontrando-se muitos fragmentos de rocha também no horizonte A composto por uma abundância de raízes.

Ao longo de toda a topossequência 2 é possível observar-se uma estreita relação entre a estrutura dos horizontes e/ou camadas subsuperficiais e a drenagem interna dos perfis influenciada por suas posições na encosta e formas da superfície. No terraço fluvial onde se encontra o perfil T2P1, a pouca profundidade do lençol freático durante a maior parte do ano faz com que o solo permaneça expandido por um longo período, resultando em fraco

desenvolvimento de agregados, em blocos subangulares e/ou estrutura maciça. Situação semelhante ocorre no sopé da encosta (T2P2) e terço inferior (T2P3), onde a drenagem imperfeita reduz a alternância de ciclos de umedecimento e secagem do solo, necessários para o desenvolvimento de agregados estruturais (MONIZ & BUOL, 1982), resultando em estrutura maciça no perfil T2P2 e fraca em blocos angulares e subangulares no perfil T2P3. No perfil T2P4, por sua vez, a convexidade e maior declividade da superfície provoca menor fluxo vertical da água necessário para o desenvolvimento de agregação do solo, fazendo com que o horizonte Ck' apresente estruturas herdadas do próprio material parental (laminar e maciça).

Em relação ao horizonte superficial, todos os seis perfis da topossequência 2 apresentam predominância de estrutura granular, cujo grau de desenvolvimento é maior nos perfis T2P1, T2P5 e T2P6, com maiores teores de matéria orgânica. O horizonte E dos perfis T2P2 e T2P3 apresenta estrutura maciça. A consistência molhada varia de friável a muito firme em todos, sem que nenhum horizonte tenha apresentado endurecimento contínuo por carbonato de cálcio para ser classificado como petrocálcico. Em nenhum dos perfis das duas topossequências é observada estrutura prismática fortemente desenvolvida, a exemplo do que tem sido comumente reportado em solos com maior influência das rochas calcárias (SOUZA et al., 1993).

4.2. Caracterização Analítica dos Perfis de Solos

4.2.1. Atributos físicos

Todos os três perfis da topossequência 1 (T1) apresentam cascalhos em quantidades que variam entre 2 e 550 g kg⁻¹, encontrando-se a maior parte nos horizontes subsuperficiais (**Figura 17**).

Na topossequência 2 (T2) observa-se uma abundância de afloramentos de rochas nos perfis T2P4, T2P5 e T2P6 localizados nas partes mais altas e declivosas da encosta, além de um aumento na quantidade de cascalhos e calhaus resultantes da fragmentação da rocha calcária subjacente (**Figura 18**), confirmando as observações de Resende et al. (1995), segundo os quais a tendência evolutiva dos solos, crescente da base das encostas para o topo, é acompanhada por uma maior pedregosidade e rochosidade dos solos.

Em relação à análise granulométrica, na topossequência 1 (T1) verifica-se a ocorrência de incremento de argila em profundidade nos perfis, com teores variando de 270 g kg⁻¹ no horizonte E do T1P2 a 740 g kg⁻¹ no horizonte Bt2 do perfil T1P3 (**Tabela 8**).

Observa-se também nos três perfis dessa topossequência, expressiva contribuição da fração silte, sobretudo nos horizontes superficiais, a qual varia entre 360 g kg⁻¹ e 450 g kg⁻¹, respectivamente nos horizontes Ap do T1P2 e A1 do T1P3, concordando com os resultados por EMBRAPA (2007b) e Pereira et al. (2013) em outros solos desenvolvidos a partir de rochas calcárias do Grupo Corumbá também na Serra da Bodoquena. Em subsuperfície, os teores de silte variam de 180 g kg⁻¹ no B/C a 450 g kg⁻¹ no E, ambos do T1P2.

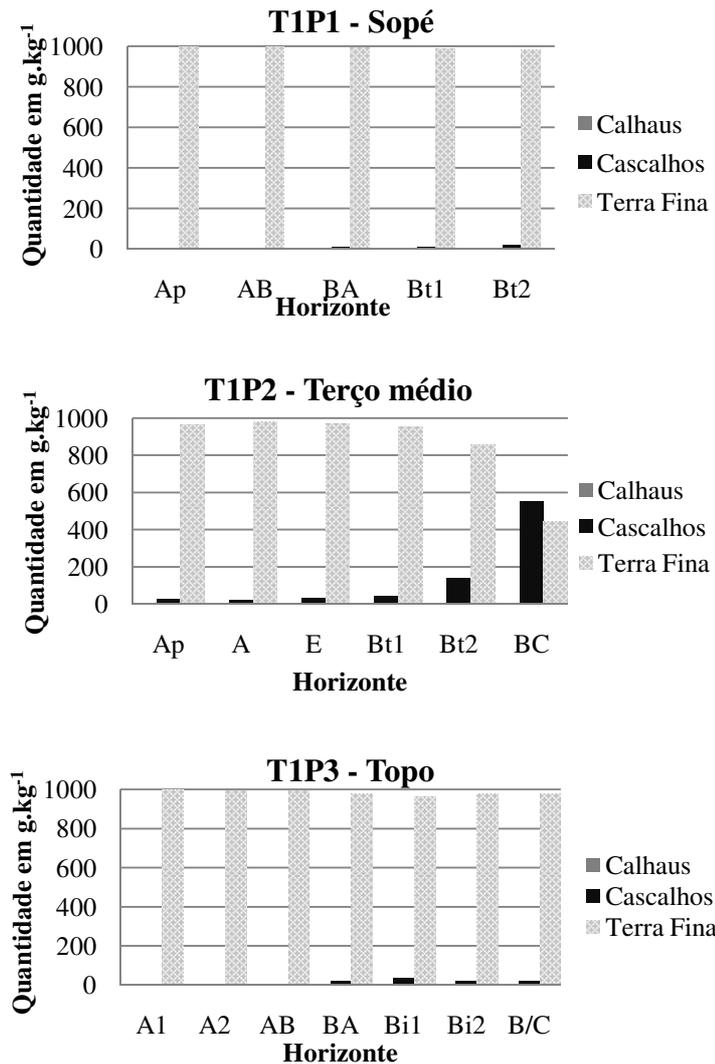


Figura 17. Distribuição das frações calhaus, cascalhos e terra fina dos perfis da topossequência 1 (T1).

A relação silte/argila, utilizada como índice auxiliar do grau de intemperismo de solos tropicais (ANJOS et al., 1998) e diferenciação entre horizontes B latossólicos e B incipientes (EMBRAPA, 2013), não deve ser usada como indicadora do grau de intemperismo para solos cujo material de origem é de natureza sedimentar como os do presente estudo, derivados de rocha calcária (SHINZATO, 1998). À semelhança dos resultados obtidos em outros solos carbonáticos na Serra da Bodoquena (PEREIRA et al., 2013), na região Nordeste (SILVA, 1973) e em Lagoa Santa (MG) (SHINZATO, 1998) a relação silte/argila nos horizontes B dos perfis da topossequência 1 (T1) apresenta valores inferiores a 0,84.

Em relação aos teores de argila naturalmente dispersa em água, todos os três perfis da topossequência 1 (T1) mostram comportamento semelhante, com valores mais elevados em superfície, o que se atribui à maior concentração de compostos orgânicos nos horizontes superficiais dos solos resultando em um incremento nas cargas negativas do sistema com rebaixamento do ponto de carga zero (PCZ) e consequente repulsão dos colóides (BENITES & MENDONÇA, 1998).

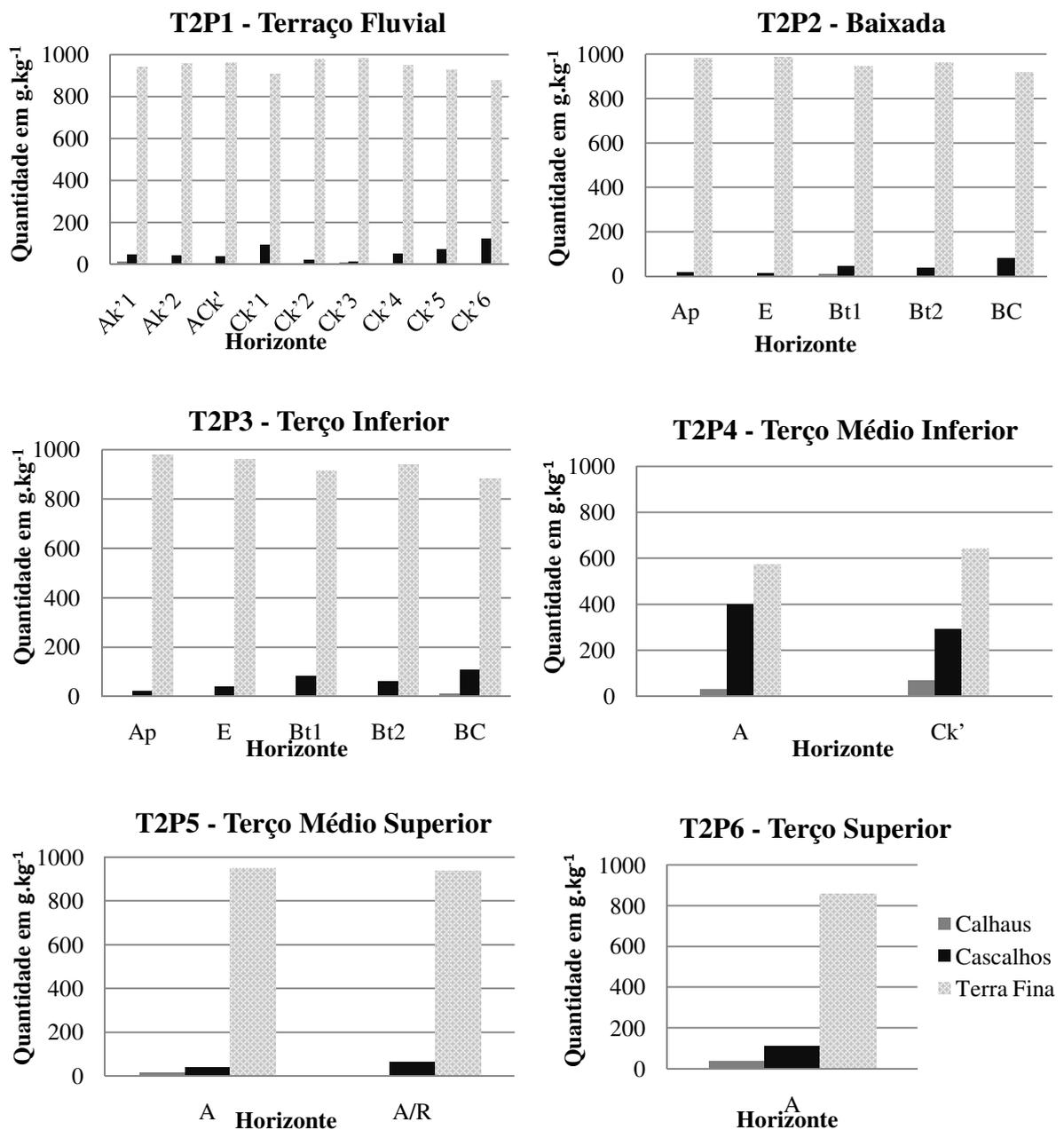


Figura 18. Distribuição das frações calhaus, cascalhos e terra fina dos perfis da topossequência 2 (T2).

Quanto ao grau de floculação, variável entre 70 e 99%, respectivamente nos horizontes E do T1P2 e Bt2 do T1P1, apresenta estreita correspondência com o teor de argila, com tendência de aumento em profundidade (**Figura 19**).

Em todos os três perfis da topossequência 1 (T1) observa-se o predomínio da fração areia grossa em relação à areia fina, expresso por valores da razão AG/AF maiores que 1. A relação areia fina/areia total (AF/AT), empregada na detecção de descontinuidade litológica nos perfis (SILVA et al., 2002), apresenta amplitudes inferiores a 0,20 entre os horizontes superficiais e os superficiais, o que representa um indício de continuidade (BORTOLUZZI et al., 2008).

Tabela 8. Atributos físicos dos perfis da topossequência 1 (T1).

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾ cm	Areia		Silte	Argila total	Argila natural	GF ⁽⁵⁾ %	AG/ AF	AF/ AT ⁽⁶⁾	Silte/ Argila	SE ⁽⁷⁾ m ² g ⁻¹	Densidade		
		AG ⁽³⁾	AF ⁽⁴⁾									Dp ⁽⁸⁾ Mg m ⁻³	Ds ⁽⁹⁾ %	VTP ⁽¹⁰⁾ %
Perfil 1 (T1P1) – Sopé														
Ap	0 – 18	130	100	430	340	65	81	1,30	0,43	1,26	237,4	2,63	1,17	55
AB	18 – 26	100	100	420	380	59	84	1,00	0,50	1,11	241,5	2,64	1,27	52
BA	26 – 42	90	80	380	450	71	84	1,13	0,47	0,84	211,6	2,68	1,25	53
Bt1	42 – 78	60	60	300	580	11	98	1,00	0,50	0,52	246,5	2,67	1,41	47
Bt2	78 – 120+	40	30	190	740	8	99	1,33	0,43	0,26	244,3	2,88	1,41	51
Perfil 2 (T1P2) – Terço médio														
Ap	0 – 11	160	80	360	400	70	83	2,00	0,33	0,90	237,9	2,55	1,38	46
A	11 – 19	140	90	410	360	85	76	1,56	0,39	1,14	224,4	2,60	1,34	48
E	19 – 30	160	120	450	270	80	70	1,33	0,43	1,67	223,2	2,68	1,37	49
Bt1	30 – 53	130	70	350	450	27	94	1,86	0,35	0,78	242,6	2,66	1,36	49
Bt2	53 – 83	100	60	280	560	11	98	1,67	0,38	0,50	249,4	2,70	1,56	42
B/C	83 – 120+	90	30	180	700	5	99	3,00	0,25	0,26	217,8	2,78	1,36	51
Perfil 3 (T1P3) – Topo														
A1	0 – 14	70	80	450	400	45	89	0,88	0,53	1,13	241,2	2,60	1,30	50
A2	14 – 24	80	70	410	440	45	90	1,14	0,47	0,93	247,9	2,58	1,17	55
AB	24 – 36	90	60	320	530	64	88	1,50	0,40	0,60	252,0	2,54	1,03	59
BA	36 – 47	80	40	270	610	49	92	2,00	0,33	0,44	258,0	2,69	1,12	58
Bi1	47 – 74	70	40	230	660	38	94	1,75	0,36	0,35	257,4	2,67	1,17	56
Bi2	74 – 103	80	50	280	590	42	93	1,60	0,38	0,47	252,6	2,69	1,33	51
B/C	103 – 124+	60	30	270	640	13	98	2,00	0,33	0,42	252,2	2,73	-	-

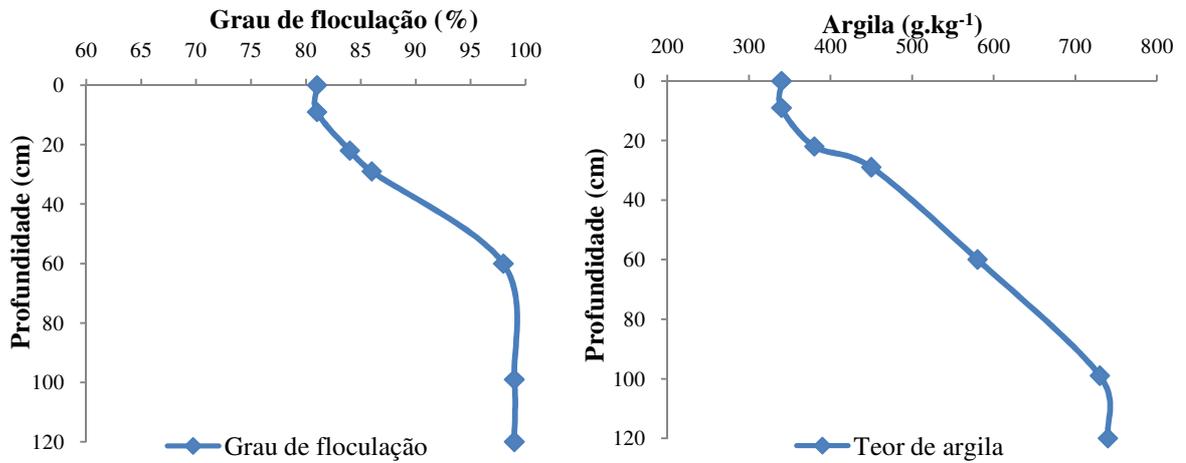
⁽¹⁾Hor = horizonte; ⁽²⁾Prof = profundidade; ⁽³⁾AG = areia grossa; ⁽⁴⁾AF = areia fina; ⁽⁵⁾GF = grau de floculação; ⁽⁶⁾AT = areia total (AG + AF); ⁽⁷⁾SE = superfície específica; ⁽⁸⁾Dp = densidade da partícula; ⁽⁹⁾Ds = densidade do solo; ⁽¹⁰⁾VTP = porosidade total.

Observam-se elevados valores de superfície específica (SE) em todos os três perfis da topossequência, variáveis entre 211,6 m²g⁻¹ no horizonte BA do T1P1 e 258,0 m²g⁻¹ do BA do T1P3, característicos da presença de minerais de argila do tipo 2:1 nas amostras (BERNINI, 2010), além de tendência de aumento da superfície específica em profundidade acompanhando o incremento de argila.

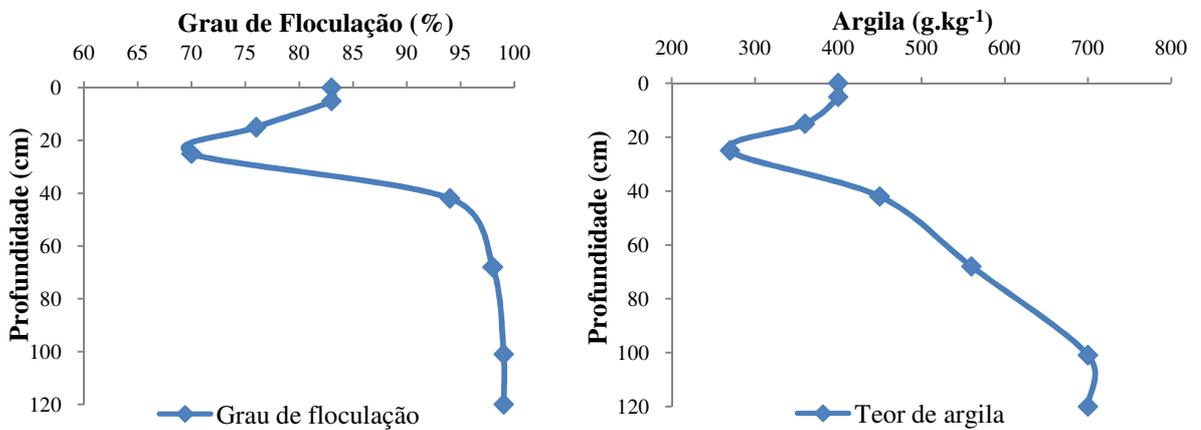
Os valores de densidade das partículas (Dp) variam entre 2,54 e 2,88 Mg m⁻³, com pequena variação entre os horizontes, o que sugere a ocorrência de materiais minerais de natureza semelhante, enquanto que a densidade do solo (Ds) varia entre 1,03 e 1,41 Mg m⁻³, com tendência de aumento em profundidade nos perfis T1P1 e T1P2 acompanhando o incremento de argila.

Em relação à posição na topossequência, os menores valores de Ds no horizonte superficial são observados no sopé. Resultados semelhantes foram reportados por Nizeyimana & Bicki (1992) em uma topossequência no norte de Ruanda, os quais observaram a influência da posição dos solos na paisagem sobre a Ds, ao verificarem diminuição da densidade do solo e aumento no conteúdo do carbono orgânico com a diminuição do declive da meia encosta para o sopé de deposição.

Perfil 1 (T1P1) – Sopé



Perfil 2 (T1P2) – Terço médio



Perfil 3 (T1P3) – Topo

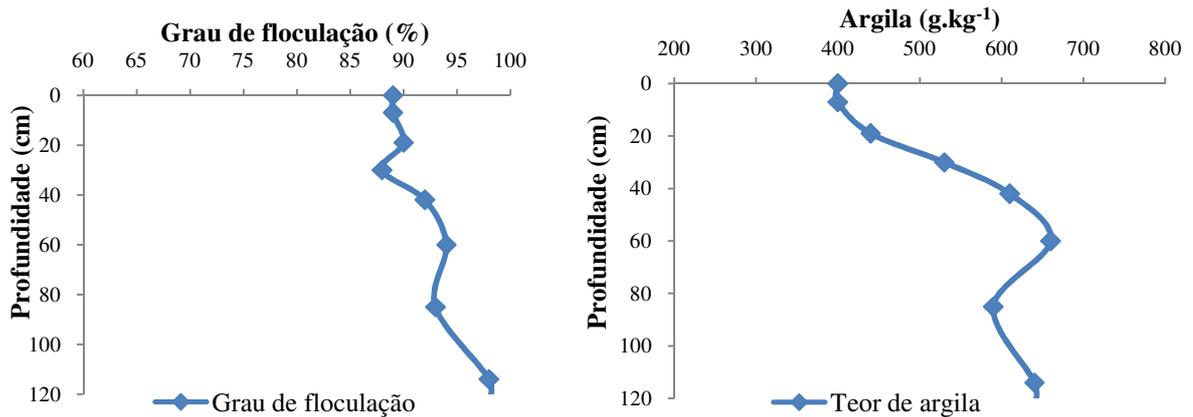


Figura 19. Variação do grau de flocculação e teor de argila em relação à profundidade nos perfis da topossequência 1 (T1).

Na topossequência 2, a exemplo do que ocorre em relação aos atributos morfológicos, há grande variação entre os atributos físicos dos perfis.

O perfil T2P1, localizado em área de terraço, apresenta grande uniformidade no teor da fração argila em todas as suas camadas diferindo, entretanto, quanto aos teores das frações areia e silte, cuja variação em profundidade confirma os comportamentos comumente observados em solos desenvolvidos em área de deposição colúvio-aluvional, formados por estratificação de sedimentos. A distribuição desuniforme da relação areia fina/areia total (AF/AT) observada entre os horizontes Ak'2/ACk'/Ck'1 e entre o Ck'1/Ck'2 indica a provável ocorrência de descontinuidade estratigráfica nesse perfil.

Na baixada e na baixa vertente, posições de colúviação ocupadas respectivamente pelos perfis T2P2 e T2P3, a mudança textural abrupta entre o horizonte E e o Bt parece estar relacionada não apenas aos processos pedogênicos de ilúviação/elúviação das argilas anteriormente discutidos como também a processos sedimentológicos como o aporte de partículas minerais grossas por colúvionamento, conforme indicado pela aumento das frações areia grossa e areia fina nos horizontes superficiais, corroborando o modelo de Ruhe & Walker (1968). Observações semelhantes foram reportadas por Vidal-Torrado & Lepsch (1993) ao estudarem uma topossequência de solos em Mococa (SP), que verificaram uma tendência de aumento no gradiente textural dos solos nas superfícies côncavas localizadas na base da vertente devido não só à ilúviação/elúviação das argilas como à deposição de partículas minerais mais grossas. Convém ressaltar, entretanto, que somente no perfil T2P2 a relação areia fina/areia total (AF/AT) apresenta amplitudes superiores a 0,20 entre os horizontes E/Bt1/Bt2, valor considerado como indicativo de descontinuidade (BORTOLUZZI et al., 2008).

Localizados na média e alta vertentes, respectivamente nos terços médio superior e superior da encosta, os perfis T2P5 e T2P6, por sua vez, apesar de possuírem ambos textura francoargilosa diferem na distribuição de suas frações granulométricas, uma vez que, enquanto o perfil T2P6 apresenta predominância da fração areia, especialmente a grossa (relação AG/AF próxima a 3,0), no perfil T2P5 destaca-se a maior contribuição da fração silte (média de 470 g kg⁻¹) em detrimento da fração areia grossa, sendo a relação AG/AF igual a 1,2. Localizado na média vertente, o perfil T2P4 difere dos perfis T2P5 e T2P3 situados, respectivamente, à sua montante e jusante, pela distribuição mais equilibrada de suas frações granulométricas e predomínio de areia grossa sobre fina, com relação AG/AF próxima a 2,0 (**Tabela 9**). Acredita-se que tais diferenças podem advir de variação na litologia dos solos ao longo da vertente, tendo-se em conta que a região é caracterizada pela existência de falhas e dobramentos.

Assim como na primeira topossequência, valores elevados de superfície específica (SE) foram verificados em todos os perfis, com valores variando entre 215,5 e 250,8 m² g⁻¹, respectivamente no Ap do T2P2 e no Ak'1 do T2P1, caracterizando a presença de minerais de argila do tipo 2:1.

Ao longo da topossequência, observam-se valores mais elevados de superfície específica no perfil T2P1, localizado na área de terraço, cuja variação irregular deste atributo em profundidade já era esperada uma vez que se trata de solo formado por depósitos recentes. Contudo chama a atenção o fato dos maiores valores de SE serem registrados neste perfil, que apresenta os mais baixos teores de argila entre todos da topossequência. Acredita-se que isso se deva à presença de elevados teores de carbonato de cálcio neste perfil, conforme observado durante a descrição de campo por meio de testes de efervescência em HCl a 10%, uma vez que em solos saturados com cálcio ocorre maior retenção de etileno glicol proporcionando uma estimativa exagerada da área real das superfícies das partículas do solo (MAC NEAL, 1964).

Quanto à densidade do solo (Ds), esta apresenta tendência semelhante à reportada por diversos pesquisadores, sendo os menores valores observados nos horizontes superficiais, variáveis entre 0,95 Mg m⁻³ (Ak'1 do T2P1) e 1,30 Mg m⁻³ (Ap do T2P2). A densidade de partículas (Dp) varia entre 2,36 e 2,82 Mg m⁻³.

Tabela 9. Atributos físicos dos perfis da topossequência 2 (T2).

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾ cm	Areia		Silte	Argila total	Argila natural	GF ⁽⁵⁾ %	AG/ AF	AF/ AT ⁽⁶⁾	Silte/ Argila	SE ⁽⁷⁾ m ² g ⁻¹	Densidade		
		AG ⁽³⁾	AF ⁽⁴⁾									Dp ⁽⁸⁾ Mg m ⁻³	Ds ⁽⁹⁾ Mg m ⁻³	VTP ⁽¹⁰⁾ %
Perfil 1 (T2P1) – Terraço fluvial														
Ak'1	0 – 12	220	140	420	220	41	81	1,57	0,39	1,91	250,8	2,44	0,95	61
Ak'2	12 – 24	210	110	430	250	51	80	1,91	0,34	1,72	225,7	2,55	1,08	58
ACK'	24 – 38	250	140	360	250	71	72	1,79	0,85	1,44	252,3	2,56	1,14	55
Ck'1	38 – 47	380	150	230	240	68	72	2,53	0,28	0,96	229,8	2,58	-	-
Ck'2	47 – 56	310	120	320	250	76	70	2,58	0,28	1,28	235,2	2,42	1,19	51
Ck'3	56 – 78	150	190	390	270	90	67	0,79	0,56	1,44	245,0	2,55	1,16	55
Ck'4	78 – 90	220	170	370	240	81	66	1,29	0,44	1,54	239,3	2,62	-	-
Ck'5	90 – 98	290	180	330	200	63	69	1,61	0,38	1,65	250,4	2,58	1,21	53
Ck'6	98 – 130 ⁺	150	150	460	240	89	63	1,00	0,50	1,92	250,2	2,50	-	-
Perfil 2 (T2P2) – Baixada														
Ap	0 – 21	170	140	480	210	48	77	1,21	0,45	2,29	215,5	2,53	1,30	49
E	21 – 33	190	140	450	220	53	76	1,36	0,42	2,05	240,4	2,67	1,37	49
Bt1	33 – 56	20	150	320	510	183	64	0,13	0,88	0,63	243,6	2,68	1,45	46
Bt2	56 – 73	100	80	370	450	155	66	1,25	0,44	0,82	245,7	2,68	1,55	42
B/C	73 – 82	80	80	340	500	195	61	1,00	0,50	0,68	241,5	2,75	-	-
Perfil 3 (T2P3) – Terço inferior														
Ap	0 – 22	180	130	470	220	43	80	1,38	0,42	2,14	236,5	2,54	1,17	54
E	22 – 29	240	130	420	210	51	76	1,85	0,35	2,00	220,9	2,52	1,37	46
Bt1	29 – 64	80	60	250	610	155	75	1,33	0,43	0,41	237,2	2,67	1,35	49
Bt2	64 – 94	70	50	290	590	256	57	1,40	0,42	0,49	242,4	2,71	1,43	47
B/C	94 – 114 ⁺	50	40	340	570	232	59	1,25	0,44	0,60	243,9	2,82	-	-
Perfil 4 (T2P4) – Terço médio inferior														
A	0 – 15	250	120	410	220	47	79	2,08	0,32	1,86	241,9	2,61	1,17	55
Ck'	15 – 33	250	140	380	230	65	72	1,79	0,36	1,65	232,2	2,75	-	-
Perfil 5 (T2P5) – Terço médio superior														
A	0 – 15	130	100	450	320	47	85	1,30	0,43	1,41	240,7	2,40	-	-
A/R	15 – 29	110	100	480	310	60	81	1,10	0,48	1,55	240,7	2,51	-	-
Perfil 6 (T2P6) – Terço superior														
A	0 – 10	300	110	280	310	200	35	2,73	0,27	0,90	237,7	2,36	-	-

⁽¹⁾Hor = horizonte; ⁽²⁾Prof = profundidade; ⁽³⁾AG = areia grossa; ⁽⁴⁾AF = areia fina; ⁽⁵⁾GF = grau de floculação; ⁽⁶⁾AT = areia total (AG + AF); ⁽⁷⁾SE = superfície específica; ⁽⁸⁾Dp = densidade da partícula; ⁽⁹⁾Ds = densidade do solo; ⁽¹⁰⁾VTP = porosidade total.

4.2.2. Atributos químicos

Comparando-se os valores de pH determinados em H₂O, CaCl₂ e KCl dos perfis da topossequência 1 (T1), observa-se que os maiores resultados foram obtidos para o pH em H₂O e os menores em KCl, concordando com os dados de literatura que indicam existir grande variação dos resultados obtidos com esses extratores (**Tabela 10**). Além disso, todos os perfis apresentam ΔpH (pH em KCl – pH em H₂O) negativo, indicando a ocorrência de minerais 2:1 nos solos, corroborando os resultados encontrados para superfície específica, já discutidos. Os valores de pH em água variam de 5,3 a 6,7, respectivamente nos horizontes A2 e B/C do T1P3, na classe de reação moderadamente ácida a praticamente neutra (EMBRAPA, 2006), à semelhança de resultados encontrados em outros solos derivados de rochas calcárias na região sudeste do Brasil (SHINZATO, 1998). No T1P3 ocorre um aumento nos valores de pH em água em profundidade acompanhando a variação do íon cálcio, enquanto que no T1P1 e T1P2 não se verifica variação entre horizontes. O pH em CaCl₂ oscila entre 4,2 (B/C do T1P2) e 5,7 (B/C do T1P3), enquanto que o pH em KCl, varia entre 3,8 e 4,7.

Em relação ao complexo sortivo, observam-se teores mais elevados de Ca²⁺, soma de bases e saturação por bases nos perfis T1P1 e T1P3, ambos em superfícies planas. No T1P1, os teores decrescem com a profundidade, e isto se deve, provavelmente, ao enriquecimento dos horizontes superficiais por adição externa, já que o perfil está localizado em sopé de encosta, em posição favorável à colúviação, enquanto que no T1P3, a presença de um matacão calcário em subsuperfície deve estar contribuindo para a adição subsuperficial de Ca²⁺. Coerente com a natureza calcítica das rochas calcárias que predominam na região, todos os três perfis apresentam o Ca²⁺ como o cátion principal, com teores elevados variáveis entre 7,0 e 11,3 cmol_c kg⁻¹ no perfil T1P1; 3,3 e 6,4 cmol_c kg⁻¹ no perfil T1P2 e entre 8,1 e 16,4 cmol_c kg⁻¹ no perfil T1P3. Quanto ao Mg²⁺, verifica-se uma tendência de aumento na concentração deste elemento nos horizontes de iluviação.

Os teores de K⁺ e Na⁺ mostram-se baixos em todos os perfis, respectivamente inferiores a 0,07 e 0,05 cmol_c kg⁻¹, com pouca variação em profundidade. Enquanto que os teores de sódio indicam ausência de problemas de salinidade, os baixos níveis de K⁺ associados à elevada concentração de cálcio podem levar a um desequilíbrio na relação Ca/K no solo e nas plantas, resultando em carência nutricional nas mesmas.

Foram observados também baixos teores de Al⁺³ em todos os perfis ($\leq 3,0$ cmol_c kg⁻¹), sempre inferiores aos teores de H⁺ ($\leq 9,9$ cmol_c kg⁻¹), com aumento do Al⁺³ nos horizontes iluviais do perfil T1P2, sendo a saturação por esse íon inferior a 35%. Acredita-se que o aumento nos teores de Al⁺³ trocável em subsuperfície, sobretudo no perfil T1P2, pode estar relacionado a uma variação na mineralogia das argilas em profundidade. Quanto à saturação por bases, os perfis T1P1 e T1P3 são eutróficos, enquanto que o perfil T1P2 é distrófico.

Somente no T1P3 observa-se valor de CTC da argila $\geq 27,0$ cmol_ckg⁻¹, o que define a presença de argila de alta atividade (Ta) e apenas no horizonte BA (28,0 cmol_ckg⁻¹). No entanto, o valor de atividade da argila nos horizontes Bt1 dos perfis T1P1 e T1P2 é de 19,7 e 26,9 cmol_ckg⁻¹, respectivamente, próximos ao limite para atividade alta.

Independente da posição na paisagem e da forma da superfície, em todos os perfis da topossequência 1 (T1) ocorre decréscimo do carbono orgânico (C org) em profundidade, com valores variando entre 14,2 a 29,6 g kg⁻¹ nos horizontes superficiais, todos minerais (EMBRAPA, 2013), enquanto que em subsuperfície os teores variam de 6,3 a 21,2 g kg⁻¹. Teores de C orgânico maiores que 20 g kg⁻¹ como observados no horizonte A do perfil T1P1, são considerados indicativos da alta estabilidade entre a matéria orgânica e a matriz mineral do solo, proporcionada pelos argilominerais de camadas 2:1 e os íons Ca e/ou Mg (DUCHAUFOR, 1983 apud FONTANA et al., 2010).

Tabela 10. Atributos químicos dos perfis da topossequência 1 (T1).

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾ cm	pH			Δ pH ⁽³⁾	Complexo Sortivo								V ⁽⁷⁾ -----%-----	m ⁽⁸⁾	P		COT ⁽⁹⁾ g.kg ⁻¹	
		H ₂ O	CaCl ₂	KCl		K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	S ⁽⁴⁾	Al ³⁺	H ⁺	T ⁽⁵⁾			Targ ⁽⁶⁾	Olsen		Mehlich-1
-----cmol.c.kg ⁻¹ -----																			
Perfil 1 (T1P1) – Sopé																			
Ap	0 – 18	5,9	5,2	4,7	-1,2	0,05	11,3	0,6	0,03	12,0	0,2	3,7	15,9	46,8	75	2	1	2	29,6
AB	18 – 26	6,1	5,3	4,6	-1,5	0,06	9,9	0,6	0,03	10,6	0,1	3,6	14,3	37,6	74	2	0	1	21,7
BA	26 – 42	6,1	5,2	4,6	-1,5	0,04	7,6	0,6	0,02	8,3	0,3	3,0	11,6	25,8	72	3	0	1	21,2
Bt1	42 – 78	6,1	5,1	4,6	-1,5	0,04	7,0	1,3	0,02	8,4	0,3	2,8	11,4	19,7	74	3	0	1	10,2
Bt2	78–120+	5,9	4,7	4,3	-1,6	0,04	8,1	0,5	0,01	8,7	0,7	3,3	12,7	17,2	69	7	0	1	8,7
Perfil 2 (T1P2) – Terço médio																			
Ap	0 – 11	6,0	5,2	4,7	-1,3	0,05	6,0	1,4	0,05	7,5	0,1	3,1	10,7	26,8	70	1	1	2	17,4
A	11 – 19	5,8	5,0	4,5	-1,3	0,06	6,0	1,3	0,03	7,4	0,1	3,5	11,0	30,6	67	1	2	1	14,2
E	19 – 30	5,9	4,8	4,1	-1,8	0,07	4,4	1,3	0,02	5,8	0,9	4,0	10,7	39,6	54	13	2	1	14,4
Bt1	30 – 53	5,5	4,4	3,9	-1,6	0,04	3,3	2,1	0,02	5,5	2,2	4,5	12,1	26,9	45	29	3	1	10,6
Bt2	53 – 83	5,5	4,4	3,9	-1,6	0,05	4,0	0,8	0,02	4,9	2,5	5,5	12,9	23,0	38	34	1	1	6,6
B/C	83–120+	5,5	4,2	3,9	-1,6	0,05	6,4	1,1	0,02	7,6	3,0	8,3	18,9	27,0	40	28	1	1	6,3
Perfil 3 (T1P3) – Topo																			
A1	0 – 14	5,8	5,2	4,7	-1,1	0,05	15,1	2,1	0,05	17,3	0,1	5,2	22,4	56,0	76	0	0	2	28,9
A2	14 – 24	5,3	4,5	3,9	-1,4	0,07	9,5	0,4	0,03	10,0	2,0	9,9	21,9	49,8	46	17	0	1	25,9
AB	24 – 36	5,7	4,6	4,0	-1,7	0,05	10,0	0,3	0,02	10,4	1,4	8,3	20,0	37,7	52	11	0	1	18,7
BA	36 – 47	5,8	4,8	4,0	-1,8	0,04	8,1	1,2	0,02	9,4	1,7	6,0	17,1	28,0	55	15	0	1	11,6
Bi1	47 – 74	6,0	4,9	4,4	-1,6	0,03	9,4	0,5	0,02	10,0	1,0	4,6	15,6	23,6	64	9	0	1	11,2
Bi2	74 – 103	6,0	5,1	4,4	-1,6	0,03	11,6	0,1	0,02	11,8	0,2	3,4	15,3	25,9	77	2	0	1	9,2
B/C	103–124+	6,7	5,7	5,0	-1,7	0,04	16,4	0,4	0,02	16,9	0,0	2,3	19,2	30,0	88	0	3	1	8,5

⁽¹⁾Hor = horizonte; ⁽²⁾Prof = profundidade; ⁽³⁾ Δ pH = pH KCl – pH H₂O; ⁽⁴⁾S = soma de bases trocáveis; ⁽⁵⁾T = CTC a pH 7,0; ⁽⁶⁾Targ = T x 1000/g.kg⁻¹ de argila; ⁽⁷⁾V = (S/T) x 100; ⁽⁸⁾m = 100 x [Al⁺⁺⁺/(Valor S + Al⁺⁺⁺)]; ⁽⁹⁾COT = carbono orgânico total.

Entre os perfis, o T1P2 apresenta os menores teores de C orgânico em superfície, o que se acredita ser devido à perda de parte do horizonte A pelo processo erosivo, favorecida pela forma convexa da superfície na meia encosta e sua maior declividade, enquanto que os maiores teores são observados no perfil T1P1, situado em posição de sopé, e no perfil T1P3, localizado no topo plano da vertente em área atualmente recoberta por mata secundária, onde a deposição de serrapilheira é favorecida. Comportamento semelhante na distribuição dos compostos orgânicos ao longo das vertentes foi observado por Silva et al. (2007), ao verificarem que a ocorrência de erosão hídrica na meia encosta remove parcialmente a matéria orgânica do solo reduzindo o seu acúmulo e grau de humificação, enquanto que nas áreas topograficamente mais estáveis, menos sujeitas à erosão hídrica, correspondentes ao topo e baixada, isto é favorecido.

Em relação ao fósforo, observam-se baixos teores deste elemento em toda a topossequência 1 ($\leq 3 \text{ mg dm}^{-3}$), corroborando os resultados encontrados em solos carbonáticos tanto no domínio do semiárido (SILVA, 1973) quanto no sudeste brasileiro (OLIVEIRA et al., 1998; SHINZATO, 1998; LYNCH, 2009). Comparando-se os valores de P extraídos pelos métodos de Mehlich-1 e de Olsen, este último mais recomendado para solos carbonáticos por extrair somente as formas lábeis do elemento (BRAIDA et al., 1996; SILVA & RAIJ, 1996), verifica-se não existirem grandes diferenças entre os extratores, o que se atribui às baixas concentrações de CaCO_3 equivalente nos três perfis da topossequência 1.

Em todos os perfis, os teores de CaCO_3 equivalente, variáveis entre 10,8 e 17,2 g kg^{-1} , estão abaixo dos exigidos para identificação de caráter hipocarbonático, carbonático, horizonte cálcico ou petrocálcico segundo o SiBCS (EMBRAPA, 2013), o que se atribui à situação topográfica dos perfis, localizados em superfície geomórfica estável com topografia suave ondulada e drenagem desimpedida favorável à solubilização e lixiviação dos carbonatos dos solos na forma de bicarbonatos. Ao longo da topossequência 1 (T1), os teores mais elevados de CaCO_3 equivalente são observados no T1P3, onde se distribuem de forma uniforme entre os horizontes, com exceção do horizonte BA, onde a presença de um matacão calcário deve estar contribuindo para uma elevação nos teores de CaCO_3 equivalente. No T1P1 as maiores concentrações ocorrem nos horizontes superficiais em consequência, provavelmente, da adição de CaCO_3 por colúviação (**Tabela 11**).

Na topossequência 2 (T2), assim como verificado na topossequência 1 (T1), observam-se valores de pH em H_2O superiores aos do pH em CaCl_2 e em KCL, resultando em ΔpH negativo, indicativo da predominância de carga líquida negativa na fração coloidal dos solos (**Tabela 12**). Com o pH em água variando entre 6,3 no horizonte Bt1 do perfil T2P2 a 9,1 no horizonte B/C do perfil T2P6, todos os seis perfis apresentam reação moderadamente ácida a fortemente alcalina (EMBRAPA, 2006). Tais resultados, bastante elevados quando comparados à grande maioria dos solos tropicais, já eram esperados em se tratando de solos derivados de rochas carbonáticas e são semelhantes aos verificados na Serra da Bodoquena por Pereira et al. (2013), bem como em outras regiões de litologia calcária (SILVA, 1973; SOUZA et al., 1993; VALLADARES et al., 2009).

A soma de bases (valor S), bem como a capacidade de troca catiônica (valor T) acompanham, em toda a topossequência, a distribuição dos íons Ca^{2+} e Mg^{2+} , com valores máximos de 30,9 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ para a soma de bases e 32,5 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ para a CTC do solo, ambos correspondentes ao horizonte A do perfil 6. A acidez extraível é representada exclusivamente pelo H^+ (mínimo de 0,7 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ e máximo de 6,0 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$) em quase todos os horizontes, exceto no horizonte Bt1 dos perfis T2P2 e T2P3, localizados ambos em superfície côncava no segmento inferior da vertente, onde se verifica aumento nas concentrações de H^+ e Al^{3+} . Resultados semelhantes foram reportados por Canellas et al. (2000), os quais também verificaram um incremento na concentração desses íons nos

horizontes iluviais de perfis em posição de colúviação. Todos os seis perfis apresentam caráter eutrófico (V% de 69 a 99%) e argila de alta atividade (Targ sem correção para carbono $\geq 27\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$).

Tabela 11. Equivalente de carbonato de cálcio dos perfis da topossequência 1 (T1).

Horizonte	Profundidade cm	Equivalente de CaCO_3 ----- g kg^{-1} -----	Ca ----- $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$ -----	Efervescência com HCl
Perfil 1 (T1P1) – Sopé				
Ap	0 – 18	10,7	11,3	Ausente
AB	18 – 26	14,3	9,9	Ausente
BA	26 – 42	10,9	7,6	Ausente
Bt1	42 – 78	7,2	7,0	Ausente
Bt2	78–120+	7,2	8,1	Ausente
Perfil 2 (T1P2) – Terço médio				
Ap	0 – 11	5,4	6,0	Ausente
A	11 – 19	3,6	6,0	Ausente
E	19 – 30	8,1	4,4	Ausente
Bt1	30 – 53	9,9	3,3	Ausente
Bt2	53 – 83	5,4	4,0	Ausente
B/C	83–120+	10,0	6,4	Ausente
Perfil 3 (T1P3) – Topo				
A1	0 – 14	10,9	15,1	Ausente
A2	14 – 24	12,7	9,5	Ausente
AB	24 – 36	14,5	10,0	Ausente
BA	36 – 47	17,2	8,1	Ausente
Bi1	47 – 74	10,8	9,4	Ausente
Bi2	74 – 103	10,9	11,6	Ausente
B/C	103–124+	15,3	16,4	Ausente

Observam-se valores de C orgânico superiores aos da topossequência 1 (mínimo de $5,9 \text{g kg}^{-1}$ no horizonte Bt1 dos perfis T2P2 e T2P3 e máximo de $77,1 \text{g kg}^{-1}$ no horizonte A do T2P6), demonstrando a existência de condições pedoambientais menos favoráveis à decomposição da matéria orgânica nos solos da topossequência 2. Entre essas condições, ressalta-se a ocorrência de hidromorfismo na posição do perfil T2P1, o que diminui a atividade biológica e, conseqüentemente, a decomposição dos compostos orgânicos no perfil, bem como a formação de complexos argilohúmicos altamente estáveis devido aos elevados teores de cálcio presentes em todos os solos dessa topossequência (STEVENSON, 1986).

Ao longo da topossequência, percebe-se a influência da posição na encosta sobre a dinâmica da matéria orgânica dos solos, sendo os maiores teores de C orgânico verificados nos horizontes superficiais dos perfis situados nas posições de terço superior (T2P6 e T2P5) e terraço (T2P1). Estudos de topossequências formadas a partir de diferentes materiais de origem em São Paulo por Campos et al. (2007) e de uma topossequência com litologia gnáissica na Baixada Fluminense por Silva et al. (2001) apresentaram resultados semelhantes ao verificaram teores de C orgânico mais elevados nos perfis situados no terço superior das encostas e sopé.

Tabela 12. Atributos químicos dos perfis da topossequência 2 (T2).

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾ cm	pH			Δ pH ⁽³⁾	K ⁺	Complexo Sortivo						T ⁽⁵⁾	Targ ⁽⁶⁾	V ⁽⁷⁾ -----%-----	m ⁽⁸⁾	P		COT ⁽⁹⁾ g.kg ⁻¹
		H ₂ O	CaCl ₂	KCl			Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	S ⁽⁴⁾	Al ³⁺	H ⁺					Olsen	Mehlich-1	
-----cmol.c.kg ⁻¹ -----																			
Perfil 1 (T2P1) – Terraço fluvial																			
Ak'1	0–12	8,0	7,2	7,2	-0,8	0,04	19,9	1,4	0,11	21,4	0	0,9	22,3	101,4	96	0	0	20	42,8
Ak'2	12–24	8,3	7,6	7,3	-1,0	0,11	16,7	0,0	0,04	16,8	0	0,8	17,6	70,4	95	0	0	6	25,9
ACK'	24–38	8,6	7,7	7,6	-1,0	0,07	10,9	1,4	0,03	12,4	0	0,8	13,2	52,8	94	0	0	2	16,3
Ck'1	38–47	8,8	7,8	7,7	-1,1	0,05	9,0	0,0	0,03	9,0	0	0,7	9,7	40,0	93	0	0	1	9,3
Ck'2	47–56	8,7	7,7	7,5	-1,2	0,05	10,6	0,9	0,03	11,6	0	0,8	12,4	49,6	94	0	0	2	11,3
Ck'3	56–78	8,8	7,8	7,5	-1,3	0,05	11,0	1,0	0,03	12,1	0	0,7	12,8	47,4	95	0	0	1	10,6
Ck'4	78–90	8,9	7,8	7,5	-1,4	0,06	10,1	0,6	0,03	10,8	0	0,7	11,5	47,9	94	0	0	1	14,7
Ck'5	90–98	8,8	7,9	7,6	-1,2	0,05	6,7	1,0	0,03	7,7	0	0,7	8,4	42,0	92	0	1	1	13,2
Ck'6	98–130+	8,8	7,8	7,6	-1,2	0,04	8,0	0,6	0,02	8,6	0	0,7	9,5	39,6	91	0	2	1	8,3
Perfil 2 (T2P2) – Baixada																			
Ap	0–21	6,6	6,3	5,4	-1,2	0,08	13,6	2,7	0,04	16,4	0	2,7	19,1	91,0	86	0	2	5	23,3
E	21–33	6,8	5,7	5,3	-1,5	0,04	8,5	2,3	0,04	10,9	0	2,5	13,4	60,9	81	0	6	2	9,2
Bt1	33–56	6,3	4,9	3,7	-2,6	0,04	6,6	6,4	0,02	13,1	2,7	6,0	19,1	37,5	69	17	2	1	5,9
Bt2	56–73	7,1	5,4	4,6	-2,5	0,06	8,0	6,9	0,04	15,0	0	3,0	18,0	40,0	83	0	2	1	6,1
Cr	73–82	8,7	6,8	6,3	-2,4	0,07	9,4	8,9	0,07	18,4	0	1,0	19,4	38,8	95	0	1	1	8,2
Perfil 3 (T2P3) – Terço inferior																			
Ap	0–22	6,4	5,6	5,0	-1,4	0,08	13,1	2,7	0,04	15,9	0	3,1	19,0	86,4	84	0	1	3	26,0
E	22–29	7,1	5,7	5,3	-1,8	0,04	9,7	2,0	0,04	11,8	0	2,1	13,9	66,2	85	0	2	1	11,8
Bt1	29–64	6,7	4,8	3,7	-3,0	0,03	8,8	5,5	0,05	14,4	2,6	4,8	19,2	31,5	75	15	1	1	5,9
Bt2	64–94	8,8	7,1	6,2	-2,6	0,04	12,5	9,4	0,05	22,0	0	1,1	23,1	39,2	95	0	3	2	7,8
B/C	94–114+	9,1	7,7	6,9	-2,2	0,04	10,9	11,8	0,06	22,8	0	0,8	23,6	41,4	97	0	1	2	8,4
Perfil 4 (T2P4) – Terço médio inferior																			
A	0–15	6,7	5,7	5,1	-1,6	0,02	8,4	3,8	0,06	12,3	0	3,2	15,5	70,5	79	0	2	6	19,1
Ck'	15–33	7,8	5,4	4,6	-3,2	0,02	2,5	3,8	0,03	6,4	0	1,9	8,3	36,1	77	0	1	1	7,9
Perfil 5 (T2P5) – Terço médio superior																			
A	0–15	8,0	7,2	6,8	-1,2	0,02	25,7	0,6	0,09	26,3	0	1,2	27,5	85,9	96	0	4	40	46,5
A/R	15–29	8,0	7,2	6,7	-1,3	0,02	24,7	1,0	0,05	25,7	0	1,3	27,0	87,1	95	0	1	29	30,2
Perfil 6 (T2P6) – Terço superior																			
A	0–10	8,0	7,2	6,8	-1,2	0,08	26,3	4,4	0,10	30,9	0	1,4	32,3	104,2	96	0	7	32	77,1

Com exceção do perfil T2P1, em todos os demais a concentração do C orgânico apresenta a distribuição usual, com teor de C orgânico mais elevado no horizonte A, o que se deve à deposição dos resíduos vegetais na superfície. No T2P1, a distribuição irregular do C orgânico em profundidade segue a mesma distribuição não usual dos demais atributos, o que se deve a pouca expressão dos processos pedogenéticos nesse solo derivado de sedimentos holocênicos.

Em relação ao fósforo, verifica-se uma grande diferença de resultados entre o extrator Mehlich-1 e de Olsen, sobretudo nos perfis T2P5 e T2P6, onde teores superiores a 30 mg kg^{-1} são obtidos quando se utiliza o extrator Mehlich-1, enquanto que o máximo obtido pelo método Olsen é 7 mg kg^{-1} . Isto se deve ao baixo pH do extrator Mehlich-1 que tende a superestimar os teores de fósforo em função da dissolução de formas não lábeis, entre elas os fosfatos de cálcio presentes nos solos de origem calcária (BRAIDA et al., 1996; SILVA & RAIJ, 1996). Por esse motivo, recomenda-se o uso de métodos como o de Olsen para solos carbonáticos, uma vez que o referido método extrai somente as formas lábeis de fósforo devido o pH da solução extratora estar tamponado na faixa alcalina, mais próximo ao pH do solo (MOREIRA et al., 2000).

Nos perfis T2P1, T2P4, T2P5 e T2P6, a presença de elevados teores de carbonatos de cálcio como sugerido pela efervescência com HCl (10%) muito forte a forte, é confirmada pelos resultados analíticos (**Tabela 13**). Os maiores valores de CaCO_3 equivalente são registrados na área de terraço, onde variam entre 386 a 741 g kg^{-1} ao longo de todo o perfil T2P1, seguidos pelo horizonte subsuperficial do perfil T2P4 localizado na média vertente, com $296,6 \text{ g kg}^{-1}$, o que leva à classificação dos horizontes com tais teores como cálcicos (EMBRAPA, 2013).

A relação entre a gênese de horizontes cálcicos e a topografia e estabilidade da superfície foi observada em outras regiões por Bachman & Machette (1977), Jacks & Sharma (1995), Khresat (2001) e Ruellan (2006), entre outros, os quais verificaram uma maior concentração e maior espessura das acumulações carbonáticas nas áreas deprimidas da paisagem, onde a presença do lençol freático à menor profundidade favoreceu a precipitação dos carbonatos, enquanto que ao longo das vertentes não houve formação de calcretes ou estes foram inexpressivos. Resultados semelhantes foram reportados também por Pereira et al. (2013) estudando solos de natureza calcária também na Serra da Bodoquena, que verificaram haver acúmulo de cálcio e pH mais elevado nas áreas de drenagem restrita na parte inferior da vertente, aonde a acumulação dos íons de cálcio vindos das áreas mais altas é favorecida.

4.2.3. Fracionamento da matéria orgânica

Observa-se uma similaridade no padrão de distribuição das frações húmicas nas topossequências 1 (T1) e 2 (T2), com predomínio da fração humina (C-HUM) em todos os horizontes dos nove perfis, seguida alternadamente pela fração ácidos húmicos (C-FAH) e fração ácidos fúlvicos (C-FAF) (**Tabelas 14 e 15**).

Nos horizontes superficiais A, o C-HUM é a fração predominante em todos os perfis, corroborando os resultados reportados por vários pesquisadores em outros solos de regiões tropicais, incluindo alguns derivados de rochas calcárias (CUNHA & RIBEIRO, 1998; CANELLAS et al., 2003; CORRÊA et al., 2003; CUNHA et al., 2003; SOUZA & MELO, 2003; FONTANA et al., 2008). A contribuição do C-HUM varia entre 43 e 98%, enquanto que o C-FAH e C-FAF apresentam valores semelhantes entre si e inferiores a 17%. Padrão semelhante é observado nos horizontes subsuperficiais onde, por sua vez, observa-se aumento da participação das frações C-FAF e C-FAH, com valores em sua maioria inferiores a 20%, estando o C-HUM entre 34 e 70%. Isto se deve à percolação das frações alcalinossolúveis C-FAF e C-FAH no perfil acúmulo em subsuperfície graças à diminuição da macroporosidade

e ao incremento de argila em profundidade, permanecendo a fração humina como predominante nos horizontes superficiais (BENITES et al., 2001).

Tabela 13. Equivalente de carbonato de cálcio dos perfis da topossequência 2 (T2).

Horizonte	Profundidade cm	Equivalente de CaCO ₃	Ca	Efervescência com HCl
		----- g kg ⁻¹ -----	----- cmol _c kg ⁻¹ -----	
Perfil 1 (T2P1) – Terraço fluvial				
Ak'1	0 – 12	381,1	19,9	Muito forte
Ak'2	12 – 24	481,1	16,7	Muito forte
ACk'	24 – 38	621,1	10,9	Muito forte
Ck'1	38 – 47	741,5	9,0	Muito forte
Ck'2	47 – 56	635,6	10,6	Muito forte
Ck'3	56 – 78	593,5	11,0	Muito forte
Ck'4	78 – 90	611,8	10,1	Muito forte
Ck'5	90 – 98	710,7	6,7	Muito forte
Ck'6	98 – 130+	732,6	8,0	Muito forte
Perfil 2 (T2P2) – Baixada				
Ap	0 – 21	24,5	13,6	Ausente
E	21 – 33	12,7	8,5	Ausente
Bt1	33 – 56	6,4	6,6	Ligeira
Bt2	56 – 73	15,5	8,0	Ligeira
B/C	73 – 82	8,2	9,4	Ausente
Perfil 3 (T2P3) – Terço inferior				
Ap	0 – 22	12,7	13,1	Ausente
E	22 – 29	8,2	9,7	Ligeira
Bt1	29 – 64	13,7	8,8	Ligeira
Bt2	64 – 94	13,6	12,5	Ligeira
B/C	94 – 114+	31,4	10,9	Ausente
Perfil 4 (T2P4) – Terço médio inferior				
A	0 – 15	21,6	8,4	Ausente
Ck'	15 – 33	296,6	2,5	Forte
Perfil 5 (T2P5) – Terço médio superior				
A	0 – 15	109,3	25,6	Forte
A/R	15 – 29	57,3	24,7	Muito forte
Perfil 6 (T2P6) – Terço superior				
A	0 – 10	87,5	26,3	Forte

O predomínio da fração humina em relação às frações alcalinossolúveis C-FAH e C-FAF dos solos deve-se a diversos fatores dentre os quais se destacam a elevada massa molecular dos compostos de humina (insolúveis) e a forte interação destes com a fração mineral dos solos, o que lhes confere maior resistência à degradação pelos microrganismos (STEVENSON, 1994). Além disso, na região da Serra da Bodoquena, a existência de duas estações climáticas bem definidas (uma chuvosa e outra seca) também deve contribuir para a predominância de C-HUM entre as frações da matéria orgânica do solo na medida em que favorece a desidratação dos compostos orgânicos na época seca e a rápida formação de compostos de elevado peso molecular, mais estáveis, na estação úmida (MANZATTO, 1990). Além desses fatores, pesquisas diversas têm demonstrado que em solos com pH elevado e altos teores de cálcio como os do presente estudo, notadamente os da topossequência 2 (T2), ocorre a formação de compostos organominerais de alta estabilidade na forma de C-HUM na medida em que o Ca²⁺ favorece a floculação das partículas e a estabilização dos agregados (PETERSON, 1947; CUNHA & RIBEIRO, 1998; OADES, 1988).

Isto se deve ao fato de que a presença do cálcio como cátion dominante no complexo sortivo dos solos provoca a precipitação precoce dos ácidos fúlvicos o que, em associação com argilas 2:1, condiciona a rápida polimerização das moléculas orgânicas em substâncias de elevado peso molecular e baixa mobilidade nos solos, resultando em predomínio de C-HUM, sobretudo nos horizontes superficiais (JACQUIN et al.,1980). Estudando solos argilosos de litologia calcária, Jacquin e colaboradores (1980) verificaram que o predomínio da fração humina estava relacionado à estreita relação entre esta e os argilominerais do solo, resultando na grande estabilidade estrutural dos compostos mais polimerizados. Também Volkoff & Cerri (1980) reportaram a riqueza em humina no húmus de uma Rendzina no Estado do Rio Grande do Norte em detrimento das substâncias alcalinossolúveis, reforçando a tese da influência do calcário sobre a dinâmica do húmus nos solos.

Tabela 14. Distribuição do carbono orgânico total, carbono orgânico das frações húmicas e suas relações nos perfis da topossequência 1 (T1).

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾ cm	Argila	C org	C-FAH	C-FAF	C-HUM	C-FAH/C-FAF	C-FAF/C-HUM	C-EA/C-HUM	C-FAH/C-FAF	
g kg ⁻¹ ----- % -----											
Perfil 1 (T1P1) – Sopé											
Ap	0–18	340	29,6	4,0	2,5	18,0	14	08	61	0,36	1,60
AB	18–26	380	21,7	2,2	3,2	11,8	10	15	54	0,46	0,69
BA	26–42	450	21,2	3,2	3,4	10,0	15	16	47	0,66	0,94
Bt1	42–78	580	10,2	1,4	2,2	3,5	14	22	34	1,03	0,64
Bt2	78–120+	740	8,7	2,2	0,7	4,3	25	08	49	0,67	3,14
Perfil 2 (T1P2) – Terço médio											
Ap	0–11	400	17,4	2,6	2,2	7,5	15	13	43	0,64	1,18
A	11–19	360	14,2	2,3	2,1	12,1	16	15	85	0,36	1,10
E	19–30	270	14,4	2,2	2,5	13,1	15	17	91	0,36	0,88
Bt1	30–53	450	10,6	2,2	1,0	7,3	21	09	69	0,44	2,20
Bt2	53–83	560	6,6	1,2	1,2	4,1	18	18	62	0,59	1,00
B/C	83–120+	700	6,3	1,0	1,2	4,4	16	19	70	0,50	0,83
Perfil 3 (T1P3) – Topo											
A1	0–14	400	28,9	2,0	2,6	15,7	07	09	54	0,29	0,77
A2	14–24	440	25,9	1,9	2,0	14,3	07	08	55	0,27	0,95
AB	24–36	530	18,7	2,7	2,6	11,0	14	14	59	0,48	1,04
BA	36–47	610	11,6	2,4	1,4	4,9	21	12	42	0,78	1,71
Bi1	47–74	660	11,2	4,3	1,9	7,8	38	17	70	0,79	2,26
Bi2	74–103	590	9,2	1,7	1,5	3,3	18	16	36	0,97	1,13
B/C	103-124+	640	8,5	1,3	1,5	5,0	15	18	59	0,56	0,87

⁽¹⁾Hor = horizonte; ⁽²⁾Prof = profundidade; C org = carbono orgânico; C-FAH= carbono na fração ácido húmico; C-FAF= carbono na fração ácido fúlvico; C-Hum = carbono na fração humina; C-EA/C-HUM= relação entre o extrato alcalino (C-FAH + C-FAF) e o C-Hum.

A ocorrência de correlação positiva e significativa do íon Ca²⁺ com o C-HUM e correlação negativa e significativa do Ca²⁺ com o C-FAF e C-FAH e relação CEA/C-HUM em horizontes A chernozêmicos foram relatadas por Fontana et al. (2011), os quais atribuíram tal comportamento à relação entre o cálcio e os compostos orgânicos com a matriz mineral do solo). Nos demais horizontes minerais, a formação de complexos organominerais estáveis está relacionada à interação entre os compostos orgânicos e minerais como óxidos de ferro e alumínio amorfos e argilas do tipo 2:1. No caso dos solos oxidícos, os grupos funcionais presentes nos colóides orgânicos favorecem a floculação na presença de cátions polivalentes como o Al³⁺ e Fe³⁺, enquanto que em solos ricos em minerais 2:1 como a montmorilonita, a

matéria orgânica oclusa nos microporos entre os quasicristais torna-se inacessível às bactérias e outros organismos (OADES, 1988).

Tabela 15. Distribuição do carbono orgânico total, carbono orgânico das frações húmicas e suas relações nos perfis da topossequência 2 (T2).

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾ cm	Argila	C org	C-FAH	C-FAF	C-HUM	C-FAH/C-FAF	C-FAH/C-HUM	C-EA/C-HUM	C-FAH/C-FAF	
----- g kg ⁻¹ ----- % -----											
Perfil 1 (T2P1) – Terraço fluvial											
Ak'1	0–12	220	42,8	2,5	2,6	22,0	06	06	51	0,23	0,96
Ak'2	12–24	250	25,9	1,6	1,5	14,0	06	06	54	0,22	1,07
Ak'C	24–38	250	16,3	1,5	1,6	8,0	09	10	49	0,39	0,94
Ck'1	38–47	240	9,3	1,3	1,5	5,0	14	16	54	0,56	0,87
Ck'2	47–56	250	11,3	1,1	1,3	6,0	10	12	53	0,40	0,85
Ck'3	56–78	270	10,6	1,5	1,5	8,0	14	14	76	0,38	1,00
Ck'4	78–90	240	14,7	1,3	1,2	7,0	09	08	48	0,36	1,08
Ck'5	90–98	200	13,2	1,1	1,0	8,0	08	08	61	0,26	1,10
Ck'6	98–130+	240	8,3	1,3	1,1	5,0	16	13	60	0,48	1,18
Perfil 2 (T2P2) – Baixada											
Ap	0 – 21	210	23,3	1,7	1,6	16,0	07	07	69	0,21	1,06
E	21 – 33	220	9,2	1,4	1,5	7,0	15	16	76	0,41	0,93
Bt1	33– 56	510	5,9	1,0	1,2	4,0	17	21	68	0,55	0,83
Bt2	56 – 73	450	6,1	1,2	1,3	4,0	20	21	66	0,63	0,92
B/C	73– 82	500	8,2	0,9	1,3	6,0	11	16	74	0,37	0,69
Perfil 3 (T2P3) – Terço inferior											
Ap	0 – 22	220	26,0	4,4	3,4	14,0	17	13	54	0,56	1,29
E	22 – 29	210	11,8	2,2	1,8	8,0	19	15	68	0,50	1,22
Bt1	29 – 64	610	5,9	0,9	1,2	2,0	15	21	34	1,05	0,75
Bt2	64 – 94	590	7,8	1,1	1,2	5,0	14	15	64	0,46	0,92
B/C	94– 114+	570	8,4	1,1	0,8	5,0	13	10	60	0,38	1,38
Perfil 4 (T2P4) – Terço médio inferior											
A	0 – 15	220	19,1	3,0	2,5	14,0	16	13	73	0,39	1,20
CK'	15 – 33	230	7,9	1,5	1,4	5,0	19	18	63	0,58	1,07
Perfil 5 (T2P5) – Terço médio superior											
A	0 – 15	320	46,5	3,7	3,4	22,0	08	07	47	0,32	1,09
A/R	15 – 29	310	30,2	3,0	3,1	16,0	10	10	53	0,38	0,97
Perfil 6 (T2P6) – Terço superior											
A	0 – 10	310	77,1	1,8	2,4	75,2	02	03	98	0,06	0,75

⁽¹⁾Hor = horizonte; ⁽²⁾Prof = profundidade; C org = carbono orgânico total; C-FAH= carbono na fração ácido húmico; C-FAF= carbono na fração ácido fúlvico; C-Hum = carbono na fração humina; C-EA/C-HUM= relação entre o extrato alcalino (C-FAH + C-FAF) e o C-Hum.

Em ambas as topossequências se observa tendência de aumento da participação das frações C-FAF e C-FAH em profundidade, sobretudo nos perfis T2P2 e T2P3 situados em posição de coluviação, onde a concavidade da superfície favorece a infiltração vertical da água no solo e a conseqüente percolação das frações alcalinossolúveis. Entre as topossequências, observa-se distribuição equilibrada das frações alcalinossolúveis C-FAH e C-FAF, com valores de C-FAH entre 1,0 e 4,3 g kg⁻¹ na T1 e entre 0,9 e 4,4 g kg⁻¹ na T2 e valores de C-FAF variáveis entre 0,7 e 3,4 g kg⁻¹ na T1 e entre 0,8 e 3,4 g kg⁻¹ na T2. A fração humina, dominante em todos os horizontes, independente da posição topográfica dos perfis, varia entre 3,3 e 18,0 g kg⁻¹ na T1 e entre 2,0 e 75,2 g kg⁻¹ na T2.

A relação C-EA/C-HUM, usada como indicativa da estabilidade e/ou interação da matéria orgânica do solo com a sua matriz mineral (FONTANA et al., 2008; 2010) e como índice da capacidade iluvial dos solos (BENITES et al., 2001), varia entre 0,27 (A2 do T1P3) e 1,03 (Bt1 do T1P1) na T1, e entre 0,05 (A do T2P6) e 1,05 (Bt1 do T2P3) na T2. Tais valores são considerados baixos e indicativos da insolubilidade da matéria orgânica e alta estabilidade entre esta e a matriz mineral dos solos (FONTANA et al., 2010). Em profundidade, observa-se uma tendência de aumento na relação C-EA/C-HUM em oito dos nove perfis avaliados acompanhando o incremento de argila, corroborando as observações de Mtambanengwe et al. (2004), os quais verificaram haver correlação negativa entre a mineralização dos compostos orgânicos e o incremento de argila. única exceção é o perfil 1 da topossequência 2 (T2P1), onde a distribuição irregular das frações húmicas segue o mesmo comportamento dos outros atributos, o que se deve à pouca evolução pedogenética do perfil, formado predominantemente a partir de sedimentos holocênicos.

4.2.4. Complexo de meteorização e formas extraíveis de ferro

Verifica-se em todos os solos da topossequência 1 (T1) que a SiO_2 representa a maior parte do complexo de meteorização, com teores variáveis entre 164 e 272 g kg^{-1} , seguida pelo Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 , nessa ordem (**Tabela 16**).

Os teores de Al_2O_3 , variáveis entre 87 e 199 g kg^{-1} , assim como os de SiO_2 e Fe_2O_3 , acompanham a variação dos teores de argila, enquanto baixos teores de ferro ($< 76 \text{ g kg}^{-1}$) permitem caracterizar todos os perfis como hipoférricos (EMBRAPA, 2013), a despeito das cores avermelhadas dos mesmos, o que se deve ao alto poder de pigmentação da hematita mesmo quando em baixa concentração nos solos.

Os baixos teores de ferro e titânio refletem a baixa participação destes elementos nas rochas calcárias do Grupo Corumbá, assim como verificado por Cunha (1986). Para Mota et al. (2007), isto resulta da baixa mobilidade do titânio, além do fato deste elemento estar presente em quantidades traço nas rochas calcárias. Vale ressaltar que tais resultados referem-se às frações mais finas do solo (argilas), uma vez que no ataque sulfúrico somente os minerais secundários são dissolvidos (EMBRAPA, 1997).

A relação molecular sílica/alumina (índice Ki) próxima a 2,0 nos horizontes subsuperficiais dos perfis da topossequência 1 (T1), associada à atividade da fração argila ($\text{Targ} < 27 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$) e aos valores de $\text{Kr} > 0,75$, são comparáveis a outros solos brasileiros em que a caulinita figura como principal mineral na fração argila, muito embora os valores de superfície específica e ΔpH (negativo) desses solos, já discutidos anteriormente, surgiram a ocorrência de argilominerais de camada 2:1. Os resultados encontrados para os índices Ki e Kr neste estudo são compatíveis com os obtidos por EMBRAPA (2007b), para solos formados a partir de rochas calcárias do Grupo Corumbá na Serra da Bodoquena, e semelhantes aos solos desenvolvidos a partir das Formações Serra de Santa Helena e Sete Lagoas em Minas Gerais (SHINZATO, 1998).

Tabela 16. Ataque sulfúrico e relações Ki, Kr, SIAR, ALAR, FEAR e TIAR dos perfis da topossequência 1 (T1).

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾ cm	SiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ TiO				Ki ⁽³⁾	Kr ⁽⁴⁾	Al ₂ O ₃ / Fe ₂ O	SIAR ⁽⁵⁾	ALAR ⁽⁶⁾	FEAR ⁽⁷⁾	TIAR ⁽⁸⁾
		----- g kg ⁻¹ -----										
Perfil 1 (T1P1) – Sopé												
Ap	0–18	164	122	49	3,5	2,29	1,82	3,91	48,2	35,9	14,4	1,0
AB	18–26	172	136	52	4,1	2,15	1,73	4,11	45,3	35,8	13,7	1,1
BA	26–42	178	146	53	3,6	2,07	1,68	4,32	39,6	32,4	11,8	0,8
Bt1	42–78	220	191	67	3,8	1,96	1,60	4,48	37,9	32,9	11,6	0,7
Bt2	78–120+	272	196	74	4,1	2,36	1,90	4,16	36,8	26,5	10,0	0,6
Perfil 2 (T1P2) – Terço médio												
Ap	0–11	177	132	54	3,1	2,28	1,81	3,84	44,3	33,0	13,5	0,8
A	11–19	175	116	48	2,7	2,56	2,03	3,79	48,6	32,2	13,3	0,8
E	19–30	118	87	41	2,2	2,31	1,77	3,33	43,7	32,2	15,2	0,8
Bt1	30–53	184	146	54	3,0	2,14	1,73	4,24	40,9	32,4	12,0	0,7
Bt2	53–83	220	173	62	3,1	2,16	1,76	4,38	39,3	30,9	11,1	0,6
B/C	83–120+	268	195	75	3,1	2,34	1,87	4,08	38,3	27,9	10,7	0,4
Perfil 3 (T1P3) – Topo												
A1	0–14	174	141	59	3,4	2,10	1,65	3,75	43,5	35,3	14,8	0,9
A2	14–24	184	154	55	3,7	2,03	1,65	4,40	41,8	35,0	12,5	0,8
AB	24–36	206	174	66	4,7	2,01	1,62	4,14	38,9	32,8	12,5	0,9
BA	36–47	230	195	72	3,6	2,01	1,62	4,25	37,7	32,0	11,8	0,6
Bi1	47–74	238	197	75	3,3	2,05	1,65	4,12	36,1	29,8	11,4	0,5
Bi2	74–103	240	192	71	3,6	2,13	1,72	4,25	40,7	32,5	12,0	0,6
B/C	103–124+	272	199	76	4,1	2,32	1,87	4,11	42,5	31,1	11,9	0,6

⁽¹⁾Hor=horizonte; ⁽²⁾Prof=profundidade; ⁽³⁾Ki=(SiO₂*1,7)/Al₂O₃; ⁽⁴⁾Kr=(SiO₂*1,7)/[Al₂O₃ + (0,64*Fe₂O₃)]; ⁽⁵⁾SIAR=%SiO₂/%argila total; ⁽⁶⁾ALAR=%Al₂O₃/%argila total; ⁽⁷⁾FEAR=%Fe₂O₃/%argila total; ⁽⁸⁾TIAR = %TiO₂/%argila total.

As relações percentuais SIAR, FEAR, ALAR e TIAR dos três perfis da topossequência 1 (T1), avaliadas com o objetivo de identificar a ocorrência de descontinuidade em perfis em que há translocação de argilas (SINGER & FINE, 1989), apresentam pequenas variações entre os horizontes insuficientes para o reconhecimento de descontinuidades litológicas, assim como indicado pelas relações areia fina/areia total.

Os resultados obtidos para as formas de ferro de baixa e alta cristalinidade dos perfis da topossequência 1(T1), extraídas, respectivamente, com oxalato ácido de amônio (Fe_o) e ditionito-citrato-bicarbonato (Fe_d), bem como suas relações, encontram-se na **Tabela 17**.

Nos perfis T1P1 (sopé) e T1P3 (topo), observa-se uma tendência de acumulação das formas de ferro de baixa cristalinidade (Fe_o) nos horizontes superficiais devido à maior concentração de carbono orgânico nesses horizontes, uma vez que elevações nos teores de matéria orgânica e umidade favorecem a dissolução e remobilização dos óxidos de ferro no ambiente pedogênico, inibindo a cristalização dos óxidos de ferro (SCHWERTMANN, 1966). No perfil T1P2, situado na meia encosta, em superfície convexa, a menor variação dos teores de Fe_o em profundidade se deve, provavelmente, à perda de parte do horizonte superficial pela erosão hídrica, com conseqüente perda de matéria orgânica.

Tabela 17. Teores de ferro extraídos pelo método oxalato ácido de amônio (Fe_o) e ditionito citrato bicarbonato (Fe_d) e suas relações nos perfis da topossequência 1 (T1).

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾ cm	Fe_o ---- g kg ⁻¹ -----	Fe_d	$Fe_o/$ Fe_d	$Fe_d/$ Fe_s ⁽³⁾
Perfil 1 (T1P1) – Sopé					
Ap	0 – 18	6,6	31,0	0,21	0,63
AB	18 – 26	5,5	33,4	0,16	0,64
BA	26 – 42	5,1	34,0	0,15	0,64
Bt1	42 – 78	5,4	35,5	0,15	0,53
Bt2	78 – 120 ⁺	5,6	40,0	0,14	0,54
Perfil 2 (T1P2) – Terço médio					
Ap	0 – 11	4,7	28,7	0,16	0,53
A	11 – 19	4,7	29,5	0,16	0,62
E	19 – 30	5,5	25,2	0,22	0,61
Bt1	30 – 53	4,7	33,7	0,14	0,62
Bt2	53 – 83	4,8	36,5	0,13	0,59
B/C	83 – 120 ⁺	4,3	39,1	0,11	0,52
Perfil 3 (T1P3) – Topo					
A1	0 – 14	8,7	35,6	0,24	0,60
A2	14 – 24	8,3	32,4	0,26	0,59
AB	24 – 36	8,2	39,6	0,21	0,60
BA	36 – 47	6,5	36,0	0,18	0,50
Bi1	47 – 74	7,0	38,1	0,18	0,51
Bi2	74 – 103	7,4	41,9	0,18	0,59
B/C	103 – 124 ⁺	8,2	53,2	0,15	0,70

⁽¹⁾Hor = horizonte; ⁽²⁾Prof = profundidade; ⁽³⁾ Fe_s = Ferro extraído pelo ataque sulfúrico.

Quanto aos teores de ferro obtido pela dissolução seletiva dos óxidos pedogênicos (Fe_d), os quais compreendem as formas de ferro não cristalinas, as de baixa cristalinidade e as cristalinas não retidas na estrutura dos minerais silicatados (SCHWERTMANN & TAYLOR, 1989), observa-se que os mesmos apresentam comportamento oposto ao verificado para o Fe_o , com aumento em profundidade em razão do efeito inibitório da matéria orgânica dos horizontes superficiais sobre a cristalização dos óxidos de ferro e à co-migração do ferro com argilominerais. Os resultados de Fe_d , compreendidos entre 25,2 e 53,2 g kg⁻¹, respectivamente nos horizontes E do T1P2 e B/C do T1P3, são superiores aos encontrados para solos calcários do nordeste do Brasil (CUNHA et al. 1999; CORRÊA et al., 2003), em razão da maior precipitação pluviométrica na área de estudo associada à condição de drenagem livre na topossequência 1 (T1) favorecerem a precipitação das formas de ferro de maior cristalinidade.

A relação Fe_o/Fe_d , empregada como índice do grau de cristalinidade dos óxidos de ferro e do ambiente pedogenético (KÄMPF, 1988), com valores variáveis entre 0,11 e 0,26, apresenta tendência de redução em profundidade, acompanhando a redução nos teores de compostos orgânicos em subsuperfície. Por sua vez a razão Fe_d/Fe_s , que permite avaliar a reserva de ferro em minerais que não são óxidos (PEREIRA, 1996) e empregada como indicativa do ambiente pedogenético, esta apresenta valores inferiores a 0,70 e pequena variação ao longo da topossequência, com valores decrescentes do perfil T1P1 ao T1P3.

Na topossequência 2, assim como observado para os atributos físicos, químicos e morfológicos, verifica-se grande variação na composição do complexo de meteorização e formas extraíveis de ferro ao longo da encosta.

Localizado em área de terraço à margem direita de um afluente do rio Salobro, o perfil T2P1 apresenta em todas as camadas, teores de SiO₂ menores que 22 g kg⁻¹, muito inferiores aos de Al₂O₃ (variáveis entre 24 e 64 g kg⁻¹), o que resulta em relação molecular sílica/alumina (Ki) inferior a 0,6 (**Tabela 18**), semelhante aos resultados obtidos por Pereira et al. (2013) no horizonte Cg de um Gleissolo Háplico também na Serra da Bodoquena.

Tabela 18. Ataque sulfúrico e relações Ki, Kr, SIAR, ALAR, FEAR e TIAR dos perfis da topossequência 2 (T2).

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾ cm	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO	Ki ⁽³⁾	Kr ⁽⁴⁾	Al ₂ O ₃ / Fe ₂ O	SIAR ⁽⁵⁾	ALAR ⁽⁶⁾	FEAR ⁽⁷⁾	TIAR ⁽⁸⁾
		----- g kg ⁻¹ -----										
Perfil 1 (T2P1) – Terraço fluvial												
Ak'1	0 - 12	22	64	22	1,4	0,58	0,48	4,57	10,0	29,1	10,0	0,6
Ak'1	12 - 24	04	56	18	1,3	0,12	0,10	4,88	1,6	22,4	7,2	0,5
ACK'	24 - 38	03	34	10	1,1	0,15	0,13	5,34	1,2	13,6	4,0	0,4
Ck'1	38 - 47	03	24	08	0,8	0,21	0,18	4,71	1,3	10,0	3,3	0,3
Ck'2	47 - 56	03	40	11	1,2	0,13	0,11	5,71	1,2	16,0	4,4	0,5
Ck'3	56 - 78	03	42	11	1,2	0,12	0,10	5,99	1,1	15,6	4,1	0,4
Ck'4	78 - 90	03	43	12	1,2	0,12	0,10	5,63	1,3	17,9	5,0	0,5
Ck'5	90 - 98	03	23	08	0,8	0,22	0,18	4,51	1,5	11,5	4,0	0,4
Ck'6	98-130 ⁺	03	27	09	1,1	0,19	0,16	4,71	1,3	11,3	3,8	0,5
Perfil 2 (T2P2) – Baixada												
Ap	0 – 21	132	89	39	2,4	2,52	1,97	3,58	62,9	42,4	18,6	1,1
E	21 – 33	110	75	41	2,7	2,49	1,85	2,87	50,0	34,1	18,6	1,2
Bt1	33 – 56	206	150	53	3,1	2,33	1,90	4,44	40,4	29,4	10,4	0,6
Bt2	56 – 73	190	131	49	2,5	2,47	1,99	4,20	42,2	29,1	10,9	0,6
B/C	73 – 82	194	145	54	3,0	2,27	1,84	4,22	38,8	29,0	10,8	0,6
Perfil 3 (T2P3) – Terço inferior												
Ap	0 – 22	128	82	38	2,2	2,65	2,05	3,39	58,2	37,3	17,3	1,0
E	22 – 29	112	72	45	2,3	2,64	1,89	2,51	53,3	34,3	21,4	1,1
Bt1	29 – 64	262	174	58	2,9	2,56	2,11	4,71	43,0	28,5	9,5	0,5
Bt2	64 – 94	268	180	61	3,7	2,53	2,08	4,63	45,4	30,5	10,3	0,6
B/C	94-114 ⁺	268	181	63	3,1	2,52	2,06	4,51	47,0	31,8	11,1	0,5
Perfil 4 (T2P4) – Terço médio inferior												
A	0 – 15	148	117	45	2,1	2,15	1,73	4,08	67,3	53,2	20,5	1,0
Ck'	15 – 33	04	42	12	1,1	0,16	0,14	5,50	1,7	18,3	5,2	0,5
Perfil 5 (T2P5) – Terço médio superior												
A	0 – 15	160	110	44	2,1	2,47	1,97	3,92	50,0	34,4	13,8	0,7
A/R	15 – 29	186	127	48	2,4	2,49	2,00	4,15	60,0	41,0	15,5	0,8
Perfil 6 (T2P6) – Terço superior												
A	0 – 10	164	114	49	1,8	2,45	1,92	3,65	52,9	36,8	15,8	0,6

⁽¹⁾Hor=horizonte; ⁽²⁾Prof=profundidade; ⁽³⁾Ki=(SiO₂*1,7)/Al₂O₃; ⁽⁴⁾Kr=(SiO₂*1,7)/[Al₂O₃ + (0,64*Fe₂O₃)]; ⁽⁵⁾SIAR=%SiO₂/%argila total; ⁽⁶⁾ALAR=%Al₂O₃/%argila total; ⁽⁷⁾FEAR=%Fe₂O₃/%argila total; ⁽⁸⁾TIAR = %TiO₂/%argila total.

O que poderia, equivocadamente, sugerir um alto grau de intemperismo desse solo, uma vez que teores de K_i inferiores a 1,80 são indicativos da presença de gibsitita (NASCIMENTO, 1989), pode ser compreendido quando se observa os dados do complexo de meteorização das amostras extras de (macro) gastrópodes encontradas no perfil, nas quais o K_i é igual a 0,62 (Tabela 19). Dada a abundância de macro e microfósseis de gastrópodes e de outros organismos nesse perfil, verificada tanto por ocasião da descrição e coleta dos perfis quanto durante a descrição micromorfológica, conclui-se que o índice K_i , a exemplo do que argumenta Shinzato (1998) sobre a relação silte/argila de solos derivados de rochas calcárias, não deve ser utilizado como índice do grau de intemperismo dos solos formados de sedimentos holocênicos da Formação Xaraiés. Nestes, a grande presença de bioclastos parece ser mais determinante na composição dos solos do que a posição topográfica do perfil, favorável no caso do T2P1, ao processo de ressilicificação dos minerais de argila através do aporte de SiO_2 e bases das posições mais altas (MONIZ, 1980).

Quanto às variações nas relações Al_2O_3/Fe_2O_3 , SIAR, ALAR, FEAR e TIAR no perfil T2P1, são consideradas normais para solos desenvolvidos a partir de sedimentos recentes, onde não há tempo suficiente para maior expressão dos processos pedogenéticos.

Tabela 19. Ataque sulfúrico e relações K_i , K_r , SIAR, ALAR, FEAR e TIAR das amostras extras coletadas na toposequência 2 (T2).

Amostra	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	$K_i^{(1)}$	$K_r^{(2)}$	Al_2O_3/Fe_2O_3
	----- $g\ kg^{-1}$ -----						
Carapaça de gastrópode (T2P1)	08	22	03	0,2	0,62	0,57	11,51
Rocha calcária (T2P5)	158	96	38	1,9	2,80	2,23	3,97

$$^{(1)}K_i = (SiO_2/Al_2O_3)*1,7; \ ^{(2)}K_r = (SiO_2*1,7)/Al_2O_3 + (0,64*Fe_2O_3)$$

Na baixada e no terço inferior, posições em que se encontram os perfis T2P2 e T2P3, observa-se aumento na concentração de SiO_2 e Al_2O_3 em profundidade acompanhando o incremento de argila, devido não somente à translocação descendente das partículas mais finas no perfil como à deposição de sedimentos colúviais de granulometria mais grossa na superfície favorecida pela concavidade da superfície. Além disso, as variações nas relações SIAR, ALAR, FEAR e TIAR, sugerem a ocorrência de descontinuidades pelo aporte dos colúvios nesses perfis, muito embora não confirmado pelas análises mineralógicas. A variação do índice K_i , entre 2,49 e 2,65 nos horizontes superficiais e entre 2,27 e 2,56 nos horizontes subsuperficiais dos perfis T2P2 e T2P3, indica a presença de argilominerais 2:1 (NASCIMENTO, 1989; SOARES et al., 2005), corroborando os resultados de superfície específica, ΔpH negativo e atividade de argila desses solos (superiores a $27\ cmol_c\ kg^{-1}$).

No perfil T2P4 ocorre variação abrupta nos valores de K_i , K_r , SIAR, ALAR, FEAR e TIAR entre o horizonte A e o Ck', sugerindo uma descontinuidade não confirmada, contudo, pela amplitude da relação areia fina/areia total, anteriormente discutida. A análise do complexo de meteorização do horizonte Ck' desse perfil revela uma maior semelhança com o perfil T2P1 do que com os perfis T2P3 e T2P5 localizados, respectivamente, à jusante e à montante do perfil T2P4 e separados deste por pontos de inflexão da vertente.

Na média e alta vertente onde estão posicionados os perfis T2P5 e T2P6, respectivamente, a declividade da superfície e a convexidade desta resultam em maior fluxo lateral da água em detrimento do fluxo vertical, além de maior intensidade das perdas por escoamento superficial, fazendo com que solos muito jovens com sequência A-R sejam formados. Nessas condições, a composição mineralógica dos perfis assemelha-se muito à da rocha calcária subjacente (amostra extra T2P5), como sugere a comparação dos complexos de meteorização (Tabelas 18 e 19). Os valores da relação molecular K_i (próximos a 2,5) indicam

o predomínio de argilominerais do tipo 2:1 (NASCIMENTO, 1989), confirmando outros dados já discutidos como, por exemplo, a atividade da fração argila.

Ao longo da topossequência 2 (T2) verifica-se o aumento gradual nos valores da relação Ferro/Argila total (FEAR) na medida em que se sobe a encosta, confirmando a tendência do ferro de permanecer em solos com drenagem livre onde a concentração residual desse elemento, provavelmente originário do intemperismo dos minerais acessórios presentes na rocha calcária (como por exemplo a pirita), associado à alcalinidade dos solos, promove a imediata precipitação do ferro (MUGGLER et al., 1996). Em contraposição, no perfil T2P1 a restrição à drenagem favorece a solubilização e remoção do ferro, conforme indicam também os baixos teores de ferro extraído com oxalato ácido de amônio (Fe_o) e ditionito-citrato-bicarbonato (Fe_d) (**Tabela 20**). Os baixos valores da relação Fe_o/Fe_d registrados no perfil são incompatíveis com os normalmente observados em solos formados sob condições redutoras, onde os valores tendem a variar entre 0,5 e 1 (SCHWERTMANN & KÄMPF, 1983).

Tabela 20. Teores de ferro extraídos pelo método oxalato ácido de amônio (Fe_o) e ditionito citrato bicarbonato (Fe_d) e suas relações nos perfis da topossequência 2 (T2).

Hor ⁽¹⁾	Prof ⁽²⁾ cm	Fe_o ---- g kg ⁻¹ -----	Fe_d	$Fe_o/$ Fe_d	$Fe_d/$ Fe_s ⁽³⁾
Perfil 1 (T2P1) – Terraço fluvial					
Ak'1	0 – 12	1,2	7,4	0,16	0,34
Ak'2	12 – 24	0,8	5,9	0,14	0,33
Ak'C	24 – 38	0,3	3,5	0,09	0,35
Ck'1	38 – 47	0,3	2,4	0,10	0,30
Ck'2	47 – 56	0,3	3,4	0,08	0,31
Ck'3	56 – 78	0,3	3,8	0,08	0,35
Ck'4	78 – 90	0,2	3,3	0,06	0,28
Ck'5	90 – 98	0,1	1,8	0,08	0,23
Ck'6	98 – 130 ⁺	0,2	3,1	0,07	0,34
Perfil 2 (T2P2) – Baixada					
Ap	0 – 21	9,1	23,4	0,39	0,60
E	21 – 33	9,5	26,0	0,37	0,63
Bt1	33 – 56	7,7	27,2	0,28	0,51
Bt2	56 – 73	8,0	24,9	0,32	0,51
B/C	73 – 82	4,2	50,9	0,08	0,94
Perfil 3 (T2P3) – Terço inferior					
Ap	0 – 22	7,9	40,5	0,20	1,07
E	22 – 29	8,9	24,9	0,36	0,55
Bt1	29 – 64	5,7	28,7	0,20	0,49
Bt2	64 – 94	4,2	28,8	0,14	0,47
B/C	94 – 114 ⁺	3,3	29,4	0,11	0,47
Perfil 4 (T2P4) – Terço médio inferior					
A	0 – 15	2,3	15,8	0,14	0,35
Ck'	15 – 33	1,1	12,3	0,09	1,02
Perfil 5 (T2P5) – Terço médio superior					
A	0 – 15	4,0	16,5	0,24	0,37
A/R	15 – 29	4,3	19,3	0,22	0,40
Perfil 6 (T2P6) – Terço superior					
A	0 – 10	5,3	25,5	0,21	0,52

⁽¹⁾Hor = horizonte; ⁽²⁾Prof = profundidade; ⁽³⁾ Fe_s = Ferro extraído pelo ataque sulfúrico.

Em todos os solos da topossequência 2 observam-se baixos teores das formas de ferro de baixa cristalinidade (Feo), inferiores a $9,5 \text{ g kg}^{-1}$, com tendência de maior concentração nos horizontes superficiais devido, provavelmente, ao efeito inibidor dos compostos orgânicos sobre a cristalização dos óxidos. Quanto às formas mais cristalinas de ferro (Fed), verificam-se teores mais baixos que os encontrados nos solos da topossequência 1, o que é compatível com o menor grau de intemperismo dos perfis desta topossequência, de relevo forte ondulado, sendo os maiores valores encontrados nos perfis T2P2 e T2P3.

4.3. Mineralogia dos Perfis de Solos

4.3.1. Mineralogia da fração areia

Em ambas as topossequências foi observado o domínio quase absoluto do quartzo identificado pelos reflexos de 4,26; 3,34; 2,45; 2,28 e 1,82 Å nas frações areia grossa e fina, corroborando os resultados reportados por Pereira et al. (2013) em solos também derivados de rochas calcárias do Grupo Corumbá na Serra da Bodoquena (MS) (**Anexos 2 e 3**).

A única exceção ocorre no perfil 1 da topossequência T2P1, situado em posição de terraço com topografia plana e drenagem imperfeita, onde a intensidade dos picos de calcita (distâncias basais de 3,04; 3,86; 2,29; 2,28 e 2,10 Å) supera a do mineral quartzo, indicando o predomínio daquele mineral carbonatado no perfil em consonância com os elevados teores de CaCO_3 equivalente e com a reação muito forte de efervescência das amostras quando em contato com HCl 10%.

O predomínio de calcita na fração areia dos solos localizados em áreas deprimidas sujeitas à restrição à drenagem em regiões de litologia carbonática, como é o caso do perfil T2P1, tem sido largamente reportado por diversos pesquisadores, entre os quais Ruellan (2006), para quem a gênese de acumulações expressivas de CaCO_3 em uma paisagem é função da topografia e estabilidade da superfície. Nas baixadas, variações no nível do lençol freático levam à saturação do solo pelos íons Ca^{2+} trazidos das áreas mais altas da paisagem por fluxos laterais, que precipitam juntamente com o HCO_3^- dando origem à calcita. Caracterizadas como de natureza geogênica – formadas devido à oscilação do nível do lençol freático, as acumulações de CaCO_3 em solos de baixadas resultam comumente na formação de horizontes cálcicos e/ou petrocálcicos, desde que as condições climáticas sejam favoráveis.

Também as análises de microscopia ótica apontam o predomínio do quartzo na fração areia de todos os perfis com exceção do T2P1. Em todas as amostras analisadas os grãos de quartzo apresentam-se subangulosos a angulosos (**Figura 20**), brancos, incolores, semitransparentes ou translúcidos, comumente com inclusões de carbonato (**Figura 21**), sugerindo a presença destes no embasamento calcário da região sob a forma de impurezas.

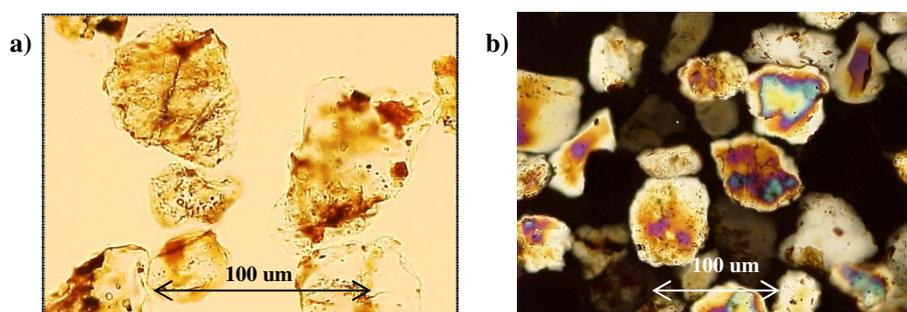


Figura 20. Fotomicrografias de grãos de quartzo subangulosos a angulosos sob: a) luz polarizada plana (LPL); e b) luz polarizada cruzada (XPL).

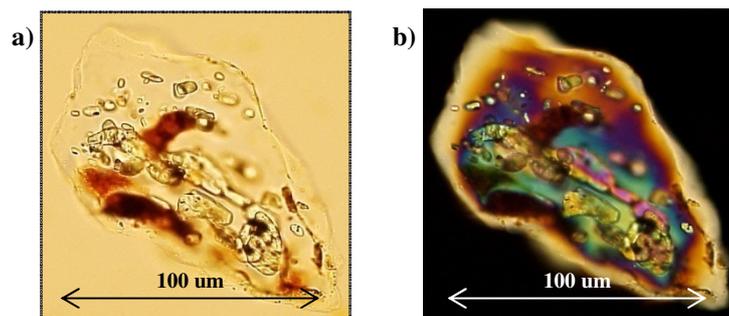


Figura 21. Fotomicrografias de grão de quartzo com inclusões de carbonatos sob: a) luz polarizada plana (LPL); e b) luz polarizada cruzada (XPL).

A observação em microscópio ótico revelou a ocorrência de calcita esparítica e fibrosa (**Figura 22**) em grandes quantidades em todos os horizontes analisados do T2P1.

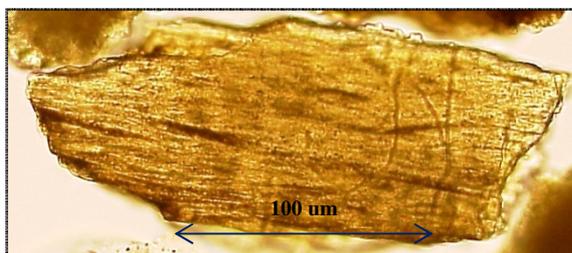


Figura 22. Fotomicrografia de calcita fibrosa sob luz polarizada plana (LPL) no T2P1.

Nos perfis T1P1, T1P2 e T1P3 da T1 e T2P2 e T2P3 da T2 foram ainda observados pela mineralogia ótica, em quantidades traços, turmalina (silicato de boro e alumínio) e zircão ($ZrSiO_4$), não detectados, entretanto, pela difratometria de Raios-X (**Figura 23**).

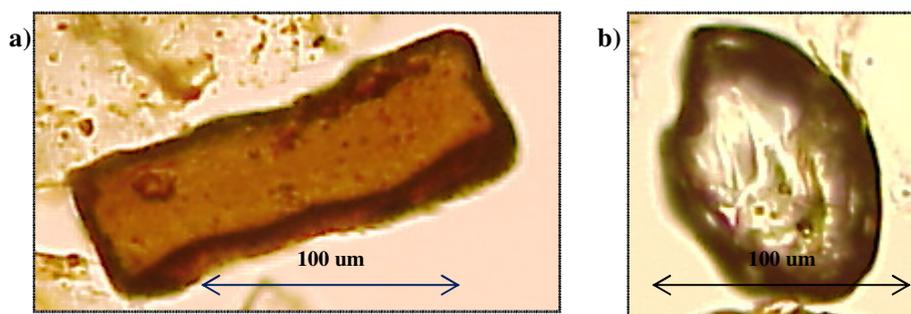


Figura 23. Fotomicrografias de grãos de: a) turmalina e b) zircão sob luz polarizada plana (LPL).

A similaridade entre os difratogramas e a microscopia ótica dos diferentes horizontes de um mesmo perfil e entre os diferentes perfis avaliados indica a provável ausência de descontinuidade nos solos estudados.

4.3.2. Mineralogia da fração silte

A mineralogia da fração silte foi semelhante à da fração areia em todos os solos, apresentando na topossequência 1 (T1) o quartzo como único mineral identificável pela

difratometria de Raios-X. Já na topossequência 2 (T2), além do quartzo, foi observada a presença de calcita no perfil T2P1 (**Anexo 4**). A diferença entre a mineralogia das frações areia e silte consiste na ocorrência de picos de baixa intensidade de albita nos perfis T2P2 e T2P3 da topossequência 2, identificada pelos reflexos em 3,19 e 4,03 Å.

Vistos sob microscópio ótico, os grãos de quartzo apresentam-se subangulosos a angulosos, brancos, incolores, semitransparentes ou translúcidos, comumente com inclusões de carbonato, semelhantes aos da fração areia. A microscopia ótica revelou também a presença de zircão e turmalina em quantidades traços tanto nos perfis da T1P1, T1P2 e T1P3 da T1 quanto nos perfis T2P2 e T2P3 da T2.

Em solos derivados de rochas calcárias da Formação Jandaíra na Chapada do Apodi (CE/RN), Silva (1973), Moreira (2000) e Mota et al. (2007) encontraram além de quartzo, muscovita, caulinita e goethita na fração silte, enquanto que a fração areia é dominada pelo quartzo seguido de goethita, hematita, magnetita, calcita e ocasionalmente, feldspato em quantidades traço. Em Minas Gerais, a análise mineralógica das frações grossas dos solos formados a partir de rochas calcárias do Grupo Bambuí, revelou a presença de quartzo como mineral predominante, além de goethita, hematita, magnetita e traços de gibsitita (SHINZATO, 1998). Em Planaltina (GO), em solos relacionados à subunidade pelito-carbonatada do Grupo Paranoá, Lynch (2009) identificou a presença de quartzo, caulinita, gibsitita e hematita na fração areia, enquanto que na fração silte foram identificados, além de gibsitita, goethita e hematita, os óxidos de titânio anatásio e rutilo. Dessa forma, comparando-se os resultados da mineralogia da fração silte do presente estudo com os de outros solos calcimórficos do território nacional, verifica-se que os solos da Serra da Bodoquena apresentam particularidades em sua composição mineralógica, o que se deve, provavelmente, não apenas às diferenças nas condições geomorfológicas e climáticas da região, como a diferenças na litologia da mesma.

Assim como na mineralogia da fração areia, não foram observadas diferenças qualitativas entre os perfis de uma mesma topossequência nem entre as duas topossequências avaliadas e tampouco entre os horizontes de um mesmo perfil, indicando a provável ausência de descontinuidade na área estudada.

4.3.3. Mineralogia da fração argila

Na topossequência 1 a caulinita foi o mineral predominante em todos os horizontes dos três perfis, bem caracterizada pelos reflexos em 7,14; 3,58 e 2,34 Å, que desaparecem nos tratamentos com aquecimento a 500°C (K-500), seguida pelo quartzo (4,26; 3,34; 2,45 Å), ilita (10,1; 5,0 Å) e em menor proporção, hematita (2,69 Å), corroborando os resultados encontrados para os valores de Ki (próximos a 2,0) e Kr (> 0,75) dos perfis (**Anexo 5**).

Na Serra da Bodoquena, o predomínio de caulinita na fração coloidal dos solos da topossequência 1 denota estágio mais avançado de intemperismo favorecido pela estabilidade e baixa declividade da superfície onde se encontram os perfis T1P1, T1P2 e T1P3 sobas condições atuais de precipitação pluvial média superior a 1000 mm/ano. Neste ambiente, a dessilicatização parcial e a descarbonatação do sistema resultam na formação e estabilidade da caulinita (monossilicificação) em coexistência com argilominerais 2:1 como a ilita, que por sua vez deve ter sido herdada também do próprio material parental. Também o quartzo na fração argila e herdado da rocha calcária (origem geogênica) contribui, ainda que lentamente, com a formação de caulinita nos solos (MELO et al., 1995), sendo este um importante mecanismo de formação da caulinita em regiões tropicais (DREES et al., 1989).

Estudando topossequência de solos no carste calcário da Serra da Bodoquena, Pereira et al. (2003) atribuíram a presença da caulinita naqueles solos tanto à alteração direta de outros minerais como à recombinação do Si liberado das lâminas tetraédricas dos

argilominerais 2:1 com os hidróxidos de Al precipitados. Em solos calcários jovens da Chapada do Apodi, por sua vez, a predominância da caulinita na fração argila tem sido atribuída à natureza reliquial do mineral - formado sob condições paleoclimáticas quentes e úmidas, bem como ao fato de aqueles solos serem derivados de materiais pré-intemperizados (MOTA et al., 2007).

Por outro lado, a sazonalidade climática da região (cujo período seco se estende de abril a setembro) associada às temperaturas quentes e pH elevado dos solos em condições de drenagem livre favorece a precipitação das formas de Fe liberadas pelo intemperismo dos silicatos presentes nas rochas calcárias, com a consequente formação da hematita pedogênica, a qual confere aos solos as cores avermelhadas (rubificação).

Na região mediterrânea, onde as condições climáticas são semelhantes às atualmente existentes na Serra da Bodoquena – temperaturas elevadas e precipitação pluvial acima de 700 mm/ano com acentuada sazonalidade climática, a caulinita constitui o argilomineral predominante nas *Terras Rossas*, seguida de hematita na fração óxidos. Naquela região, a origem dos minerais que constituem as *Terras Rossas* tem sido atribuída por alguns pesquisadores exclusivamente à dissolução das rochas calcárias (FENG et al., 2009; DURR et al., 2003), enquanto que outros defendem a contribuição dos depósitos eólicos nos solos (OLSON et al., 1980; YAALON, 1997). Uma terceira corrente defende ainda a origem mista das *Terras Rossas*, com contribuição tanto das rochas calcárias subjacentes quanto dos depósitos eólicos de natureza argilosa (MERINO & BANERJEE, 2008).

Na topossequência 2, ao contrário do observado na topossequência 1 onde não existem diferenças na assembleia mineralógica dos perfis, observa-se maior variabilidade na mineralogia da fração argila dos perfis T2P3, T2P2 e T2P1, o que foi atribuído à instabilidade da superfície geomórfica onde os perfis se encontram e a maior declividade da encosta.

Em superfícies côncavas sujeitas à colúviação, os perfis T2P3 e T2P2 localizados, respectivamente, no terço inferior e sopé da encosta, apresentam a fração argila constituída essencialmente por quartzo, identificado pelos picos de difração nos espaçamentos basais de 4,26; 3,34 e 2,45 Å, além de ilita (1,98; 10,1 e 5,0 Å), caulinita (7,14; 3,58 e 2,38 Å), goethita (2,69 Å) e possivelmente zircão (3,30 Å) e/ou rutilo (3,25 Å) em quantidades-traço, cuja confirmação não foi possível, contudo, pelo recobrimento por reflexos dos outros minerais que foram abundantes nesta fração.

O predomínio de ilita sobre caulinita nesses perfis, inferido pela maior intensidade e definição dos picos de reflexão da ilita, é consequência do menor grau de intemperismo dos solos favorecido, por sua vez, pela posição em que os mesmos ocupam na paisagem, que contribui para o acúmulo de cátions e sílica imposto pela restrição à drenagem levando à neoformação de minerais de argila. Tais observações corroboram os resultados encontrados para o índice Ki dos perfis ($> 2,27$) e atividade da fração argila ($\geq 27 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$). Por outro lado, tais condições poderiam favorecer a formação de minerais como a vermiculita, não detectada, entretanto, nos difratogramas. Acredita-se que nesses perfis, a ausência de vermiculita pode estar relacionada à também ausência de hidróxidos de alumínio, que se presentes dariam maior estabilidade à vermiculita (RESENDE et al., 2005).

Entre os horizontes, verifica-se melhor definição dos picos de ilita e caulinita nos horizontes subsuperficiais, evidenciando que nestes tais minerais apresentam maior grau de cristalinidade o que indica sua melhor preservação.

Comparando-se a assembleia mineralógica desses perfis com os da topossequência 1, a principal diferença consiste no tipo de óxido de ferro, destacando-se a hematita na topossequência 1 (T1) e a goethita na topossequência 2 (T2). Este fato é coerente com o maior grau de intemperismo dos solos da T1, conforme indicado pelos teores mais elevados das formas cristalinas de ferro (Fe_d), e pelas cores mais avermelhadas dos horizontes

subsuperficiais daqueles perfis. O principal agente controlador do equilíbrio entre goethita e hematita no solo é a umidade: sob condições de maior umidade dos solos, a formação de hematita é suprimida em favor da goethita, uma vez que o acúmulo de compostos orgânicos em solos com drenagem deficiente reduz a formação da ferrihidrita, precursora da hematita. Dessa forma, sob condições de restrição à drenagem como as que ocorrem nas posições dos perfis T2P2 e T2P3, a goethita tende a ser o óxido predominante, enquanto que em condições de drenagem livre, como as dos perfis T1P1, T1P2 e T1P3, prevalece a hematita.

Localizado no terraço fluvial e sob condição de restrição à drenagem, o perfil T2P1, apresenta assembleia mineralógica constituída principalmente por calcita (3,04; 3,86 e 2,10 Å), seguida de quartzo (3,34; 4,26; 2,46 Å), ilita (1,99; 10,0; 4,98 Å) e caulinita (7,14 e 3,57 Å), esta última pouco cristalina e em pequena quantidade. Suspeita-se da ocorrência de goethita neste perfil em pequenas quantidades, porém os reflexos relacionados a este mineral não puderam ser identificados com muita segurança.

O predomínio de calcita no perfil T2P1 vem de encontro aos elevados teores de CaCO_3 equivalentes e testes de efervescência com HCl a 10% determinados para esse perfil. Nessa área, a menor profundidade do lençol freático reduz a difusão dos gases no solo, entre os quais o CO_2 , que em contato com os íons cálcio lixiviados das partes mais altas da topossequência de litologia carbonática precipitam na forma de calcita. Além disso, acredita-se que tais acumulações, consideradas de origem geogênicas por serem formadas em consequência da atividade do lençol freático, possam ser em parte resultantes de precipitações carbonáticas em paleoambiente lacustre, como sugere a grande quantidade de fósseis de gastrópodes e outros organismos que ali ocorrem.

4.4. Micromorfologia dos Perfis de Solos

Na topossequência 1, o horizonte superficial Ap do perfil T1P1 caracteriza-se por apresentar uma única zona de pedalidade moderada com microagregados granulares resultantes da atividade da fauna do solo e em blocos subangulares parcialmente acomodados, com distribuição relativa de materiais grossos e finos do tipo porfírica aberta (**Tabela 21**). Fábricas birrefringentes indiferenciadas, mosaicos, salpicadas, poroestriadas, e granoestriadas são frequentes (**Figura 24 a**). Dentre as feições pedológicas, ocorrem preenchimentos soltos contínuos e descontínuos de poros por excrementos (comuns) (**Figura 24 b**) e nódulos ferruginosos e ferriargilosos típicos moderadamente a fortemente impregnados (comuns), além de preenchimentos ocasionais de poros com calcita acicular e nodular.

Tabela 21. Descrição micromorfológica dos horizontes selecionados dos perfis da topossequência 1 (T1).

Hor ⁽¹⁾	Zonas	DR ⁽²⁾	Grãos minerais	F. Birrefringente ⁽³⁾	Pedalidade/ Agregação	Poros	Feições pedológicas ⁽⁴⁾
Perfil 1 (T1P1) – Sopé							
Ap	Uma.	Porfírica aberta.	Quartzo moderadamente selecionado, arredondado subarredondado e subangular.	Mosaico e salpicada, poroestriada, granoestriada e estriada; muita.	Granular e em blocos subangulares moderadamente desenvolvidos.	Interagregados: canais, câmaras e fissuras. Intragregados: fissuras.	Nódulos ferruginosos (raros) e ferriargilosos (muitos). Preenchimentos de calcita acicular e nodular (ocasionais). Feições de excremento (muitas).
Bt2	Uma.	Porfírica aberta.	Quartzo moderadamente selecionado, arredondado subarredondado e anguloso.	Salpicada, granoestriada, poroestriada, crescente, paralelo estriada e estriada cruzada; abundante.	Blocos subangulares moderada a fortemente desenvolvidos.	Inter e intragregados: fissuras, canais e cavidades.	Nódulos ferruginosos (ocasionais), ferromanganosos (ocasionais) e ferriargilosos (muitos). Preenchimentos, revestimentos, quase revestimentos e hiporrevestimentos por argilas e óxidos de ferro (muito abundantes). Preenchimentos de calcita acicular (muitos).
Perfil 2 (T1P2) – Terço médio							
Ap	Uma.	Porfírica fechada.	Quartzo pobremente selecionado, arredondado subarredondado e subangular.	Salpicada grânida muita, poroestriada e granoestriada; ocasional.	Granular e em blocos subangulares moderadamente desenvolvidos.	Interagregados: canais, câmaras e fissuras. Intragregados: fissuras.	Nódulos ferruginosos (raros) e ferriargilosos (muitos). Preenchimentos densos completos de material fino resultante de atividade biológica (muitos). Feições de excremento (muitas). Preenchimentos de calcita acicular e nodular (ocasionais a raros). Preenchimentos densos completos e incompletos com argila microlaminar (raros).
Bt2	Uma.	Porfírica duplo espaçada.	Quartzo moderadamente selecionado, arredondado e subarredondado.	Poroestriada, granoestriada, crescente, mosaico, reticular estriada e salpicada grânida; abundante.	Blocos subangulares moderada a fortemente desenvolvidos.	Interagregados: canais, câmaras e fissuras. Intragregados: cavidades e fissuras.	Nódulos ferruginosos (ocasionais), ferromanganosos (ocasionais) e ferriargilosos (muitos). Revestimentos, hiporrevestimentos e preenchementos densos de argila (muitos). Preenchimentos de calcita acicular e nodular (raros).

⁽¹⁾Hor= Horizonte; ⁽²⁾DR= Distribuição Relativa; ⁽³⁾F.= Fábrica; ⁽⁴⁾rara (< 2 %); ocasional (2-5%); muita (5-10%); abundante (10-20%); mto abundante (> 20%).

Tabela 21. Descrição micromorfológica dos horizontes selecionados dos perfis da topossequência 1 (T1) (cont.).

Hor ⁽¹⁾	Zonas	DR ⁽²⁾	Grãos minerais	F. Birrefringente ⁽³⁾	Pedalidade/ Agregação	Poros	Feições pedológicas ⁽⁴⁾
Perfil 3 (T1P3) – Topo							
A1 +	Uma.	Pórfiro- enáulica.	Quartzo moderadamente selecionado, arredondado e subarredondado.	Poroestriada, granoestriada, comum e salpicada grânida; abundante.	Granular e em blocos subangulares moderadamente desenvolvidos.	Interagregados: empacotamento, fissuras, canais e câmaras. Intragregados: cavidades e microfissuras.	Nódulos ferruginosos (raros) e ferriargilosos (muitos). Preenchimentos e revestimentos de poros com argila iluvial (raros). Preenchimentos soltos descontínuos de canais com agregados. Feições de excremento (ocasionais).
A2							
Bi1	Duas.	Zona A: (75%) Porfírica duplo espaçada.	Zona A: quartzo moderadamente selecionado, arredondado e subarredondado.	Zona A: poroestriada, granoestriada, salpicada grânida, paralelo estriada, reticulada cruzada; muito abundante.	Zona A: blocos subangulares, fortemente desenvolvidos.	Zona A: interagregados planares, canais e câmaras. Intragregados: cavidades e fissuras.	Zona A: revestimentos, hiporrevestimentos e quase revestimentos de poros e de grãos com argilas e óxidos de ferro (ocasionais). Preenchimentos densos de argila (ocasionais). Nódulos ferruginosos e ferromanganosos (muitos) e ferriargilosos (abundantes).
		Zona B: (25%) Pórfiro- enáulica.	Zona B: quartzo moderadamente selecionado, arredondado e subarredondado.	Zona B: poroestriada, granoestriada, salpicada grânida, paralelo estriada e estriada cruzada; abundante.	Zona B: granular, e blocos subangulares, moderadamente desenvolvidos.	Zona B: Interagregados: empacotamento, canais e câmaras. Intragregados: cavidades.	Zona B: revestimentos, hiporrevestimentos e quaserevestimentos de argilas e óxidos de ferro (ocasionais). Preenchimentos densos completos de argila (ocasionais). Nódulos ferruginosos e ferromanganosos (muitos) e ferriargilosos (abundantes).

⁽¹⁾Hor= Horizonte; ⁽²⁾DR= Distribuição Relativa; ⁽³⁾F.= Fábriça; ⁽⁴⁾rara (< 2 %); ocasional (2-5%); muita (5-10%); abundante (10-20%); mto abundante (> 20%).

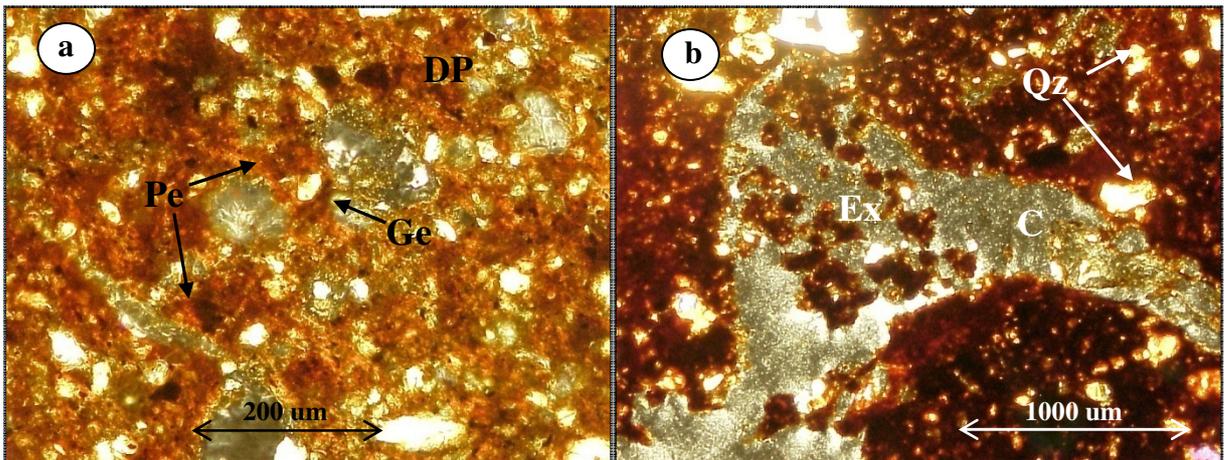


Figura 24. Fotomicrografias em luz polarizada cruzada (XPL) do horizonte Ap do perfil 1 (T1P1). a) Poroestrias (Pe), granoestrias (Ge) e distribuição relativa porfírica aberta (DP). b) Feições de excremento (Ex) em canal (C) e grãos de quartzo (Qz) imersos na matriz do solo.

O material grosso é predominantemente constituído por grãos de quartzo moderadamente selecionados, a maioria subalongada e subarredondada, além de silte, sendo a relação material grosso/material fino (g/f com limite de 0,002 mm) de aproximadamente 3/4. Os poros, os quais compreendem aproximadamente 30% da lâmina, são principalmente canais formados pela atividade biológica, com menor proporção de câmaras e algumas fissuras, essas últimas predominantes dentro dos aglomerados de microagregados. O material fino, composto de matéria orgânica e argilominerais, apresenta cor bruno-avermelhada quando observado sob luz polarizada cruzada (XPL).

O horizonte Bt2 do perfil T1P1 com volume de poros inferior ao do horizonte Ap (cerca de 10%), apresenta distribuição relativa porfírica aberta e pedalidade moderada a forte, com microestrutura em blocos subangulares altamente acomodados, separados entre si predominantemente por fissuras preenchidas em sua maioria por argilas e óxidos de ferro iluviais (**Figura 25 a, b**). A contribuição do material fino, constituído essencialmente por argilominerais e óxidos de ferro, aumenta para cerca de 60%, enquanto o material grosso, formado predominantemente por silte e grãos de quartzo (moderadamente selecionados, a maioria subarredondada), compreende cerca de 30% da lâmina, que apresenta relação g/f com limite de 0,002 mm de 2/7.

Fábricas birrefringentes dos tipos salpicada, granoestriada, poroestriada, crescente, paralelo estriada e estriada cruzada são observadas em abundância no horizonte pela presença de cores vermelho-amareladas sob luz polarizada plana (LPL), estando as mesmas relacionadas à reorganização da massa do solo em função de mudanças de umidade, não devendo ser interpretadas como indício de iluviação de argilas (GUNAL & RANSOM, 2006). Fábricas birrefringentes grano ou poroestriada resultam da pressão exercida pela massa do solo em razão do aumento/redução da mesma durante ciclos de umedecimento/secagem, fazendo com que ocorra o rearranjo das partículas coloidais na superfície das unidades estruturais (OLIVEIRA, 1999).

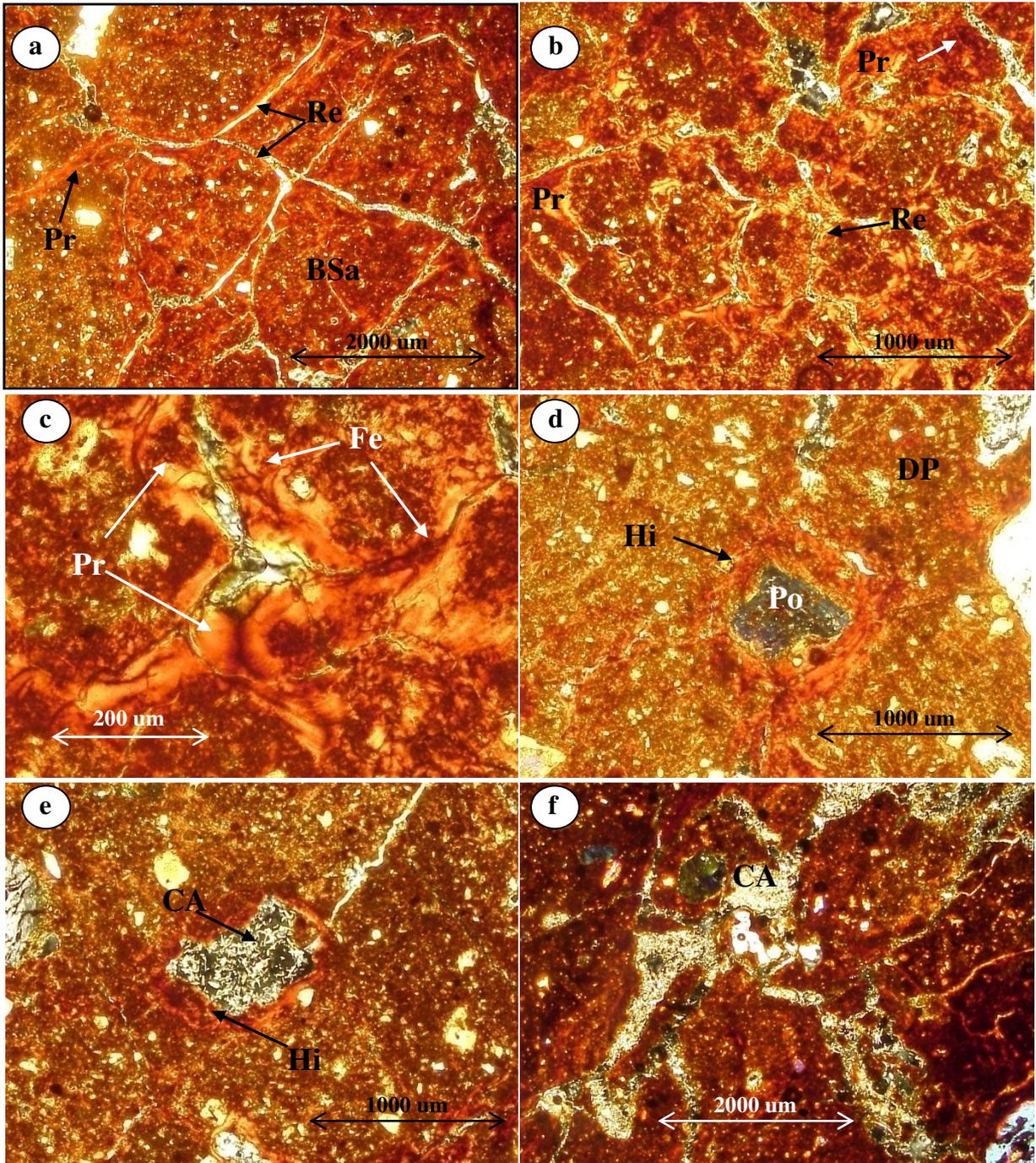


Figura 25. Fotomicrografias em luz polarizada cruzada (XPL) do horizonte Bt2 do perfil 1 (T1P1). a, b) Preenchimentos (Pr) e revestimentos (Re) de argilas e óxidos de ferro em porosidade fissural entre blocos subangulares altamente acomodados (BSa); c) Preenchimento (Pr) denso completo de argilas e óxidos de ferro com orientação forte e contínua e com segregação de ferro (Fe); d) Hiporrevestimento (Hi) de porosidade cavitária (P) por argilas e óxidos de ferro e distribuição porfírica aberta (DP); e) Preenchimento solto contínuo de poro por calcita acicular (CA) justaposto a feições de iluviação de argila (Hi); f) Preenchimento solto contínuo de canais e cavidades por calcita acicular (CA).

Dentre as feições pedológicas do horizonte Bt2 do perfil T1P1 verificam-se, principalmente nos poros fissurais, abundantes revestimentos, preenchimentos, hiporrevestimentos e quase revestimentos microlaminares de argila e óxidos de ferro com orientação forte e contínua resultantes do processo de iluviação em subsuperfície e identificados durante a descrição de campo como cerosidade (EMBRAPA, 2013) (**Figura 25 c, d**). Tais feições, ditas texturais, são formadas quando partículas de argilominerais que se movem em suspensão são depositadas nas paredes de poros não capilares formando revestimentos na medida em que a circulação da água cessa (CREUTZBERG & SOMBROEK, 1987). A ocorrência destas feições é considerada uma das características principais na identificação do horizonte B textural em escala microscópica (FEDOROFF & ESWARAN, 1985). Além dessas, feições pedológicas cristalinas constituídas por preenchimentos soltos contínuos e descontínuos de poros por calcita acicular, justapostas às feições pedológicas texturais, também são observadas no horizonte (**Figura 25 e, f**).

Aparentemente contraditória, uma vez que o efeito flocculante do íon cálcio pode reduzir o mecanismo de translocação das argilas, a coexistência de feições de iluviação de argila e acumulação de carbonato de cálcio nos solos tem sido amplamente reportada por diversos pesquisadores, que advogam mudanças nas condições paleoambientais durante a gênese e evolução de tais solos (MANCHANDA et al., 1983; REHEIS, 1987; RANSOM & BIDWELL, 1990; KHRESAT, 2001; PAL et al., 2003; GUNAL & RANSOM, 2006). Enquanto que revestimentos de argila recobertos por carbonatos de cálcio são interpretados como produtos de mudanças climáticas de um período de maior umidade para um período seco (GILE et al., 1966), situações onde feições de iluviação de argila se sobrepõem às acumulações de CaCO_3 – extremamente raras, indicam que após um longo período seco, durante o qual o carbonato de cálcio acumulou no perfil, sobreveio um clima mais úmido que favoreceu os processos de argiluviação (KHORMALI et al., 2003). No perfil T1P1, onde acumulações de CaCO_3 se justapõem às feições de iluviação de argila, presume-se que as precipitações carbonáticas representam um processo pedogenético mais recente ocorrido sob clima mais seco do que aquele no qual se formaram os revestimentos de argila iluvial nos poros. Dessa forma, a presença de revestimentos e preenchimentos de argila e óxidos de ferro juntamente com preenchimentos (ocasionais) contínuos e descontínuos por calcita acicular e nodular constitui a característica mais marcante do horizonte Bt2 do perfil T1P1.

Também nódulos ferruginosos e micronódulos ferriargilosos moderadamente a fortemente impregnados com bordas nítidas são encontrados em todo o perfil, além de nódulos ferromanganosos, formados sob condições de alternância entre alagamento e aeração do solo.

No perfil T1P2, o horizonte Ap apresenta pedalidade moderada a fortemente desenvolvida, com microestrutura composta pelos tipos granular e em blocos subangulares, parcialmente acomodados, separados entre si por canais, câmaras e ocasionalmente algumas fissuras dentro das quais se encontram abundantes resíduos vegetais (**Figura 26 a**). Com relação g/f (com limite de 0,002 mm) de 2/3 e distribuição relativa porfírica fechada, o horizonte apresenta material grosso constituído predominantemente por grãos de quartzo pobremente selecionados (**Figura 26 b**), a maioria arredondada e subarredondada, subsféricos, além de silte. O material fino é composto por matéria orgânica e argila, com cores brunadas sob luz polarizada plana (LPL) a bruno-avermelhada sob luz polarizada cruzada (XPL).

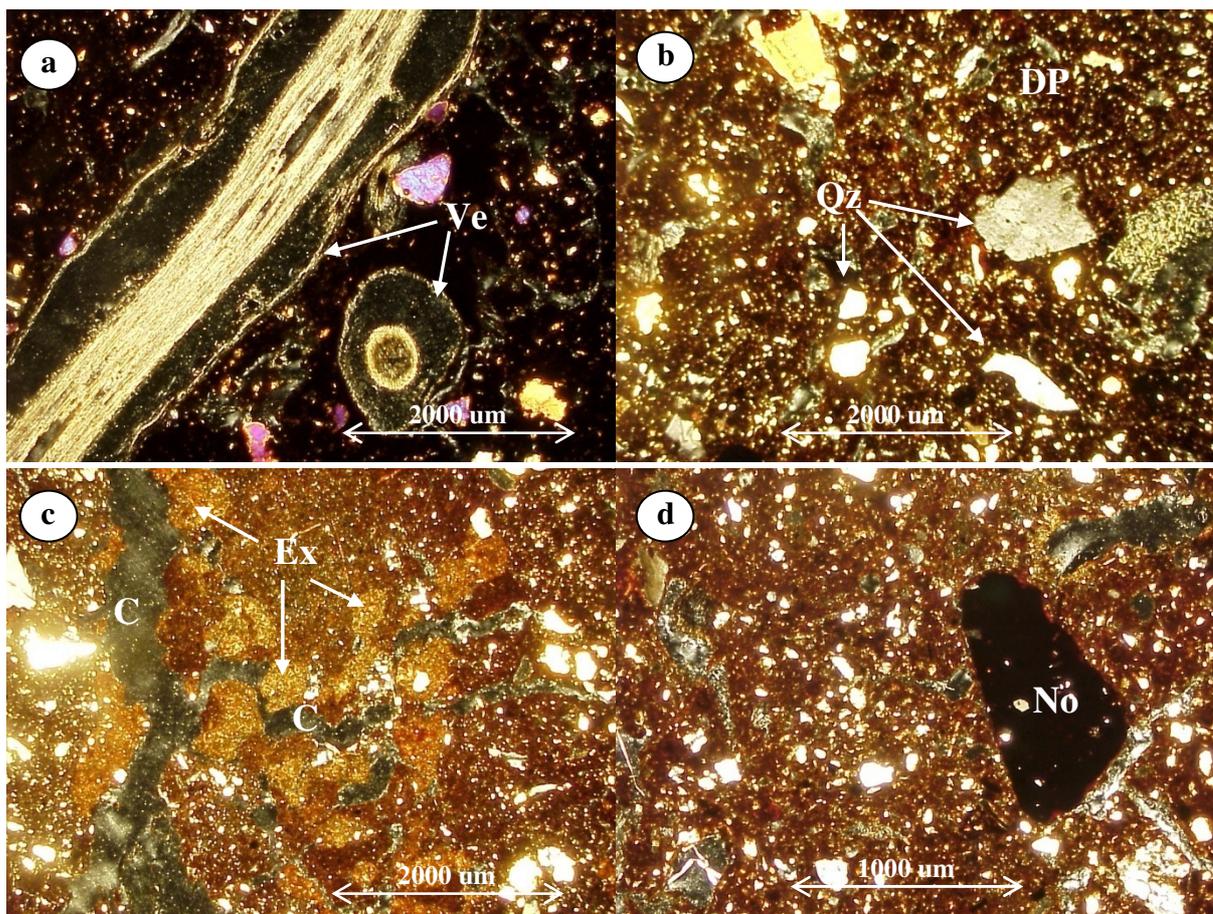


Figura 26. Fotomicrografias do horizonte Ap do perfil 2 da topossequência 1 (T1P2) sob luz polarizada cruzada (XPL). a) Resíduos vegetais (Ve) no interior de canais; b) Grãos de quartzo pobremente selecionados (Qz) em matriz com distribuição porfírica fechada (DP); c) Feições pedológicas de excremento (Ex) em canais (C); d) Nódulo ferriargiloso (No).

Dentre as feições pedológicas do horizonte Ap destacam-se os agregados formados pela atividade biológica dispostos dentro de canais e constituídos essencialmente de material fino (**Figura 26 c**), com cores amareladas sob luz polarizada cruzada (XPL), além de revestimentos, preenchimentos densos completos e incompletos de poros com argila microlaminar (comuns) e preenchimentos soltos contínuos e descontínuos de calcita acicular associados a nódulos de calcita (ocasionais a raros). Nódulos ferruginosos e ferriargilosos fortemente impregnados também são observados em todo o horizonte (**Figura 26 d**).

Em subsuperfície, o horizonte Bt2 do T1P2 apresenta evidente expressão do processo de iluviação de argila, com feições pedológicas de preenchimentos densos completos e incompletos de argila e/ou óxidos de ferro com orientação moderada a forte, alguns dos quais em forma de crescente (**Figura 27 a**), além de revestimentos e hiporrevestimentos de grãos e poros (muitos). Conforme já anteriormente discutido, o incremento de argila em subsuperfície pode ter causas tanto pedogênicas quanto geogênicas, gerando dificuldades, por exemplo, na distinção entre revestimentos oriundos de iluviação de argila e aqueles resultantes de neoformação de argilas (PHILLIPS, 2004). Dentre os parâmetros empregados na identificação da origem dos revestimentos de argila destaca-se a orientação dos mesmos em relação às paredes dos poros: enquanto que revestimentos formados por argila iluvial são sempre

paralelos em relação às paredes dos poros, como observado no horizonte Bt2 do T1P2, aqueles resultantes de neoformação são frequentemente perpendiculares (KÜHN et al., 2010).

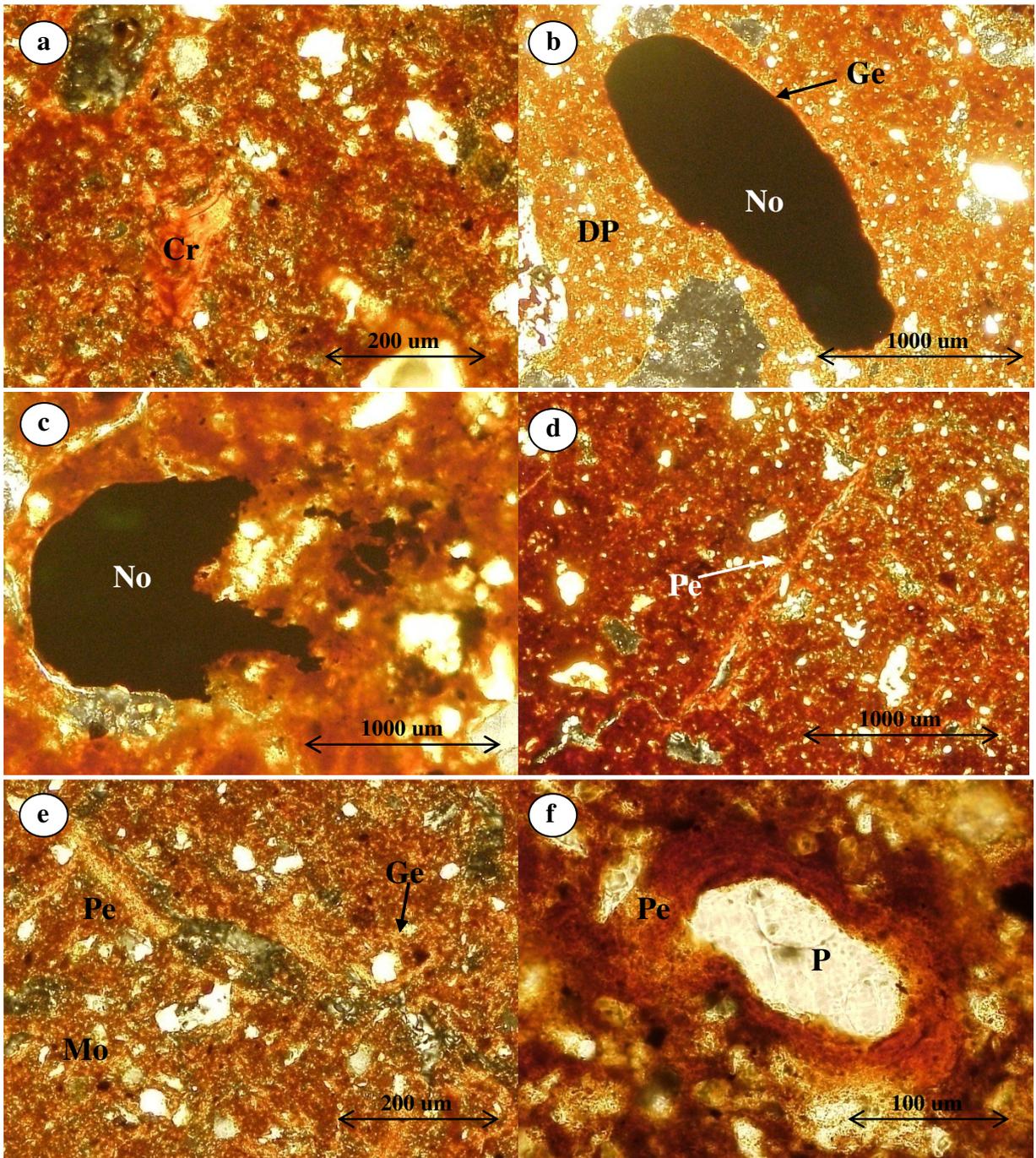


Figura 27. Fotomicrografias do horizonte Bt2 do perfil 2 da topossequência 1 (T1P2). a) Preenchimento denso completo de argila e óxidos de ferro em forma de crescente (Cr) sob luz polarizada cruzada (XPL); b) Fábrica birrefringente poroestriada envolvendo nódulo ferruginoso fortemente impregnado em distribuição porfírica duplo espaçada sob XPL; c) Nódulo ferruginoso (No) impregnativo sob XPL; d, e) Fábricas birrefringentes poroestriada (Pe), granoestriada (Ge) e mosaico (Mo) sob XPL. f) Poroestria. Luz polarizada plana (LPL).

Com distribuição relativa porfírica duplo espaçada, o Bt2 do T1P2 apresenta material grosso dominado por grãos de quartzo moderadamente selecionados (relação g/f com limite de 0,002 mm de 4/9) e microestrutura formada por agregados poliédricos em forma de blocos subangulares moderadamente a fortemente desenvolvidos, separados entre si sobretudo por canais, fissuras e câmaras.

As feições cristalinas, com preenchimentos soltos contínuos e descontínuos de calcita acicular nos canais, são raras. Para Bajnóczy & Kovács-Kis (2006), a gênese de cristais de calcita acicular, que pode estar relacionada à biomineralização de bactérias, algas ou hifas de fungos, constitui o primeiro estágio no desenvolvimento de calcetes pedogênicos. Também nódulos ferruginosos fortemente impregnados (**Figura 27 b**) e/ou impregnativos (**Figura 27 c**) e micronódulos ferriargilosos são observados no horizonte. A presença comum de nódulos de ferro moderadamente a fortemente impregnados, típicos, geódicos, porosos, impregnativos e/ou fissurados indica a ocorrência da ferratização como um processo pedogênico expressivo no perfil (SANTOS, 2009). Com material fino composto essencialmente por argilas e óxidos de ferro, de cores vermelha e vermelho-amarela em luz polarizada cruzada (XPL), o Bt2 do T1P2 apresenta fábricas birrefringentes salpicada grânida, poroestriada, granoestriada e reticular estriada, todas abundantes (**Figura 27 d, e, f**).

A análise micromorfológica do horizonte A (A1 + A2) do perfil T1P3 revela uma distribuição relativa pórfito-enáulica constituída por agregados granulares e em blocos subangulares com pedalidade forte, individualizados por poros de empacotamento composto, canais, câmaras e, sobretudo, fissuras, representando cerca de 30% da lâmina, dentro dos quais são observados excrementos animais e resíduos vegetais bem a moderadamente preservados (ocasionais) (**Figura 28 a, b**). O material fino, formado por matéria orgânica e argilominerais, é dominante, e nele estão imersos principalmente grãos de quartzo moderadamente selecionados (com diâmetro variável entre 0,05 mm a 3 mm), além de nódulos ferruginosos envoltos por granoestrias (**Figura 28 c**). Com relação g/f (com limite de 0,002 mm) de 2/3, o horizonte apresenta fábricas birrefringentes poroestriada (comum), granoestriada (comum) e salpicada grânida (abundante) (**Figura 28 d**).

Em subsuperfície, o horizonte Bi1 do referido perfil apresenta-se heterogêneo, com duas zonas diferenciadas pela distribuição relativa e porosidade. A zona dominante, representando cerca de 75% da lâmina, tem distribuição relativa porfírica duplo espaçada, com poros do tipo canais, fissuras e câmaras (interagregados) e cavidades e fissuras (intragregados) (**Figura 29 a**). Representando uma pequena parcela da lâmina (25%), a zona pórfito-enáulica distingue-se da anterior, sobretudo, pela presença de aglomerados de microagregados de forma granular associados aos blocos subangulares, com predomínio de poros de empacotamento entre os agregados e uma porosidade cavitária (intragregados) (**Figura 29 b**). Em ambas, o material grosso é dominado por grãos de quartzo, enquanto que o material fino é constituído por argilas e óxidos de ferro de cor vermelha em LPL e vermelho-amarela em XPL.

A zona dominante, com distribuição relativa porfírica, possui pedalidade forte e relação g/f de 1/3, sendo a microestrutura dominada por blocos subangulares separados por canais, fissuras e câmaras, com fábricas birrefringentes poroestriada, granoestriada, salpicada grânida, paralelo estriada e reticulada cruzada (**Figura 29 c**), com ocasionais preenchimentos, revestimentos, hiporrevestimentos e quase revestimentos de poros e de grãos com argilas e óxidos de ferro. Os preenchimentos por calcita acicular são raros, ao contrário do verificado no T1P1.

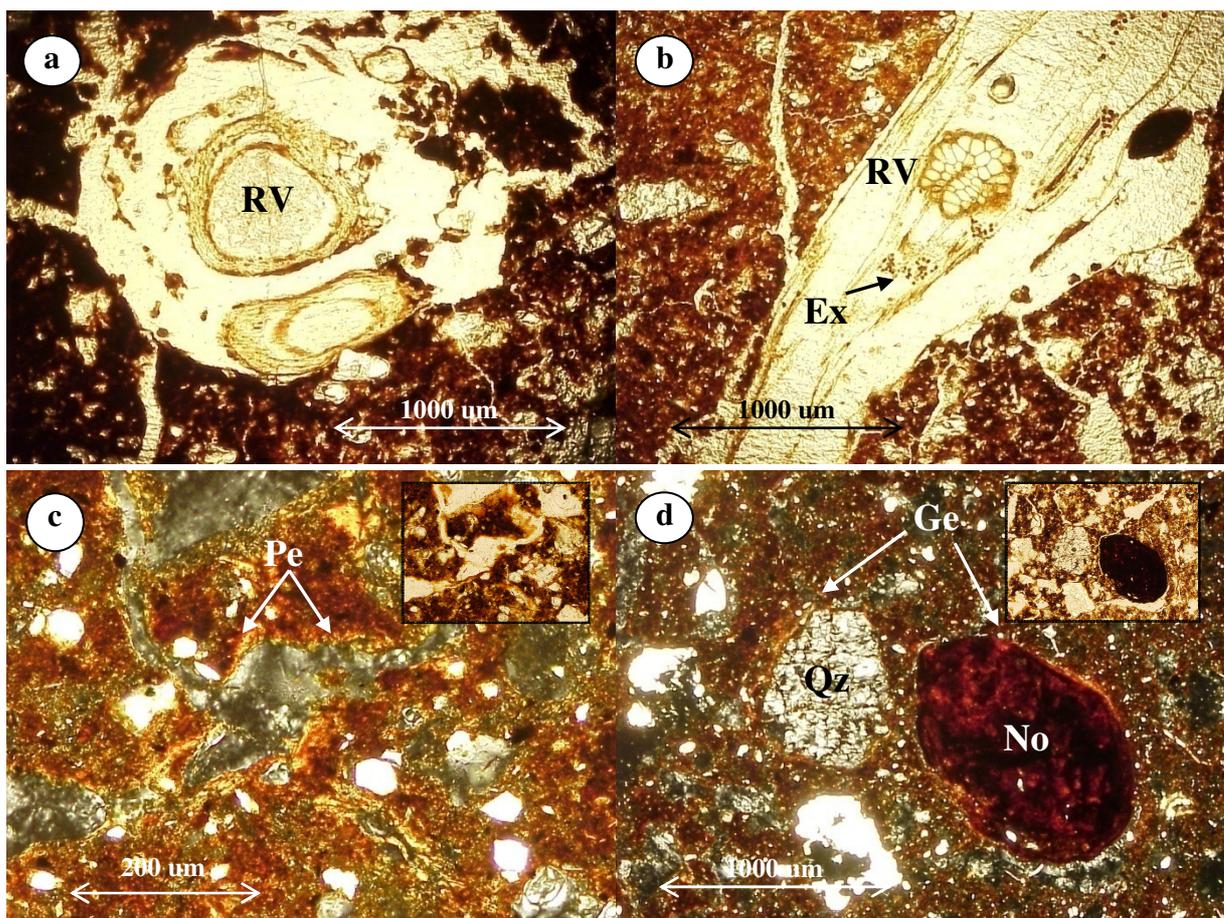


Figura 28. Fotomicrografias do horizonte A do perfil 3 da topossequência 1 (T1P3). a) Restos vegetais (RV) no interior de canal. Luz polarizada plana (LPL); b) Restos vegetais (RV) e excrementos (Ex) em LPL; c) Fábrica birrefringente poroestriada (Pe) vista sob luz polarizada cruzada (XPL). Detalhe em LPL; d) Nódulo ferruginoso (No) e grão de quartzo (Qz) envoltos por granoestrias (Ge) em distribuição pórfiro-enáulica (PE) sob XPL. Detalhes em LPL.

Micronódulos ferriargilosos e nódulos ferruginosos moderadamente a fortemente impregnados, típicos, geódicos, porosos, impregnativos e/ou fissurados (**Figura 29 d, e**) também são encontrados, assim como nódulos ferromanganosos concêntricos, com diâmetro inferior a 1 mm. Comuns em solos desenvolvidos de rochas calcárias no norte de Minas Gerais, as concreções ferromanganosas são resultantes de alterações no regime hídrico dos solos, e a ausência de sinais evidentes de recapeamento por novos aportes de ferro, como observado nas concreções no T1P3, indica de que o processo de formação dos nódulos não está mais ativo (OLIVEIRA et al., 2001). Além disso, a esfericidade dos nódulos e a existência de microfissuras separando-os da matriz do solo (**Figura 29 f**) são consideradas indicativas da origem pedorreliqual dos nódulos (DELVIGNE, 1998; SILVA & CORRÊA, 2009). Lindbo et al. (2010) advogam estar a gênese de nódulos concêntricos condicionada à ocorrência de múltiplos ciclos de umedecimento e secagem, durante os quais o manganês tende a precipitar mais rapidamente, no centro, seguido pelo ferro, que passa a formar camadas em torno do núcleo manganoso.

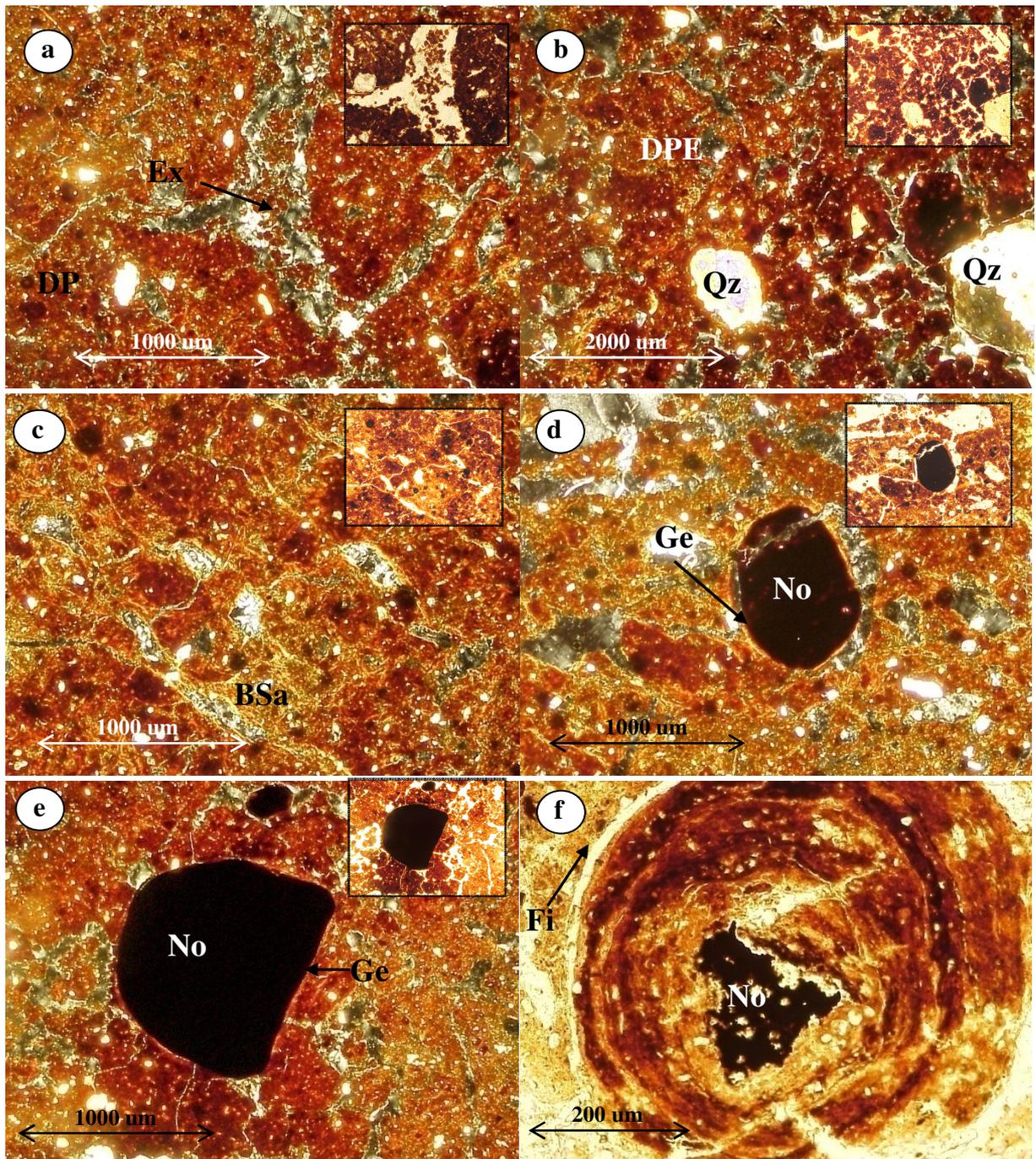


Figura 29. Fotomicrografias do horizonte Bi1 do perfil 3 da topossequência 1 (T1P3) sob luz polarizada cruzada (XPL). Detalhes sob luz polarizada plana (LPL). a) Preenchimentos soltos descontínuos de canais por excrementos (Ex) em matriz com distribuição porfírica (DP); b) Grãos de quartzo arredondados e subarredondados em matriz de distribuição pórfiro-enáulica (DPE); c) Fundo matricial com fábricas birrefringentes poroestriadas, granoestriadas e salpicadas grânidas com microestrutura em blocos subangulares (BSa); d, e) Nódulos ferruginosos (No) fortemente impregnados envoltos por granoestrias (Ge); f) Nódulo (No) ferromanganesoso concêntrico separado da matriz por microfissuras (Fi) visto sob luz polarizada plana (LPL).

Localizado em terraço com drenagem imperfeita, o perfil T2P1 da topossequência 2 apresenta cores brunadas em superfície e amareladas em subsuperfície sob luz polarizada cruzada (XPL), diferenciando-se de todos os demais perfis estudados, sobretudo, por uma fábrica birrefringente cristalítica e abundância de microfósseis de foraminíferos (gastrópodes, braquiópodes) bem preservados (**Tabela 22**). Tais organismos, usuais em áreas de litologia calcária (ADAMS et al., 1984), são considerados indícios de ocorrência de sedimentação lacustre na Serra da Bodoquena (UTIDA et al., 2012).

Na lâmina correspondente à transição entre os horizontes Ak'1 e Ak'2 do T2P1 (**Figura 30**) verifica-se a ocorrência de uma única zona com pedalidade fortemente desenvolvida com agregados granulares de cores brunadas devido à presença de compostos orgânicos, individualizados por poros de empacotamento composto, canais e fissuras, sendo a porosidade intragregados do tipo cavitária e microfissural. No interior dos poros interagregados é comum a presença de resíduos orgânicos vegetais (raízes) em estágios variados de decomposição e excrementos soltos e descontínuos. O material grosso, composto essencialmente por grãos de quartzo arredondados e subarredondados e silte, encontra-se imerso na matriz fina constituída essencialmente por argila, compostos orgânicos e carbonatos. Com distribuição relativa de materiais finos e grossos do tipo enáulica-porfírica, a relação material grosso/fino (g/f) com limite de 0,002 mm é de 5/6.

Bioclastos de organismos caracterizados por possuírem uma carapaça calcária predominantemente calcítica (foraminíferos) são comumente observados na lâmina, muitos dos quais em via de micritização ou envoltos por envelope calcário. Correlacionados por Utida et al. (2012) aos depósitos carbonáticos da Formação Xaraiés, os microfósseis de foraminíferos (gastrópodes, braquiópodes) teriam sido depositados durante o Holoceno em ambiente lacustre de baixa energia (BOGGIANI et al., 1999), como sugere a sua morfologia bem conservada (UTIDA, 2009).

Facilmente reconhecidos em análises de lâminas delgadas devido à sua alta birrefringência, a qual resulta em cores de interferência “branco cremosas” (DURAND et al., 2010), nódulos de calcita típicos e/ou geódicos, muito abundantes, de tamanhos variados, imersos na matriz do solo, constituem a feição pedológica mais relevante da lâmina. Formados sob condições de oscilação do nível do lençol freático, como denotam as cores de redução predominantes em todos os horizontes do perfil T2P1, e caracterizados por formas irregulares e distribuição em todo o perfil de solo, os nódulos carbonáticos observados nesse horizonte são considerados de origem geogênica (JACKS & SHARMA, 1995; PIMENTEL et al., 1996). Além dos nódulos carbonáticos, observam-se nódulos ferruginosos moderadamente impregnados em pouca quantidade, bem como abundantes revestimentos de poros e grãos por calcita micrítica, resultantes, provavelmente, da rápida precipitação do carbonato de cálcio durante o ressecamento do solo provocado pela absorção de água pelas raízes (WIEDER & YAALON, 1982; DURAND et al., 2010; GUNAL E RANSOM, 2006).

Em subsuperfície, os horizontes Ck'1 e Ck'2 se diferenciam dos sobrejacentes, sobretudo, pela ocorrência de preenchimentos soltos contínuos e descontínuos de poros com calcita acicular. A gênese de cristais de calcita acicular tem sido associada a fatores puramente inorgânicos como a evaporação (WEST et al., 1988) ou criodessecação (ZÁK et al., 2004), bem como a processos orgânicos por microrganismos e/ou plantas (BAJNÓCZI & KOVÁCS-KIS, 2006; CAÑAVERAS et al., 2006). Cristais aciculares de calcita têm sido relacionados ao estágio inicial no desenvolvimento de calcretes e, apesar de ocorrerem em solos com diferentes graus de evolução, são mais comumente observados em solos do Quaternário (DURAND et al., 2010).

Tabela 22. Descrição micromorfológica dos horizontes selecionados dos perfis da topossequência 2 (T2).

Hor ⁽¹⁾	Zonas	DR ⁽²⁾	Grãos minerais	F. Birrefringente ⁽³⁾	Pedalidade/ Agregação	Poros	Feições pedológicas ⁽⁴⁾
Perfil 1 (T2P1) – Terraço fluvial							
Ak'1 + Ak'2	Uma.	Enáulica Porfírica.	Quartzo moderadamente selecionado, arredondado e subarredondado.	Cristalítica.	Granular fortemente desenvolvida.	Interagregados: complexos (empacotamento, canais e fissuras). Intragregados: cavidades e microfissuras.	Nódulos de calcita micrítica e revestimentos de poros e de grãos com calcita micrítica, muito abundantes. Feições de excrementos. Nódulos ferriargilosos (muitos) e ferruginosos (raros).
Ck'2 + Ck'3	Uma.	Enáulica Porfírica.	Quartzo moderadamente selecionado, arredondado e subarredondado.	Cristalítica.	Granular moderadamente desenvolvida.	Interagregados: complexos (empacotamento, cavidades, fissuras e canais). Intragregados: microfissuras.	Presença de bioclastos. Nódulos ferriargilosos (muitos) e ferruginosos (raros). Nódulos de calcita (abundantes). Preenchimentos soltos descontínuos e contínuos de poros com calcita micrítica. Preenchimentos soltos contínuos de poros com calcita acicular.
Perfil 2 (T2P2) – Baixada							
Ap	Uma.	Porfírica fechada.	Quartzo mal selecionado, arredondado e subarredondado.	Indiferenciada.	Blocos subangulares moderadamente desenvolvidos.	Interagregados: canais, cavidades e fissuras. Intragregados: cavidades e microfissuras.	Nódulos ferruginosos e ferriargilosos (muitos). Feições de excrementos.
E	Uma.	Porfírica duplo espaçada.	Quartzo moderadamente selecionado, arredondado.	Salpicada, paralelo estriada e poroestriada.	Blocos subangulares fracamente desenvolvidos.	Interagregados: cavidades, fissuras e canais. Intragregados: microfissuras e cavidades pequenas.	Nódulos ferruginosos, ferromanganosos e ferriargilosos. Revestimentos, quase revestimentos e preenchementos de poros com argila e preenchementos de poros com argila microlaminar. Hiporrevestimentos e revestimentos de poros com argila. Revestimentos, preenchementos contínuos e descontínuos de poros com calcita acicular e esparítica.

⁽¹⁾Hor=Horizonte; ⁽²⁾DR=Distribuição Relativa; ⁽³⁾F.=Fábrica; ⁽⁴⁾rara (< 2 %); ocasional (2-5%); muita (5-10%); abundante (10-20%); mto abundante (> 20%).

Tabela 22. Descrição micromorfológica dos horizontes selecionados dos perfis da topossequência 2 (T2) (cont.).

Hor ⁽¹⁾	Zonas	DR ⁽²⁾	Grãos minerais	F. Birrefringente ⁽³⁾	Pedalidade/ Agregação	Poros	Feições pedológicas ⁽⁴⁾
Perfil 3 (T2P3) – Terço inferior							
Ap	Uma.	Porfírica aberta.	Quartzo mal selecionado, arredondado e subarredondado.	Indiferenciada.	Granular e em blocos subangulares, moderadamente desenvolvidos.	Interagregados: fissuras, canais, cavidades e câmaras. Intragregados: cavidades e microfissuras.	Nódulos ferruginosos (muitos). Nódulos ferriargilosos (muitos). Revestimentos de poros com calcita micrítica (ocasionais). Feições de excrementos.
E + Bt1	Duas.	Zona A: (55%) Porfírica Aberta. Zona B: (45%) Porfírica duplo espaçada.	Zona A: quartzo não selecionado, subarredondado e subangulares. Zona B: quartzo não selecionado, arredondado e subarredondado.	Zona A: indiferenciada. Zona B: poroestriada, granoestriada, paralelo estriada, reticulada estriada e estriada ao acaso: comum.	Zona A: blocos subangulares, fracamente desenvolvidos. Zona B: blocos subangulares, moderadamente desenvolvidos.	Zonas A e B: interagregados: canais, cavidades e fissuras; Intragregados: Cavidades pequenas e microfissuras.	Zona A: preenchimentos soltos descontínuos de poros com calcita acicular (muitos a abundantes). Nódulos ferruginosos (abundantes). Nódulos ferriargilosos (abundantes) e ferromanganosos (ocasionais). Feições de excrementos. Zona B: preenchimentos, revestimentos, hiporrevestimentos e quase revestimentos de poros e grãos por argila e óxidos de ferro (muitos). Nódulos ferruginosos (muitos). Nódulos ferriargilosos (muitos) e ferromanganosos (ocasionais). Mosqueados de ferro de cor vermelha. Preenchimentos soltos descontínuos e contínuos de poros com calcita acicular sobre revestimentos de argila e óxidos de ferro.

⁽¹⁾Hor= Horizonte; ⁽²⁾DR= Distribuição Relativa; ⁽³⁾F.= Fábrica; ⁽⁴⁾rara (< 2 %); ocasional (2-5%); muita (5-10%); abundante (10-20%); mto abundante (> 20%).

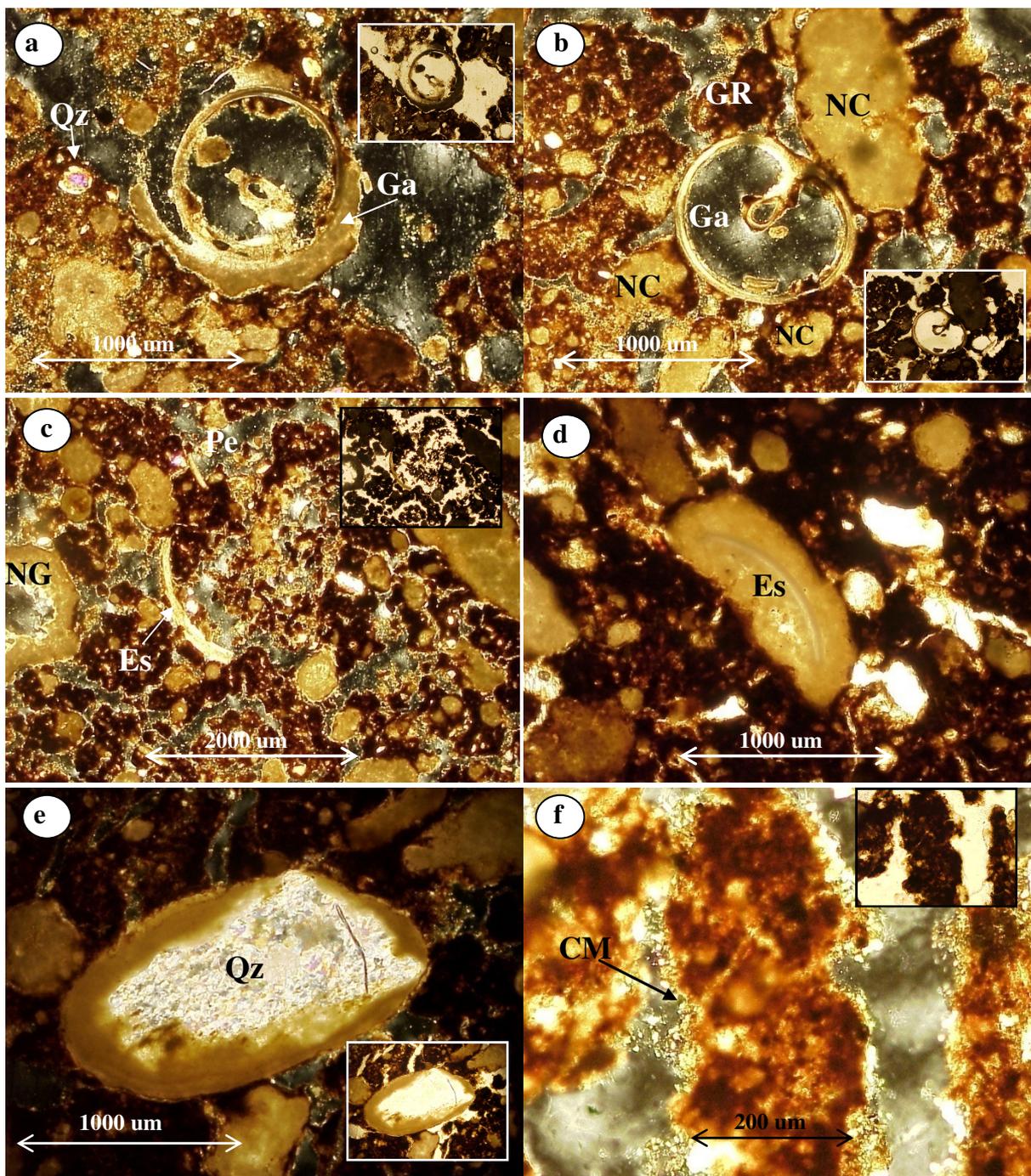


Figura 30. Fotomicrografias da transição entre os horizontes Ak'1 e Ak'2 do perfil T2P1 em luz polarizada cruzada (XPL). Detalhes em luz polarizada plana (LPL). a) Microfóssil de gastrópode (Ga) em micritização no interior de canal e quartzo (Qz); b) Nódulos de calcita típicos (NC) e microfóssil de gástrópode (GA); c) Nódulos de calcita geódico (NG) e microfóssil de espiriférido (Es) em matriz com distribuição enáulica e porosidade de empacotamento (Pe); d) Microfóssil de espiriférido (Es) envolto por carbonato sob LPL; e) Quartzo (Qz) em envelope carbonático; f) Revestimento de poros por calcita micrítica (CM).

A análise micromorfológica revela ainda a existência de uma única zona na transição entre os horizontes Ck'2 e Ck'3, com pedalidade fraca à moderada, com agregados granulares separados uns dos outros por poros de empacotamento compostos, cavidades, canais e fissuras, constituindo cerca de 30% da lâmina, enquanto que no interior dos agregados predominam fissuras. Com relação material grosso/material fino de 5/7 (com limite de 0,002 mm), apresenta material grosso constituído essencialmente por silte e grãos de quartzo arredondados e subarredondados esparsamente distribuídos na matriz com distribuição relativa enáulica-porfírica, com predomínio da primeira. Preenchimentos soltos descontínuos por excrementos são observados no interior dos poros de empacotamento e canais, onde preenchimentos de calcita acicular formam pontes entre nódulos de calcita e/ou entre as paredes dos poros (**Figura 31 a, b**). Também restos vegetais bem preservados e/ou em vias de micritização e bioclastos de braquiópodes (biválvulas e espiriféridos) e gastrópodes são frequentes no interior dos poros (**Figura 31 c, d**).

Assim como nos sobrejacentes, os horizontes Ck'2 e Ck'3 do T2P1 apresentam fundo matricial com fábrica birrefringente cristalítica - reconhecida devido à impregnação por cristais de calcita micrítica e uma abundância de nódulos típicos e/ou geódicos de calcita facilmente identificados pela alta birrefringência. Nódulos ferruginosos moderadamente impregnados amarelo-avermelhados são observados em pouca quantidade, alguns dos quais envoltos por um envelope carbonático (**Figura 31 e, f**). Presume-se que o menor grau de impregnação destes nódulos se deve às condições de hidromorfismo às quais o solo está sujeito, favoráveis à gênese de goethita, muito embora este mineral não tenha sido confirmado pelas análises de Raios-X em razão, provavelmente, do seu baixo grau de cristalinidade.

A observação das lâminas delgadas dos perfis T2P2 e T2P3 da topossequência 2, situados ambos em superfícies favoráveis à colúviação, revela semelhança de atributos micromorfológicos, entre os quais se destacam expressivas feições de iluviação de argila e precipitação de calcita acicular na forma de preenchimentos e revestimentos, além de intensa segregação de ferro nos horizontes subsuperficiais.

No perfil T2P2, o horizonte Ap, de cor brunada em LPL e XPL devido à presença de compostos orgânicos, possui distribuição relativa porfírica fechada na qual grãos de quartzo mal selecionados (diâmetro entre 0,01 mm a 4 mm), arredondados e subarredondados, apresentam comumente pontos de contato entre si (**Figura 32 a, b**). Com uma única zona e tendência de organização em blocos subangulares moderadamente desenvolvidos, apresenta porosidade predominantemente na forma de canais, além de cavidades e fissuras. No interior dos poros interagregados, os quais representam cerca de 20% da lâmina, ocorrem preenchimentos soltos descontínuos com excrementos elipsoidais e esféricos e restos vegetais bem preservados (**Figura 32 c, d**). Nódulos ferruginosos típicos, fracamente até fortemente impregnados, avermelhados, são comumente observados, assim como micronódulos ferriargilosos vermelho-escuros a pretos (abundantes). Mosqueados vermelho-amarelados, denotativos de condições desuniformes de oxidação, são ocasionalmente encontrados.

Em subsuperfície, o horizonte E apresenta uma única zona com padrão de distribuição relativa do tipo porfírica aberta e pedalidade fraca, com agregados em blocos subangulares parcialmente acomodados, individualizados por porosidade fissural e cavitária, além de canais. O material grosso, constituído essencialmente por grãos de quartzo moderadamente selecionados e arredondados, denota o efeito do transporte no desarestamento do material oriundo das partes mais altas da encosta. Com relação g/f (com limite de 0,002 mm) de aproximadamente 1, o horizonte apresenta fundo matricial com fábricas birrefringentes salpicada grânida, paralelo estriada e poroestriada, sendo as duas últimas relacionadas a rearranjos da massa do solo por minerais expansivos durante ciclos de umedecimento/secagem (OLIVEIRA et al., 2004).

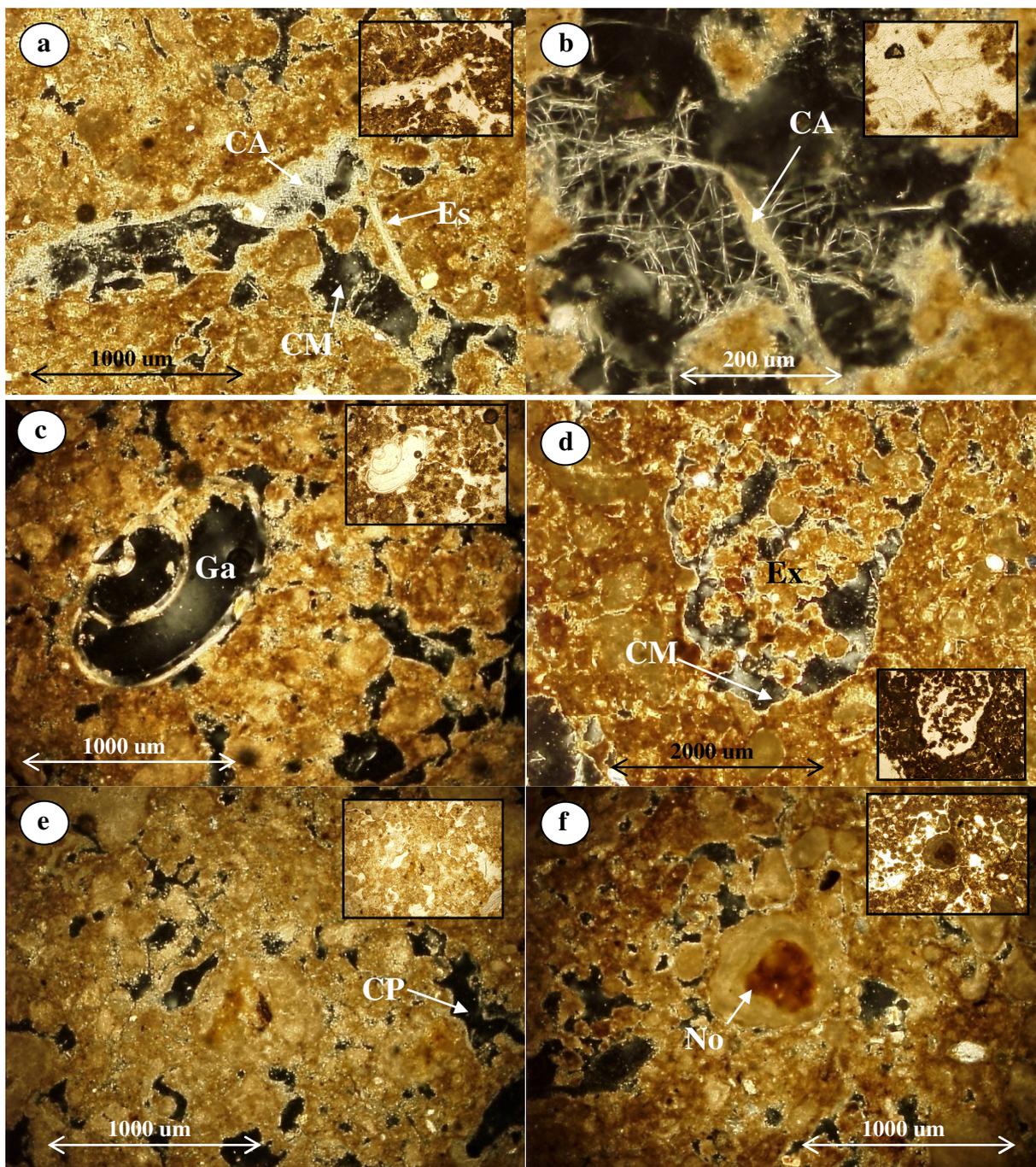


Figura 31. Fotomicrografias dos horizontes Ck'2 + Ck'3 do perfil T2P1 em luz polarizada cruzada (XPL). Detalhes em luz polarizada plana (LPL). a) Revestimento de poros por cristais de calcita acicular (CA), preenchimentos soltos descontínuos por cristais de calcita micrítica (CM) e fósil de espiriférido (Es); b) Detalhe de ponte formada por cristais de calcita acicular (CA) ligando as paredes dos poros; c) Microfóssil de gastrópode (Ga) em vias de micritização; d) Revestimento de canal por calcita micrítica (CM) e preenchimento solto contínuo por excrementos (Ex); e) Matriz com fábrica cristalítica e cavidades policôncavas (CP); f) Nódulo ferruginoso envolto por camadas concêntricas de carbonato.

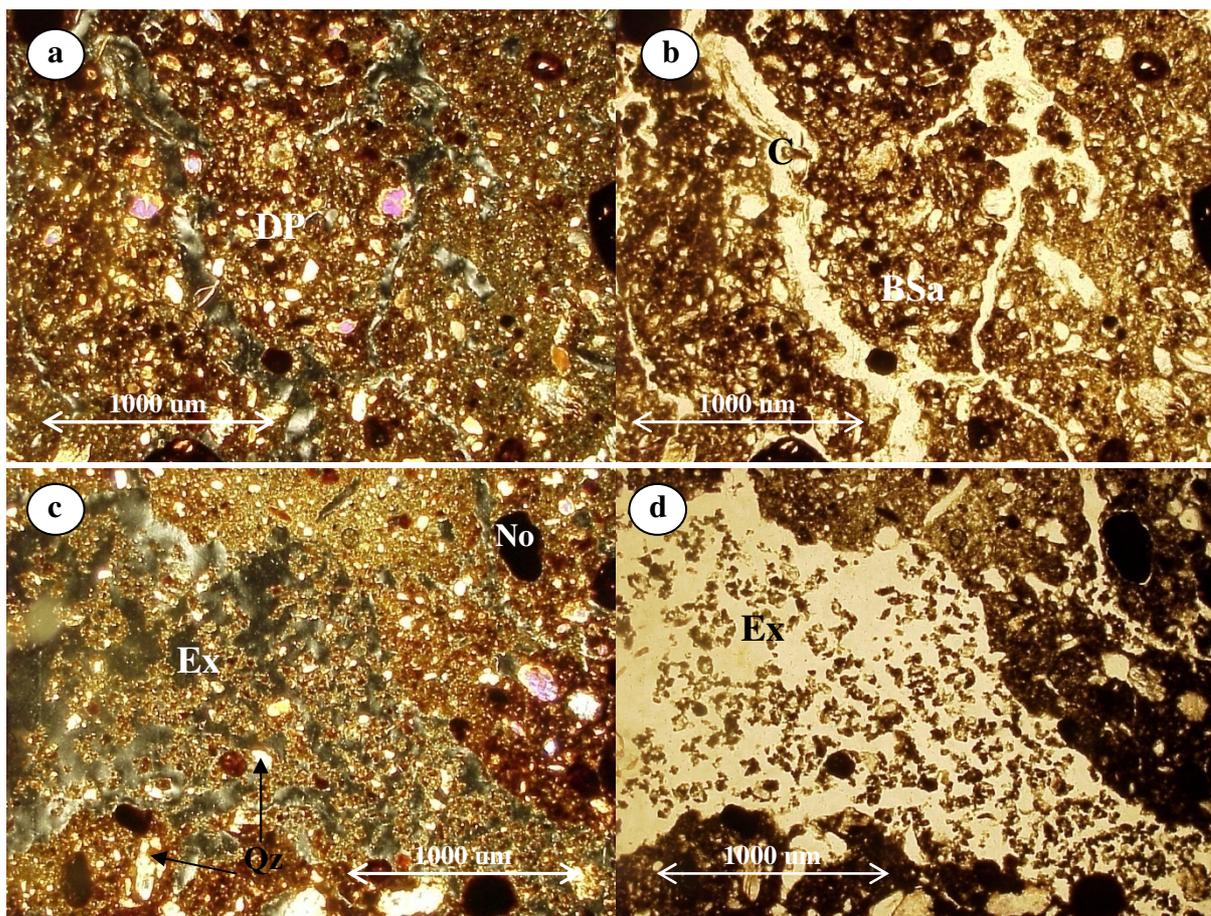


Figura 32. Fotomicrografias do horizonte Ap do perfil 2 da topossequência 2 (T2P2) em luz polarizada cruzada (XPL) à esquerda e em luz polarizada plana (LPL) à direita. a) Distribuição porfírica fechada (DP) e fábrica birrefringente indiferenciada; b) Agregados em blocos subangulares (BSa) separados por canais (C); c) Feições de excremento no interior de canais (Ex), nódulos ferruginosos (No) e grãos de quartzo (Qz) mal selecionados; d) Preenchimento solto contínuo de canal por feições de excremento.

Quanto às feições pedológicas, verifica-se no horizonte E do T2P2 a ocorrência das indicativas do processo de iluviação de argilominerais e compostos de ferro (BULLOCK et al., 1985), como preenchimentos densos completos e revestimentos crescentes e típicos microlaminares com argila e ferro com orientação forte e contínua (**Figura 33 a, b, c**), alguns com fissuração pós-iluviação (**Figura 33 d**) provocada, provavelmente, pela retração do material. Hiporrevestimentos de poros por óxidos de ferro vermelho-escuros também são comumente observados, assim como mosqueados vermelho-amarelados (**Figura 33 e**).

Revestimentos e preenchimentos soltos contínuos e descontínuos de poros por calcita acicular são frequentes nesse horizonte (**Figura 33 f**). Estudando solos indianos em áreas de coluviação, Shankar e Achyuthan (2007) postularam a existência de seis fases na gênese de calcetes, ocorrendo a precipitação de calcita acicular e/ou micrítica na forma de preenchimentos e revestimentos de poros durante a primeira fase, a qual se inicia com a dissolução dos carbonatos nos horizontes superficiais e sua posterior precipitação em subsuperfície. Dessa forma, a ocorrência de calcita acicular na forma de revestimentos e preenchimentos no horizonte E do T2P2 representa, provavelmente, um estágio inicial na formação de calcetes nesses solos.

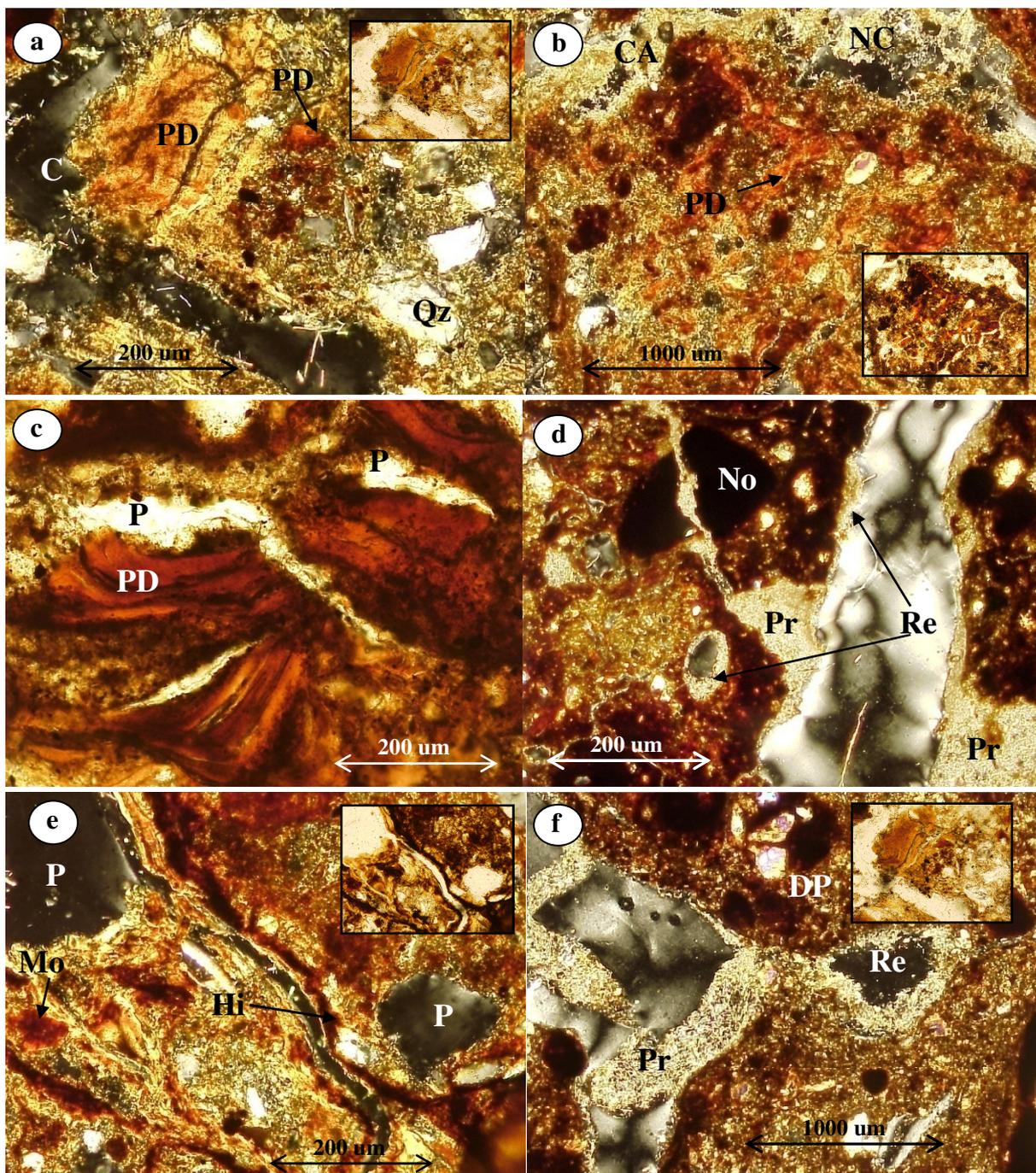


Figura 33. Fotomicrografias do horizonte E do perfil 2 da topossequência 2 (T2P2). a) Preenchimentos densos de argila iluvial (PD), grãos de quartzo (Qz) e canal (C) sob luz polarizada cruzada (XPL). Detalhe em luz polarizada plana (LPL); b) Preenchimentos densos de argila iluvial (PD) e preenchimento solto completo de poro por nódulos de calcita (NC) e calcita acicular (CA) sob XPL. Detalhe em LPL; c) Preenchimento denso completo de argila com feições amorfas de segregação de ferro (PD) em poro (P) sob LPL; d) Nódulo ferruginoso (No) fissurado, com preenchimento de calcita acicular (Pr) em XPL e) Hiporrevestimento de poro por ferro (Fe) e mosqueado (Mo) sob XPL. Detalhe em LPL; f) Preenchimento (Pr) e revestimento (Re) de poro por calcita acicular e distribuição porfírica aberta (DP) sob XPL. Detalhe em LPL.

O horizonte Ap do perfil T2P3 se caracteriza por uma única zona com distribuição relativa do tipo porfírica aberta e matriz de cores brunadas com fábrica birrefringente indiferenciada. Com relação g/f (com limite de 0,002 mm) de 1, apresenta material grosso constituído essencialmente por quartzo mal selecionado, arredondado e subarredondado, além de silte, à semelhança do horizonte Ap do perfil T2P2 localizado à sua jusante. O material apresenta pedalidade moderadamente desenvolvida, com agregados em blocos subangulares e poros interagregados do tipo canais, cavidades e fissuras. Nódulos ferromanganosos, micronódulos ferriargilosos e nódulos ferruginosos típicos, impregnativos e porosos constituem as feições pedológicas encontradas no horizonte, juntamente com mosqueados e excrementos (**Figura 34**). Ocasionalmente são observados revestimentos de poros com calcita micrítica.

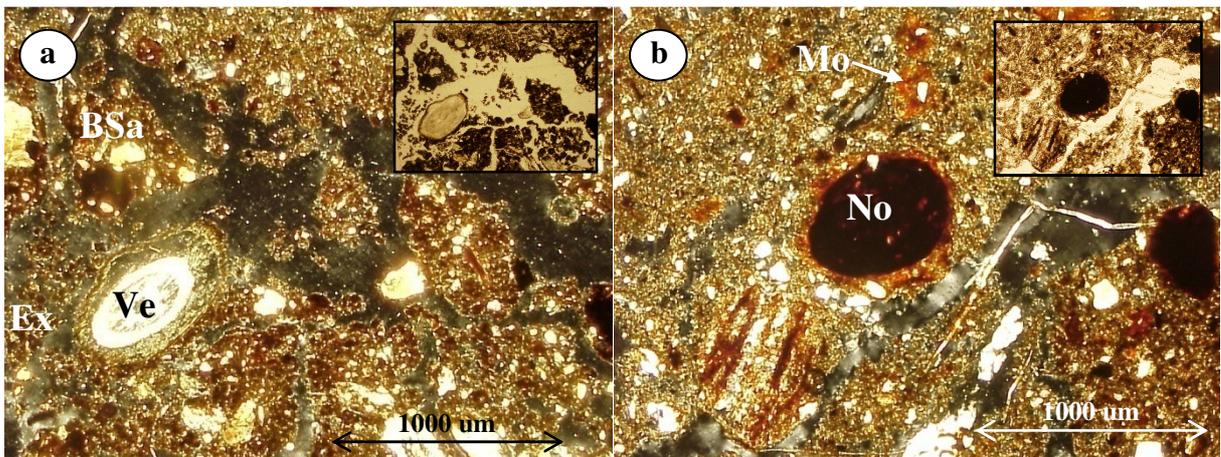


Figura 34. Fotomicrografias do horizonte Ap do perfil 3 da topossequência 2 (T2P3) sob luz polarizada cruzada (XPL). Detalhes sob luz polarizada plana (LPL). a) Resíduos vegetais (Ve), excrementos (Ex) e microestrutura em blocos subangulares (BSa); b) Nódulo ferruginoso impregnativo (No) e mosqueado (Mo) em matriz com fábrica birrefringente indiferenciada.

A análise da lâmina da transição entre os horizontes E e Bt1 do perfil T2P3 revela a existência de duas zonas bem distintas, correspondentes aos dois horizontes amostrados, confirmando em escala microscópica a transição abrupta verificada entre os mesmos durante a descrição morfológica do perfil.

A zona A, correspondente ao horizonte E, apresenta relação g/f de aproximadamente 1 (com limite de 0,002 mm), com material fino formado por argilas e compostos orgânicos e predomínio de quartzo na fração grossa, não selecionada, com grãos arredondados variando entre 0,02 mm e 16 mm de diâmetro. A distribuição relativa é predominantemente porfírica aberta (**Figura 35**), embora em alguns locais com maior concentração de grãos de quartzo estes apresentem pontos de contato entre si (distribuição porfírica fechada). Agregados poliédricos (blocos) subangulares individualizados por cavidades, fissuras e canais, formam a microestrutura do horizonte, que apresenta pedalidade fraca e fábrica birrefringente indiferenciada.

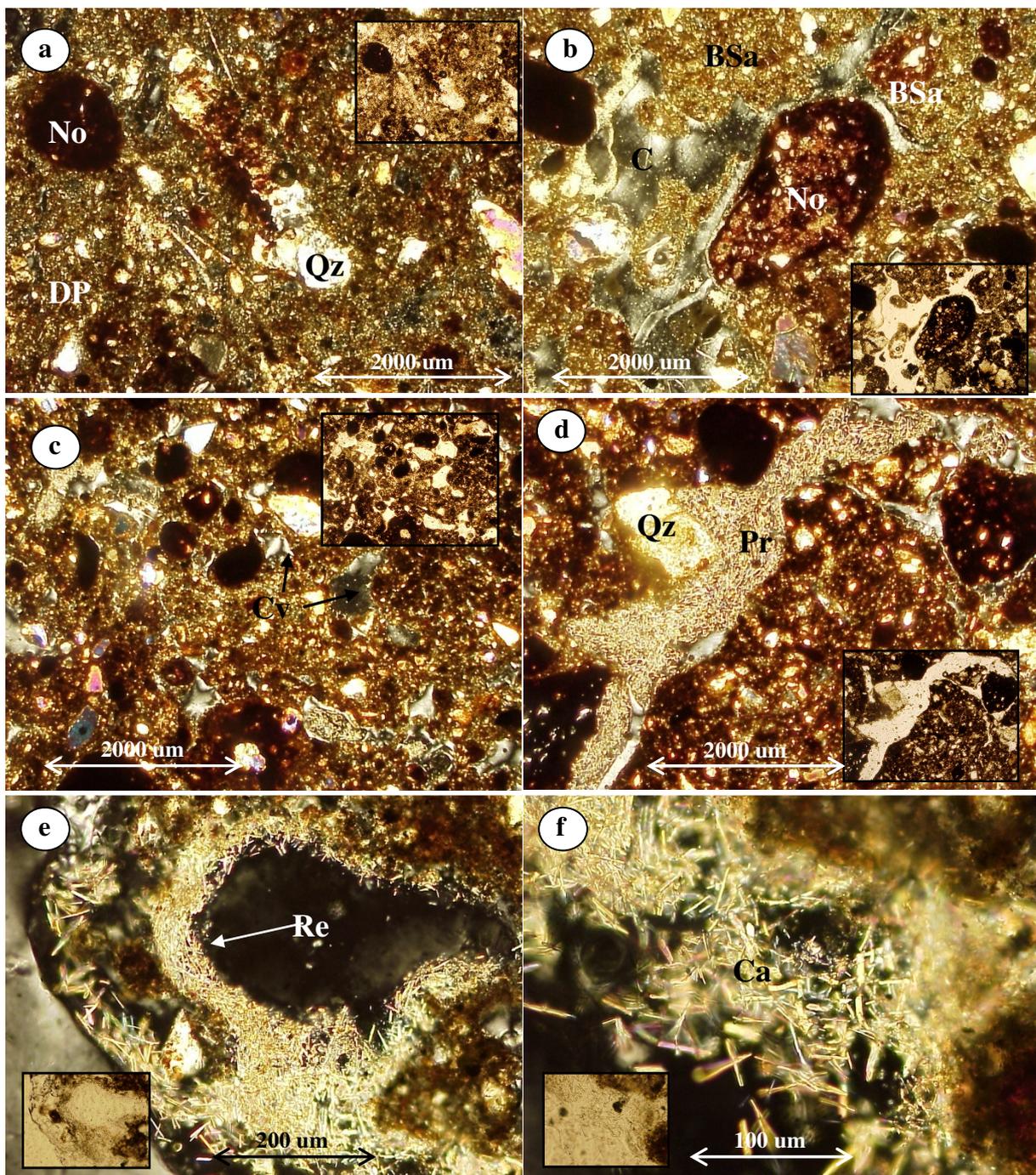


Figura 35. Fotomicrografias da transição entre os horizontes E e Bt1 do perfil 3 da topossequência 2 (T2P3) (Zona A) em luz polarizada cruzada (XPL). Detalhes em luz polarizada plana (LPL). a) Matriz com distribuição porfírica aberta (DP) onde se encontram nódulos ferruginosos (No) e grãos de quartzo (Qz) em abundância; b) Microestrutura em blocos subangulares (BSa) separados por canais (C); c) Porosidade cavitária (Cv); d) Grão de quartzo (Qz) e preenchimento solto contínuo de canal por cristais de calcita acicular (Pr); e) Revestimento de cavidade por cristais de calcita acicular (Re) formando ninhos; f) Detalhe dos cristais de calcita acicular (Ca).

Preenchimentos soltos contínuos e descontínuos de canais e cavidades por calcita acicular são comuns, assim como os revestimentos por calcita acicular, sobretudo, no interior de cavidades formando estruturas semelhantes a ninhos, resultantes da precipitação de CaCO_3 no interior de hifas, bactérias e/ou pelos radiculares que ao morrerem e serem decompostos liberam as acículas de CaCO_3 para o meio. Uma vez liberadas, as acículas funcionam como suporte para a deposição de novos cristais que são empurrados pela atividade biológica para as paredes dos poros originando os ninhos (VERRECCHIA & VERRECCHIA, 1994)

Ainda sem registro em outros solos no território nacional, as precipitações de calcita acicular têm sido largamente reportadas na literatura internacional (WIEDER & YAALON, 1982; PHILLIPS & SELF, 1987; VERRECCHIA & VERRECCHIA, 1994; BAJNÓCZI & KOVÁCS-KIS, 2006; CAILLEAU et al., 2009). Juntamente com micronódulos ferriargilosos e nódulos de ferro fortemente e moderadamente impregnados as precipitações aciculares de calcita constituem as principais feições pedológicas desse horizonte.

A zona B da lâmina, correspondente ao horizonte Bt1, apresenta pedalidade moderada com agregados em blocos subangulares parcialmente acomodados individualizados por canais, cavidades e fissuras e relação g/f (com limite de 0,002 mm) de 1/3. A maior percentagem de material fino nesse horizonte, conforme indicada também pela análise granulométrica, contribui para a distribuição relativa do tipo porfírica duplo espaçada. Vários são os processos que podem resultar em um incremento acentuado de argila em profundidade, sendo comum a ocorrência de dois ou mais simultaneamente. Os processos compreendem: formação “*in situ*” das argilas por neoformação ou transformação; migração descendente de argila por argiluviação; remoção seletiva das argilas dos horizontes superficiais; e aporte de material grosso por coluvionamento (BRINKMAN, 1970). Acredita-se que o incremento de argila nos perfis T2P2 e T2P3, localizados no segmento inferior de encosta e em superfícies côncavas favoráveis à deposição de frações grossas (RUHE & WALKER, 1968), deve-se tanto à coluviação, como permitem inferir os sedimentos grossos pobremente selecionados e arredondados dos horizontes superficiais destes perfis, como à argiluviação, bem caracterizada pelas feições de iluviação abundantes no Bt1 do perfil T2P3 ora em discussão. Neste horizonte, preenchimentos (**Figura 36 a**), revestimentos e hiporrevestimentos de grãos e poros por argila e ferro com orientação forte e contínua, considerados como indicativos de iluviação (KÜHN et al., 2010), são comuns, muito embora não tenha sido observada cerosidade na descrição morfológica do perfil.

Além das feições texturais, o horizonte apresenta abundantes feições cristalinas representadas por preenchimentos e revestimentos de poros por calcita acicular comumente formando pontes entre as paredes dos poros justapostas às feições de iluviação de argila (**Figura 36 b, c**), resultantes de uma mudança climática de um período de maior umidade para um período seco (GILE et al., 1966).

Observando-se a **Figura 36 d** é possível verificar-se a tendência de arranjo paralelo dos cristais em relação às paredes dos poros resultante, provavelmente, da precipitação de CaCO_3 no interior das raízes e sua liberação para o solo após a morte destas (VERRECCHIA & VERRECCHIA, 1994). Também a morfologia dos cristais pode indicar a sua origem. Enquanto que filamentos monocristalinos com bordas lisas como os observados nesse trabalho são considerados de origem biológica, policristais com bordas serrilhadas são atribuídos a processos puramente físico-químicos relacionados à evaporação e dissecação (SEGHAL & STOOPS, 1972). Fábricas birrefringentes do tipo proestriadas, granoestriadas, paralelo estriadas e estriadas ao acaso são frequentes no horizonte.

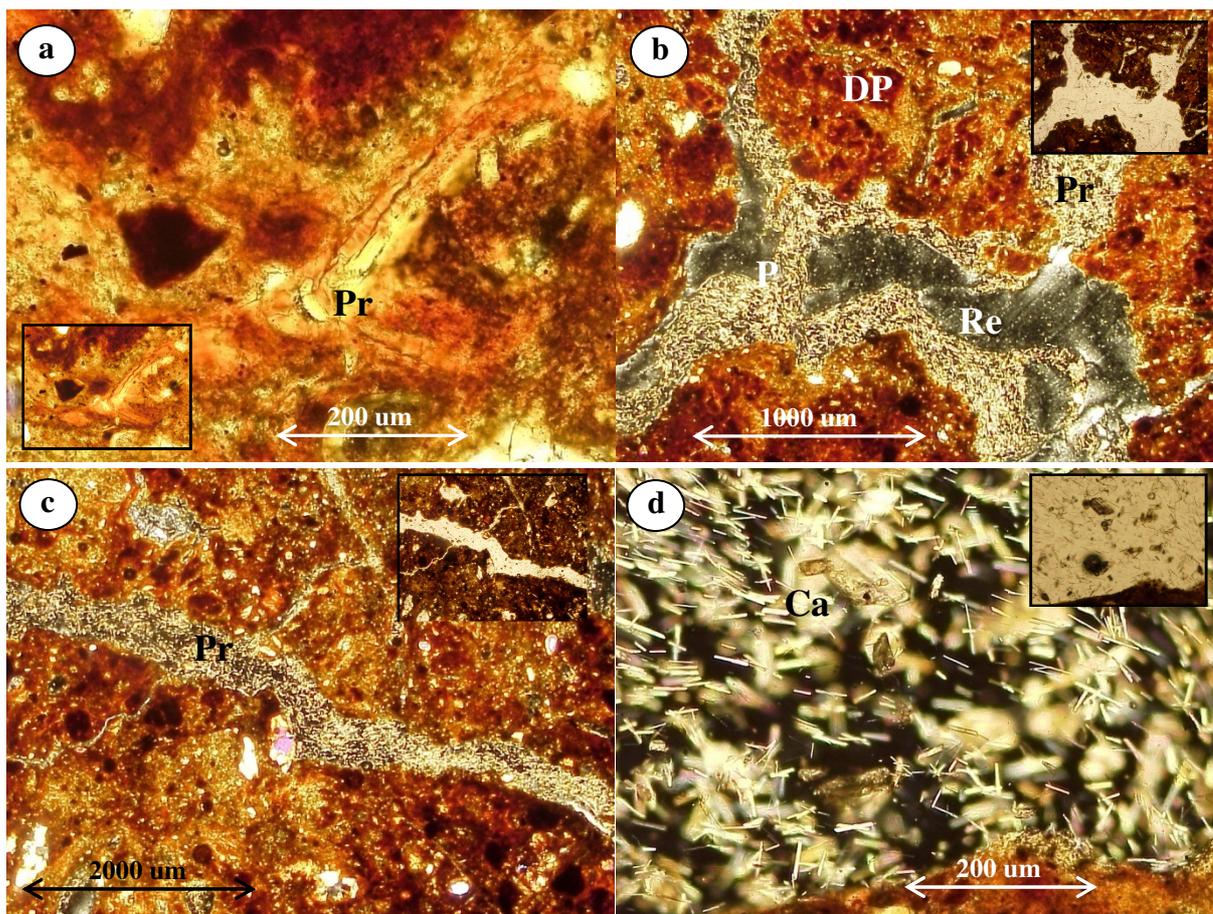


Figura 36. Fotomicrografias da transição entre os horizontes E e Bt1 do perfil 3 da topossequência 2 (T2P3) (Zona B) em luz polarizada cruzada (XPL). Detalhes em luz polarizada plana (LPL). a) Preenchimento (Pr) denso completo de argila e ferro iluviais; b) Preenchimento (Pr) e revestimento (Re) de poros por calcita acicular formando pontes (P); c) Preenchimento solto contínuo de canal e fissura por calcita acicular; d) Detalhe do preenchimento de calcita acicular mostrando tendência de arranjo paralelo em relação à parede do poro.

4.5. Análise Fitolítica

Cerca de 5 (cinco) morfotipos de fitólitos com significado taxonômico são reconhecidos ao longo do perfil T1P3 (**Figuras 37 a 40**):

a) *bilobate short cell (dumbbell)*, produzidos principalmente por células epidérmicas de gramíneas C₄ da subfamília Panicoideae (Poaceae), representando entre 12 e 36% dos fitólitos classificados;

b) *cross*, presentes nas folhas de gramíneas em proporção inferior a 4%;

c) *trapeziform (short cell e sinuate)*, diagnóstico da subfamília Pooideae (Poaceae-C₃), cuja maior concentração (cerca de 5%) encontra-se no horizonte superficial (A1);

d) *rondel*, resultante da deposição de sílica em células curtas da epiderme de gramíneas C₃ da subfamília Pooideae, observado em pequena quantidade (< 2%) no A1; e

e) *saddle*, formado nas folhas de gramíneas Cloridoideae (Poaceae), representando entre 2 e 7% da assembleia fitolítica do perfil, com maior concentração também em superfície.



Figura 37. Fotomicrografias de morfotipos de fitólitos de Monocotiledôneas Poaceae e Arecaceae (Palmaceae) identificados no horizonte A1 do perfil T1P3. Poaceae: a, b) *bilobate*; c, d) *bilobate queimado*; e) *elongate echinate*; f, g) *elongate psilate* corroído; h, i, j, k) *trapeziform*; l) *bulliform (fan-shaped)*; m) *parallepipedal (bulliform)*; n) *parallepipedal (bulliform)* corroído; o, p) *cylindric sulcate tracheid*. Arecaceae (Palmaceae): q) *globular echinate*. Escala utilizada: 10 µm.

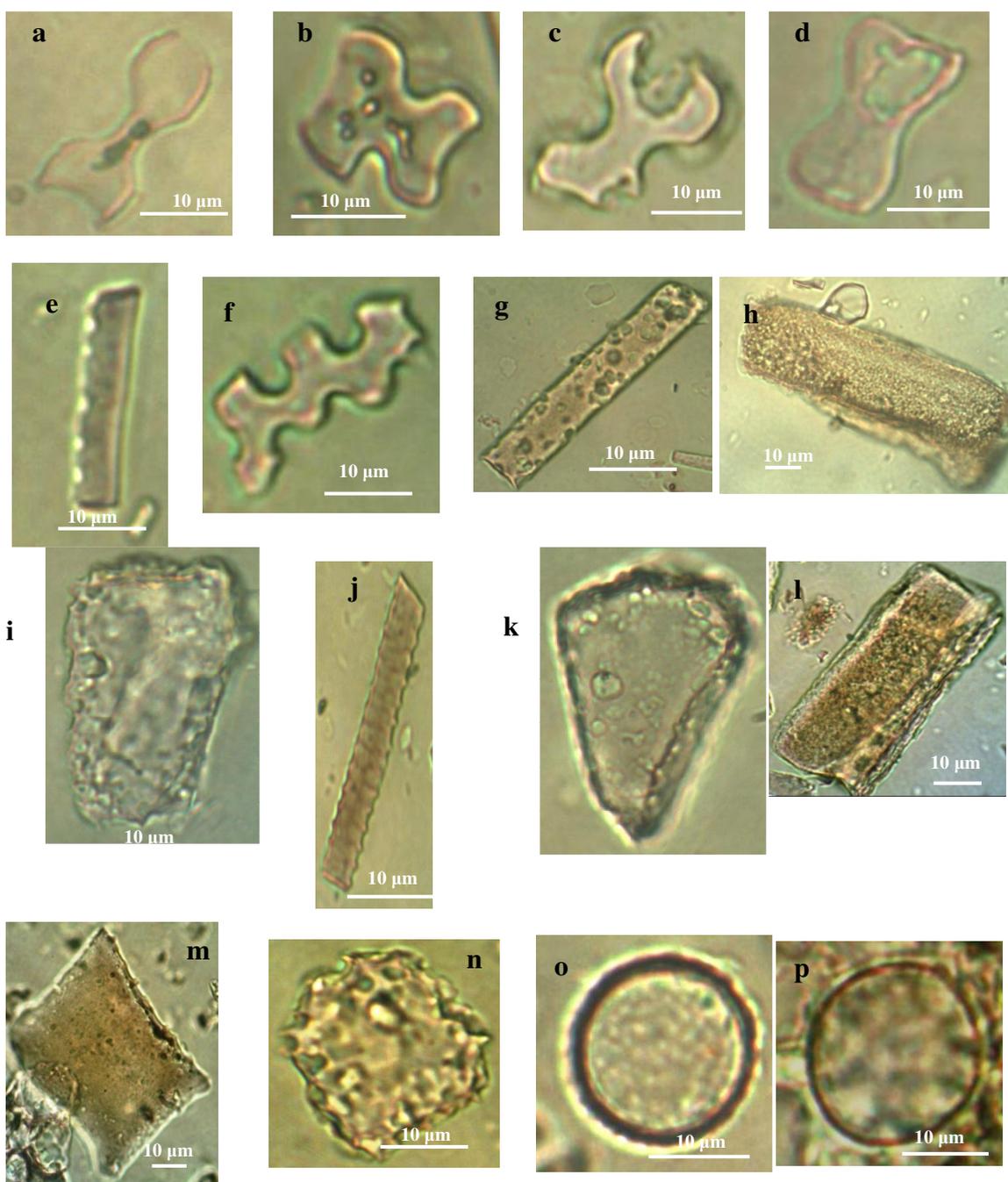


Figura 38. Fotomicrografias de morfotipos de fitólitos de Monocotiledôneas Poaceae e Eudicotiledôneas identificados no horizonte A2 do perfil T1P3. Poaceae: a, b) *bilobate*; c, d) *bilobate* corroído; e) *elongate echinate*; f) *elongate castelate*; g) *elongate psilate* corroído; h, i) *trapeziform*; j) *cylindric sulcate tracheid*; k) *bulliform* (*cuneiform bulliform* ou *fan-shaped*). Eudicotiledôneas: l, m) *block polygonal*; n) *block polygonal* corroído; o, p) *Cystollite*. Escala utilizada: 10 µm.

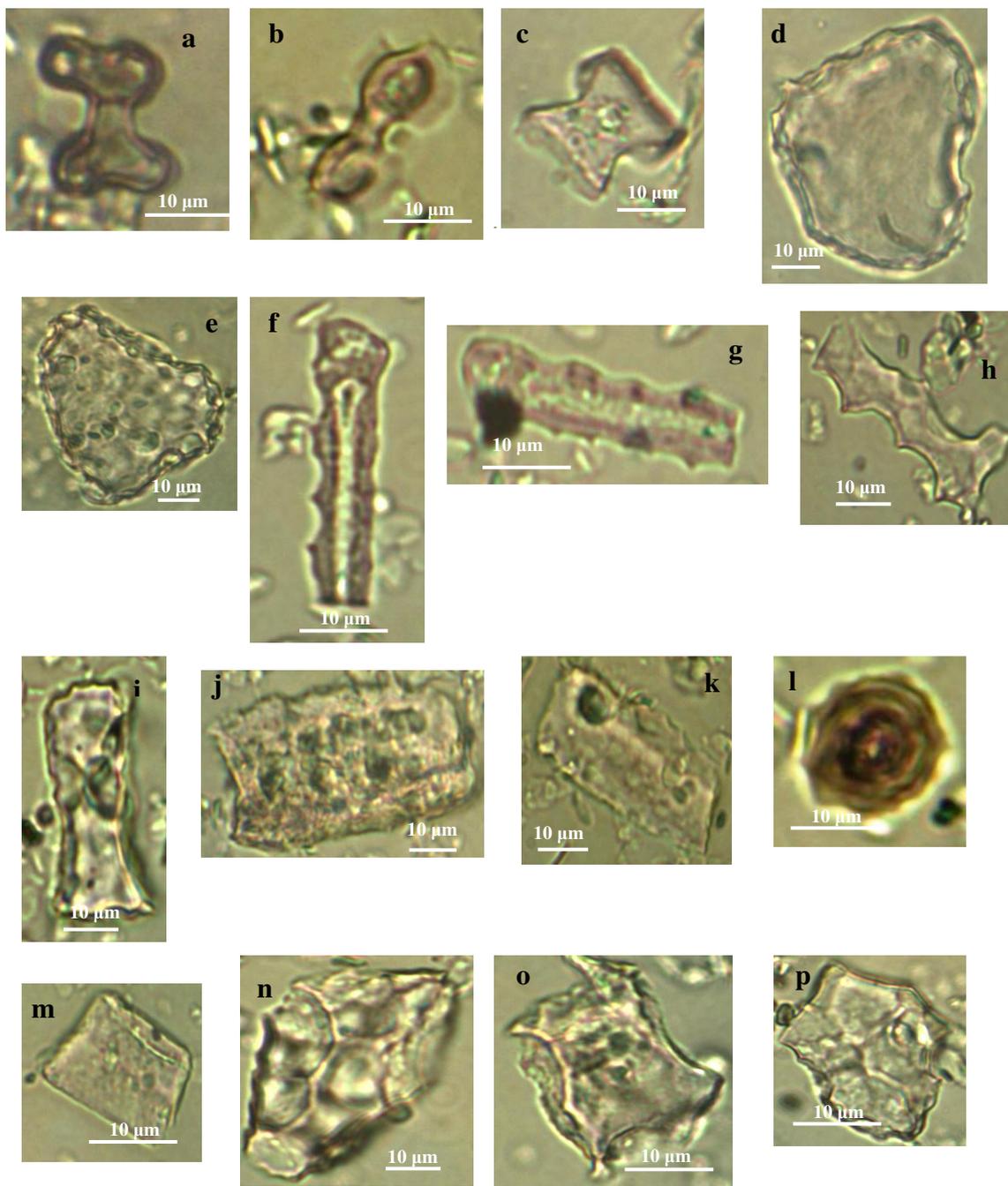


Figura 39. Fotomicrografias de morfotipos de fitólitos de Monocotiledôneas Poaceae e Arecaceae (Palmaceae) e Eudicotiledôneas identificados no horizonte Bi1 do perfil T1P3. Poaceae: a, b, c) *bilobates*; d) *bulliform* (*cuneiform bulliform* ou *fan-shaped*); e) *bulliform* (*cuneiform bulliform* ou *fan-shaped*) corroído; f, g, h) *elongate echinate*; i, j, k) *bulliform* (*parallelepipedal bulliform*) corroído. Arecaceae (Palmaceae): l) *globular echinate* queimado. Eudicotiledôneas: m, n, o, p) *block polygonal*. Escala utilizada: 10 µm.

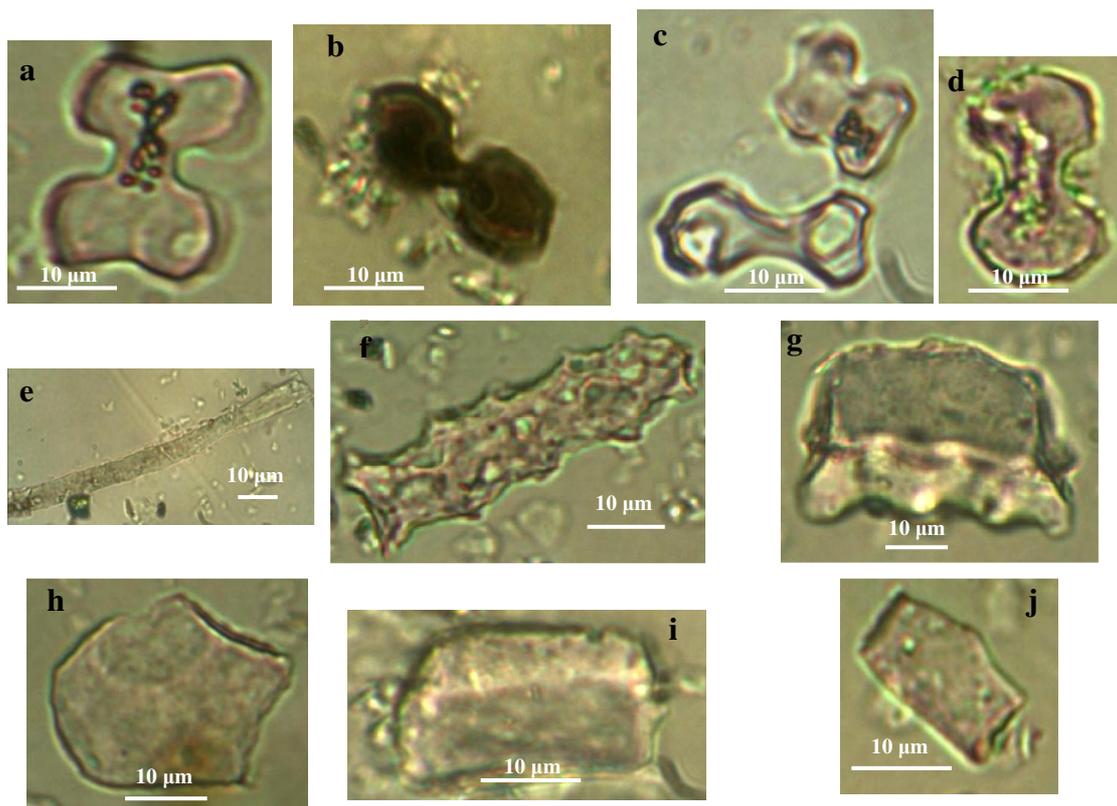


Figura 40. Fotomicrografias de morfotipos de fitólitos de Monocotiledôneas Poaceae e Eudicotiledôneas identificados no horizonte BC do perfil T1P3: a) *bilobate*; b) *bilobate* queimado; c, d) *bilobate* corroído; e) *elongate psilate*; f) *elongate echinate*, corroído; g) *trapeziform sinuate*; h) *bulliform* (*cuneiform bulliform* ou *fan-shaped*); i) *bulliform*. Eudicotiledôneas; j) *block polygonal*. Escala utilizada: 10 µm.

Também são identificados morfotipos de Poaceae que não possuem significado taxonômico por serem produzidos por todas as gramíneas, mas podem ter significado ambiental por representarem uma provável resposta a mudanças ambientais. São eles:

a) *elongate* (*psilate* e *echinate*), produzido, sobretudo, por células epidérmicas longas de gramíneas C₄ (CARY et al., 2005), representando entre 20 e 35% dos fitólitos identificados no perfil;

b) *bulliform* (*cuneiform bulliform* ou *fan-shaped*), originado na epiderme de todas as gramíneas, é bastante sensível à condição de estresse hídrico. Quando em abundância indicam estresse hídrico no solo; e

c) *hair* (*point-shaped*), formado nos pelos das gramíneas, representando entre 2 e 18% dos fitólitos encontrados na assembleia do solo.

Além destes, o morfotipo *globular echinate*, produzido nas folhas de palmeiras (KONDO et al., 2004) e os morfotipos *globular psilate*, *globular granulate* e *blocky*, produzidos por Eudicotiledôneas, completam a assembleia fitolítica encontrada no perfil T1P3, ainda que com baixa representatividade (< 5%).

A distribuição percentual dos morfotipos de fitólitos com significado taxonômico e ecológico encontrados nos diferentes horizontes do perfil 3 da topossequência 1 (T1P3) (**Tabela 23**) revela uma distribuição irregular em profundidade, com maior concentração nos horizontes A1 (0 – 14 cm), Bi1 (47 – 74 cm) e B/C (102 – 124⁺ cm), contrariando os resultados comumente reportados por outros pesquisadores, os quais têm observado nos solos concentrações de fitólitos decrescentes com a profundidade (ALEXANDER et al., 1997; LEPSCH & PAULA, 2006; CALEGARI, 2008; RAITZ, 2012). A distribuição da assembleia fitolítica em profundidade no perfil T1P3, dessa forma, parece indicar uma provável descontinuidade estratigráfica no perfil, notadamente entre os horizontes A e B o que, entretanto, não é corroborado por outros indicadores já discutidos como, por exemplo, as relações AG/AF, AF/AT, SIAR, FEAR, ALAR e TIAR, Ki e Kr e as análises mineralógicas. Nesse perfil, o incremento na concentração de fitólitos em profundidade parece resultar principalmente de bioturbação, muito embora processos de expansão e contração do solo e/ou translocações descendentes dos fitólitos também possam contribuir (BORBA-ROSCHER et al., 2006).

A despeito de serem produzidos também por algumas das Eudicotiledôneas e palmeiras que vegetam a área, atualmente recoberta por uma mata secundária na zona de transição entre a floresta estacional e o cerrado, verifica-se em todo o perfil T1P3 (exceto no horizonte Bi2 onde não são encontrados fitólitos) a elevada representatividade dos fitólitos de Poaceae (86 ± 10%). Tais observações corroboram outras registradas em ecossistemas onde existem gramíneas, onde a assembleia fitolítica tende a ser dominada pelos morfotipos dessa família, haja vista o grande volume de fitólitos que a mesma produz (PIPERNO, 1988).

Tabela 23. Distribuição percentual dos morfotipos com significado taxonômico e ecológico na assembleia de fitólitos do solo.

Horiz.	Prof. (cm)	Monocotiledôneas							Eudicotiledôneas	Indeterminados*	Tafonomizados*
		Poales					Arecales				
		Poaceae					Arecaceae				
		Panicoideae	Pooideae	Chloridoideae	Bulliform	Elongate	Hair	Globular echinate	Globular		
A1	0 – 14	37	7	7	13	23	6	1	6	10	7
A2	14 – 24	37	2	8	19	20	8	0	6	16	28
AB	24 – 36	12	0	2	33	24	2	4	13	2	1
BA	36 – 47	17	3	4	17	35	0	1	14	10	0
Bi1	47 – 74	16	0	2	27	24	18	1	10	3	30
Bi2	74 – 103	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
B/C	103 – 124 ⁺	19	5	5	26	28	12	2	2	11	25

* A percentagem de fitólitos indeterminados e tafonomizados²¹ não entra na soma dos fitólitos classificados. A classe indeterminada engloba todos os corpúsculos que não foram identificados ou por não terem forma conhecida ou por estarem quebrados/corroídos.

²¹ Fitólitos em decomposição.

Um alto percentual de fitólitos tafonomizados por corrosão é observado, sobretudo em subsuperfície, o que se deve, provavelmente, à presença de nodulações calcárias encontradas no perfil, as quais devem provocar elevações pontuais no pH responsáveis pela dissolução dos fitólitos mais próximos, muito embora o pH do solo seja inferior a 7,2, valor considerado por outros pesquisadores como críticos (PIPERNO, 1988; ALBERT et al., 1997; ALBERT, 2006). Além disso, também o tempo de permanência dos fitólitos no solo, maior em profundidade, associado às translocações verticais e laterais da água subterrânea, favorece a dissolução de um maior número de opalas nos horizontes mais profundos (CALEGARI, 2008). Fitólitos de cor âmbar, sugerindo a ocorrência de paleoincêndios, bem como *bilobates* quebrados, indicando a ocorrência de retrabalhamento do material por erosão, deposição e/ou atividade biológica, são encontrados em todos os horizontes.

As **Figuras 41 e 42** apresentam, respectivamente, os resultados da Análise de Agrupamento Hierárquico e Análise de Componentes Principais – PCA, que foram aplicadas aos dados da assembleia fitolítica do perfil.

A PCA-Eixo 1 (umidade) indica que 40,3% da variância total entre as amostras são definidas pelos morfotipos (variáveis) *elongate*, *bulliform* e *Panicoideae* (quadrante positivo). Considerando que as *Panicoideae* são representativas de ambientes mais secos e quentes e que *buliformes* em abundância indicam estresse hídrico no solo, é possível que esse eixo represente a influência da baixa umidade no ambiente e diferencia o Grupo 1 (horizontes A1 e A2) dos demais. A PCA-Eixo 2 (31% da variância) é definida pelos morfotipos (variáveis) *Chloridoideae*, *Panicoideae* e *Pooid* (campo positivo) e *Eudicotiledoneae* e *Arecaceae* (campo negativo), representando os efeitos da temperatura que distinguem os horizontes entre os Grupos 1 e 2.

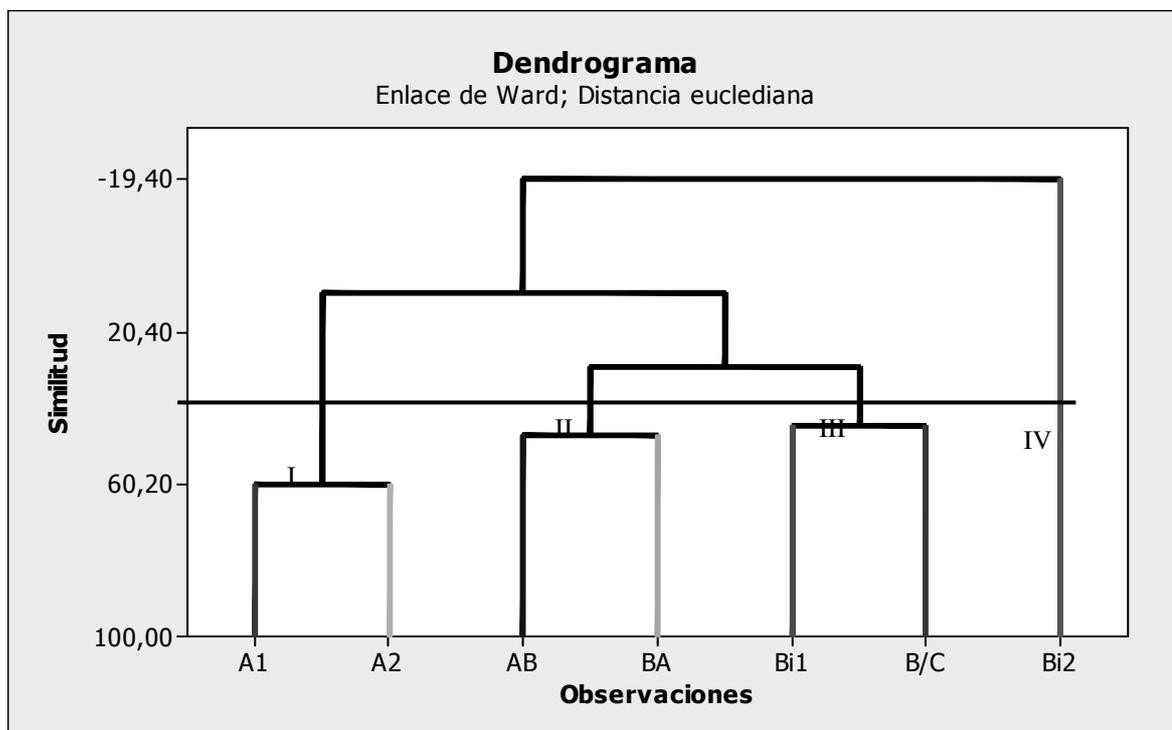


Figura 41. Análise de agrupamento hierárquico - Método Ward da assembleia fitolítica do perfil T1P3.

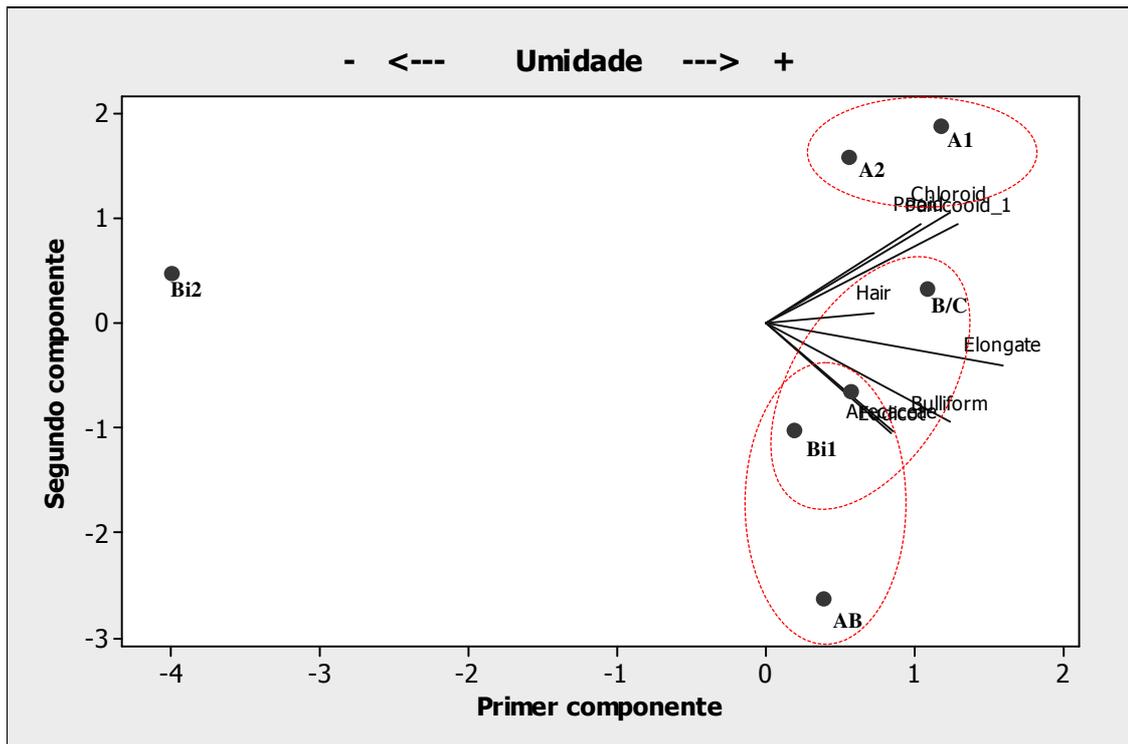
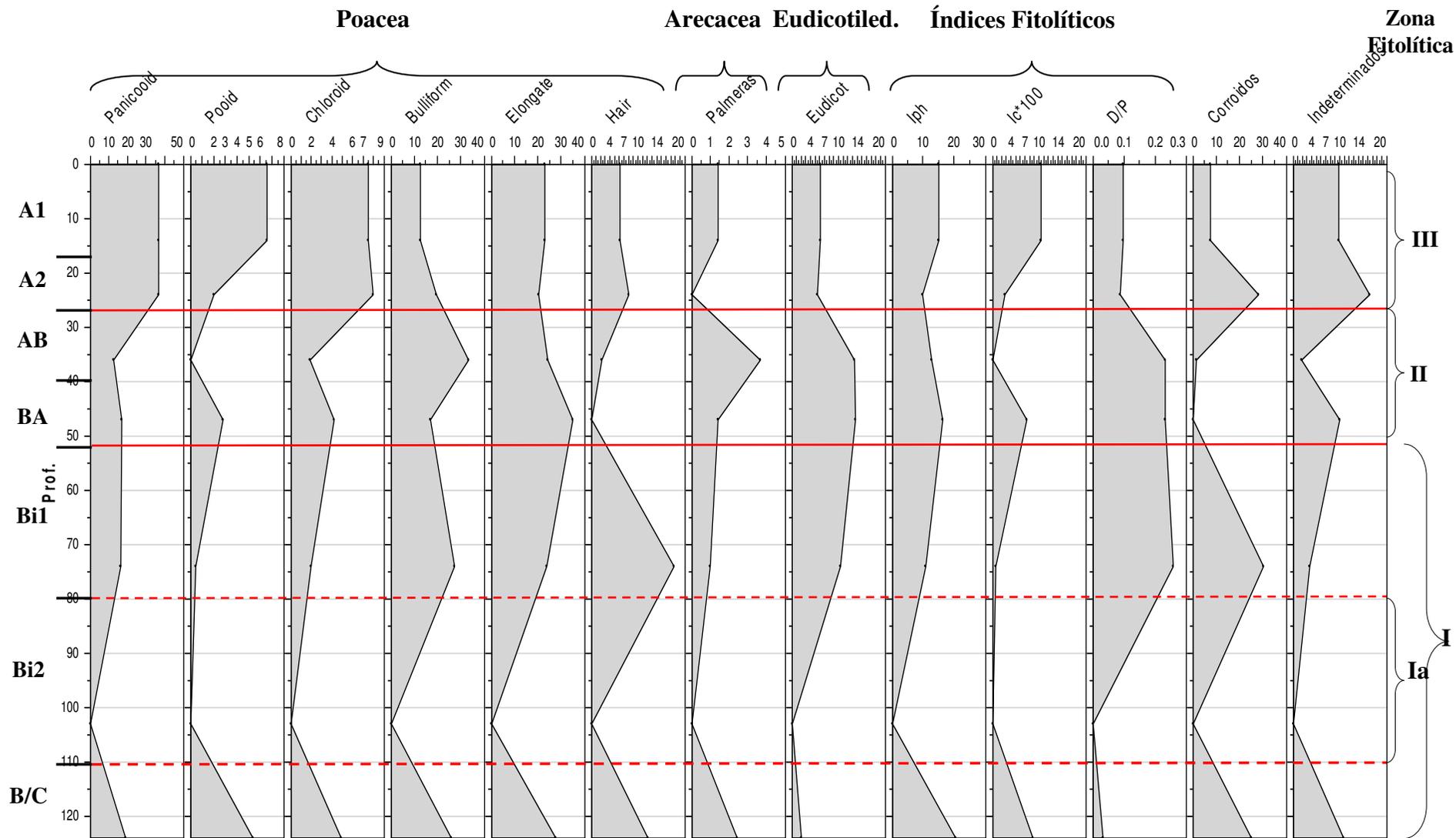


Figura 42. Análise dos componentes principais (PCA) da assembleia fitolítica do perfil T1P3. Plano de elipses e dispersão de pontos de cada fitolítica. Pontos com o código de cada amostra.

A Análise de Agrupamento Hierárquico e a Análise de Componentes Principais – PCA permitem a identificação de três zonas fitolíticas e uma subzona definidas, da base para o topo do perfil (**Figura 43**):

Zona I (124⁺ - 47 cm) - Esta zona, que abrange os horizontes B/C e Bi1, apresenta forte redução na produção de fitólitos, sobretudo de gramíneas, na transição para o horizonte Bi2, com exceção para um aumento na proporção de *bulliform*, o que pode ser explicado pela menor superfície específica dos mesmos permitindo que estes se mantenham no perfil enquanto que os demais fitólitos são parcial ou totalmente corroídos. A assembleia fitolítica é composta predominantemente por *bulliform*, *elongate* e *hair*, seguidos do morfotipo *bilobate* da subfamília Panicoideae, todos de Poaceae C₃ e C₄. A variação na concentração de fitólitos de Eudicotiledôneas (2 -10%), associada à variação do índice de cobertura arbórea – D/P (0,04 -0,26) assinala a transição de uma cobertura vegetal mais esparsa, em consequência de um período mais seco, para uma vegetação mais densa devido a um aumento na umidade, como indicado pela redução no índice de adaptação à aridez – Iph (de 20 para 11%) e no índice climático – Ic (de 9 para 1%) da base para o topo da zona.

Subzona Ia (103 -74 cm) - individualizada por apresentar baixa quantidade de fitólitos (< 10 fitólitos por lâmina) insuficiente para qualquer análise fitolítica, bem como por estar a maioria quebrada e/ou corroída, impossibilitando a identificação precisa dos morfotipos e/ou origens. Acredita-se que a esterilidade no conteúdo de fitólitos desta zona, correspondente ao horizonte Bi2, seja devida às condições edáficas pós-deposicionais (pH, dissolução, erosão) possivelmente diferentes das condições atuais, as quais podem ter resultado na destruição/remoção de praticamente todo o registro fitolítico dessa zona.



max.: 124 **Figura 43.** Distribuição da assembleia de fitólitos no perfil 3 da topossequência 1 (T1P3). Índices Fitólíticos: Iph = Índice de Adaptação à Aridez; Ic*100: Índice Climático; D/P: Índice de Densidade Arbórea.

FiF

Zona II (47 - 24 cm) - engloba os horizontes de transição BA e AB. Caracteriza-se por uma redução significativa na produção de fitólitos de Cloridoideae (4 - 2%), Pooideae (3 - 0%) e Panicoideae (17 - 12%), com um expressivo aumento na representatividade de *bulliform* (17 - 33%) e *elongate* (35 - 24%). Destaca-se também um maior percentual de morfotipos de Palmacea (4 - 1%) em relação aos demais horizontes o que, juntamente com o aumento no percentual de morfotipos de Eudicotiledôneas (14 - 13%) em relação aos horizontes sobre e subjacentes, permite inferir um período de maior umidade e vegetação mais densa, também indicado pelo índice D/P (0,23 - 0,26).

Zona III (24 - 0 cm): abrangendo os horizontes A2 e A1, reflete a atual vegetação da área, constituída por espécies arbóreas predominantemente das famílias Leguminosae (a de maior riqueza nos estratos superiores), Myrtaceae, Sapindaceae e Euphorbiaceae, além de arbustos, lianas, palmeiras e gramíneas, as quais compõem a mata secundária na zona de transição entre a savana (cerrado) e a floresta estacional semidecidual ou floresta tropical subcaducifólia (IBGE, 1992) desenvolvida sobre litologia calcária na Serra da Bodoquena (FELFILI et al., 2007).

As assembleias fitolíticas encontradas nos horizontes A1 e A2 do perfil T1P3 refletem a vegetação de bosque aberto, com estrato arbóreo-arbustivo formado por Eudicotiledôneas produtoras dos morfotipos *globular* e *blocky* e estrato herbáceo constituído por gramíneas Panicoideae (C₃ e C₄) e Pooideae (C₃), identificadas principalmente pelos morfotipos *bilobate* e *trapeziform*. A ocorrência no solo do morfotipo *globular echinate*, de palmeiras (Arecaceae), sugere uma fase de recomposição da vegetação para esta zona. A maior frequência de morfotipos de Chloridoideae (C₄) bem como a menor abundância dos morfotipos de Eudicotiledôneas encontrada nos horizontes dessa zona em relação aos subjacentes, indica maior estresse hídrico na atualidade, o que é reforçado pelo índice fitolítico de cobertura arbórea (D/P) que apresenta redução em superfície indicando a presença de uma cobertura vegetal mais rala, característica de clima mais seco, bem como por maiores valores do índice de adaptação à aridez (Iph).

Por outro lado, o menor percentual de morfotipos *bulliform* encontrado nesses horizontes em relação ao subjacente poderia sugerir uma situação de menor estresse hídrico na atualidade, uma vez que tal morfotipo é produzido em maior abundância quando as plantas são submetidas ao estresse hídrico (BREMONT et al., 2005). Entretanto, por estar presente na epiderme da maioria das gramíneas, inclusive nas que se desenvolvem em ambientes úmidos, este morfotipo não constitui um indicador ambiental muito preciso (PRYCHID et al., 2004), a exemplo do que acontece com o *elongate*, também considerado de baixo valor taxonômico em razão de ser produzido por numerosas famílias (HONAINÉ et al., 2009), caracterizando o que Rovner (1971) chamou de redundância na produção fitolítica. A baixa frequência de alguns morfotipos de elevada superfície específica, como o morfotipo *globular*, produzido por Eudicotiledôneas e o *saddle*, produzidos por Cloridoideae, pode estar associada ao processo de dissolução ou fragmentação física, dadas as condições edáficas do perfil.

Valores de D/P inferiores a 0,2 como os encontrados para os horizontes que constituem esta zona fitolítica são considerados indicativos da ocorrência de savanas com árvores diversas, típicas de área de transição entre a savana e a floresta estacional (ALEXANDRE et al., 1997). O índice de condições térmicas (Ic) e o de adaptação à aridez (Iph) indicam, respectivamente, as condições atuais de temperatura média anual (entre 22°C e 24°C) e precipitação média (entre 1.300 a 1.500 mm) da região, caracterizada pela dupla estacionalidade climática: uma estação chuvosa e outra de estiagem acentuada, ambas bem definidas.

Vale ressaltar que essa tendência de clima mais seco atualmente na região após alternância de eventos de maior abundância hídrica com períodos de maior aridez, conforme sugerido pela avaliação da assembleia fitolítica do perfil T1P3, é corroborada pela coexistência de concreções ferromanganosas com pontuações de carbonato de cálcio no perfil, indicativa de condições pedoclimáticas mais secas na atualidade (OLIVEIRA et al., 2001; BAKKER & ALFAIA, 2010). Tal suposição é reforçada ainda pela ocorrência de revestimentos de argila recobertos por carbonatos de cálcio, identificados nas análises micromorfológicas do perfil, também interpretados como resultantes de mudanças climáticas de período de maior umidade para outro mais seco (GILE et al., 1966). A cronologia de tais mudanças, entretanto, só pode ser estabelecida através de datações, o que não faz parte dos objetivos do presente estudo.

4.6. Gênese e Classificação dos Solos

Esse trabalho, realizado em um dos maiores sistemas cársticos do território nacional, reafirma a importância já reportada por outros pesquisadores (CUNHA et al., 2005; MONTANARI et al., 2005; VIDAL-TORRADO et al., 2005; CAMPOS et al., 2013) da integração de estudos nos campos da pedologia, geomorfologia, geologia e hidrologia para a compreensão da gênese e distribuição espacial dos solos na paisagem.

Constituído por rochas do Grupo Corumbá, o sistema cárstico da Serra da Bodoquena - um *merokarst* segundo a definição de Cvijić, apresenta solos formados tanto por materiais oriundos do intemperismo de rochas não carbonáticas (entre as quais arenitos, silexitos, pelitos, siltitos e folhelhos) quanto por impurezas presentes nas rochas carbonáticas como, por exemplo, quartzo, minerais de argila e/ou óxidos, além de minerais fosfatados e sulfatados.

Na área estudada, a qual se encontra sob o domínio da Formação Bocaina do Grupo Corumbá, acredita-se que os solos tenham sido formados, sobretudo, pela dissolução e remoção (por lixiviação) dos carbonatos das rochas calcárias calcíticas que constituem a referida Formação, com a subsequente concentração relativa de minerais de argila e quartzo presentes em tais rochas na forma de impurezas. Também os pelitos e silexitos presentes em veios na Formação Bocaina devem ter contribuído, em menor proporção, na gênese dos solos.

A gênese dos solos estudados, ainda longe de ser completamente compreendida, parece envolver mudanças climáticas suficientes para conferir aos solos novos atributos sem que, no entanto, os atributos já existentes sejam destruídos. Nesse sentido, os resultados das Análises de Agrupamento Hierárquico e de Componentes Principais aplicadas aos dados da assembleia fitolítica do perfil T1P3, sugerem a ocorrência de um clima mais seco atualmente na Serra da Bodoquena após uma alternância de eventos de maior abundância hídrica com períodos de maior aridez.

Corroborando essas interpretações, as análises micromorfológicas dos perfis T1P1, T1P2, T1P3, T2P1 e T2P2 revelam acumulações de CaCO_3 justapostas a feições de iluviação de argila. A presença de acumulações de CaCO_3 na forma de preenchimentos de calcita acicular e nodular juntamente com revestimentos e preenchimentos de argila e óxidos de ferro constitui a característica mais marcante dos perfis da topossequência 1 (T1). Esse aspecto é considerado por Chadwick et al. (1995) e Ransom & Bidwell (1990) como indicativo de solos poligenéticos, isto é, solos nos quais as mudanças climáticas foram suficientes para produzir novas propriedades sem destruir as já existentes. Reforçando esse conceito, segundo Stoops et al. (2010) somente solos pouco desenvolvidos são monogenéticos.

Com base nessas observações acredita-se que, sob condições paleoclimáticas mais úmidas, a decomposição das rochas carbonáticas e não carbonáticas que constituem a

Formação Bocaina do Grupo Corumbá resultou em um primeiro momento na dissolução (parcial) dos carbonatos das rochas calcárias e na formação de solos ricos em argilas e silicatos primários herdados diretamente do próprio material de origem, no qual ocorriam na forma de impurezas. Com a continuidade do intemperismo, a lixiviação de parte dos carbonatos para fora do sistema e a liberação de Al, Fe, Mn e sílica dos minerais primários menos resistentes ao intemperismo para a solução do solo e sua posterior reprecipitação, favoreceu a formação de minerais de argila do tipo 2:1 através do processo de bissialitização. A dessilicatização parcial e a descarbonatação do sistema com a intensificação do processo de intemperismo durante os períodos de maior umidade resultaram na formação e estabilidade da caulinita (monossilicificação) em coexistência com argilominerais 2:1 como a illita. Com a continuidade do processo de intemperismo, óxidos de baixa cristalinidade como a ferrihidrita foram, provavelmente, formados, dando posteriormente origem à hematita através de rearranjos estruturais e desidratações através do processo de rubificação. Vale aqui ressaltar que, tanto a illita quanto a caulinita e a hematita, identificadas nos solos através das análises mineralógicas, além de sua formação *in situ* no solo (origem pedogênica) podem ter sido herdadas diretamente do material de origem (origem geogênica).

A gênese de hematita nos solos (hematita pedogênica) através do processo de rubificação requer, entretanto, temperaturas elevadas, baixos conteúdos de matéria orgânica dos solos, altas concentrações de Ca^{2+} e Mg^{2+} e pH elevado, além de condições de drenagem livre e a ausência de qualquer dessas condições nos solos resulta na formação de goethita em detrimento de hematita (TORRENT & BARRÓN, 2003).

Na topossequência 1 (T1), em área de planalto com topografia suave ondulada e ambiente geomórfico estável e que parece constituir antiga superfície de erosão, a presença de hematita na fração argila dos perfis T1P1, T1P2 e T1P3 denota a ocorrência de condições necessárias ao processo da rubificação durante a evolução dos solos, quando ainda eram elevadas as concentrações de Ca^{2+} e Mg^{2+} . Nestas condições, formaram-se na topossequência 1 solos com semelhanças de atributos químicos, físicos, morfológicos e mineralógicos. Quais sejam solos profundos, bem a moderadamente drenados e de matizes avermelhados, tendo na fração argila minerais como caulinita e hematita, além de illita. Entretanto, mesmo em condições de pequena amplitude topográfica como na topossequência 1, pequenas variações na forma da superfície condicionam comportamento diferenciado dos atributos dos solos, com diferenças na distribuição do fluxo de água e processos pedogenéticos (TROEH, 1965).

Com perfil longitudinal plano-convexo-plano, a topossequência 1 apresenta perfis com maior grau de evolução pedogenética no sopé da encosta em superfície plana, como no perfil T1P1. Em situação favorável à infiltração de água e à adição de bases e compostos orgânicos proveniente das partes mais altas, o perfil T1P1, com sequência de horizontes A-Bt-C, apresenta como processo pedogenético predominante a argiluviação. Esse processo é caracterizado pelo elevado gradiente textural e a cerosidade, identificada como comum a abundante em subsuperfície, além de abundantes feições de iluviação de argilas (preenchimentos e revestimentos) observadas nas análises micromorfológicas. No entanto, a micromorfologia dos horizontes avaliados revelou que algumas feições interpretadas durante a descrição de campo como indícios da translocação de argilas constituem, na realidade, fábricas birrefringentes formadas em consequência da reorganização da massa do solo em função de mudanças de umidade (GUNAL & RANSOM, 2006).

No segmento de meia encosta onde se encontra o perfil T1P2, é plausível que a declividade da superfície associada à convexidade da mesma deve ter contribuído para a menor acumulação de compostos orgânicos em superfície e maior perda do solo por erosão,

resultando na formação de um horizonte superficial mais delgado do que os dos perfis T1P1 e T1P3 localizados, respectivamente, à sua jusante e montante. Também neste perfil ocorrem indícios de argiluviação como processo pedogenético dominante, caracterizado na descrição de campo por horizonte de eluviação sobrejacente a um horizonte B com cerosidade, em quantidade identificada como comum, e o expressivo incremento de argila. Entretanto, assim como no perfil anterior, a análise micromorfológica do horizonte B mostra que parte da cerosidade identificada na descrição de campo decorre, na verdade, de fábricas birrefringentes, formadas pelas mudanças no volume do solo por ocasião dos ciclos de umedecimento e secagem, não constituindo aspectos micromorfológicos devidos a iluviação.

Situado no topo da encosta em superfície plana, o perfil T1P3 apresenta o menor grau de evolução pedogenética entre os solos da topossequência 1. Esta afirmação é apoiada em escala macromorfológica pela agregação em blocos subangulares e fracamente desenvolvida no horizonte B, a ocorrência de pontuações de carbonatos no perfil e a presença de calhaus e matações de natureza calcária tanto em superfície como em subsuperfície. Ao contrário dos perfis T1P1 e T1P2 onde o gradiente textural deve-se, sobretudo, ao processo de argiluviação, expresso pela presença de revestimentos e preenchimentos de argilominerais observados durante as análises micromorfológicas (CREUTZBERG & SOMBROEK, 1987), no perfil T1P3 o aumento no teor de argila em profundidade parece ter resultado, principalmente, do processo pedogenético de neoformação de argilas.

Nos horizontes subsuperficiais dos três perfis da topossequência 1 ocorrem ainda nódulos ferromanganosos do tipo “chumbinho de caça”. Esses nódulos indicam a ocorrência de possíveis alterações no regime hídrico dos solos, os quais devem ter passado por alternância de condições de alagamento e aeração, que são necessárias para a redução, movimentação e precipitação dos íons ferro e manganês (OLIVEIRA et al., 2001). A ocorrência desses nódulos ferromanganosos, comumente em associação com pontuações de carbonatos de cálcio nos perfis, corrobora a suposição de existência de eventos paleoclimáticos mais úmidos na região estudada.

A relação AG/AF, as relações percentuais SIAR, FEAR, ALAR e TIAR e as análises mineralógicas, não evidenciam a ocorrência de descontinuidade litológica nos três perfis da topossequência 1.

Todos os três perfis da topossequência apresentam concentrações de CaCO_3 equivalente inferiores às exigidas pelo SiBCS (2013) para o reconhecimento de horizonte cálcico ou petrocálcico ou mesmo de caráter hipocarbonático ou carbonático, muito embora os solos sejam derivados de rochas calcárias. Acredita-se que isto se deve à localização dos perfis em superfície geomórfica estável com topografia suave ondulada e drenagem desimpedida favorável à solubilização e lixiviação dos carbonatos dos solos na forma de bicarbonatos (descalcificação).

Formados sob as mesmas condições climáticas que a topossequência 1 e igualmente derivados de rochas carbonáticas do Grupo Corumbá, os solos da topossequência 2 apresentam, entretanto, menor grau de evolução pedogenética e maior variabilidade de atributos em razão da instabilidade da superfície na qual os mesmos foram formados. Isto porque o sentido e a intensidade do fluxo de água nos perfis – principal responsável pela diferenciação dos solos em topossequências, variam em função da declividade, forma e estabilidade da superfície e em superfícies estáveis onde o fluxo subsuperficial da água nos solos é maior, mais intensos são os processos que resultam na diferenciação dos horizontes e evolução dos perfis (ZASLAVSKY & ROGOWSKI, 1969). Dessa forma, enquanto que a maior infiltração da água nos solos da topossequência 1 favoreceu a formação de solos mais

evoluídos, na topossequência 2 a maior declividade da superfície resultou na intensificação do processo erosivo em detrimento da infiltração, resultando na gênese de solos com argilas de atividade alta, elevadas soma e saturação por bases, predomínio do íon Ca^{++} no complexo sortivo e teores elevados de CaCO_3 equivalente.

Formado a partir da estratificação de sedimentos lacustres recentes de natureza carbonática da Formação Xaraiés do Grupo Corumbá, ricos em macro e microfósseis de gastrópodes, o perfil T2P1 (com sequência A-C) apresenta características reductomórficas e pouca evolução pedogenética em razão não apenas da presença do lençol freático elevado durante a maior parte do ano como também pela adição lateral de água vinda das partes mais altas da paisagem. No terraço fluvial, onde está localizado o perfil T2P1, a adição de íons de Ca^{2+} por fluxo lateral, provenientes das áreas à montante, juntamente como Ca^{2+} oriundo da decomposição das carapaças dos gastrópodes e outros organismos resulta na abundante precipitação de nódulos de calcita no perfil (calcificação), suficiente para o reconhecimento de horizonte cálcico coincidente com todos os horizontes.

Situados em áreas topograficamente mais altas que o perfil anterior, mas ainda sujeitas a variações no nível do lençol freático, como evidenciado pela presença de mosqueados de redução em subsuperfície, os perfis T2P2 e T2P3, desenvolvidos a partir do intemperismo das rochas calcárias da Formação Bocaina do Grupo Corumbá, se caracterizam pela presença de mudança textural abrupta em subsuperfície, com a formação de horizonte E no *sequum* sobrejacente a um B textural. Conforme já discutido, a ocorrência de gradiente textural abrupto nestes perfis parece decorrer tanto de processos sedimentológicos como pedogênicos (argiluviação e ferrólise). Dentre os primeiros, destaca-se a deposição de sedimentos grossos pobremente selecionados e arredondados nos horizontes superficiais, proporcionada pela concavidade da superfície na baixada e no terço inferior da vertente onde se encontram, respectivamente, os perfis T2P2 e T2P3. Essa mesma concavidade contribui para o processo pedogenético da argiluviação, na medida em que favorece a maior infiltração da água no solo e conseqüentemente, a translocação de argilas. O processo da argiluviação é bem caracterizado em ambos os perfis pela presença de abundantes feições de iluviação na forma de preenchimentos, revestimentos e hiporevestimentos de argila com orientação forte e contínua, observados nas análises micromorfológicas. Além disso, a alternância de condições oxidantes e redutoras nos perfis pode ter favorecido o processo da ferrólise, aumentando o gradiente textural em profundidade, além de conduzir a gênese de goethita em detrimento de hematita.

As análises micromorfológicas dos perfis revelam, em subsuperfície, preenchimentos e revestimentos de calcita acicular justapostos às feições de iluviação de argila nos perfis T2P2 e T2P3. Ao contrário do perfil T2P1, onde as acumulações de CaCO_3 são presumivelmente de origem geogênica - formadas devido à oscilação do nível do lençol freático, nos perfis T2P2 e T2P3 admite-se a origem pedogênica das precipitações de calcita acicular, com base nas observações de Dal'Bó & Basilici (2010). Segundo estes pesquisadores, acumulações de CaCO_3 formadas em solos de encosta (pedogênicas) se diferenciam daquelas formadas em fundos de vale (geogênicas), entre outros aspectos, pela sua deposição sobre os revestimentos de argila e ferro.

Os perfis T2P4, T2P5 e T2P6 encontram-se localizados, respectivamente, nos terços médio inferior, médio superior e superior de encosta forte ondulada, todos em superfícies convexas. Nestas condições, a pedogênese é retardada pelo maior fluxo d'água divergente que intensifica as perdas de solo por erosão e reduz o intemperismo, levando à formação de solos

rasos, pedregosos e/ou rochosos, com sequência de horizontes A-C-R (T2P4) ou A-R (T2P5 e T2P6), ricos em carbonatos herdados da rocha calcária subjacente.

Presume-se que a existência de pontos de inflexão na vertente separando o perfil T2P4 dos perfis T2P3 e T2P5, respectivamente à sua jusante e montante, se deve à exposição de diferentes camadas das rochas carbonáticas que constituem o embasamento da região, caracterizado pela ocorrência de dobras e falhas tectônicas. Tal suposição é baseada na análise do complexo de meteorização do horizonte Ck' do perfil T2P4. Esses dados revelam a maior semelhança deste perfil com o T2P1 - formado a partir de sedimentos carbonáticos lacustres, do que com os demais solos da topossequência 2, que são derivados da Formação Bocaina. Somente nos perfis T2P1 e T2P4 localizados em área de terraço e no terço médio da encosta, respectivamente, o processo da calcificação é expressivo, como evidenciado por teores elevados de CaCO_3 equivalente, em muito superiores aos exigidos pelo SiBCS (2013) para o reconhecimento de horizontes cálcicos. A distribuição dos horizontes cálcicos observados na topossequência 2 desse estudo corrobora as observações de Ruellan (2006), segundo o qual a distribuição lateral dos horizontes cálcicos e/ou petrocálcicos em uma paisagem é função da topografia e estabilidade da superfície, e a espessura da acumulação dos carbonatos aumenta na medida em que se desce as encostas.

Nenhum dos nove perfis estudados apresentou endurecimento contínuo por carbonato de cálcio suficiente para ser classificado como petrocálcico. Este fato é justificado pela ocorrência de paleoclimas mais úmidos na região, como sugerido pela análise da assembleia fitolítica do T1P3, que foram desfavoráveis ao avanço evolutivo do processo de calcificação, através da coalescência dos nódulos e/ou revestimentos carbonáticos, que conduziria formação de um horizonte endurecido (GILE et al., 1966).

Quanto à classificação dos solos da topossequência 1 (T1), o perfil T1P1 com horizonte superficial A chernozêmico sobrejacente a um horizonte B que atende as exigências de cor, gradiente textural e cerosidade requeridas para o reconhecimento do horizonte textural (sequência A-Bt), é classificado como Argissolo Vermelho. Em nível de grande grupo é enquadrado como Eutrófico devido ao $V \geq 50\%$, e como nitossólico em nível de subgrupo por atender os requisitos de espessura, estrutura e cerosidade para o reconhecimento de um horizonte B nítrico, diferindo deste, entretanto, por apresentar relação textural maior que 1,5 e pela presença de policromia.

O perfil T1P2 por sua vez, apresenta horizonte A moderado, assim classificado por não atender os requisitos exigidos para os demais tipos de A e horizonte B com cores vermelhas nos matizes 5YR e 2,5YR e incremento de argila em relação ao horizonte E sobrejacente suficiente para o reconhecimento do horizonte textural. Assim, com sequência de horizontes A-E-Bt, o perfil T1P2 é classificado como Argissolo Vermelho Distrófico (devido ao $V < 50\%$) típico (devido à falta de características intermediárias para outras classes de solos). A presença de horizonte E no sequum, incomum em solos derivados de rochas calcárias, pode ser mais bem compreendida quando se considera o caráter poligenético desses solos, característica esta inerente aos sistemas cársticos (BOSÁK, 2003) e indicada nesse estudo tanto pela micromorfologia quanto pela análise da assembleia fitolítica do perfil T1P3, ambas anteriormente discutidas.

Segundo o SiBCS (EMBRAPA, 2013), o horizonte A do perfil T1P3 é classificado como proeminente devido ao V (%) ser inferior ao requerido para o reconhecimento de um A chernozêmico, atendendo porém as demais características diagnósticas e sem apresentar teor de C orgânico suficiente para caracterizar o A húmico. O horizonte B, por sua vez, por não

possuir evidências de nenhum processo pedogenético dominante de forma a não atender os requisitos exigidos para o reconhecimento dos demais tipos de B, é classificado como incipiente. Assim, com sequência de horizontes A-Bi, o T1P3 é classificado como Cambissolo Háplico, respectivamente nos níveis categórico de ordem e subordem. Já no nível de grande grupo o perfil é identificado como Eutrófico (saturação por bases $\geq 50\%$ na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B, inclusive BA) e como típico em nível de subgrupo.

Nenhum dos três perfis desta topossequência apresenta acumulação de CaCO_3 equivalente suficiente para o reconhecimento de horizonte cálcico e/ou petrocálcico ou de caráter carbonático ou hipocarbonático, o que se atribui à estabilidade da superfície e à ocorrência de períodos de clima úmido da região, favoráveis à solubilização e lixiviação dos carbonatos dos solos.

Para todos os três perfis da topossequência 1 (T1), em função dos valores de atividade da argila nos horizontes Bt1 (T1P1 e T1P2) e Bi (T1P3) próximos ao limite para atividade alta, recomenda-se a aplicação de critério de classe de atividade média (Tm) – para valores entre 17 e 27 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de argila no quinto nível taxonômico do SiBCS, com o fim de diferenciá-los de outros Argissolos Vermelhos e Cambissolos Háplicos.

Na topossequência 2 (T2), a declividade acentuada da vertente, de perfil longitudinal plano-côncavo-convexo da base para o topo da encosta, resulta em grande variabilidade nos atributos dos solos.

Localizado em terraço fluvial, o perfil T2P1 apresenta sérias restrições à drenagem com cores predominantemente acinzentadas em subsuperfície denotativas do processo pedogenético de gleização, enquanto que em superfície predominam cores escuras (matiz 10YR) graças à lenta mineralização dos compostos orgânicos. Formado a partir de sedimentos lacustres recentes de natureza carbonática da Formação Xaraiés, o perfil T1P3 apresenta acumulações expressivas de CaCO_3 de origem geogênica (PIMENTEL et al., 1996), muito superiores às exigidas pelo SiBCS para o reconhecimento do horizonte cálcico. Com argila de alta atividade, caráter eutrófico e horizonte A chernozêmico sobrejacente a C cálcico (sequência A-Ck'), o T2P1 é classificado como Chernossolo Rêndzico Órtico típico.

Por não atenderem o requisito de estrutura suficientemente desenvolvida requerida para o reconhecimento do A chernozêmico pelo SiBCS (EMBRAPA, 2013), os horizontes superficiais do perfis T2P2 e T2P3 são classificados como moderados. Com sequências de horizontes A-E-Bt, argila de atividade alta e saturação por bases também alta no horizonte B e sem acumulação de carbonato de cálcio expressiva, os perfis T2P2 e T2P3 são classificados como Luvissolos Háplicos. Nos níveis categóricos de grande grupo e subgrupo, devido a diferenças na espessura do solum, os perfis T2P2 e T2P3 são identificados, respectivamente, como Órtico (espessura do solum ≤ 80 cm) típico e Pálico abráptico.

Os perfis T2P4, T2P5 e T2P6 localizam-se, respectivamente, nos terços médio inferior, médio superior e superior de encosta forte ondulada (declive de cerca de 45%), e todos em superfícies convexas. Nestas condições, onde o fluxo lateral da água passa a ser muito superior ao vertical, a pedogênese é retardada tanto pelo menor intemperismo das rochas subjacentes como pela maior intensidade das perdas por erosão, levando à formação de solos rasos, pedregosos e/ou rochosos, com sequência de horizontes A-C-R (T2P4) ou A-R (T2P5 e T2P6).

No perfil T2P4, com sequência de horizontes A-C-R, a presença de horizonte A moderado sobrejacente a um horizonte com acumulação expressiva de carbonato de cálcio (CaCO_3 equivalente de 296,6 g kg^{-1}) permite o reconhecimento do horizonte cálcico

conjugado ao horizonte C com 18 cm de espessura, cores variegadas e textura franca (sequência A-Ck'-R), sendo o perfil classificado como Neossolo Litólico Carbonático típico.

Por sua vez ambos os perfis T2P5 e T2P6, apresentam horizonte A chernozêmico assente diretamente sobre a rocha (sequência A-R). Porém, apesar da forte efervescência por HCl não possuem conteúdo CaCO₃ equivalente suficiente para o reconhecimento do caráter carbonático ou horizonte cálcico, sendo ambos classificados como Neossolos Litólicos Chernossólicos fragmentários.

Conforme já discutido, nenhum dos nove perfis avaliados atende os requisitos de teores de CaCO₃ equivalentes e/ou endurecimento contínuo por CaCO₃ para ser classificado como petrocálcico, conforme o SiBCS.

De acordo com a classificação americana de solos (USDA, 2010), os perfis da topossequência 1 apresentam os seguintes epipedons: T1P1 - mólico (*mollic epipedon*), T1P2 - ócrico (*ochric epipedon*) e T1P3 - úmbrico (*umbric epipedon*). Na topossequência 2, os horizontes A chernozêmicos dos perfis T2P1 e T2P5 correspondem a epipedons mólicos (*mollic epipedon*), enquanto que no perfil T2P6, a presença de grande quantidade de fragmentos da rocha calcária no horizonte superficial não permitiu o seu enquadramento como tal, sendo o mesmo classificado como *ochric epipedon*. Também os perfis T2P2, T2P3 e T2P4 apresentam epipedon ócrico (*ochric epipedon*). Quanto aos horizontes subsuperficiais, ambos os perfis T1P1 e T1P2 apresentam horizonte argílico (*argillic horizon*) devido à presença de cerosidade desenvolvida e gradiente textural, enquanto que no T1P3 não foi verificada a ocorrência de cerosidade ou outros atributos que atendam os critérios exigidos para o reconhecimento dos demais horizontes, portanto o horizonte subsuperficial é classificado como câmbico (*cambic horizon*). Na topossequência 2 (T2), os perfis T2P1 e T2P4 apresentam subhorizontes cálcicos (*calcic horizon*), com teores de CaCO₃ muito superiores ao limite mínimo de 150 g kg⁻¹ para o reconhecimento de tais horizontes, enquanto que os horizontes Bt dos perfis T2P2 e T2P3 correspondem a horizontes argílicos (*argillic horizon*).

Dessa forma, na topossequência 1, o perfil T1P1, profundo, com bom desenvolvimento pedogenético, com epipedon mólico sobrejacente a horizonte argílico e com saturação por bases $\geq 50\%$, é classificado como *Mollisol*, enquanto que o perfil T1P2, com caráter distrófico e epipedon ócrico, é reconhecido como *Ultisol*. No perfil T1P3, a presença de horizonte câmbico dentro dos primeiros 100 cm de profundidade, subjacente a um epipedon mólico leva à sua classificação como *Inceptisol* em nível de Ordem.

Na topossequência 2, o perfil T2P1, eutrófico, sem desenvolvimento pedogenético expressivo, com ausência de horizonte B no sequum (sequência A-Ck') e com epipedon mólico, é classificado como *Entisol*, assim como o perfil T2P4, que não atende os requisitos para as demais ordens de solos. Quanto aos perfis T2P2 e T2P3, ambos com epipedon ócrico sobrejacentes a horizonte argílico e com saturação por bases alta em todos os horizontes, são classificados como *Alfisols*, enquanto que o perfil T2P5 com caráter eutrófico e contato lítico abaixo do epipedon mólico é um *Mollisol*. O perfil T2P6, com epipedon ócrico sobrejacente a contato lítico é classificado como *Entisol*.

Quanto ao regime de umidade, o perfil T2P1, com sérias restrições à drenagem durante a maior parte do ano, como indicado por suas cores predominantemente acinzentadas, apresenta regime áquico, enquanto que os demais perfis têm regime údico, com base em condições climáticas atuais, tendo como referência dados de van Wambeke (1981). Dessa forma, em nível de subordem, o perfil T1P1 é classificado como *Udoll*, o T1P2 como *Udult*,

enquanto que o T1P3 é um *Udept*. Na topossequência 2, a classificação dos perfis fica da seguinte forma: perfil T2P1 é classificado como *Aquent*; perfis T2P2, T2P3 são *Udalfs* enquanto que o perfil T2P5 é reconhecido como *Udoll*. O T2P4 e o T2P6, por não atenderem os requisitos para os demais *Entisols*, são classificados como *Orthent*.

Em nível de grande grupo, a presença de horizonte argílico no perfil T1P1 faz com que o mesmo seja classificado como *Argiudoll*. O T1P2, por não atender os requisitos para nenhum outro grande grupo é reconhecido como *Hapludult*. O T1P3, com epipedon úmbrico, é classificado como *Humudept*. A variação irregular no conteúdo de carbono orgânico total com a profundidade, cujos teores são superiores a 2 g kg⁻¹, resultam na classificação do T2P1 em nível de grande grupo como *Fluvaquent*. Devido ao horizonte argílico, à alta atividade da fração argila alta e a falta de requisitos necessários para o reconhecimento dos demais grandes grupos, os perfis T2P2 e T2P3 são ambos reconhecidos como *Hapludalfs*. Já nos perfis T2P4, e T2P6 o regime de umidade údico os define como pertencentes ao grande grupo dos *Udorthents*, enquanto que o perfil T2P5, por não atender os requisitos para os demais grandes grupos, é reconhecido como *Hapludoll*.

Quanto ao subgrupo, os perfis T1P1, T1P2 e T1P3 da T1 são todos típicos, por não possuírem mudança textural abrupta, horizonte alábico, lamelas, ou demais requisitos necessários para quaisquer outros subgrupos. Na topossequência 2, a presença de cor úmida com valor 3 no perfil T2P1 leva à sua classificação como *Mollic*. Os perfis T2P2 e T2P3 são ambos *Typic* por não atenderem os requisitos de textura, cor e condições redutoras exigidas para os demais subgrupos. Nos demais perfis (T2P4, T2P5 e T2P6), a presença de contato lítico dentro de 50 cm superficiais faz com que os mesmos sejam classificados com *Lithic*.

A **Tabela 24** apresenta um resumo da classificação dos solos nos quatro primeiros níveis categóricos do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006) e do Soil Taxonomy (USDA, 2010).

Tabela 24. Classificação dos perfis de solos das duas topossequências estudadas segundo o SiBCS (2013) e o Soil Taxonomy (USDA, 2010).

Perfil	SiBCS	Soil Taxonomy
Topossequência 1 (T1)		
1 (T1P1)	Argissolo Vermelho Eutrófico nitossólico	<i>Typic Argiudoll</i>
2 (T1P2)	Argissolo Vermelho Distrófico típico	<i>Typic Hapludult</i>
3 (T1P3)	Cambissolo Háptico Tb Eutrófico típico	<i>Typic Humudept</i>
Topossequência 2 (T2)		
1 (T2P1)	Chernossolo Rêndzico Órtico típico	<i>Mollic Fluvaquent</i>
2 (T2P2)	Luvissolo Háptico Órtico típico	<i>Typic Hapludalf</i>
3 (T2P3)	Luvissolo Háptico Pálico abrupto	<i>Typic Hapludalf</i>
4 (T2P4)	Neossolo Litólico Carbonático típico	<i>Lithic Udorthent</i>
5 (T2P5)	Neossolo Litólico Chernossólico fragmentário	<i>Lithic Hapludoll</i>
6 (T2P6)	Neossolo Litólico Chernossólico fragmentário	<i>Lithic Udorthent</i>

4. CONCLUSÕES

Os resultados apresentados e discutidos ao longo deste trabalho permitem as seguintes conclusões:

- a. A natureza e a intensidade dos processos genéticos que resultam na variação dos atributos dos solos entre topossequências e ao longo de uma mesma vertente são condicionadas tanto pela declividade, posição topográfica e pedoforma quanto pela estabilidade, encontrando-se solos mais evoluídos e com menor variabilidade de atributos na topossequência 1 (T1) do que na topossequência 2 (T2).
- b. As análises da assembleia fitolítica e micromorfologia sugerem a ocorrência de um clima mais seco atualmente na Serra da Bodoquena após uma alternância de eventos de maior abundância hídrica com períodos de maior aridez.
- c. Os solos estudados são poligenéticos, assim reconhecidos pela coexistência de propriedades formadas durante eventos climáticos distintos. Durante climas pretéritos mais úmidos teriam sido formadas feições texturais indicativas da ocorrência do processo pedogenético de argiluviação (preenchimentos e revestimentos de argila), posteriormente recobertas por acumulações de CaCO_3 , depositadas durante o clima atual mais seco.
- d. Além do processo de argiluviação, a ocorrência de períodos de maior umidade na região resultou na solubilização e lixiviação dos carbonatos das superfícies geomórficas com drenagem livre (descalcificação), fazendo com que a concentração de CaCO_3 equivalente seja insuficiente para o reconhecimento de horizontes cálcicos e/ou petrocálcicos nos solos da topossequência 1 (T1).
- e. Somente na topossequência 2 (T2) os perfis T2P1 e T2P4, localizados em área de terraço fluvial e terço médio inferior, respectivamente, apresentam teores de CaCO_3 equivalentes que atendem aos requisitos para o reconhecimento do horizonte cálcico nos perfis, sendo as acumulações carbonáticas no T2P1 de origem geogênica, enquanto que no T2P4 elas têm origem pedogênica. Mesmo nessa topossequência não foi observada a ocorrência de horizonte petrocálcico, o que se deve, provavelmente, à ocorrência de paleoclimas mais úmidos na Serra da Bodoquena desfavoráveis ao avanço evolutivo do processo de calcificação.
- f. Os solos da Serra da Bodoquena apresentam particularidades em sua composição mineralógica que os diferenciam de outros solos calcimórficos do território nacional, o que se deve não apenas a diferenças nas condições geomorfológicas e climáticas da região, como na composição das rochas calcárias do Grupo Corumbá.
- g. O índice Ki não deve ser utilizado como índice do grau de intemperismo dos solos formados de sedimentos holocênicos recentes, como o perfil 1 da topossequência 2 (T2P1). Nestes, a grande quantidade de bioclastos parece ser mais determinante na composição dos solos do que a posição topográfica do perfil, favorável no caso do

T2P1, ao processo de ressilicificação dos minerais de argila através do aporte de SiO_2 e de bases das posições mais altas.

- h. Na topossequência 1 (T1) os perfis apresentam a seguinte sequência de evolução pedogenética: T1P1 > T1P2 > T1P3.
- i. Os processos pedogenéticos predominantes nos solos da topossequência 1 (T1) são: argiluviação nos perfis T1P1 e T1P2 e neoformação de argilas no T1P3, além de descalcificação em todos os três perfis. Na topossequência 2 (T2), o perfil T2P1 não apresenta desenvolvimento pedogenético expressivo em razão do predomínio de condições reductomórficas, tendo como principal processo a calcificação. Nos perfis T2P2 e T2P3 o incremento de argila em profundidade deve-se tanto à argiluviação como à deposição de sedimentos de granulometria mais grossa por coluviação e o seu aumento relativo pela ação da ferrólise. No T2P4, o principal processo pedogenético é a calcificação, enquanto que nos demais perfis T2P5 e T2P6 não há processo pedogenético expressivo.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este estudo valida a criação da classe de atividade média (Tm) para valores entre 17 e 27 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de argila no quinto nível taxonômico do SiBCS, com o fim de diferenciar entre os Argissolos Vermelhos e Cambissolos Hápicos derivados de rochas calcárias, como os solos da topossequência 1 (T1), de outros Argissolos Vermelhos e Cambissolos Hápicos.

As análises da assembleia fitolítica e micromorfologia são ferramentas de grande utilidade na reconstrução do cenário paleoambiental e a compreensão da coexistência de atributos do solo aparentemente contraditórios sob o ponto de vista pedogenético. Em especial em solos onde sua pedogênese se deu em diferentes condições ambientais, ou seja, solos poligenéticos.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMS, A.E.; MACKENZIE, W.S.; GUILFORD, C. Atlas of sedimentary rocks under the microscope. 1984. 108p.
- AHRNNET, F. (ed.). Soils and geomorphology. New York, Wiley & Sons, 1985. 347 p.
- ALBERT, R.M.; MANGADO, X.; MARTÍN, A. Estudio sobre la conservación y disolución de fitolitos en sedimentos calcáreos. Análisis de una columna estratigráfica de la Cova del Frare (Matadepera, Barcelona). In: PINILLA, A.; JUAN-TRESSERRAS, J.; MACHADO, M.J. (eds.). Monografías 4. Estado actual de los estudios de fitolitos en suelos y plantas. Madrid: Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 1997. p. 187-196.
- ALBERT, R.M. Reconstrucción de la vegetación en África Oriental durante el Plio-Pleistoceno a través del estudio de fitolitos: La Garganta de Olduvai (Tanzania). Ecosistemas. 15(1): 47-58, 2006.
- ALBERT, R.M.; BAMFORD, M.K.; CABANES, D. Taphonomy of phytoliths and macroplants in different soils from Olduvai Gorge (Tanzania) and the application to Plio-Pleistocene palaeoanthropological samples. Quaternary International, 148: 78-94, 2006.
- ALBERT, R.M.; BAMFORD, M.K.; CABANES, D. Palaeoecological significance of palms at Olduvai Gorge, Tanzania, based on phytolith remains. Quaternary International, 193: 41-48, 2009.
- ALENCAR, E.L.L. Química e mineralogia de três pedons originários de calcário da Chapada do Apodi - CE. Fortaleza, CE, Universidade Federal do Ceará, 2002. 61p. (Tese de Mestrado).
- ALEXANDRE, A.; MEUNIER, J-D.; COLIN, F.; KOUD, J-M. Plant impact on the biogeochemical cycle of silicon and related weathering processes. Geochimica et Cosmochimica Acta, Nova York, v. 61 (3): 677-682, 1997.
- ALFONSI, R.R.; PINTO, H.S.; ZULLO JÚNIOR, J.; CORAL, G.; ASSAD, E.D.; EVANGELISTA, B.A.; LOPES, T.S.S.; MARRA, E.; BEZERRA, H.S.; HISSA, H.R.; FIGUEIREDO, A.F. de; SILVA, G.G. da; SUCHAROV, E.C.; ALVES, J.; MARTORANO, L.G.; ANDRÉ, R.G.B.; ANDRADE, W.E.B. Zoneamento climático da cultura do café (*Coffea arabica*) no Estado do Mato Grosso do Sul. Campinas: IAC: UNICAMP; Brasília: Embrapa Cerrados; Niterói: Pesagro-Rio; Rio de Janeiro: SIMERJ; Embrapa Solos. 2002. Disponível em: http://www.cpa.unicamp.br/cafe/MS_menu.htm. Acessado em novembro de 2010.
- ALLAN, R.J.; HOLE, F.D. Clay accumulation in some Hapludalfs as related to calcareous till and incorporated loess on drumlins in Wisconsin. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 32: 403-408, 1968.
- ALONSO-ZARA, A.M. Initial stages of laminar calcrete formation by roots: examples from the neogene of Central Spain. Sedimentary Geology, 126: 177-191, 1999.
- ALMEIDA, F.F.M. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), Brasil. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, Rio de Janeiro, 219: 1-96, 1965.
- ALMEIDA, E.A.B.; BARRETO, E.A. de S.; DA SILVA, E.J.; DONATO, C.R.; DANTAS, M.A.T. Levantamento espeleológico de Sergipe: abordagem geomorfológica da caverna de

Pedra Branca, Laranjeiras, SE. *In:VI Simpósio Nacional de Geomorfologia. Geomorfologia Tropical e Subtropical: processos, métodos e técnicas. Anais... Goiânia. 2006.*

ALTUNBAS, S.; SARI, M. The relationships of iron contents between red mediterranean soils and its parent material in Antalya Province, Turkey. *AKDENİZ UNİVERSİTESİ ZİRAAT FAKULTESİ DERGİSİ*, 22 (1): 15-21, 2009.

ANJOS, L.H.; FERNANDES, M.R.; PEREIRA, M.G.; FRANZMEIER, D.P. Landscape and pedogenesis of an Oxisol-Inceptisol-Ultisol sequence in Southeastern Brazil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 62: 1651-1658, 1998.

ARGANT, J. Climat et environnement au Quaternaire dans le Bassin du Rhône d'après les données palynologiques, Document Laboratoire Géologique de Lyon, Lyon, 1990. 199p.

ARKLEY, R.J. Calculation of carbonate and water movement in soil from climatic data. *Soil Sci.* 96: 239-248, 1963.

ARAÚJO, G.M.; GUIMARÃES, A.J.M.; NAKAJIMA, J.N. Fitossociologia de um remanescente de mata mesófila semidecídua urbana, Bosque John Kennedy, Araguari, MG, Brasil. *Rev. Bras. de Botânica*, 20: 67-77, 1997.

AULER, A.; FARRANT, A.R. A brief introduction to karst and caves in Brazil. *Proceedings of University of Bristol Speleological Society*, 20 (3): 187-100, 1996.

AULER, A.S.; RUBBIOLI, E.; BRANDI, R. As grandes cavernas do Brasil. Belo Horizonte, Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas. 2001.

ASSINE, M.L. Sedimentação na Bacia do Pantanal Mato-Grossense, Centro-Oeste do Brasil. Rio Claro, SP, Universidade Estadual Paulista - UNESP, 2003. 106 p. (Tese de Livre Docência).

BACHMAN, G.O.; MACHETTE, M.N. Calcic soils and calcretes in the southwestern United States. USGS: Open-File Report, 1977. 163 p.

BAGGIO, H.; SOUZA, F.C.R. de; TRINDADE, W.M. Carste em rochas quartzíticas da Gruta do Salitre, Diamantina-MG. *Campina Grande, PB*, II (1):3 (Set/Out). 2011.

BAJNÓCZI, B.; KOVÁCS-KIS, V. Origin of pedogenic needle-fiber calcite revealed by micromorphology and stable isotope composition - a case study of a quaternary paleosol from Hungary. *Chemie der Erde*. 66: 203-212, 2006. Disponível em: www.sciencedirect.com. Acessado em março de 2011.

BAKKER, A.P. de; ALFAIA, S.S. Mineralogia e concentração total dos radionuclídeos urânio e tório em nódulos ferromangânicos. 62ª Reunião Anual da SBPC. 2010. Disponível em: <http://www.sbpnet.org.br/livro/62ra/resumos/resumos/918.htm>. Acessado em janeiro de 2012.

BAPTISTA-MARIA, V.R.; RODRIGUES, R.R.; DAMASCENO JUNIOR, G.; MARIA, F. de S.; SOUZA, V.C. Composição florística de florestas estacionais ribeirinhas no Estado de Mato Grosso do Sul, Brasil. *Acta Botânica Brasílica*. 23 (2): 535-548, 2009.

BARBONI, D.; BONNEFILLE, R.; ALEXANDRE, A.; MEUNIER, J.D. Phytoliths as paleoenvironmental indicators, West Side Middle Awash Valley, Ethiopia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 152: 87-100, 1999.

- BARRETO, E.A. de S.; ALMEIDA, E.A.B. de; RODRIGUES, V.P.A.; ARAÚJO, H.M. de. Influências paleoclimáticas na morfologia cárstica em Sergipe. *Direto do Centro da Terra*: 1 (1): 15-21, 2007.
- BARTOLI, F. The biogeochemical cycle of silicon in two temperate forest ecosystems. *Environ. Biogeochem. Ecol. Bull.* 35: 469-476, 1983.
- BENITES, V.M.; MENDONÇA, E.S. Propriedades eletroquímicas de um solo eletropositivo influenciadas pela adição de diferentes fontes de matéria orgânica. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 22: 215-221, 1998.
- BENITES, V.M.; SCHAEFER, C.E.G.R.; MENDONÇA, E.S.; MARTIN NETO, L. Caracterização da matéria orgânica e micromorfologia de solos sob campos de altitude no Parque Estadual da Serra do Brigadeiro (MG). *Rev. Bras. Ci. Solo*, 25: 661-674, 2001.
- BENITES, V.M.; MADARI, B.; MACHADO, P.L.O.A. Extração e fracionamento quantitativo de substâncias húmicas do solo: um procedimento simplificado de baixo custo. Rio de Janeiro: EMBRAPA Solos, 2003. 7 p. (Comunicado Técnico, 16).
- BERNINI, T.A. Caracterização mineralógica, identificação das substâncias húmicas e quantificação do alumínio em solos da Formação Solimões - Acre. Seropédica, RJ, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 2010. 84p. (Tese de Mestrado).
- BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; SANTOS, G.F. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Florianópolis, SC: UFSC, 1994.
- BITTENCOURT ROSA, D.; WESKA, R.K.; GAUTHIER, J.P.; RANTSORDAS, S.; SAMAMA, J.C. Novos dados acerca dos depósitos auríferos associados a veios de quartzo e a degradação ambiental na porção sudoeste do município de Cuiabá - Mato Grosso, Brasil. *Geoambiente on-line*. Jitaí, GO, 1 (61): 12-19, 2003.
- BLAIR, R.W. Karst and lake basis. 1997. Disponível em: http://daac.gsfc.nasa.gov/geomorphology/GEO_7/GEO_CHAPTER_7.shtm. Acessado em janeiro de 2011.
- BLINNIKOV, M.S. Phytoliths in plants and soils of the interior Pacific Northwest, USA. *Review of Paleobotany and Palynology*, 135, 71-98, 2005.
- BOARDMAN, J. (ed.) *Soils and Quaternary Landscape Evolution*. New York, Wiley & Sons, 1985. 319 p.
- BOERO, V.; SCHWERTMANN, U. Iron oxide mineralogy of *Terra Rossa* and its genetic implications. *Geoderma*, 44: 319-327, 1989.
- BOERO, V.; PREMOLI, A.; MELIS, P.; BARBERIS, E.; ARDUINO, E. Influence of climate on the iron oxide mineralogy of *Terra Rossa*. *Clays Clay Miner*, 40: 8-13, 1992.
- BOGGIANI, P.C.; COIMBRA, A.C.; FAIRCHILD, T.R. Calcários e rochas fosfáticas do Grupo Corumbá na Serra da Bodoquena: modelo genético. *In: Jornadas Científicas*, 2. São Paulo. Bol. IG-USP, Publ. esp., 12: 23-24, 1992.
- BOGGIANI, P.C.; FAIRCHILD, T.R.; COIMBRA, A.M. O Grupo Corumbá (Neoproterozóico-Cambriano) na região central da Serra da Bodoquena, Mato Grosso do Sul (Faixa Paraguai). *Rev. Bras. de Geociências*, 23 (3): 301-305, 1993.

BOGGIANI, P.C.; COIMBRA, A.M.; HACHIRO, J. Evolução paleogeográfica do Grupo Corumbá (Neoproterozóico). *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 39, Salvador, 1996. Anais...Salvador, SBG, 6: 132-134.

BOGGIANI, P.C.; COIMBRA, A.M.; GESICKI, A.L.D.; SIAL, A.N.; FERREIRA, V.P.; RIBEIRO, F.B.; FLEXOR, J-M. Tufas Calcárias da Serra da Bodoquena. *In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; QUEIROZ, E.T.; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M. (eds.). Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. 1999. Disponível em: <http://sigep.cprm.gov.br/sitio034/sitio034.htm>. Acessado em dezembro de 2010.

BOGGIANI, P.C.; COIMBRA, A.M. Morraria do Puga - Registro de glaciação neoproterozóica no Estado de Mato Grosso do Sul. *In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; QUEIROZ, E.T.; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M. (eds.). Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. 1999. Disponível em: <http://sigep.cprm.gov.br/sitio034/sitio034.htm>. Acessado em agosto de 2010.

BORBA-ROSCHER, M.; ALEXANDRE, A.; VARAJÃO, A.F.D.C.; MEUNIER, J.D.; VARAJÃO, C.A.C.; COLIN, F. Phytoliths as indicators of pedogenesis and paleoenvironmental changes in the Brazilian cerrado. *Journal of Geochemical Exploration*, 88, 172-176, 2006.

BORTOLUZZI, E.C.; PERNES, M.; TESSIER, D. Mineralogia de partículas envolvidas na formação de gradiente textural em um Argissolo subtropical. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 32: 997-1007, 2008.

BOULET, R. Uma evolução recente da pedologia e suas implicações no conhecimento da gênese do relevo. *In: 3º ABEQUA*, 1992. Anais...p. 43.

BOSÁK, P. Karst processes from the beginning to the end: How can they be dated? *Speleogenesis and evolution of karst aquifers*. 1(3): 1-24, 2003.

BRAIDA, J.A.; CAMARGO, F.A.O.; ROSSO, I.J.; GIANELLO, C.; MEURER, E.J. Comparação de métodos de determinação da disponibilidade de fósforo do solo para as plantas. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 20: 345-347, 1996.

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL: Folha SB.24/25 - Jaguaribe/Natal; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1981. 745p. (Levantamento de Recursos Minerais, 23).

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL: Folha SF.21 - Campo Grande; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1982. 416p. (Levantamento de Recursos Minerais, 28).

BREMOND, L.; ALEXANDRE, A.; VÉLA, E.; GUIOTA, J. Advantages and disadvantages of phytolith analysis for the reconstruction of Mediterranean vegetation: an assessment based on modern phytolith, pollen and botanical data (Luberon, France). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 129 (4): 213- 228, 2004.

BREMOND, L.; ALEXANDRE, A.; HÉLY, V.; GUIOTA, J. A phytolith index as a proxy of tree cover density in tropical areas: Calibration with Leaf Area Index along a forest-savanna transect in southeastern Cameroon. *Global and Planetary Change* 45: 277-293, 2005.

- BREMOND, L.; ALEXANDRE, A.; WOOLER, M.; HÉLY, C.; WILLIAMSON, D.; SCHÄFER, P.A.; MAJULE, M; GUILOT, J. Phytolith indices as proxies of grass subfamilies on East African tropical mountains. *Global and Planetary Change*, 61: 209-224, 2008.
- BREWER, R. The basis of interpretation of soil micromorphological data. *Geoderma*, 8: 81-94, 1972.
- BIRTE, J.; ARMIN, S. Genesis, properties, classification and assessment of soils in Central Benin, West Africa. *Geoderma*, 139: 357-370, 2007.
- BRINKMAN, R. Ferrollysis, a hydromorphic soil forming process. *Geoderma*, 3: 199-206, 1970.
- BROOKS, H.K. Rate of solution of limestone in the karst terrane of Florida. Publ. n° 6. Florida Water Resources Research Center. OWRR. Project Number A-004-FLA, 1967. 16p.
- BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G.; TURSINA, T. Handbook for soil thin section description. Waine Research Publications, Wolverhampton, 1985, 152p.
- BUOL, S.W.; HOLE, F.D.; McCracken, R.J. Soil genesis and classification. Ames, Iowa State University Press, 1997, 527p.
- BUTLER, J.; GOETZ, H.; RICHARDSON, J.L. Vegetation and soil - Landscape relationships in the North Dakota Badlands. *American Midland Naturalist*, 116 (2): Oct., 1986.
- CAILLEAU, G.; VERRECCHIA, E.P.; BRAISSAN, O.; EMMANUEL, L. The biogenic origin of needle fibre calcite. *Sedimentology*: 56, 1858-1875, 2009.
- CALEGARI, M.R. Ocorrência e significado paleoambiental do horizonte A húmico em Latossolos. Piracicaba, SP, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, 2008. 259p. (Tese de Doutorado).
- CAMPOS, A.C; LABOURIAU, L.G. Corpos silicosos de gramíneas dos cerrados II. *Pesq. Agrop. Brasileira*, Brasília (DF), 4: 143-151, 1969.
- CAMPOS, M.C.C.; MARQUES JÚNIOR, J.; PEREIRA, G.T.; MONTANARI, R.; CAMARGO, L.A. Relações solo-paisagem em uma litosequência arenito-basalto na região de Pereira Barreto, SP. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 31: 519-529, .
- CAMPOS, M.C.C.; RIBEIRO, M.R.; SOUZA JUNIOR, V.S.; RIBEIRO FILHO, M.R.; AQUINO, R.E.; OLIVEIRA, I.A.. Superfícies geomórficas e atributos do solo em uma topossequência de transição várzea-terra firme. *Biosci. J.* 29 (1): 132-142, 2013.
- CAÑAVERAS, J.C.; CUEZVA, S.; SÁNCHEZ-MORAL, S.; LARIO, J.; LAIZ, L.; GONZÁLEZ, J.M.; SAIJIMÉNEZ, C. On the origin of fiber calcite crystals in moonmilk deposits. *Naturwissenschaften*, 93, 27-32, 2006.
- CANELLAS, L.P.; BERNER, P.G.; SILVA, S.G.; SILVA, M.B.; SANTOS, G. A. Frações da matéria orgânica em seis solos de uma topossequência no Estado do Rio de Janeiro. *Pesq. Agrop. Brasileira*, Brasília, DF, 35: 133-143, 2000.
- CANELLAS, L.P.; VELLOSO, A.C.X.; MARCIANO, C.R.; RAMALHO, J.F.G.P.; RUMJANEK, V.M.; RESENDE, C. E.; SANTOS, G.A. Propriedades químicas de um Cambissolo cultivado com cana de açúcar, com preservação do palhicho e adição de vinhaça por longo tempo. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 27: 935-944, 2003.

- CARNELLI, A.L.; MADELLA, M.; THEURILLAT, J-P. Biogenic silica production in selected alpine plant species and plant communities. *Annals of Botany*, 87: 425-434, 2001.
- CARNELLI, A.L.; MADELLA, M.; THEURILLAT, J-P.; AMMANN, B. Aluminum in the opal silica reticule of phytoliths: a new tool in palaeoecological studies. *American Journal of Botany*, 89 (2): 346-351, 2002.
- CARTER, J.A.; LIAN, O.B. Paleoenvironmental reconstruction from the last interglacial using phytolith analysis, southeastern North Island, New Zealand. *Journal of Quaternary Science*: 15 (7): 733-743, 2000.
- CARY, L.; ALEXANDRE, A.; MEUNIER, J-D.; BOEGLIN, J-L.; BRAUN, J-J. Contribution of phytoliths to the suspended load of biogenic silica in the Nyong basin rivers (Cameroon), *Biogeochemistry*, 74 (1): 101-114, 2005.
- 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. (eds.). Tópicos em ciência do solo. Viçosa, MG, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo*, 3: 107-164, 2003.
- CHADWICK, O.A.; SOWERS, J.M.; AMUNDSON, R.G. Morphology of calcitic crystals in cluster coatings from four soils in the Mojave desert regions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53: 219-221, 1989.
- CHADWICK, O.A.; NETTLETON, W.D.; STAIDL, G.J. Soil polygenesis as a function of quaternary climate change, Northern Great Basin, U.S.A. *Geoderma*, 68: 1-26, 1995.
- CHEN, H.S.; ZHANG, W.; WANG, K.; FU, W. Soil moisture dynamics under different land uses on karst hillslope in northwest Guangxi, China. *Environmental Earth Science*, 61: 1105-1111, 2010.
- CIRIC, M. Characteristics of soil formation on limestone and principles of limestone classification. *Soviet Soil Science*. S/N,57-64, 1967.
- CLARKE, J. The occurrence and significance of biogenic opal in the regolith. *Earth-Science Reviews*: 60: 175-194, 2003.
- COLSON, J.; COJAN, I.; THIRY, M. A hydrogeological model for palygorskite formation in the Danian continental facies of the Provence Basin (France). *Clays Minerals*: 33: 333-347, 1998.
- COLTRINARI, L. Karstic-type forms and landscape evolution in Taubaté Basin (São Paulo, Brazil). *Fourth International Conference on Geomorphology. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat.* 22: 5-12, 1999.
- CORBEL, J. Erosion en terrain calcaire. *Annales de Géographie*. 68: 97-120, 1959.
- CORRÊA, M.M.; KER, J.C.; MENDONÇA, E.S.; RUIZ, H.A.; BASTOS, R.S. Atributos físicos, químicos e mineralógicos de solos da região das várzeas de Sousa (PB). *Rev. Bras. Ci. Solo*, 27: 311-324, 2003.
- COSTA, L.M. da; SANTOS, R.F. dos; SCHAEFER, C.E.G.R.; MOREAU, A.M.S. dos; MOREAU, M.S. Ocorrência de corpos silicosos em horizontes superficiais de solos de diferentes ecossistemas. *Rev. Bras. Ci. Solo [online]*, 34 (3): 871-879, 2010.

- COURTY, M.A.; FÉDOROFF, N. Micromorphology of recent and buried soils in a semiarid region of northwestern Índia. *Geoderma*, 35: 287-332, 1985.
- CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Mapa Geológico do Estado de Mato Grosso do Sul. MME. 2006.
- CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia. 2a Ed. São Paulo, Edgard Blucher, 1980.
- CREUTZBERG, D.; SOMBROEK, W.G. Micromorphological characteristics of Nitosols. *In: Réunion Internationale de Micromorphologie Des Sols*, 7. Paris. Actes. Paris: Association Française pour l'Etude du Sol. 151-155, 1987.
- CUNHA, N.G. da. Solos calcimórficos de Corumbá. Corumbá, EMBRAPA-CPAP. 1986. 34p. ilustr. (EMBRAPA-CPAP, Circular Técnica, 18).
- CUNHA, T.J.F.; RIBEIRO, L.P. Qualidade e relações pedogenéticas da matéria orgânica de alguns solos da região de Irecê (BA). *Rev. Bras. Ci. Solo*, 22: 693-704, 1998.
- CUNHA, T.J.F.; MANZATTO, C.V.; RIBEIRO, L.P.; PALMIERI, F.; CALDERANO FILHO, B. Diferenciação pedológica e alteração de rochas calcárias na região de Irecê (BA). Rio de Janeiro: EMBRAPA Solos, 1999. (Pesquisa em Andamento, 6).
- CUNHA, T. J. F.; RIBEIRO, L. P.; PALMIERI, F.; SILVA, E. F.; CONCEICÃO, M. Caracterização e natureza do húmus de Latossolos Amarelos coesos de tabuleiro na região do Recôncavo Baiano. *Magistra*, 15 (2): 123-128, 2003.
- CUNHA, P.; MARQUES JÚNIOR, J.; CURI, N.; PEREIRA, G. T.; LEPSCH, I. F. Superfícies geomórficas e atributos de Latossolos em uma sequência arenítico-basáltica da região de Jaboticabal (SP). *Rev. Bras. Ci. Solo*, 29 (1): 81-90, 2005.
- CURTIS, M. H. Pedogenic carbonate: links between biotic and abiotic CaCO₃. 17th WCSS, 14-21, Thailand. 2002.
- DAL'BÓ, P.F.F.; BASILICI, G.; ANGÉLICA, R.S.; LADEIRA, F.S.B. (2009). Paleoclimatic interpretations from pedogenic calcretes in a Maastrichtian semi-arid eolian sand-sheet palaeoenvironment: Marília Formation (Bauru Basin, southeastern Brazil). *Cretaceous Research*, 30: 659-675, 2009.
- DAL'BÓ, P.F.F.; BASILICI, G. Estimativas de paleoprecipitação e gênese de feições cálcicas e argílicas em paleossolos da Formação Marília (Neocretáceo da Bacia Bauru). São Paulo, UNESP, *Geociências*, 29 (1): 33-47, 2010.
- DANIELS, R.B.; NELSON, L.A. (1987). Soil variability and productivity: future developments. *In: Future development in soil science research*. Madison, Soil Science Society of America, Golden Anniversary Publication, 279-292, 1987.
- DAY, P.R. Particle fractionation and particle size analysis. *In: BLACK, C.A. (ed.). Methods of soil analysis*. Madison, Am. Soc. Agron., 1 (9): 545-567, 1965.
- DELHON, C.; ALEXANDRE, A.; BERGER, J-F.; THIÉBAULT, S.; BROCHIER, J-L.; MEUNIER, J-D. Phytolith assemblages as a promising tool for reconstructing Mediterranean Holocene vegetation. *Quaternary Research*, San Diego, 59 (1): 48-60, 2003.
- DELVIGNE, J.E. Atlas of micromorphology of mineral alteration and weathering. *The Canadian Mineralogist*, Special Publication, 3, 1998. 494 p.

- DIAS, J. A região cárstica de Bonito, MS: uma proposta de zoneamento a partir de unidades de paisagem. *Ensaios e Ciência*, abril, 4 (1): 9-43, 2000.
- DIAS, F.S. Estudo do aquífero carbonático da cidade de Barroso (MG) - Uma contribuição à gestão do manancial subterrâneo. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. 2009. 94p.
- DREES, L.R.; WILDING, L.P. Micromorphic record and interpretations of carbonate forms in the Rolling Plains of Texas. *Geoderma*, 40: 157-175, 1987.
- DREES, L.R.; WILDING, L.P.; SMECK, N.E.; SENKAYI, A.L. Silica in soils: quartz and disordered silica polymorphs. *In: DIXON, J.B.; WEED, S.B. (eds.). Minerals in soil environments*. Madison, Soil Science Society of America, p. 913-947, 1989.
- DREW, D. Karst processes and landforms. Macmillan Education Ltd, London, 1985. 63p.
- DUCLOUX, P.J.; LAOUINA, R.A. The pendent calcretes in semi-arid climates: an example located near Taforalt, NW Morocco. *Catena*, 16: 237-249, 1989.
- DURAND, N.; MONGER, H.C.; CANTI, M.G. Calcium carbonate features. *In: STOOPS, G.; MERCELINO, V.; MEES, F. (eds.). Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. 2010. 663 p.
- DURN, G.; OTTNER, F.; SLOVENEK, D. Mineralogical and geochemical indicators of the polygenetic nature of *Terra Rossa* in Istria, Croatia. *Geoderma*, 91: 125-150, 1999.
- DURN, G. *Terra Rossa* in the Mediterranean region: parent materials, composition and origin. *Geologia Croatica*. 56 (1): 83-100, 2003.
- EL SAYED, E.; EL GAMMAL, N. New findings on the karst in Nubia sandstone southern Egypt. *Nature and Science*, 8 (8): 125-129, 2010.
- EMADI, M.; BAGHERNEJAD, M.; MERMARIAN, H.; SAFARI, M.; FATHI, H. Genesis and clay mineralogical investigation of highly calcareous soils in semi-arid regions of Southern Iran. *Journal of Applied Sciences*, 8 (2): 288-294, 2008.
- EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Levantamento de reconhecimento dos solos do sul do Mato Grosso. Rio de Janeiro, Embrapa Solos, 1971. 839p. (Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento/Embrapa Solos).
- EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Levantamento exploratório-reconhecimento de solos do Estado do Ceará. Vol. 2. Fortaleza. Rio de Janeiro, Embrapa Solos, 1973. (Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento/Embrapa Solos).
- EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. Levantamento de solos do Estado de Sergipe. Recife, Embrapa Solos, 1975. (Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento/Embrapa Solos).
- EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. 1ª Reunião de Classificação, Correlação e Interpretação de Aptidão Agrícola de Solos, Rio de Janeiro, 1978. 122p.
- EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. Levantamento Exploratório-

Reconhecimento de solos da margem direita do Rio São Francisco no Estado da Bahia. Recife, Embrapa Solos, 1979. (Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento/Embrapa Solos).

EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Manual de métodos de análise de solo. Rio de Janeiro, Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 1997. 212p.

EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Centro Nacional de Pesquisa do Solo. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. 2ª ed., 1ª impr. Rio de Janeiro, EMBRAPA Solos, 2006. 306p.: il.

EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Centro Nacional de Pesquisa do Solo. Levantamento de reconhecimento de baixa intensidade dos solos do município de Bonito, Estado do Mato Grosso do Sul. Rio de Janeiro, Embrapa Solos, 2007a. 183p. (Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento/Embrapa Solos).

EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Centro Nacional de Pesquisa do Solo. Levantamento de reconhecimento de baixa intensidade dos solos do município de Nioaque, estado do Mato Grosso do Sul. Rio de Janeiro, Embrapa Solos, 2007b. 91p. (Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento/Embrapa Solos).

EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. 3ª ed. rev. ampl. – Brasília: EMBRAPA, 2013. 353 p.: il. color.

FANNING, D.S.; FANNING, M.C.B. Soil morphology, genesis and classification. John Wiley & Sons, Inc., 1989. 359p.

FEDOROFF, N.; ESWARAN, H. Micromorphology of ultisols. *In*: DOUGLAS, L.A; THOMPSON, M.L. (eds.). Soil Micromorphology and Soil Classification. Society of America, Anaheim. ed., SSSA, Madison, p.145-164, 1985.

FELFILI, J.M.; NASCIMENTO, A.T.; FAGG, C.W.; MEIRELLES, E.M. Floristic composition and community structure of a seasonally deciduous forest on limestone outcrops in Central Brazil. *Rev. Brasileira de Botânica*, 30 (4): 611-621, 2007.

FENG, J-L.; CHUI, Z-J.; ZHU, L-P. Origin of *Terra Rossa* over dolomite on the Yunnan-Guizhou Plateau, China *Geochemical Journal*, 43: 151-166, 2009.

FLOREA, L.J.; HASHIMOTO, T.; KELLEY, K.; MILLER, D.; MYRKALO, R. Karst geomorphology and relation to the phreatic surface, Briar Cave, Marion County, Florida. *In*: FLOREA, L.J.; VACHER, H.L.; OCHES, E.A. (eds.). Karst Studies in West Central Florida: USF Seminar in Karst Environments. Tampa, FL: Southwest Florida Water Management District, 2003. 15p.

FLUGEL, E. Microfacies of carbonate rocks: Analysis, interpretation and application. Berlin: Spinger. 2004. 976p.

FONTANA, A.; PEREIRA, M. G.; NASCIMENTO, G.B.N.; ANJOS, L.H.C; EBELING, A G. Matéria orgânica em solos e tabuleiros na Região Norte Fluminense - RJ. *Floresta e Ambiente*, v. 8 (2): 114-119, 2001.

FONTANA, A.; BENITES, V.M.; PEREIRA, M.G.; ANJOS, L.H.C. Substâncias húmicas como suporte à classificação de solos brasileiros. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 32: 2073-2080, 2008.

- FONTANA, A.; PEREIRA, M.G.; ANJOS, L.H.C. dos; BENITES, V.M. Quantificação e utilização das frações húmicas como característica diferencial em horizontes diagnósticos de solos brasileiros. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 34: 1241-1257, 2010.
- FONTANA, A.; SILVA, C.F.; PEREIRA, M.G.; LOSS, A.; BRITO, R.J.; BENITES, V.M. Avaliação dos compartimentos da matéria orgânica em área de Mata Atlântica. *Acta Scientiarum. Agronomy. Maringá*, v. 33 (3): 545-550, 2011.
- FORD, D.C.; WILLIAMS, P.W. *Karst geomorphology and hidrology*. 1.ed. London: Unwin Hyman, 1989. 601p.
- FORD, D.; WILLIAMS, P. *Karst hydrogeology and geomorphology*. London: John Wiley & Sons Ltd., 2007. 562p.
- FOSTER, J.; CHITTLEBOROUGH, D. Soil development on dolomites of the Cambrian normanville group at Delamere, South Australia. *In: ROACH, I.C., ed. Advances in Regolith*, 131-132, 2003.
- FREDLUND, G.G.; TIESZEN, L.T. Modern phytolith assemblages from the North American Great Plains. *Journal of Biogeography*, 21 (3): 321-335, 1994.
- GIAROLA, N.F.B.; SILVA, A.P.; IMHOFF, S. Relações entre propriedades físicas e características de solos da região Sul do Brasil. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 26:885-893, 2002.
- GILE, L.H. Pedogenic carbonate in soils of the Isaack's Ranch Surface, southern New Mexico. *Soil Science Society of America Journal*, 59: 501-508, 1995.
- GILE, L.H.; PETERSON, F.F.; GROSSMAN, R.B. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Science*: 101: 347-354, 1966.
- GILLIESON, D. *Caves: Processes, development, management*. Oxford: Blackwell Publishers. 1996.
- GODOY, A.M.; MANZANO, J.C.; ARAÚJO, L.M.B.; SILVA, J.A. (2009). Complexo geológico e estrutural do Maciço Rio Apa, sul do Cráton Amazônico - MS. São Paulo, UNESP, *Geociências*, 28 (4): 485-499, 2009.
- GONZALEZ, G.; OSTERRIETH, M. Estudio de silicobiolitos en suelos, paleosuelos y sus materiales parentales, Buenos Aires, Argentina. *Centro de Ciencias Medioambientales, CSIC, Monografias*, 4: 83-92, 1997.
- GOSS, D.W.; SMITH, S.J.; STEWART, B.A. Movement of added clay through calcareous materials. *Geoderma*, 9: 97-103, 1973.
- GUERRA, A.T.; GUERRA, A.J.T. *Novo dicionário geológico-geomorfológico*. 3ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. 625p.: il.
- GUIMARÃES, G.; ALMEIDA, L.F.G. de. Projeto Cuiabá: Relatório final. Cuiabá. DNPM, 1972. 45p. (Relatório do arquivo técnico da DGM, 1972).
- GUNAL, H.; RANSOM, M.D. Clay illuviation and calcium carbonate accumulation along a precipitation gradient in Kansas. *Catena*, 68: 59-69, 2006.
- HAGIN, J.; TUCKER, B. *Fertilization of dryland and irrigated soils*. Berlin: Springer, 1982. 188p.

- HALL, G.P. Pedology and geomorphology. *In*: WILDIN, L.P.; SMECK, N.E.; HALL, G.F. (eds.). Pedogenesis and soil taxonomy. I. Concepts and interactions. Netherlands: Elsevier Science Publishers B. V., 1983. 318p.
- HAMID, Y.S.A. Dissolution kinetics of carbonates in soil. Szent István University, 2009. 118p. (Ph.D. Dissertation).
- HARDT, R. (2004). Aspectos da morfologia cárstica da Serra do Calcário - Cocalinho - MT. Rio Claro, SP, Universidade Estadual Paulista, 2004. 98p. (Dissertação de Mestrado).
- HARDT, R.; PINTO, S.A.F. Carste em litologias não carbonáticas. *Rev. brasileira de geografia*, 10 (2): 99-105, 2009.
- HARDT, R; RODET, J; PINTO, S.A.F; WILLEMS, L. Exemplos brasileiros de carste em arenito: Chapada dos Guimarães (MT) e Serra do Itaqueri (SP). *Espeleo-Tema*, 20 (1/2): 7-23, 2009.
- HART, D.M.; HUMPHREYS, G.S. The mobility of phytoliths in soils: pedological considerations. *In*: PINILLA, A.; JUAN-TRESSERRAS, J.; MACHADO, J.M. (eds.). *The State-of-the-art of Phytoliths in Soils and Plants*. 1997. p. 93-100. Madrid, Centro de Ciencias Medioambientales (Monograph).
- HART, D.M.; HUMPHREYS, G.S. Phytolith depth functions in surface regolith materials. *In*: ROACH, I.C., ed. *Advances in Regolith*, 159-163, 2003.
- HART, D.M.; HUMPHREYS, G.S. Distribution and mobility of spherical opaline phytoliths in a podzol (Podosol). 3rd Australian New Zealand Soils Conference, 5-9, 2004. University of Sydney, Australia.
- HEINRICH, E.W. Microscopic identification of minerals. McGraw Hill Inc., New York, USA, 1st ed. 1965. 414 p.
- HOLLIDAY, V.T. Morphology of late Holocene soils at the Lubbock Lake archeological site, Texas. *Soil Science Society of American Journal*, 49: 938-946, 1985.
- HONAINÉ, M.F.; OSTERRIETH, M.L.; ZUCOL, A.F. Plants communities and soils phytoliths assemblages relationship in native grasslands from southeastern Buenos Aires province, Argentina. *Catena*, 76: 89-96, 2009.
- IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Manual técnico da vegetação brasileira. Rio de Janeiro: IBGE, 1992. 91 p. (Manuais Técnicos de Geociências, n.1).
- INDA JUNIOR, A.V. Conformação da paisagem, umidade e gênese de solos desenvolvidos sobre o Membro Alemoa da Formação Santa Maria. *Ciência Rural*, 27 (4), 1997.
- JACQUIN, F.; HAIDOUTI, C.; MULLER, J.C. Dynamique de la matière organique de sols carbonates cultivés. *Science Sol*, 1: 27-36, 1980.
- JACKS, G.; SHARMA, V.P. Geochemistry of calcic horizons in relation to hillslope processes, southern India. *Geoderma*, 67: 203-214, 1995.
- JENNINGS, J.N. Sandstone pseudokarst or karst? *In*: YOUNG, R.W.; NANSON, G.C. (eds.). *Aspects of Australian Sandstone Landscapes*. Wollongong: Australian and New Zealand Geomorphology Group Special Publication, 1. 1983.
- JENNY, H.J. Factors of soil formation. McGraw-Hill, New York, 1941. 281 p.

- JONES, B.; KAHLE, C.F. Morphology, relationship, and origin of fiber and dendrite calcite crystals. *J. Sediment. Petrol.* 63: 1018-1031, 1993.
- JUSTO, L.J.E.C. Fosfato da Serra da Bodoquena - Mato Grosso do Sul. Goiânia, CPRM. 2000. (Informe de Recursos Minerais. Série Insumos Minerais para Agricultura, nº 2).
- KAMANINA, I.Z.; SHOBA, S.A. The phytoliths applied to soils of complex formation and paleosoils. Centro de Ciencias Medioambientales, CSIC, Monografias, 4: 33-44, 1997.
- KÄMPF, N. O ferro no solo. *In: Reunião sobre ferro em solos inundados*, 1, Goiânia, 1988. Anais... Goiânia, EMBRAPA/CNPAP. (Documentos, 22).
- KÄMPF, N.; CURI, N.; MARQUES, J.J. V - Intemperismo e ocorrência de minerais no ambiente do solo. *In: SBCS, Viçosa. Química e Mineralogia do Solo. Parte I*, 2009. 695p.
- KARMANN, I. Evolução e dinâmica atual do sistema cárstico do alto vale do rio Ribeira de Iguape, sudeste do Estado de São Paulo. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 1994. 228p. (Tese de Doutorado).
- KARMANN, I. Ciclo da água, água subterrânea e sua ação geológica. *In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M.C.M. de; FAIRCHILD, T.R.; TAIOLI, F. (orgs.). Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos, 2000. 568 p.
- KARMANN, I.; SÁNCHEZ, L.E.; FAIRCHILD, T.F. Caverna dos ecos (Central Brazil): Genesis and geomorphologic context of a cave developed in schist, quartzite, and marble. *Journal of Cave and Karst Studies*, 63(1): 41-47, 2001.
- KER, J.C. Latossolos do Brasil: Uma revisão. *Geonomos*, 5 (1): 17-40, 1998.
- KHADKIKAR, A.S.; CHAMYAL, L.S.; RAMESH, C. The character and genesis of calcrete in late quaternary alluvial deposits, Gujarat, western India, and its bearing on the interpretation of ancient climates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 16: 239-261, 2000.
- KHOKHLOVA, O.S.; KOUZNETSOVA, A.M. Carbonate accumulation morphology in a soil chronosequence in the southern Pre-Ural, Russia: Significance for Holocene paleoenvironmental reconstruction. *Rev. Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 21 (1): 185-194, 2004.
- KHORMALI, F.; ABTAHI, A.; MAHMOODI, S.; STOOPS, G. Argillic horizon development in calcareous soils of arid and semiarid regions of southern Iran. *Catena*, 53: 273-301, 2003.
- KHORMALI, F.; ABTAHI, A.; STOOPS, G. Micromorphology of calcitic features in highly calcareous soils of Fars Province, Southern Iran. *Geoderma*, 132: 31-46, 2006.
- KHRESAT, S.A. Calcic horizon distribution and soil classification in selected soils of north-western Jordan. *Journal of Arid Environments*. 47: 145-152, 2001.
- KLAPPA, C.F. Calcified filaments in Quaternary calcretes: organo-mineral interactions in the subaerial vadose environment. *Journal of Sedimentary Petrology* 49, 955-968, 1979.
- KLIMCHOUCK, B.A.; FORD, D.C. Types of karst and evolution of hydrogeologic settings. *In: KLIMCHOUK, B.A.; FORD, D.C.; PALMER, A.N.; DREYBRODT, W. (eds.). Speleogenesis: Evolution of karst aquifers*. Huntsville: National Speleological Society. 2000.

- KOHLER, H.C. Geomorfologia cárstica. *In: GUERRA, J.T.; CUNHA, S.B. DA (orgs.). Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 309-334, 1994.*
- KONDO, R.; CHILDS, C.; ATKINSON, I. Opal phytoliths of New Zealand. Manaaki Whenua Press, 1994. 85 p.
- KUBIENA, W.L. Micromorphological features of soil geography. New Brunswick, Rutgers University Press, 1970. 254p.
- KÜHN, P.; AGUILAR, J.; MIEDEMA, R. Textural pedofeatures and relict horizons. *In: STOOPS, G.; MARCELINO, M.; MEES, F. (eds.). Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths. Elsevier Science Publishers B. V., cap. 11, p. 217-250, 2010.*
- LACELLE, D.; LAURIOL, B.; CLARK, I.D. Formation of seasonal ice bodies and associated cryogenic carbonates in Caverne de l'Ours, Québec, Canada: Kinetic isotope effects and pseudo-biogenic crystal structures. *Journal of Cave and Karst Studies*, 71 (1), 48-62, 2009.
- LANDI, A.; MERMUT, A.R.; ANDERSON, D.W. Origin and rate of pedogenic carbonate accumulation in Saskatchewan soils, Canada. *Geoderma*, 117: 143-156, 2003.
- LARCHER, W. *Ecofisiologia vegetal*. São Carlos: Rima, 2000. 531 p.
- LLADÓ, N.L. *Fundamentos de hidrogeologia cárstica*. Editora Blume, 1970. 271p.
- LEMOES, M.S.S.; CURI, N.; MARQUES, J.J.G.S.M.; ERNESTO SOBRINHO, F. Evaluation of characteristics of Cambisols derived from limestone in low tablelands in northeastern Brazil. *Pesq. Agrop. Brasileira*. Brasília, 32 (8): 825-834, 1997.
- LEPSCH, I.F.; PAULA, L.M.A. Fitólitos em solos do cerradões do Triângulo Mineiro: relações com atributos e silício absorvido. *Caminhos de Geografia*, Uberlândia, 6 (19): 185-190, 2006.
- LEPSCH, I.F. *19 lições de pedologia*. São Paulo: Oficina de Textos, 2011. 456p., il.
- LEWIS, R.O. Use of opal phytoliths in paleoenvironmental reconstruction. *J. Ethinobiol.*, 1 (1): 175-181, 1981.
- LINDBO, D.L.; STOLT, M.H.; VEPRASKAS, M.J. Redoximorphic features. *In: STOOPS, G.; MARCELINO, M.; MEES, F. (eds.). Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths. Elsevier Science Publishers B.V., 2010, p. 129-147.*
- LOUCAIDES, S. Dissolution of biogenic silica: Roles of pH, salinity, pressure, electrical charging and reverse weathering. Faculty of Geoscience, Utrecht University, 2009. 137p. (Ph.D. Dissertation).
- LYNCH, L.S. Gênese e geoquímica de solos em ambiente cárstico no cerrado da região de Planaltina de Goiás. Viçosa, MG, Universidade Federal de Viçosa, 2009. 167 p. (Tese de Doutorado).
- MAC NEAL, B.L. Effects of exchangeable cations on glycol retention by clay minerals. *Soil Sci.* 97: 96-102, 1964.
- MACK, G.H.; COLE, D.R.; CALVIN JAMES, W.; GIORDANO, T.H.; SALYARDS, S.L. Stable oxygen and carbon isotopes of pedogenic carbonate as indicators of plio-pleistocene paleoclimate in the southern Rio Grande rift, South-Central New Mexico. *American Journal of Science*, 294, may: 621-640, 1994.

- MADELLA, M., POWERS-JONES, A.H.; JONES, M.K. A simple method of extraction of opal phytoliths from sediments using a non-toxic heavy liquid, *J. Archaeol. Sci.*, 25: 801-803, 1998.
- MADELLA, M.; ALEXANDRE, A.; BALL, T. International code for phytolith nomenclature 1.0. *Annals of Botany*, Oxford, 96 (2), 253-260, 2005.
- MAFRA, A.L.; SILVA, E.F.; COOPER, M.; DEMATTÊ, J.L.I. Pedogênese de uma sequência de solos desenvolvidos de arenito na região de Piracicaba (SP). *Rev. Bras. Ci. Solo*, 25: 355-369, 2001.
- MANCHANDA, M.L., KHANNA, S.S., GARALAPURI, V.N. Weathering, dispersibility and clay skins in subsurface diagnostic horizons of soils in parts of Haryana. *J. Indian Soc. Soil Sci.* 31: 565-571, 1983.
- MANZANO, J.C.; GODOY, A.M.; ARAÚJO, L.M.B. de. Contexto tectônico dos granitóides neoproterozóicos da Faixa Paraguai, MS e MT. São Paulo, UNESP, *Geociências*, 27 (4): 493-507, 2008.
- MANZATTO, H.R.H. Dinâmica da matéria orgânica em solo Glei Pouco Húmico cultivado com arroz inundado no vale do São João. Itaguaí, RJ, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 1990. 143p. (Tese de Mestrado).
- MARQUES NETO, R. Evolução de caverna em quartzito e processos cársticos em São Thomé das Letras-MG: contribuição ao estudo de sistemas cársticos em rochas silicáticas. *Geosul*, Florianópolis, 23 (45): 105-121, jan./jun, 2008.
- MARSCHNER, H. Mineral Nutrition of Higher Plants. 2nd Edition. Academic Press, London, 1995.
- MEHRA, O.P.; JACKSON, M.L. Iron oxide removal from soil and clays by dithionite - citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays and Clay Minerals*, 1960. Vol. 5, p. 317-327.
- MELO, V.F.; COSTA, L.M.; BARROS, N.F.; FONTES, M.P.F.; NOVAIS, R.F. Reserva mineral e caracterização mineralógica de alguns solos do Rio Grande do Sul. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 19: 165-171, 1995.
- MERINO, E.; BANERJEE, A. Terra rossa genesis, implications for karst and eolian dust: A geodynamic thread. *J. Geol.* 116, 62-75, 2008.
- MEUNIER, J.D.; COLIN, F.; ALARCON, C. Biogenic silica storage in soils. *Geology*, 27: 835- 838, 1999.
- MILANO, M.Z. Ecologia da comunidade de pequenos mamíferos da floresta estacional aluvial da RPPN Cabeceira do Prata, Região da Serra da Bodoquena, estado do Mato Grosso do Sul. Curitiba, PR, Universidade Federal do Paraná, 2007. 80p. (Dissertação de Mestrado).
- MMA – Ministério do Meio Ambiente. Plano de Manejo do Parque Nacional da Serra da Bodoquena. Brasília, Instituto Chico Mendes de Bioiversidade, 2013. 42p. Disponível em: http://www.icmbio.gov.br/portal/images/stories/docs-planos-de-manejo/Encarte1_2013.pdf. Acessado em setembro de 2013.

- MOAZALLAHI, M.; FARPOOR, M.H. Soil micromorphology and genesis along a climotoposequence in Kerman Province, Central Iran. *Australian Journal of Basic and Applied Sciences*, 3(4): 4078-4084, 2009.
- MONGER, H.C.; DAUGHERTY, L.A.; LINDERMAN, W.C.; LIDDELL, C.M. Microbial precipitation of pedogenic calcite. *Geology*, 19: 997-1000, 1991.
- MONIZ, A.C. (1980). Formation of an Oxisol-Ultisol transition in São Paulo-Brazil. Raleigh, Carolina do Norte, E.U.A., North Carolina State University, 1980. (Tese de Doutorado).
- MONIZ, A.C.; BUOL, S.W. Formation of an Oxisol-Ultisol transition in São Paulo, Brazil: I. Double-water flow model of soil development. *Soil Science Society of America Journal*, Madison, 46: 1228-1233, 1982.
- MONTANARI, R.; MARQUES JÚNIOR, J.; PEREIRA, G.T.; SOUZA, Z.M. Forma da paisagem como critério para otimização amostral de Latossolos sob cultivo de cana-de-açúcar. *Pesq.Agropec.Brasileira*, Brasília (DF), 40: 69-77, 2005.
- MONTEIRO, R.C.; RIBEIRO, L.F.B. Espeleogênese de cavernas areníticas: algumas considerações aplicadas à Província Espeleológica da Serra de Itaqueri, Estado de São Paulo, Brasil. *In: XIII International Congress of Speleology*, 2001. Anais... Brasília: Sociedade Brasileira de Espeleologia.
- MORAIS, F.; SOUZA, L.B. Cavernas em arenito na porção setentrional da Serra do Lajeado, Estado do Tocantins, Brasil. *Rev. de Biologia e Ciências da Terra*, 9 (2): 1-13, 2009.
- MOREIRA, A.; FRANCHINI, J.C.; MORAES, L.A.C.; MALAVOLTA, E. Disponibilidade de nutrientes em Vertissolo calcário. *Pesq.Agropec.Brasileira*, Brasília (DF), 35 (19), 2107-2113, 2000.
- MOTA, J.C.A.; ASSIS JÚNIOR, R.N.; AMARO FILHO, J.; ROMERO, R.E.; MOTA, F.O.B.; LIBARDI, P.L. Atributos mineralógicos de três solos explorados com a cultura do melão na Chapada do Apodi - RN. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 31: 445-454, 2007.
- MOURA, J.R.S.; PEIXOTO, M.N.O.; SILVA, T.M. Geometria do relevo e estratigrafia do Quaternário como base à tipologia de cabeceiras de drenagem em anfiteatro - médio vale do rio Paraíba do Sul. *Rev. bras. de geociências*. 21 (3): 255-265, 1991.
- MUGGLER, C.C.; CURI, N.; SILVA, M.L.N.; LIMA, J.M. Características pedológicas de ambientes agrícolas nos chapadões do rio Corrente, sudoeste da Bahia. *Pesq. Agropec. Brasileira*, Brasília (DF), 31 (3): 221-232, 1996.
- MULHOLLAND, S.C. Phytolith shape frequencies in North Dakota grasses: A comparison to general patterns. *Journal of Archaeological Science*, 16: 489-511, 1989.
- MULHOLLAND, S.C.; RAPP JR, G. Phytolith systematic: Emerging Issues. *Advances in Archaeological and Museum Science*. V.1, Plenum Press, 1992. 350p.
- NASCIMENTO, R.A. de M. Correlação entre o valor Ki e outras variáveis em Latossolos. Itaguaí, RJ, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 1989. 256p. (Tese de Mestrado).
- NIZEYIMANA, E.; BICKI, T.J. Soil and landscape relationships in the North Central region of Rwanda, East-Central Africa. *Soil Science*, 153: 225-236, 1992.

- NOGUEIRA, A.C.R.; SARGES, R.R. Characterization and genesis of waterfalls of the Presidente Figueiredo region, northeast state of Amazonas, Brazil. *Anais... Acad. Bras. Ciências*. 73(2), 2001.
- NORTON, E.A.; SMITH, R.S. The influence of topography on soil profile character. *J. Am. Soc. Agron.* 22, 251-262, 1930.
- OADES, J.M. The retention of organic matter in soils. *Biogeochemistry*, 5, 35-70, 1988.
- OLIVEIRA, C.V.; KER, J.C.; FONTES, L.E.F.; CURI, N.; PINHEIRO, J.C. Química e mineralogia de solos derivados de rochas do Grupo Bambuí no norte de Minas Gerais. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 22: 583-593, 1998.
- OLIVEIRA, C.V. Atributos químicos, mineralógicos e micromorfológicos, gênese e uso de solos do Projeto Jaíba, Norte de Minas Gerais. Viçosa, MG, Universidade Federal de Viçosa, 1999. 161p. (Tese de Doutorado).
- OLIVEIRA, C.V.; KER, J.C.; DUARTE, M.N.; CURI, N.; FONTES, L.E.F. Atributos micromorfológicos de solos do Projeto Jaíba, norte de Minas Gerais. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 24: 117-128, 2000.
- OLIVEIRA, C.V.; KER, J.C.; CURI, N.; DUARTE, M.N.; FONTES, L.E.F. Caracterização de concreções ferro-manganosas de solos de calcário no norte do Estado de Minas Gerais. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 25: 565-574, 2001.
- OLIVEIRA, L.B.; RIBEIRO, M.R.; FERRAZ, F.B.; FERREIRA, M.G.V.X.; MERMUT, A.R. Mineralogia, micromorfologia e gênese de solos planossólicos do Sertão do Araripe, Estado de Pernambuco. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 28: 665-678, 2004.
- OLIVEIRA, E.C.; UTIDA, G.; BOGGIANI, P.C.; PETRI, S. A Formação Xaraiés e as tufas calcárias da Serra da Bodoquena, MS. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*. Curitiba, 2008. *Anais...Curitiba: SBG*, p. 991.
- OLIVEIRA, J.B. *Pedologia aplicada*. 3ª Ed. Piracicaba, FEALQ, 2008.592p.
- OLIVEIRA, E.C.; BOGGIANI, P.C.; UTIDA, G.; PETRI, S. (2009). Significado paleoclimático dos calcários quaternários da Formação Xaraiés. *In: Anais... 2º Simp. de Geotecnologias no Pantanal, Corumbá*. EMBRAPA Informática Agropecuária/INPE, p.230-239.
- OLIVEIRA, E.C. Tufas calcárias da Serra da Bodoquena, MS. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo – USP, 2009. 149p. (Tese de Mestrado).
- OLSEN, S. R. Inorganic phosphorus in alkaline and calcareous soils. *In: PIERRE, W.H.; NORMAN, A.G. (eds.). Soil and fertilizer phosphorus in crop nutrition*. New York, Academic Press, 1953. p. 89-122. (Agronomy, v.4).
- OLSON, C.G.; RUHE, R.V.; MAUSBACH, M.J. The *Terra Rossa* limestone contact phenomena in karst, southern Indiana. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 1075-1079,1980.
- OSTERRIETH, M.; MADELLA, M.; ZURRO, D.; ALVAREZ, M.F. Taphonomical aspects of silica phytoliths in the loess sediments of the Argentinean Pampas. *Quaternary International*: 193, 70-79, 2009.

- OWLIAIE, H.R.; ABTAHI, A.; HECK, R.H. Pedogenesis and clay mineralogical investigation of soils formed on gypsiferous and calcareous materials, on a transect, southwestern Iran. *Geoderma*, 134: 62-81,2006.
- PAL, D.K.; SRIVASTAVA, P.; BHATTACHARYYA, T. Clay illuviation in calcareous soils of the semiarid part of the Indo-Gangetic Plains, India. *Geoderma*, 115: 177-192, 2003.
- PAQUET, H.; MILLOT, C. Geochemical evolution of clay minerals in the weathered products and soils of Mediterranean climates. *In: INTERNATIONAL CLAY CONFERENCE*. Proceedings: Madrid, Spain, 1972, 199-202.
- PEREIRA, M.G. Formas de Fe, Al e Mn como índices de pedogênese e adsorção de fósforo em solos do estado do Rio de Janeiro. Seropédica, RJ, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 1996. 211p. (Tese de Doutorado).
- PEREIRA, M.G.; SCHIAVO, J. A.; FONTANA, A.; DIAS NETO, A. H.; MIRANDA, L.P.M. Caracterização e classificação de solos em uma topossequência sobre calcário na Serra da Bodoquena, MS. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 37: 25-36, 2013.
- PETERSON, J.B. Calcium linkage, a mechanism in soil granulation. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 12: 29-35, 1947.
- PETÓ, A.; BUCSI, T.; CENTERI, C.; BARCZI, A. Reconstruction of past environments based on pedological, micromorphological and phytolith analyses. *In: 19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World*. 2010, p. 19-22.
- PHILLIPS, S.E.; SELF, P.G. Morphology, crystallography and origin of needle-fiber calcite in Quaternary pedogenic carbonates of South Australia. *Australian Journal of Soil Research*, 25, 405-428, 1987.
- PHILLIPS, J.D. Geogenesis, pedogenesis, and multiple causality in the formation of texture-contrast soils. *Catena*, 58: 275- 295,2004.
- PHILLIPS, J.D. Development of texture contrast soils by combination of bioturbation and translocation. *Catena*, 70: 92-104, 2007.
- PIACENTINI, T.; BOGGIANI, P.C.; YAMAMOTO, J.K.; FREITAS, B.T.; CAMPANHA, G.A.C. Formação ferrífera associada à sedimentação glaciogênica da Formação Puga (Marinoano) na Serra da Bodoquena, MS. *Rev. Brasileira de Geociências*, v. 37: 530-541, 2007.
- PICCINI, L.; MECCHIA, M. Solution weathering rate and origin of karst landforms and caves in the quartzite of Auyan-tepui (Gran Sabana, Venezuela). *Geomorphology*: 106: 15-25, 2009.
- PILÓ, L.B. Morfologia cárstica e materiais constituintes: dinâmica e evolução da depressão poligonal Macacos-Baú, Carste de Lagoa Santa, MG. São Paulo, SP, Universidade de São Paulo – USP,1998. 268p. (Tese de Doutorado).
- PILÓ, L. B. Revisão de Literatura - Geomorfologia cárstica. *Rev. Brasileira de Geomorfologia*, 1 (1): 88-102, 2000.
- PIMENTEL, N.L.; WRIGHT, V.P.; AZEVEDO, T.M. Distinguishing early groundwater alteration effects from pedogenesis in ancient alluvial basins: examples from the Palaeogene of southern Portugal. *Sedimentary Geology*, 105: 1-10, 1996.

- PIPERNO, D.R. Phytolith analysis: An archaeological and geological perspective. Academic Press, San Diego, 1988.
- PIPERNO, D.R.; BECKER, P. Vegetational history of a site in the central Amazon Basin derived from phytolith and charcoal records from natural soils. *Quaternary Research*. San Diego, 45: 202-209, 1996.
- PIZAURO Jr., J.M.; MELO, W.J. Influência da incorporação da parte aérea de sorgo ou lab-labe nas frações da matéria orgânica de um Latossolo Vermelho-Escuro. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 19: 95-103, 1995.
- PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A.; CARNEIRO, C.D.R. O Conceito de sistemas de relevo aplicado ao mapeamento geomorfológico do Estado de São Paulo. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S.A. – IPT. 1979.10 p.
- PRYCHID, C.J.; RUDALL, P.J.; GREGORYS, M. Systematics and biology of silica bodies in monocotyledons. *The New York Botanical Garden, The Botanical Review*, 69 (4): 377-440, 2004.
- PULIDO, M.D. Química do carste. Apostila do mini-curso ministrado por ocasião do XVI Encontro Paulista de Espeleologia em Apiaí, SP. 2007. 57p.
- RAITZ, E. Coleção de referência de silicofitólitos da flora do sudoeste do Paraná: subsídios para estudos paleoambientais. Francisco Beltrão, CE, Universidade Estadual do Oeste do Paraná, 2012. 204p. (Dissertação de Mestrado).
- RANSOM, M.D.; BIDWELL, O.W. (1990). Clay movement and calcium carbonate accumulation in Ustolls of Central Kansas, U.S.A. *In: DOUGLAS, L.A. (ed). Soil Micromorphology: A Basic and Applied Science*. Elsevier, Amsterdam, 417-423, 1990.
- RASBOLD, G.G.; PAROLIN, M.; CAXAMBU, M.G. Avaliação das formas de fitólitos presentes em *Cyperus giganteus* Vahl (Cyperaceae). *In: V EPCT - Encontro de Produção Científica e Tecnológica, Campo Mourão, PR, 2010. Anais... V EPCT*.
- REHEIS, M.C. Climatic implications of alternating clay and carbonate formation in semiarid soils of south-central Montana. *Quaternary Research*, 27: 270-282, 1987.
- RENAULT, P. Caractères généraux des grottes gréseuses du Sahara méridional. *In: I Congrès International de Spéléologie*, 1953. Anais..., 275- 289.
- RESENDE, M.; CURI, N.; RESENDE, S.B.; CORRÊA, G.F. Base para distinção de ambientes. 2. ed. Viçosa: Núcleo de Estudo de Planejamento e Uso da Terra, 1997. 367p.
- RESENDE, M.; CURI, N.; KER, J.C; RESENDE, S.B. Mineralogia dos solos brasileiros: Interpretações e aplicações. Lavras: Editora UFLA, 2005. 192p. : il.
- RETALLACK, G.J. Core concepts of paleopedology. *Quaternary International* 51/52, 203-212, 1998.
- RIBEIRO, F.B.; ROQUE, A.; BOGGIANI, P.C.; FLEXOR, J-M. (1999). Uranium and thorium series disequilibrium in quaternary carbonate deposits from the Serra da Bodoquena and Pantanal do Miranda, Mato Grosso do Sul, Central Brazil. *In: Simpósio Sulamericano de Geologia Isotópica, Ciudad de Villa Carlos Paz, Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina e outras*, 1999. Anais... 1: 383-386.

- RIBEIRO, J.G.S. Caracterização geomorfológica da área Macacos Baú (Pedro Leopoldo - MG). *In: VI Simpósio Nacional de Geomorfologia. Geomorfologia Tropical e Subtropical: processos, métodos e técnicas. Goiânia, 2006. Anais.*
- ROBAINA, L.E.S.; BAZZAN, T. Feições cársticas em rochas siliciclásticas no oeste do estado do Rio Grande do Sul. *Rev. Brasileira de Geomorfologia*, 9: 53-68, 2008.
- ROVNER, I. Potential of opal phytolith for use in paleoecological reconstruction. *Quaternary Research, San Diego*, 1 (3): 345-359, 1971.
- RUELLAN, A. Petrocalcic horizons, Soil with. *In: Encyclopedia of Soil Science, Second Edition, 2006. p. 1266-1269.*
- RUHE, R.V. Geomorphic surfaces and the nature of soils. *Soil Sci.*, 82: 441-455, 1956.
- RUHE, R.V.; WALKER, P.H. Hillslope models and soil formation. II. Open systems. *In: Transections. 9th Int. Congress Soil Sci., Adelaide, Australia, 1968, p. 561-568.*
- SÁ, F.R. Análise tectono-estratigráfica da faixa de dobramento Paraguai Meridional na Serra da Bodoquena e depressão do Rio Miranda, MS. São Paulo, SP, Universidade de São Paulo, 2009. 102p. (Dissertação de Mestrado).
- SAGE, R.F.; LI, M.; MONSON, R.K. The taxonomic distribution of C4 photosynthesis. *In: SAGE, R.F.; MONSON, R.K. (eds.). C4 Plant Biology. Academic Press, San Diego, CA, 551- 584. 1999.*
- SALLES, L.O; CARTELLE, C.; GUEDES, P.G.; BOGGIANI, P.C.; JANOO, A.; RUSSO, C.A.M. Quaternary mammals from Serra da Bodoquena, Mato Grosso do Sul, Brazil. *Boletim do. Museu Nacional*, 521: 1-12,2006.
- SALIS, S.M.; SILVA, M.P.; MATTOS, P.P.; SILVA, J.V.; POTT, V.J.; POTT, A. Fitossociologia de remanescentes de floresta estacional decidual em Corumbá, Estado do Mato Grosso do Sul, Brasil. *Rev. Brasileira de Botânica*. 27: 671 – 684,2004.
- SALLUN FILHO, W.; KARMANN, I.; BOGGIANI, P.C. Paisagens cársticas da Serra da Bodoquena (MS). *In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. (orgs). Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca, São Paulo, 2004. p. 423-433.*
- SALLUN FILHO, W.; KARMANN, I. Geomorphological map of the Serra da Bodoquena karst, west-central Brazil. *Journal of Maps*, 2007. p. 282-295.
- SALLUN FILHO, W.; KARMANN, I.; BOGGIANI, P.C.; PETRI, S.; CRISTALLI, P. de S.; UTIDA, G. A. Deposição de tufas quaternárias no estado de Mato Grosso do Sul: Proposta de definição da Formação Serra da Bodoquena. *Rev. do Instituto de Geociências - USP.Geol. USP, Sér. cient., São Paulo, 9 (3): 47-60, 2009. Disponível em:www.igc.usp.br/geologiausp. Acessado em dezembro de 2010.*
- SANCHEZ, R.B.; MARQUES JÚNIOR, J.; SOUZA, Z.M.; PEREIRA, G.T.; MARTINS FILHO, M.V. Variabilidade espacial de atributos do solo e de fatores de erosão em diferentes pedoformas. *Bragantia*, 68: 1095-1103, 2009.
- SANTOS, R.D.; LEMOS, R.C.; SANTOS, H.G.; KER, J.C.; ANJOS, L.H.C.; SHIMIZU, S.H. Manual de descrição e coleta de solo no campo. 6ª ed. revista e ampliada. Viçosa. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. EMBRAPA Solos. 2013. 100p. il.

SANTOS, A.C. Pedogênese e alterações geoquímicas em topossequências na bacia do Ribeirão do Cachimbal na Região do Médio Vale do Paraíba, RJ. Seropédica, RJ, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 2009. 256 p. (Tese de Doutorado).

SCHAETZL, R.; ANDERSON, S. Soils: genesis and geomorphology. Cambridge. University Press, 2005. 833p.

SCHULZE, D.G. The influence of aluminum on iron oxides: VII. Unit-cell dimensions of Al-substituted goethites and estimation of Al from them. *Clays and Clay Minerals*, v. 32: 36-44, 1984.

SCHWERTMANN, U. The differentiation of iron oxide in soils by a photochemical extraction with acid ammonium oxalate. *Z. Pflanzenernähr. Dung. Bodenkundl.*, 105, 104-201, 1964.

SCHWERTMANN, U. Inhibitory effect of soil organic matter on the crystallization of amorphous ferric hydroxide. *Nature*, 212: 645-646, 1966.

SCHWERTMANN, U.; KÄMPF, N. Óxidos de ferro jovens em ambientes pedogenéticos brasileiros. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 7: 251-255, 1983.

SCHWERTMANN, U.; TAYLOR, R.M. Iron oxides. *In: DIXON, J.B.; WEED, S.B. (eds). Minerals in soil environments. Madison, Soil Science Society of America. 1989. p. 379-438.*

SCHIAVO, J.A.; PEREIRA, M.G.; MIRANDA, L.P.M de; DIAS NETO, A.H.; FONTANA, A. Caracterização e classificação de solos desenvolvidos de arenitos da Formação Aquidauana - MS. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 34: 881-889, 2010.

SEDOV, S.; SOLLERO-REBOLLEDO, E.; FEDICK, S.L.; PI-PUIG, T.; VALLEJO GÓMEZ, E.; FLORES-DELGADILHO, M.L. Micromorphology of a soil catena in Yucatán: Pedogenesis and geomorphological processes in a tropical karst landscape. *In: KAPUR, S.; MERMUT, A.; STOOPS, G. (eds). New trends in soil micromorphology. 2008. p. 19-38.*

SEGHAL, J.; STOOPS, G. Pedogenic calcite accumulation in arid and semi-arid Regions of the indo-gangetic alluvial plain of erstwhile Punjab (Índia) - their morphology and origin. *Geoderma*, 8: 59-72, 1972.

SENDULSKY, T; LABOURIAU, L. Corpos silicosos de gramíneas do cerrado I. *Anais... Academia Brasileira de Ciências. Instituto de Botânica, São Paulo - SP, 1966. Vol. 5, 27 p.*

SHANKAR, N.; ACHYUTHAN, H. Genesis of calcic and petrocalcic horizons from Coimbatore, Tamil Nadu: Micromorphology and geochemical studies. *Quaternary International*. 175: 140-154, 2007.

SHINZATO, E. (1998). O carste da área de proteção ambiental de Lagoa Santa (MG) e sua influência na formação de solos. 99 p. Campos dos Goytacazes, RJ, Universidade Estadual do Norte Fluminense, 1998. 99p. (Dissertação de Mestrado).

SILVA, S.T.; LABOURIAU, L.G. Corpos silicosos em gramíneas do cerrado III. *Pesq. Agropec. Bras.*, v. 5: 167-182, 1970.

SILVA, F.J. da. Classificação de alguns solos identificados na Chapada do Apodi. Itaguaí, RJ, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 1973. 106 p. (Tese de Mestrado).

SILVA, M.B. Caracterização dos solos em uma topossequência no Campus da UFRRJ. Itaguaí, RJ, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 1993. 141 p. (Tese de Mestrado).

- SILVA, F.C.; RAIJ, B.Van. Avaliação da disponibilidade de fósforo por diversos extratores em amostras de solos cultivados com cana-de-açúcar. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 20: 83-90, 1996.
- SILVA, M.B.; ANJOS, L.H.C.; PEREIRA, M.G.; NASCIMENTO, R.A.M. Estudo de topossequência da Baixada litorânea Fluminense: efeitos do material de origem e posição topográfica. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 25: 965-976, 2001.
- SILVA, M.S.L.; KLAMT, E.; CAVALCANTI, A.C.; KROTH, P.L. Adensamento subsuperficial em solos do semi-árido: processos geológicos e/ou pedogenéticos. *Campina Grande, Rev. Bras. Eng. Agríc. Ambiental*. vol. 6 (2), 2002.
- SILVA, L.A.; SCARIOT, A. Composição florística e estrutura da comunidade arbórea em uma floresta estacional decidual em afloramento calcário (Fazenda São José, São Domingos, GO, bacia do rio Paranã). *Acta Botânica Brasílica*, v.17, 2: 305-313, 2003.
- SILVA, B.A. Hidrogeologia de Meios Cársticos. 2006. Disponível em: http://www.nehma.ufba.br/cursos/apostilas_monografia/Graduacao/LIVROtexto.pdf. Acessado em janeiro de 2011.
- SILVA, A.C.; VIDAL-TORRADO, P.; PÉREZ, M.G.; MARTIN NETO, L.; VASQUEZ, F.M. Relações entre matéria orgânica do solo e declividade de vertentes em topossequência de Latossolos do sul de Minas Gerais. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 31: 1059-1068, 2007.
- SILVA, D.G.; CORRÊA, A.C.B. (2009). Aplicação da micromorfologia de solos aos estudos de sedimentos quaternários: uma ferramenta para a reconstrução paleoambiental. *Rev. de Geografia da UFC*, 8 (15). Disponível em: <http://www.mercator.ufc.br/index.php/mercator/article/viewFile/24/211>. Acessado em março de 2013.
- SIMÕES, P.R.G. (2007). Caracterização física de ambientes cársticos através de sensoriamento remoto e SIG: o caso do Parque Nacional Cavernas do Peruaçu - Januária/Itacarambi, MG. Universidade Estadual de Campinas, 2007. 126p. (Dissertação de Mestrado).
- SINGER, A.; NORRISH, K. Pedogenic palygorskite occurrences in Australia. *American Mineralogist*, 59: 508-517, 1974.
- SINGER, M.J.; FINE, P. Pedogenic factors affecting magnetic susceptibility in northern California soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53: 1119-1127, 1989.
- SMITH, D.; ATKINSON, T. (1976). Process, landforms and climate in limestone regions. *In: Geomorphology and Climate*. John Wiley & Sons. Bristol, 1976.
- SMITH, F.; WHITE, J. W.C. Modern calibration of phytolith carbon isotope signatures for C3/C4 paleograssland reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 207: 277-304, 2004.
- SOARES, M.R.; ALLEONI, L.R.F.; VIDAL-TORRADO, P.; COOPER, M. Mineralogy and ion exchange properties of the particle size fractions of some Brazilian soils in tropical humid areas. *Geoderma*, 125: 355-367, 2005.
- SÖNDAHL, M.R.I.; LATORIAU, L.G. Corpos silicosos de gramíneas dos cerrados IV. *Pesq. Agropec. Bras.*, v. 5: 183-207, 1970.

- SOUZA, E.A.; RIBEIRO, M.R.; FERREIRA, V.X. Caracterização e gênese de solos do Baixo de Irecê (BA). *Rev. Bras. Ci. Solo*, 17 (1): 89-97, 1993.
- SOUZA, C.K.; MARQUES JR., M.V.; MARTINS FILHO, M.V.; PEREIRA, G.T. Influência do relevo e erosão na variabilidade espacial de um Latossolo em Jaboticabal (SP). *Rev. Bras. Ci. Solo*, 27: 1067-1074, 2003.
- SOUZA, W.J.O.; MELO, W.J. Matéria orgânica em um latossolo submetido a diferentes sistemas de produção de milho. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 27: 1113-1122, 2003.
- SOUZA, Z.M.; MARQUES JÚNIOR, J.; PEREIRA, G.T. Influência da pedofoma na variabilidade espacial de alguns atributos físicos e hídricos de um Latossolo sob o cultivo da cana-de-açúcar. *Irriga*, 9: 1-11, 2004.
- SPOLADORE, A.; COTTAS, L.R. A gruta do Portão de Cima e a gruta do Portão de Baixo - Duas cavernas areníticas no município de Sengés, PR. *Geografia*, 14 (2): 71-83, 2005.
- STEVENSON, F.J. *Cycles of soil; carbon, nitrogen, phosphorus, sulfur, micronutrientes*. New York, John Wiley & Sons. 1986. 380 p.
- STEVENSON, F.J. *Humus Chemistry: Genesis, Composition, Reactions*. 2th ed. John Wiley and Sons, Inc., New York, NY. 1994.
- STOOPS, G.; MARCELINO, M.; MEES, F. Micromorphological features and their relation to processes and classification: General guidelines and keys. *In: STOOPS, G.; MARCELINO, M.; MEES, F. (eds). Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*. Elsevier Science Publishers B. V., 2010, cap. 2: 15-36.
- STOOPS, G. *Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections*. 2003. 180 p.
- SUGUIO, K. *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais: passado + presente = futuro?* São Paulo: Paulo's Comunicações e artes Gráficas. 2001.
- SWEETING, M.M. *Karst landforms*. Columbia University Press, New York, 1973. 362 p.
- TERAMOTO, E.R.; LEPSCH, I.F.; VIDAL-TORRADO, P. Relações solo, superfície geomórfica e substrato geológico na microbacia do ribeirão Marins (Piracicaba-SP). *Sci. Agric.*, 58: 361-371, 2001.
- TOKASHIKI, C.C.; SAES, G.S. Revisão estratigráfica e faciologia do Grupo Cuiabá no alinhamento Cangas-Poconé, baixada Cuiabana, Mato Grosso. *Rev. Bras. de Geociências*, 38 (4): 661-675, 2008. Disponível em: <http://www.sbgeo.org.br>. Acessado em março de 2013.
- TORRENT, J.; BARRÓN, V. Iron oxides in relation to the colour of Mediterranean soils. *In: PÉREZ-RODRIGUEZ, J. L. (ed.). Applied study of cultural heritage and clays*. Madrid, 2003, p. 377-386. Servicio de Publicaciones del CSIC.
- TRAVASSOS, L.E.P. *Caracterização do carste da região de Cordisburgo, Minas Gerais*. Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais, 2007. (Tese de Mestrado).
- TROEH, F.R. Landform equations fitted to contour maps. *Soil Science Society American Journal*, 263: 616-27, 1965.
- TWISS, P.C.; SUESS, E.; SMITH, R.M. Morphological classification of grass phytoliths. *Soil Sci. Society of America Proceedings*, Madison, 33: 109-115, 1969.

- TWISS, P.C. Grass-opal phytoliths as climatic indicators of the Great Plains Pleistocene. *In: JOHNSON, W.C. (ed.). Quaternary Environments of Kansas. Kansas Geology, Survey Guidebook, 1987, 5, p. 179-188.*
- TWISS, P.C. Predicted world distribution of C₃ e C₄ grass phytolith. *In: RAPP, G. JR.; MULHOLLAND, S.C. (eds.). Phytolith Systematics. Emerging Issues, Advances in Plenum Press, New York, 1992, p. 113-128.*
- UAGODA, R.; AVELAR, A.S.; COELHO NETTO, A.L. Depressões fechadas em relevo cárstico-quartzítico, Bacia do Ribeirão Santana, Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. *Anuário do Instituto de Geociências, 29 (2): 87-100, 2006.*
- URBAN, J. Pseudokarst caves as an evidence of sandstone forms evolution in central Poland. *Ferrantia, 44: 181-186, 2005.*
- USDA. Soil Survey Staff. Keys to Soil Taxonomy. 11 ed. USDA-NRCS. 2010. 346 p.
- UTIDA G. Fósseis em micritos quaternários da Serra da Bodoquena, Bonito-MS e sua aplicação em estudos paleoambientais. São Paulo, SP, Instituto de Geociências - USP, 2009. 204 p. (Tese de Mestrado).
- UTIDA, G.; OLIVEIRA, E.C.; PETRI, S.; BOGGIANI, P.C. Microfossils in micrites from Serra da Bodoquena (MS), Brazil: Taxonomy and Paleoenvironmental Implications. 2012. *Anais... Academia Brasileira de Ciências (Impresso), 84: 245-261.*
- VALLADARES, G.S.; ALBUQUERQUE, G.H.S.; SOARES. I.; FERREIRA, T.O. Caracterização de solo carbonático com horizonte petrocálcico na Chapada do Apodi, RN. *In: Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, Fortaleza, CE, 2009. Anais... Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. (CD-ROM).*
- VAN BREEMEN, N.; BUURMAN, P. Soil formation. 2.ed. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers. 2003. 404p.
- VAN WAMBEKE, A. Calculated soil moisture and temperature regimes of South America. SMSS Technical Monograph □2. Soil Management Support Services, Soil Conservation Service, USDA, Washington, DC. 1981.
- VERRECCHIA, E.P.; VERRECCHIA, K.E. Needle-fiber calcite: a critical review and a proposed classification. *J Sediment Res. A. 64: 650-664, 1994.*
- VIDAL ROMANI, J.R.V.; RODRIGUEZ, M.V. Types of granite cavities and associated speleothems: genesis and evolution. *Nature Conservation. 63: 41-46, 2007.*
- VIDAL-TORRADO, P.; LEPSCH, I.F. Morfogênese dos solos de uma topossequência com transição B latossólico/B textural sobre migmatitos em Mococa (SP). *Rev. Bras. Ci. Solo, 17 (1): 109-119, 1993.*
- VIDAL-TORRADO, P.; LEPSCH, I.F.; CASTRO, S.S. Conceitos e aplicações das relações pedologia-geomorfologia em regiões tropicais úmidas. *Tópicos Ci. Solo, 4: 145-192, 2005.*
- VOLKOFF, B.; CERRI, C.C. Comparação de húmus de um Solontchak, um Rendzina e um Litólico da região semiárida do Rio Grande do Norte. *Rev. Bras. Ci. Solo, 4: 49-56, 1980.*
- WEST, L.T.; WILDING, L.P.; HALLMARK, C.T. Calciustolls in central Texas: II. Genesis of calcic and petrocalcic horizons. *Soil Sci. Soc. of America Journal, 52: 1731-1740, 1988.*

- WHITE, W.B. A brief history of karst hydrogeology: contributions of the NSS. *Journal of Cave and Karst Studies*, 69 (1): 13-26, 2007.
- WIEDER, M.; YALON, D.H. Effect of matrix composition on carbonate nodule crystallization. *Geoderma*, 11: 95-121, 1974.
- WIEDER, M.; YALON, D.H. Micromorphological fabrics and developmental stages of carbonate nodular forms related to soil characteristics. *Geoderma*, 28: 203-220, 1982.
- WILDING, L.P.; DREES, L.R. Contributions of forest opal and associated crystalline phases to fine silt and clay fractions of soils. *Clays and Clay Minerals*, 22 (3): 295-306, 1974.
- WILTON, O.B.; MIYAKI, É.S.; ANDRADE, D.F. Introdução à análise de agrupamentos. 9º Simpósio Brasileiro de Probabilidade e Estatística. IME – USP, 1990. 93 p.
- WRIGHT, V.P.; BECK, V.H.; SANZ-MONTERO, M.E. Spherulites in calcrete laminar crusts: biogenic CaCO₃ precipitation as a major contributor to crust formation. *Discussion. J. Sediment. Res.* 66, 1040-1041, 1996.
- XAVIER NETO, P. Processamento e interpretação de dados 2D e 3D de GPR: Aplicações no imageamento de feições cársticas e estruturas de dissolução no campo de petróleo da Fazenda Belém - CE. Natal, RN, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2006. 176p. (Tese de Doutorado).
- YALON, D.H. Soils in the Mediterranean region what makes them different? *Catena*. 28 (3/4), february, 157-169, 1997.
- YANES, C. Geochemistry of a tropical lake (Lake Leopoldo) on pseudo-karst topography within the Roraima Group, Guayana Shield, Venezuela. *Applied Geochemistry*, 21 (6): 870-886, 2006.
- YADAV, S.K.; CHAKRAPANI, G.J. Dissolution kinetics of rock-water interactions and its implications. *Current Science*, 90, 7: 932-937, 2006.
- YOUNG, R.W. Sandstone Landforms of Tropical East Kimberley Region Northwestern Australia. *Journal of Geology*, v. 95 (2): 205-218, 1987.
- ZÁK, K.; URBAN, J.; CILEK, V.; HERCMAN, H. Cryogenic cave calcite from several Central European caves: ages, carbon and oxygen isotopes and a genetic model, *Chem. Geol.* 206: 119-136, 2004.
- ZASLAVSKY, D.; ROGOWSKI, A.S. Hydraulic and morphological implications of anisotropy and infiltration in soil profile development. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 33: 594-599, 1969.
- ZECH, W.; SENESI, N.; GUGGENBERGER, G.; KAISER, K.; LEHMANN, J.; MIANO, T.M.; MILTNER, A.; SCHROTH, G. Factors controlling humification and mineralization of soil organic matter in the tropics. *Geoderma*, 79: 117-161, 1997.
- ZURRO, D. El análisis de fitolitos y su papel en el estudio del consumo de recursos vegetales en la prehistoria: Bases para una propuesta metodológica materialista. *Trabajos de Prehistoria*, 63 (2): 35-54, 2006.

7. ANEXOS

ANEXO 1 - Descrição morfológica e dados analíticos dos perfis de solos

TOPOSSEQUÊNCIA 1 - PERFIL 1 (T1P1)

DATA: 29/03/2010

CLASSIFICAÇÃO – ARGISSOLO VERMELHO Eutrófico nitossólico.

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS: Trincheira situada na Fazenda Eldorado, ao lado direito da MS-178 que liga as cidades de Bodoquena e Bonito, sentido norte-sul, a cerca de 600 m da estrada e distando cerca de 4 km da fábrica de cimento Horii. Município de Bodoquena (MS). Latitude: 20° 33' 45,45" S e longitude 56° 41' 24,83" W.

ELEVAÇÃO: 323m.

SITUAÇÃO E DECLIVE: Área plana e baixa, situada no sopé de encosta, com cerca de 2% de declividade.

LITOLOGIA: Rochas calcárias do Grupo Corumbá.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Formação Bocaina do Grupo Corumbá.

MATERIAL DE ORIGEM: Produto da alteração do material supracitado.

PEDREGOSIDADE: Não pedregosa.

ROCHOSIDADE: Não rochosa.

RELEVO LOCAL: Plano.

RELEVO REGIONAL: Plano e ondulado.

EROSÃO: Laminar ligeira.

DRENAGEM: Bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta estacional semidecidual (floresta tropical subcaducifólia).

USO ATUAL: Pasto (gramíneas).

CLIMA: Aw – tropical úmido segundo a classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR: Marlen Barros e Silva, Lúcia Helena Cunha dos Anjos, Marcos Gervasio Pereira e Jolimar Antônio Schiavo.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

Ap	0 – 18 cm, bruno-acinzentado muito escuro (10YR 3/2, úmida) e bruno-escuro (10YR 3/3, seca); francoargilosa; fraca, pequena, granular e moderada, pequena e média, blocos subangulares; firme, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e clara.
AB	18 – 26 cm, bruno-acinzentado muito escuro (10YR 3/2, úmida) e bruno-escuro (10YR 3,5/3, seca); franco-argilossiltosa; fraca, pequena, granular e moderada, pequena e média, blocos subangulares; friável, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e clara.
BA	26 – 42 cm, bruno-escuro (7,5YR 3/4, úmida) e bruno-forte (7,5YR 4/6, seca); mosqueados comuns, pequenos e difusos, cinzento-escuro (7,5YR 3/2, úmida) e bruno (7,5YR 4/2, úmida); argilosa; moderada, pequena e média, blocos subangulares e moderada, muito pequena, blocos angulares; friável, muito plástica e muito pegajosa; transição ondulada (38 - 45) e clara.
Bt1	42 – 78 cm, vermelho-escuro (2,5YR 3/6, úmida) e vermelho (2,5YR 4/6, seca); argilosa; forte, média, granular e moderada, média, blocos subangulares e angulares; cerosidade comum e moderada; friável, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e gradual.
Bt2	78 – 120+ cm, vermelho (2,5YR 4/5, úmida) e vermelho (2,5YR 4/6, seca); muito argilosa; prismática que se desfaz em forte, média, blocos subangulares; cerosidade abundante e proeminente; friável, muito plástica e muito pegajosa.

RAÍZES: Fasciculadas, comuns e finas no Ap e AB; fasciculadas, poucas e finas no BA; fasciculadas, raras e finas no Bt1 e Bt2.

OBS: Área com ligeira compactação superficial por pisoteio animal.
O solo encontrava-se úmido no momento da descrição.

PERFIL T1P1 - ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizonte		Frações da amostra total (g kg ⁻¹)			Composição granulométrica da Terra Fina (g kg ⁻¹)				Classe textural		
Símb.	Prof. (cm)	Calhaus	Cascalhos	Terra Fina	Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila			
Ap	0-18	0	2	998	130	100	430	340	francoargilosa		
AB	18-26	0	3	997	100	100	420	380	franco-argilossiltosa		
BA	26-42	0	9	991	90	80	380	450	argilosa		
Bt1	42-78	0	11	989	60	60	300	580	argilosa		
Bt2	78-120+	0	18	982	40	30	190	740	muito argilosa		
Horizonte		Densidade (Mg m ⁻³)		Porosidade (%)	CE a 25°C (dS/m)	% H ₂ O na pasta de saturação	GF (%)	Silte/Argila	SE (m ² g ⁻¹)		
Símb.	Prof. (cm)	Dp	Ds								
Ap	0-18	2,63	1,17	55	0,24	1,26	81	1,26	237,4		
AB	18-26	2,64	1,27	52	0,06	1,11	84	1,11	241,5		
BA	26-42	2,68	1,25	53	0,08	0,84	84	0,84	211,6		
Bt1	42-78	2,67	1,41	47	0,03	0,52	98	0,52	246,5		
Bt2	78-120+	2,88	1,41	51	0,02	0,26	99	0,26	244,3		
Horizonte		pH			Cátions Trocáveis (cmol _c kg ⁻¹)						
Símb.	Prof. (cm)	H ₂ O	CaCl ₂	KCl	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	Al ⁺⁺⁺	H ⁺	
Ap	0-18	5,9	5,2	4,7	0,05	11,3	0,6	0,03	0,2	3,7	
AB	18-26	6,1	5,3	4,6	0,06	9,9	0,6	0,03	0,1	3,6	
BA	26-42	6,1	5,2	4,6	0,04	7,6	0,6	0,02	0,3	3,0	
Bt1	42-78	6,1	5,1	4,6	0,04	7,0	1,3	0,02	0,3	2,8	
Bt2	78-120+	5,9	4,7	4,3	0,04	8,1	0,5	0,01	0,7	3,3	
Horizonte		P Olsen (mg dm ⁻³)	M.O (g kg ⁻¹)	C org (g kg ⁻¹)	CaCO ₃ (g kg ⁻¹)	S Tsolo Targ ⁽¹⁾			V (%)	Sat. Al ⁺⁺⁺ (%)	Sat. Na ⁺ (%)
Símb.	Prof. (cm)					(cmol _c kg ⁻¹)					
Ap	0-18	1	51,0	29,6	11,3	12,0	15,9	46,8	75	2	<1
AB	18-26	0	37,4	21,7	9,9	10,6	14,3	37,6	74	2	<1
BA	26-42	0	36,6	21,2	7,6	8,3	11,6	25,8	72	3	<1
Bt1	42-78	0	17,6	10,2	7,0	8,4	11,4	19,7	74	3	<1
Bt2	78-120+	0	15,0	8,7	8,1	8,7	12,7	17,2	69	7	<1

⁽¹⁾ Targ = (T/g kg⁻¹ de argila) x 1000.

PERFIL T1P1 - DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA

Horizonte Ap (0-18 cm): uma zona

1. Composição: Relação g/f com limite de 0,002 mm de 3/4.
 - 1.1. Poros: 30 %.
2. Material grosso (Grãos):
 - 2.1. Quartzo: frequentes, moderadamente selecionados (0,01 mm a 2 mm); anhedrais e subhedrais; lisos, subalongados, subesféricos, esféricos e alongados; subarredondados, subangulares e arredondados. Alteração irregular.
3. Padrão de distribuição:
 - 3.1. Distribuição não relacionada; não referida; não referida. Orientação aleatória, não referida e porfírica aberta.
4. Pedalidade, agregação e poros:
 - 4.1. Material pedal, com pedalidade moderada. Agregados em forma de blocos subangulares parcialmente acomodados e grânulos. Poros interagregados do tipo canais, câmaras e fissuras e intragregados do tipo fissuras em zig-zag.
5. Material fino:
 - 5.1. Composição: matéria orgânica, argila. Cor: bruno-avermelhada em LPL e XPL.
6. Material orgânico:
 - 6.1. Resíduos vegetais bem preservados e resíduos de tecidos de raiz, bem a moderadamente preservados nas fissuras e cavidades. Frequência: raros.
7. Fundo matricial:
 - 7.1. Fábrica birrefringente indiferenciada, mosaico, salpicada, poroestriada, granoestriada e estriada (comuns).
8. Feições pedológicas:
 - 8.1. Feições texturais: Preenchimentos soltos, contínuos e descontínuos de calcita acicular isolados e calcita nodular (ocasionais).
 - 8.2. Feições amorfas:
 - Nódulos ferruginosos (raros) típicos (comuns), arredondados a subarredondados, moderadamente a fortemente impregnados, com bordas nítidas e cor vermelho-escura e preta nas frações areia e silte. Presença de nódulos impregnativos. Raros.
 - Micronódulos ferriargilosos subesféricos, subalongados e alongados, com bordos nítidos (comuns).
 - Revestimentos e hiporrevestimentos externos de grãos e poros por óxidos de ferro (ocasionais).
 - 8.3. Feições cristalinas: calcita acicular formando preenchimentos soltos contínuos e descontínuos e alguns nódulos.
 - 8.4. Feições de excremento: preenchimentos soltos descontínuos e contínuos de excrementos elípticos (comuns).

Horizonte Bt2 (78-120 cm⁺): uma zona

1. Composição: Relação g/f com limite de 0,002 mm de 2/7.
 - 1.1. Poros: 10%.
2. Material grosso (Grãos):
 - 2.1. Quartzos: subhedrais e anhedrais, moderadamente selecionados (0,02 mm a 2 mm); lisos, subalongados e subesféricos; arredondados, subarredondados e angulosos. Alteração irregular (fissuras e careações preenchidas por argilas e óxidos de ferro).
3. Padrão de distribuição:
 - 3.1. Distribuição não relacionada; não referida; não relativa. Orientação aleatória, não referida e porfírica aberta.
4. Pedalidade, agregação e poros:
 - 4.1. Material pedal, com pedalidade moderada a forte. Agregados em forma de blocos subangulares altamente acomodados. Poros interagregados e intragregados do tipo fissuras finas retas, em zig-zag e curvadas, além de canais e cavidades.
5. Material fino:
 - 5.1. Composição: óxidos de ferro e argila. Cor: vermelho-avermelhada em LPL e XPL.
6. Material orgânico:
 - 6.1. Resíduos vegetais: resíduos de raízes (raros).
7. Fundo matricial:
 - 7.1. Fábrica birrefringente abundante do tipo salpicada, granoestriada, poroestriada, crescente, paralelo estriada e estriada cruzada.
8. Feições pedológicas:
 - 8.1. Feições texturais:

Revestimentos de grãos e poros por argilas e óxidos de ferro microlaminares típicos (orientação forte e contínua) e crescente. Quase revestimentos e hiporrevestimentos de poros por argilas e com segregação de óxidos de ferro (abundantes).

Preenchimentos densos completos e incompletos de poros por argilas e óxidos de ferro microlaminares (muito abundantes). Orientação forte e contínua e manchada.

Grandes preenchimentos de canais por argila e óxidos de ferro, resultantes, provavelmente da atividade biológica (cupins).

Preenchimentos densos com óxidos de ferro em fissuras finas (comuns).
 - 8.2. Feições cristalinas:

Preenchimentos soltos contínuos e descontínuos de poros por calcita acicular (comuns).
 - 8.3. Feições de excremento:

Preenchimentos soltos contínuos e descontínuos de poros por excrementos.
 - 8.4. Feições amorfas:

Nódulos ferruginosos forte a moderadamente impregnados, órticos, alguns impregnativos, vermelho-escuros e vermelhos. Arredondados e subarredondados. Ocasionais.

Nódulos ferromanganosos fortemente impregnados, subesféricos, alongados e subalongados. Bordos nítidos. Distribuídos em toda a lâmina. Ocasionais.

Micronódulos ferriargilosos fortemente impregnados, subesféricos, subalongados e alongados, com bordos nítidos (comuns).

TOPOSSEQUÊNCIA 1 - PERFIL 2 (T1P2)

DATA: 29/03/2010

CLASSIFICAÇÃO – ARGISSOLO VERMELHO Distrófico típico.

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS: Trincheira situada ao lado direito da MS-178, que liga as cidades de Bodoquena e Bonito, sentido norte-sul, a cerca de 300 m da estrada. Município de Bodoquena (MS) e distando cerca de 4 Km da fábrica de cimento Horii. Latitude: 20° 33' 49,09" S e longitude 56° 41' 39,84" W.

ELEVAÇÃO: 334m.

SITUAÇÃO E DECLIVE: Terço médio de encosta suaveondulada, com cerca de 4% de declividade.

LITOLOGIA: Rochas calcárias do Grupo Corumbá.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Formação Bocaina do Grupo Corumbá.

MATERIAL DE ORIGEM: Produto da alteração do material supracitado.

PEDREGOSIDADE: Ligeiramente pedregosa, com presença de cascalhos e calhaus em subsuperfície.

ROCHOSIDADE: Não rochosa.

RELEVO LOCAL: Suave ondulado.

RELEVO REGIONAL: Plano e ondulado.

EROSÃO: Laminar ligeira.

DRENAGEM: Bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta estacional semidecidual (floresta tropical subcaducifólia).

USO ATUAL: Pasto (gramíneas).

CLIMA: Aw – tropical úmido segundo a classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR: Marlen Barros e Silva, Lúcia Helena Cunha dos Anjos, Marcos Gervasio Pereira e Jolimar Antônio Schiavo.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

Ap	0 – 11 cm, bruno-escuro (7,5YR 3/3, úmida) e bruno (7,5YR 4/4, seca); argilosa; moderada, pequena, granular e moderada, pequena, blocos subangulares; firme, muito plástica e pegajosa; transição plana e clara.
A	11 – 19 cm, bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/3, úmida) e bruno-avermelhado (5YR 4/4, seca); mosqueados poucos, pequenos e difusos, vermelho-amarelado (5YR 4/6, úmida) e bruno (7,5YR 4/4, seca); francoargilosa; moderada, pequena e média, blocos subangulares; firme, muito plástica e pegajosa; transição plana e clara.
E	19 – 30 cm, bruno-avermelhado (5YR 4/4, úmida) e vermelho-amarelado (5YR 4/6, seca); mosqueados poucos, pequenos e difusos, cinzento-avermelhado-escuro (5YR 4/2, úmida) e bruno-avermelhado (5YR 4/3, seca); francoargilosa; moderada, pequena e média, blocos angulares; friável, muito plástica e pegajosa; transição plana e clara.
Bt1	30 – 53 cm, bruno-avermelhado (5YR 4/4, úmida) e vermelho-amarelado (5YR 4/6, seca); mosqueados comuns, pequenos e difusos, bruno-avermelhado (5YR 4/3, úmida) e bruno-avermelhado (5YR 4/4, seca); francoargilosa; moderada, pequena e média, blocos angulares; cerosidade comum e fraca; friável, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e gradual.
Bt2	53 – 83 cm, bruno-avermelhado (2,5YR 4/4, úmida) e bruno-avermelhado (2,5YR 4/6, seca); argilosa com cascalho; moderada, pequena, blocos angulares; friável, muito plástica e muito pegajosa; transição ondulada (80 - 85) e clara.
B/C	83 – 120 ⁺ cm, vermelho (2,5YR 4/6, úmida) e vermelho (2,5YR 5/6, seca); muito argilosa muito cascalhenta; moderada, pequena, blocos angulares; friável, muito plástica e muito pegajosa.

RAÍZES: Fasciculadas, muitas e finas no Ap e AB; fasciculadas, comuns e finas no BA; fasciculadas, poucas e finas no B1 e fasciculadas, raras e finas nos demais horizontes.

OBS: Presença de calhaus e cascalhos de quartzo arestados e arredondados no E, Bt1, Bt2 e B/C, com aumento da quantidade em profundidade.

Horizonte B/C muito cascalhento. Presença de carvão no horizonte E.
 Área com ligeira compactação superficial por pisoteio animal.
 O solo encontrava-se úmido no momento da descrição.

PERFIL T1P2 - ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizonte		Frações da amostra total (g kg ⁻¹)			Composição granulométrica da Terra Fina (g kg ⁻¹)				Classe textural		
Símb.	Prof. (cm)	Calhaus	Cascalhos	Terra Fina	Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila			
Ap	0 – 11	5	26	967	160	80	360	400	argilosa		
A	11 – 19	0	20	980	140	90	410	360	francoargilosa		
E	19 – 30	0	31	969	160	120	450	270	francoargilosa		
Bt1	30 – 53	0	43	957	130	70	350	450	francoargilosa		
Bt2	53 – 83	0	141	859	100	60	280	560	argilosa com cascalho		
B/C	83 – 120+	6	550	444	90	30	180	700	muito argilosa muito cascalhenta		
Horizonte		Densidade (Mg m ⁻³)		Porosidade (%)	CE a 25°C (dS/m)	% H ₂ O na pasta de saturação	GF (%)	Silte/Argila	SE (m ² g ⁻¹)		
Símb.	Prof. (cm)	Dp	Ds								
Ap	0 – 11	2,55	1,38	46	0,22	43,6	83	0,90	237,9		
A	11 – 19	2,60	1,34	48	0,10	46,4	76	1,14	224,4		
E	19 – 30	2,68	1,37	49	0,04	48,8	70	1,67	223,2		
Bt1	30 – 53	2,66	1,36	49	0,02	52,4	94	0,78	242,6		
Bt2	53 – 83	2,70	1,56	42	0,02	56,4	98	0,50	249,4		
B/C	83 – 120+	2,78	1,36	51	0,04	57,6	99	0,26	217,8		
Horizonte		pH			Cátions Trocáveis (cmol _c kg ⁻¹)						
Símb.	Prof. (cm)	H ₂ O	CaCl ₂	KCl	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	Al ⁺⁺⁺	H ⁺	
Ap	0 – 11	6,0	5,2	4,7	0,05	6,0	1,4	0,05	0,1	3,1	
A	11 – 19	5,8	5,0	4,5	0,06	6,0	1,3	0,03	0,1	3,5	
E	19 – 30	5,9	4,8	4,1	0,07	4,4	1,3	0,02	0,9	4,0	
Bt1	30 – 53	5,5	4,4	3,9	0,04	3,3	2,0	0,02	2,2	4,5	
Bt2	53 – 83	5,5	4,4	3,9	0,05	4,0	0,8	0,02	2,5	5,5	
B/C	83 – 120+	5,5	4,2	3,9	0,05	6,4	1,1	0,02	3,0	8,3	
Horizonte		P Olsen	M.O.	C org.	CaCO ₃	S	Tsolo	Targ ⁽¹⁾	V	Sat. Al ⁺⁺⁺	Sat. Na ⁺
Símb.	Prof. (cm)	(mg dm ⁻³)	(g kg ⁻¹)	(g kg ⁻¹)	(g kg ⁻¹)	(cmol _c kg ⁻¹)			(%)	(%)	(%)
Ap	0 – 11	1	30,0	17,4	5,4	7,5	10,7	26,8	70	1	< 1
A	11 – 19	2	24,5	14,2	3,6	7,4	11,0	30,6	67	1	< 1
E	19 – 30	2	24,8	14,4	8,1	5,8	10,7	39,6	54	13	< 1
Bt1	30 – 53	3	18,3	10,6	9,9	5,4	12,1	26,9	45	29	< 1
Bt2	53 – 83	1	11,4	6,6	5,4	4,9	12,9	23,0	38	34	< 1
B/C	83 – 120+	1	10,9	6,3	10,0	7,6	18,9	27,0	40	28	< 1

⁽¹⁾ Targ = (T/g kg⁻¹ de argila) x 1000.

PERFIL T1P2 - DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA

Horizonte Ap (0 - 11 cm): uma zona

1. Composição: Relação g/f com limite de 0,002 mm de 2/3.

1.1. Poros: 35%.

2. Material grosso (Grãos):

2.1. Quartzos: pobremente selecionados (0,02 mm a 3 mm); anhedrais e subhedrais; subsféricos, subalongados, esféricos e alongados; arredondados, subarredondados e subangulares; lisos e ondulados; alteração irregular.

3. Padrão de distribuição:
 - 3.1. Distribuição não relacionada; não referida; não relativa. Orientação aleatória, não referida e porfírica fechada.
4. Pedalidade, agregação e poros:
 - 4.1. Material pedal, com pedalidade moderada a forte. Agregados em forma de blocos subangulares parcialmente acomodados e granulares não acomodados. Poros interagregados do tipo canais, câmaras e fissuras e intragregados do tipo fissuras. Microestrutura complexa. Subestrutura em blocos subangulares.
5. Material fino:
 - 5.1. Composição: matéria orgânica, argila e óxidos de ferro. Cor: brunada em LPL e bruno-avermelhada em XPL.
6. Material orgânico:
 - 6.1. Resíduos vegetais constituídos por órgãos (raízes) e tecidos nos canais, fissuras e cavidades (abundantes). Presença de resíduos de tecidos (comuns).
7. Fundo matricial:
 - 7.1. Fábrica birrefringente do tipo salpicada grânida (comum), poroestriada (ocasional), e granoestriada (ocasional).
8. Feições pedológicas:
 - 8.1. Feições texturais:
 - Revestimentos de argila (ocasionais).
 - Preenchimentos densos completos de material argiloso trazido dos horizontes subsuperficiais pela atividade biológica (comuns).
 - Preenchimentos densos completos de canais por material fino e grosso, resultante de atividade biológica.
 - Preenchimentos densos completos de canais por material fino, resultante de atividade biológica.
 - Preenchimentos densos completos e incompletos de poros com argila microlaminar (raros).
 - 8.2. Feições cristalinas:
 - Preenchimentos soltos contínuos e descontínuos de calcita acicular (ocasionais a raros) associados a poucos nódulos de calcita esparítica.
 - 8.3. Feições de excrementos: preenchimentos soltos contínuos e descontínuos de poros por excrementos (comuns).
 - 8.4. Feições amorfas:
 - Nódulos ferruginosos forte a moderadamente impregnados, raros, vermelho-escuros e vermelhos.
 - Micronódulos ferriargilosos fortemente impregnados, subsféricos, subalongados e alongados, com bordos nítidos (comuns).

Horizonte Bt2 (53 - 83 cm): uma zona

1. Composição: Relação g/f com limite de 0,002 mm de 4/9.
 - 1.1. Poros: 25%.
2. Material grosso (Grãos):
 - 2.1. Quartzos: moderadamente selecionados (0,02 mm a 4 mm); anhedrais e subhedrais; subalongados, subsféricos e alongados; arredondados e subarredondados; lisos. Alguns grãos sem alteração e outros com alteração irregular.
3. Padrão de distribuição:
 - 3.1. Distribuição não relacionada; não referida; não relativa. Orientação aleatória, não referida e porfírica duplo espaçada.
4. Pedalidade, agregação e poros:
 - 4.1. Material pedal, com pedalidade moderada a forte. Agregados em forma de blocos subangulares parcialmente acomodados. Poros interagregados do tipo canais, câmaras e fissuras, intragregados do tipo cavidades (policôncavas mamelonares) e fissuras retas. Microestrutura complexa.
5. Material fino:

- 5.1. Composição: argila e óxidos de ferro. Cor: vermelha em LPL; vermelha e vermelho-amarela em XPL.
- 6. Material orgânico:**
- 6.1. Resíduos vegetais constituídos por resíduos de órgãos (raízes) bem a moderadamente preservados (ocasionais).
- 7. Fundo matricial:**
- 7.1. Fábrica birrefringente do tipo poroestriada (abundante), granoestriada (abundante) e reticular estriada (abundante) e salpicada grânida (abundante), mosaico (abundante).
- 8. Feições pedológicas:**
- 8.1. Feições texturais:
Preenchimentos densos completos e incompletos de poros com argila microlaminar (comuns).
Hiporrevestimentos de poro com argila iluvial (comuns). Extinção forte e contínua manchada.
Revestimentos de poros (canais e cavidades) com argila iluvial (comuns).
- 8.2. Feições cristalinas:
Preenchimentos soltos contínuos e descontínuos de calcita acicular nos canais (raros).
Nódulos de calcita esparítica imersos na matriz do solo (raros).
- 8.3. Feições de excrementos: preenchimentos soltos descontínuos de canais com excrementos elipsoidais de cor bruno-avermelhada (ocasionais).
- 8.4. Feições amorfas:
Nódulos ferruginosos (0,02mm a 2 mm) típicos e nucléicos, puros, fortemente a moderadamente impregnados, arredondados, esféricos e subalongados. Ocasionalis.
Nódulos ferromanganosos fortemente impregnados, subesféricos, alongados e subalongados. Bordos nítidos. Distribuídos em toda a lâmina. Ocasionalis.
Micronódulos ferriargilosos fortemente impregnados, subesféricos, subalongados e alongados, com bordos nítidos (comuns).

TOPOSSEQUÊNCIA 1 - PERFIL 3 (T1P3)

DATA: 29/03/2010

CLASSIFICAÇÃO – CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico típico.

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS: Trincheira situada na Fazenda Eldorado, ao lado esquerdo da MS-178, que liga as cidades de Bodoquena e Bonito, sentido norte-sul, a cerca de 250m da estrada e distando cerca de 4 Km da fábrica de cimento Horii. Município de Bodoquena (MS). Latitude: 20° 33' 45,05" S e longitude 56° 41' 54,91" W.

ELEVAÇÃO: 340 m.

SITUAÇÃO E DECLIVE: Topo plano de elevação suaveondulada de pendente longa, com cerca de 2% de declividade.

LITOLOGIA: Rochas calcárias do Grupo Corumbá.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Formação Bocaina do Grupo Corumbá.

MATERIAL DE ORIGEM: Produto da alteração do material supracitado.

PEDREGOSIDADE: Ligeiramente pedregosa (um matacão de calcário dentro do perfil do solo).

ROCHOSIDADE: Ligeiramente rochosa.

RELEVO LOCAL: Plano.

RELEVO REGIONAL: Plano e ondulado.

EROSÃO: Laminar ligeira.

DRENAGEM: Bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta estacional semidecidual (floresta tropical subcaducifólia).

USO ATUAL: Capoeira alta.

CLIMA: Aw – tropical úmido segundo a classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR: Marlen Barros e Silva, Lúcia Helena Cunha dos Anjos, Marcos Gervasio Pereira e Jolimar Antônio Schiavo.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- | | |
|-----|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| A1 | 0 – 14 cm, bruno muito escuro (10YR 2/2, úmida) e bruno-escuro (10YR 3/3, seca); franco-argilossiltosa; forte, média e grande, granular e moderada, pequena, blocos subangulares; friável, plástica e pegajosa; transição plana e clara. |
| A2 | 14 – 24 cm, cinzento muito escuro (10YR 3/1, úmida) e bruno-escuro (10YR 3/3, seca); argilossiltosa; moderada, pequena, granular e moderada, pequena e média, blocos subangulares; friável, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e clara. |
| AB | 24 – 36 cm, bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/2, úmida) e bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/3, seca); mosqueado pouco, pequeno e difuso, bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/4, úmida) e bruno-avermelhado (5YR 4/4, seca); argilosa; moderada, média, blocos angulares e fraca, pequena, blocos subangulares; friável, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e gradual. |
| BA | 36 – 47 cm, bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/3, úmida) e bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/4, seca); mosqueado comum, médio e difuso, bruno (7,5YR 4/2, úmida) e bruno (7,5YR 4/3, seca) e comum, pequeno e difuso, bruno-avermelhado-escuro (2,5YR 3/4, úmida) e bruno-avermelhado (2,5YR 4/4, seca); muito argilosa; fraca, média, blocos angulares e fraca, pequena blocos subangulares; friável, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e gradual. |
| Bi1 | 47 – 74 cm, bruno-avermelhado (2,5YR 4/4, úmida) e vermelho (2,5YR 4/6, seca); mosqueado comum, médio e difuso, bruno-avermelhado-escuro (2,5YR 3/4, úmida) e bruno-avermelhado-escuro (2,5YR 3,5/4, seca); muito argilosa; moderada, média, blocos angulares e subangulares; friável a firme, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e difusa. |
| Bi2 | 74 – 103 cm, vermelho-escuro (2,5YR 3/6, úmida) e vermelho (2,5YR 4/6, seca); argilosa; fraca, média, blocos angulares e moderada, pequena, blocos subangulares; friável, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e gradual. |

B/C 103 – 124⁺ cm, bruno-avermelhado (2,5YR 4/4, úmida) e vermelho (2,5YR 4/5, seca); muito argilosa; fraca, pequena e média, blocos angulares e blocos subangulares; friável, plástica e pegajosa.

RAÍZES: Comuns, finas, médias e grossas no A1 e A2; poucas e finas no AB, BA, Bi1 e Bi2 e ausentes no B/C.

OBS: Pontuações de carbonato no BA, Bi1 e Bi2, sem efervescência por HCl. Presença de pontuações pretas (“chumbinho de caça”) nos horizontes Bi1, Bi2 e B/C, com ligeira efervescência por H₂O₂. Presença de superfícies de compressão nos horizontes Bi1 e Bi2, no contato vertical entre agregados. O solo encontrava-se úmido no momento da descrição. Presença de poucos cascalhos de quartzo no perfil.

PERFIL T1P3 - ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizonte		Frações da amostra total (g kg ⁻¹)			Composição granulométrica da Terra Fina (g kg ⁻¹)				Classe textural	
Símb.	Prof. (cm)	Calhaus	Cascalhos	Terra Fina	Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila		
A1	0–14	0	2	998	70	80	450	400	franco-argilossiltosa	
A2	14–24	0	4	996	80	70	410	440	argilossiltosa	
AB	24–36	0	7	993	90	60	320	530	argilosa	
BA	36–47	0	23	977	80	40	270	610	muito argilosa	
Bi1	47–74	0	35	965	70	40	230	660	muito argilosa	
Bi2	74–103	0	20	980	80	50	280	590	argilosa	
B/C	103-124+	0	21	979	60	30	270	640	muito argilosa	
Horizonte		Densidade (Mg m ⁻³)		Porosidade (%)	CE a 25°C (dS/m)	% H ₂ O na pasta de saturação	GF (%)	Silte/Argila	SE (m ² g ⁻¹)	
Símb.	Prof. (cm)	Dp	Ds							
A1	0–14	2,60	1,30	50	0,22	41,2	89	1,13	241,2	
A2	14–24	2,58	1,17	55	0,13	41,2	90	0,93	247,9	
AB	24–36	2,54	1,03	59	0,12	41,2	88	0,60	252,0	
BA	36–47	2,69	1,12	58	0,07	44,8	92	0,44	258,0	
Bi1	47–74	2,67	1,17	56	0,06	44,8	94	0,35	257,4	
Bi2	74–103	2,69	1,33	51	0,08	44,8	93	0,47	252,6	
B/C	103-124+	2,73	-	-	0,12	47,6	98	0,42	252,2	
Horizonte		pH			Cátions Trocáveis (cmol _c kg ⁻¹)					
Símb.	Prof. (cm)	H ₂ O	CaCl ₂	KCl	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	Al ⁺⁺⁺	H ⁺
A1	0–14	5,8	5,2	4,7	0,05	15,1	2,1	0,05	0,1	5,2
A2	14–24	5,3	4,5	3,9	0,07	9,5	0,4	0,03	2,0	9,9
AB	24–36	5,7	4,6	4,0	0,05	10,0	0,3	0,02	1,4	8,3
BA	36–47	5,8	4,8	4,0	0,04	8,1	1,2	0,02	1,7	6,0
Bi1	47–74	6,0	4,9	4,4	0,03	9,4	0,5	0,02	1,0	4,6
Bi2	74–103	6,0	5,1	4,4	0,03	11,6	0,1	0,02	0,2	3,4
B/C	103-124+	6,7	5,7	5,0	0,04	16,4	0,4	0,02	0,0	2,3
Horizonte		P Olsen (mg dm ⁻³)	M.O. (g kg ⁻¹)	C.Org. (g kg ⁻¹)	S	Tsolo	Targ ⁽¹⁾	V (%)	Sat. Al ⁺⁺⁺ (%)	Sat. Na ⁺ (%)
Símb.	Prof. (cm)				(cmol _c kg ⁻¹)					
A1	0–14	0	49,9	28,9	17,1	22,4	56,0	76	0	< 1
A2	14–24	0	44,7	25,9	10,0	21,9	49,8	46	17	< 1
AB	24–36	0	32,2	18,7	10,3	20,0	37,7	52	12	< 1
BA	36–47	0	20,0	11,6	9,4	17,1	28,0	55	15	< 1
Bi1	47–74	0	19,3	11,2	10,0	15,6	23,6	64	9	< 1
Bi2	74–103	0	15,9	9,2	11,7	15,3	25,9	76	2	< 1

B/C	103-124+	3	14,7	8,5	16,9	19,2	30,0	88	0	< 1	
Horizonte		P Olsen	M.O.	C org	CaCO ₃	S	Tsolo	Targ ⁽¹⁾	V	Sat. Al ⁺⁺⁺	Sat. Na ⁺
Símb.	Prof. (cm)	(mg dm ⁻³)	(g kg ⁻¹)	(g kg ⁻¹)	(g kg ⁻¹)	(cmol _c kg ⁻¹)			(%)	(%)	(%)
A1	0-14	0	49,9	28,9	10,9	17,1	22,4	56,0	76	0	< 1
A2	14-24	0	44,7	25,9	12,7	10,0	21,9	49,8	46	17	< 1
AB	24-36	0	32,2	18,7	14,5	10,3	20,0	37,7	52	12	< 1
BA	36-47	0	20,0	11,6	17,2	9,4	17,1	28,0	55	15	< 1
Bi1	47-74	0	19,3	11,2	10,8	10,0	15,6	23,6	64	9	< 1
Bi2	74-103	0	15,9	9,2	10,9	11,7	15,3	25,9	76	2	< 1
B/C	103-124+	3	14,7	8,5	15,3	16,9	19,2	30,0	88	0	< 1

⁽¹⁾ Targ = (T/g kg⁻¹ de argila) x 1000.

T1P3 - DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA

Horizonte A1 + A2 (0-24 cm): uma zona

1. **Composição:** Relação g/f com limite de 0,002 mm de 2/3.
 - 1.1. Poros: 30%.
2. **Material grosso (Grãos):**
 - 2.1. Quartzos: Moderadamente selecionados (0,05 mm a 3 mm); anhedrais e subhedrais; subesféricos e subalongados; arredondados e subarredondados; lisos. Alguns sem alteração e outros com alteração cruzada e pontilhada (careação).
3. **Padrão de distribuição:**
 - 3.1. Distribuição não relacionada; não referida; não relativa. Orientação aleatória, não referida e pórfiro-enáulica.
4. **Pedalidade, agregação e poros:**
 - 4.1. Material pedal, com pedalidade forte. Agregados em forma de blocos subangulares e granular, não acomodados. Poros interagregados de empacotamento composto, fissuras, canais e câmaras e intragregados do tipo cavidades e microfissuras. Microestrutura complexa.
5. **Material fino:**
 - 5.1. Composição: matéria orgânica, argila e óxidos de ferro. Cor: bruno-avermelhada em LPL; e vermelho-amarelada em XPL.
6. **Material orgânico:**
 - 6.1. Resíduos vegetais constituídos por resíduos de órgãos (raízes) bem a moderadamente preservados (ocasionais). Muitos acham-se impregnados com ferro e/ou manganês.
7. **Fundo matricial:**
 - 7.1. Fábrica birrefringente do tipo proestriada (comum), granoestriada (comum) e salpicada grânida (abundante).
8. **Feições pedológicas:**
 - 8.1. Feições texturais:

Preenchimentos densos completos e incompletos de poros com argila microlaminar(raros). Revestimentos de poros com argila iluvial (raros). Extinção forte e contínua e manchada.

Preenchimentos soltos descontínuos de canais com agregados formados pela atividade biológica.
 - 8.2. Feições de excrementos: preenchimentos soltos descontínuos de resíduos vegetais (raiz) com excrementos esféricos (0,02mm de diâmetro). Ocasionalis.
 - 8.3. Feições amorfas:

Nódulos ferruginosos (0,15 mm a 1 mm) típicos, pseudomórficos, geódicos e concêntricos; fortemente moderadamente e fracamente impregnados; vermelhos, vermelho-amarelos e amarelos (em XPL). Raros.

Micronódulos ferriargilosos fortemente impregnados, subesféricos, alongados e subalongados. Bordos nítidos. Distribuídos em toda a lâmina. Comuns.

Horizonte Bi1 (47 - 74 cm): duas zonas

Zona A: (75%)

1. Composição: Relação g/f com limite de 0,002 mm de 1/3.
 - 1.1. Poros: 30%.
2. Material grosso (Grãos):
 - 2.1. Quartzos: Moderadamente selecionados (0,05 mm a 2 mm); anhedrais e subhedrais; arredondados e subarredondados; subesféricos, subalongados e alongados; subangulares. Lisos. Alteração em fissuras, com careações com óxidos de ferro.
3. Padrão de distribuição:
 - 3.1. Distribuição não relacionada; não referida; não relativa. Orientação aleatória, não referida e porfírica duplo espaçada.
4. Pedalidade, agregação e poros:
 - 4.1. Material pedal, com pedalidade forte. Agregados em blocos subangulares, pequenos a médios, acomodados a parcialmente acomodados. Poros interagregados planares (fissurais), canais e câmaras. Poros intragregados do tipo cavidades e fissuras.
5. Material fino:
 - 5.1. Composição: argila e óxidos de ferro. Cor: vermelha em LPL e vermelho-amarela em XPL.
6. Material orgânico:
 - 6.1. Resíduos de plantas (raízes e tecidos): raros.
7. Fundo matricial:
 - 7.1. Fábricas birrefringentes muito abundantes do tipo poroestriada; granoestriada; salpicada grânida; paralelo estriada, reticulada cruzada.
8. Feições pedológicas:
 - 8.1. Feições texturais:

Revestimentos, hiporrevestimentos e quase revestimentos de poros e de grãos com argilas e óxidos de ferro (ocasionais).

Preenchimentos soltos descontínuos de argila microlaminar nos canais interagregados e preenchimentos soltos contínuos de cavidades e canais com argila microlaminar(ocasionais).

Preenchimentos densos completos e incompletos de argila microlaminar nos canais e cavidades interagregados (ocasionais).
 - 8.2. Feições amorfas:

Nódulos ferruginosos (0,1 mm a 1mm) de cor vermelho-escuro e preto. Forma: geódicos, porosos, típicos, impregnativos e alguns fissurados e alguns concêntricos. Grau de impregnação: fortemente e moderadamente impregnados. Forma: arredondados, esféricos. (comuns a abundantes).

Zona B: (25%)

1. Composição: Relação g/f com limite de 0,002 mm de 1/3.
 - 1.1. Poros: 40%.
2. Material grosso (Grãos):
 - 2.1. Quartzos: Moderadamente selecionados (0,01 mm a 2 mm); anhedrais e subhedrais; arredondados e subarredondados; subesféricos e subalongados; lisos. Alteração irregular e pontilhada (careamento).
3. Padrão de distribuição:
 - 3.1. Distribuição não relacionada; não referida; não relativa. Orientação aleatória, não referida e pórfiro-enáulica.
4. Pedalidade, agregação e poros:
 - 4.1. Material pedal, com pedalidade moderada a forte. Agregados granulares, pequenos a médios, não acomodados e blocos subangulares pequenos. Microestrutura complexa. Poros interagregados de empacotamento, canais e câmaras. Poros intragregados do tipo cavidades.
5. Material fino:
 - 5.1. Composição: argila e óxidos de ferro. Cor: vermelha em LPL e vermelho-amarela em XPL.

6. Material orgânico:

6.1. Resíduos de plantas (tecidos): raros.

7. Fundo matricial:

7.1. Fábricas birrefringentes muito abundantes do tipo poroestriada; granoestriada; salpicada grânida; paralelo estriada e estriada cruzada.

8. Feições pedológicas:

8.1. Feições texturais: revestimentos, hiporrevestimentos e quase revestimentos de poros e de grãos com argilas e óxidos de ferro (ocasionais). Preenchimentos: densos completos de argila (ocasionais).

8.2. Feições amorfas:

Nódulos ferruginosos (0,02 mm a 3 mm) de cor vermelho-escuro e preto, comuns. Forma: geódicos, porosos, típicos, nucléicos, concêntricos e impregnativos. Grau de impregnação: puros, fortemente e moderadamente impregnados. Forma: arredondados, esféricos, subesféricos e lisos, com limites claros e nítidos.

Nódulos ferromangânicos fortemente impregnados, subesféricos, alongados e subalongados. Bordos nítidos. Distribuídos em toda a lâmina. Ocasionalmente.

Micronódulos ferriargilosos fortemente impregnados, subesféricos, subalongados e alongados, com bordos nítidos (abundantes).

TOPOSSEQUÊNCIA 2 - PERFIL 1 (T2P1)

DATA: 30/03/2010

CLASSIFICAÇÃO – CHERNOSSOLO RÊNDZICO Órtico típico.

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS: Trincheira situada em área de relevo plano na Fazenda Dona Creuza. Município de Bodoquena (MS). Latitude: 20° 32' 48,15" S e longitude 56° 43' 12,66" W.

ELEVAÇÃO: 241m.

SITUAÇÃO E DECLIVE: Área plana de terraço fluvial, com cerca de 1% de declividade.

LITOLOGIA: Sedimentos recentes de natureza aluvial.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Holoceno do Quaternário. Formação Xaraiés.

MATERIAL DE ORIGEM: Produto da alteração do material supracitado.

PEDREGOSIDADE: Não pedregosa.

ROCHOSIDADE: Não rochosa.

RELEVO LOCAL: Plano.

RELEVO REGIONAL: Plano e forte ondulado.

EROSÃO: Não aparente.

DRENAGEM: Mal drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta estacional semidecidual (floresta tropical subcaducifólia).

USO ATUAL: Pasto (gramíneas).

CLIMA: Aw – tropical úmido segundo a classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR: Marlen Barros e Silva, Lúcia Helena Cunha dos Anjos, Marcos Gervasio Pereira e Jolimar Antônio Schiavo.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

Ak'1	0 – 12 cm, cinzento muito escuro (10YR 3/1, úmida) e bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2, seca); franca; forte, pequena e média, granular; friável, ligeiramente plástica e pegajosa; transição ondulada (10 – 13) e gradual.
Ak'2	12 – 24 cm, cinzento muito escuro (10YR 3/1, úmida) e bruno-acinzentado (10YR 5/2, seca); franca; moderada, pequena e média, granular; friável, plástica e pegajosa; transição ondulada (21 – 27) e clara.
ACK'	24 – 38 cm, bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2, úmida) e cinzento-brunado-claro (10YR 6/2, seca); franca; moderada, muito pequena e pequena, granular; muito friável, plástica e pegajosa; transição ondulada (35 - 41) e clara.
Ck'1	38 – 47 cm, bruno (10YR 5/3, úmida) e bruno (10YR 7/3, seca); mosqueado comum, pequeno e difuso, bruno muito claro acinzentado (10YR 7/3, úmida) e amarelo (10YR 7/8, seca); franco-argiloarenosa com cascalho; fraca, muito pequena, blocos subangulares; muito friável, plástica e pegajosa; transição plana e clara.
Ck'2	47 – 56 cm, bruno-acinzentado (10YR 5/2, úmida) e cinzento-claro (10YR 6,5/2, seca); mosqueado pouco, pequeno e distinto, cinzento-claro (10YR 7/1, úmida) e branco (10YR 8/1, seca); franca; fraca, muito pequena, blocos subangulares; muito friável, plástica e pegajosa; transição plana e clara.
Ck'3	56 – 78 cm, bruno-acinzentado (10YR 5/2, úmida) e cinzento-claro (10YR 7/2, seca); mosqueado pouco, pequeno e distinto, cinzento-claro (10YR 7/1, úmida) e branco (10YR 8/1, seca); francoargilosa; fraca, pequena, blocos subangulares; muito friável, plástica e pegajosa; transição ondulada (73 - 83) e abrupta.
Ck'4	78 – 90 cm, bruno-acinzentado (10YR 5/2, úmida) e cinzento-claro (10YR 7/2, seca); mosqueado pouco, pequeno e distinto, amarelo-brunado (10YR 6/6, úmida) e amarelo-brunado (10YR 6/6, seca); franca; fraca, pequena, blocos subangulares; friável, muito plástica e pegajosa; transição plana e clara.
Ck'5	90 – 98 cm, cinzento-brunado-claro (10YR 6/2, úmida) e cinzento-claro (10YR 7/2, seca); franca; maciça; muito friável, plástica e pegajosa; transição ondulada (87 - 108) e clara.

Ck'6 98 – 130⁺ cm, cinzento-claro (10YR 7/2, úmida) e bruno muito claro-acinzentado (10YR 8/2, seca); francoargilosa com cascalho; maciça; muito friável, plástica e pegajosa.

RAÍZES: Fasciculadas, comuns e finas no Ak'1 e Ak'2; fasciculadas, poucas e finas no ACK' e Ck'1; fasciculadas, comuns e finas no Ck'2; fasciculadas, poucas e finas no Ck'3 e Ck'4; fasciculadas, raras e finas no Ck'5 e ausentes no Ck'6.

OBS: Presença de pontuações brancas no Ck'3, ao longo de pequenos canais. Suspeita da presença de sais. Presença de conchas e caramujos nas camadas Ck'1 e Ck'3, Ck'4 e Ck'6. Efervescência muito forte por HCl em todas as camadas. O solo encontrava-se úmido no momento da descrição. Presença de cascalhos de quartzo ao longo do perfil, aumentando em profundidade.

PERFIL T2P1 - ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizonte		Frações da amostra total (g kg ⁻¹)			Composição granulométrica da Terra Fina (g kg ⁻¹)				Classe textural	
Símb.	Prof. (cm)	Calhaus	Cascalhos	Terra Fina	Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila		
Ak'1	0–12	12	48	940	220	140	420	220	franca	
Ak'2	12–24	0	43	957	210	110	430	250	franca	
ACK'	24–38	0	37	963	250	140	360	250	franca	
Ck'1	38–47	0	92	908	380	150	230	240	franco-argiloarenosa com cascalho	
Ck'2	47–56	0	22	978	310	120	320	250	franca	
Ck'3	56–78	6	12	982	150	190	390	270	francoargilosa	
Ck'4	78–90	0	52	948	220	170	370	240	franca	
Ck'5	90–98	0	71	929	290	180	330	200	franca	
Ck'6	98–130+	0	122	878	150	150	460	240	francoargilosa com cascalho	
Horizonte		Densidade (Mg m ⁻³)		Porosidade (%)	CE a 25°C (dS/m)	% H ₂ O na pasta de saturação	GF (%)	Silte/Argila	SE (m ² g ⁻¹)	
Símb.	Prof. (cm)	Dp	Ds							
Ak'1	0–12	2,44	0,95	61	0,60	54,4	81	1,91	250,8	
Ak'2	12–24	2,55	1,08	58	0,46	48,8	80	1,72	225,7	
ACK'	24–38	2,56	1,14	55	0,27	48,8	72	1,44	252,3	
Ck'1	38–47	2,58	-	-	0,17	48,8	72	0,96	229,8	
Ck'2	47–56	2,42	1,19	51	0,20	48,8	70	1,28	235,2	
Ck'3	56–78	2,55	1,16	55	0,20	50,4	67	1,44	245,0	
Ck'4	78–90	2,62	-	-	0,18	44,8	66	1,54	239,3	
Ck'5	90–98	2,58	1,21	53	0,11	40,8	69	1,65	250,4	
Ck'6	98–130+	2,50	-	-	0,13	40,8	63	1,92	250,2	
Horizonte		pH			Cátions Trocáveis (cmol _c kg ⁻¹)					
Símb.	Prof. (cm)	H ₂ O	CaCl ₂	KCl	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	Al ⁺⁺⁺	H ⁺
Ak'1	0–12	8,0	7,2	7,2	0,04	19,9	1,4	0,11	0,0	0,9
Ak'2	12–24	8,3	7,6	7,3	0,11	16,7	0,0	0,04	0,0	0,8
ACK'	24–38	8,6	7,7	7,6	0,07	10,9	1,4	0,03	0,0	0,8
Ck'1	38–47	8,8	7,8	7,7	0,05	9,0	0,0	0,03	0,0	0,7
Ck'2	47–56	8,7	7,7	7,5	0,05	10,6	0,9	0,03	0,0	0,8
Ck'3	56–78	8,8	7,8	7,5	0,05	11,0	1,0	0,03	0,0	0,7
Ck'4	78–90	8,9	7,8	7,5	0,06	10,1	0,6	0,03	0,0	0,7
Ck'5	90–98	8,8	7,9	7,6	0,05	6,7	1,0	0,03	0,0	0,7

Ck'6	98-130+	8,8	7,8	7,6	0,04	8,0	0,6	0,02	0,0	0,7	
Horizonte		P Olsen	M.O.	C org	CaCO ₃	S	Tsolo	Targ ⁽¹⁾	V	Sat. Al ⁺⁺⁺	Sat. Na ⁺
Símb.	Prof. (cm)	(mg dm ⁻³)	(g kg ⁻¹)	(g kg ⁻¹)	(g kg ⁻¹)	(cmol _c kg ⁻¹)			(%)	(%)	(%)
Ak'1	0-12	0	73,7	42,8	381,1	21,4	22,3	101,4	96	0	< 1
Ak'2	12-24	0	44,7	25,9	481,1	16,8	17,6	70,4	95	0	< 1
ACK'	24-38	0	28,1	16,3	621,1	12,4	13,2	52,8	94	0	< 1
Ck'1	38-47	0	16,0	9,3	741,5	9,0	9,7	40,0	93	0	< 1
Ck'2	47-56	0	19,5	11,3	635,6	11,6	12,4	49,6	94	0	< 1
Ck'3	56-78	0	18,3	10,6	593,5	12,1	12,8	47,4	95	0	< 1
Ck'4	78-90	0	25,3	14,7	611,8	10,8	11,5	47,9	94	0	< 1
Ck'5	90-98	1	22,8	13,2	710,7	7,7	8,4	42,0	92	0	< 1
Ck'6	98-130+	2	14,3	8,3	732,6	8,6	9,5	39,6	91	0	< 1

⁽¹⁾Targ = (T/g kg⁻¹ de argila) x 1000.

T2P1 - DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA

Horizonte Ak'1 + Ak'2 (0-24 cm): uma zona

1. **Composição:** Relação g/f com limite de 0,002 mm de 5/6.
 - 1.1. Poros: 40%.
2. **Material grosso (Grãos):**
 - 2.1. Quartzos: Comuns. Moderadamente selecionados (0,04 mm a 5,5 mm); anhedrais e subhedrais; arredondados e subarredondados; subesféricos, esféricos e alongados; lisos e rugosos. Alteração irregular e pontilhada.
3. **Padrão de distribuição:**
 - 3.1. Distribuição não relacionada; não referida; não relativa. Orientação aleatória, não referida e enáulica-porfírica.
4. **Pedalidade, agregação e poros:**
 - 4.1. Material pedal, com pedalidade forte. Agregados granulares, não acomodados e acomodados (fissuras). Poros interagregados: complexos (empacotamentocomposto, móldicos, canais e fissuras). Poros intragregados do tipo cavidades mamelonares e microfissuras.
5. **Material fino:**
 - 5.1. Composição: matéria orgânica, argila e carbonatos. Cor: bruno-escuro (LPL) e bruno (XPL).
6. **Material orgânico:**
 - 6.1. Resíduos orgânicos vegetais bem preservados (raízes) (comuns).
 - 6.2. Esqueletos, pelóides e litoclastos (5%):
Presença comum de bivalvas, pelóides microbianos, fósseis de gastrópodes.
7. **Fundo matricial:**
 - 7.1. Fábrica birrefringente cristalítica.
8. **Feições pedológicas:**
 - 8.1. Feições cristalinas:
Nódulos de calcita. Forma dos nódulos: típicos, septáricos, geódicos e nucléicos. Muito abundantes.
Revestimentos de poros e de grãos com cristais de calcita micrítica. Muito abundantes.
 - 8.2. Feições texturais:
Preenchimentos soltos contínuos de canais com agregados de composição semelhante a da matriz do solo.
 - 8.3. Feições amorfas:
Micronódulos ferriargilosos de cor preta, com frequência comum. Forma: arredondados, alongados e subalongados, fortemente impregnados, com bordos nítidos, densamente distribuídos em toda a lâmina.
Nódulos ferruginosos nucléicos (1,5mm de diâmetro), de cor amarelo-avermelhada (LPL) com limite claro (raros), comumente envoltos por um envelope carbonático.

8.4. Feições de excrementos: excrementos soltos descontínuos de formato elipsoidal, de cor bruno-escuro (LPL) e bruno (XPL) (comuns).

OBS: Presença de um fragmento grosso (1,5mm x 0,9mm) de natureza orgânica, oriundo, provavelmente, da atividade de cupins.
Presença de fragmentos de carvão (0,2mm x 0,04mm).

Horizonte Ck'2 + Ck'3 (47 - 78 cm): uma zona

1. Composição: Relação g/f com limite de 0,002 mm de 5/7.
- 1.1. Poros: 30%.
2. Material grosso (Grãos):
- 2.1. Quartzos: Ocasionalmente. Moderadamente selecionados (0,03 mm a 0,8 mm); euhedrais, anhedrais e subhedrais; arredondados e subarredondados; subesféricos, esféricos e alongados; lisos e rugosos. Alteração irregular e pontilhada.
3. Padrão de distribuição:
- 3.1. Distribuição não relacionada; não referida; não relativa. Orientação aleatória, não referida e enáulica-porfírica.
4. Pedalidade, agregação e poros:
- 4.1. Material pedal, com pedalidade moderada a fraca. Agregados granulares, não acomodados e acomodados (fissuras). Poros interagregados: complexos (empacotamento composto, cavidades policôncavas e mamelonares, fissuras e canais). Poros intragregados do tipo microfissuras (poucas).
5. Material fino:
- 5.1. Composição: silte, argila e carbonatos. Cor: amarelada (LPL) e amarelo-acinzentada (XPL).
6. Material orgânico:
- 6.1. De origem vegetal:
Resíduos orgânicos vegetais bem preservados (raízes) e restos de tecidos vegetais.
Resíduos orgânicos vegetais em via de micritização.
Resíduos orgânicos vegetais de cor bruno-avermelhada em vias de oxidação.
- 6.2. Esqueletos, pelóides e litoclastos (5%):
Presença de bioclastos do tipo espiriféridos, conchas de gastrópodes, crinóides, e braquiópodes imperforados (comuns).
7. Fundo matricial:
- 7.1. Fábrica birrefringente cristalítica.
8. Feições pedológicas:
- 8.1. Feições cristalinas:
Nódulos típicos e geódicos de calcita com fábrica interna do tipo equigranular (abundantes).
Preenchimentos soltos descontínuos e contínuos de poros com calcita micrítica (abundantes).
Revestimentos de poros com calcita micrítica e acicular (abundantes).
Preenchimentos soltos contínuos e descontínuos de poros com calcita acicular, alguns formando pontes entre os nódulos de calcita ou entre as paredes dos poros.
Preenchimentos soltos contínuos e descontínuos com material agregado, semelhante à matriz.
- 8.2. Feições amorfas:
Nódulos ferruginosos moderadamente impregnados, elípticos, de cor amarelo-avermelhada, com cerca de 0,07mm de diâmetro (poucos).
Micronódulos ferriargilosos de cor preta, com frequência comum. Forma: arredondados, alongados e subalongados, fortemente impregnados, com bordos nítidos, densamente distribuídos em toda a lâmina.
- 8.3. Feições de excremento:
Excrementos soltos descontínuos de cor bruno (LPL e XPL) (comuns).

TOPOSSEQUÊNCIA 2 - PERFIL 2 (T2P2)

DATA: 30/03/2010

CLASSIFICAÇÃO – LUVISSOLO HÁPLICO Órtico típico.

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS: Trincheira situada em área de relevo plano e baixo próxima ao riacho que corta a Fazenda Dona Creuza. Município de Bodoquena (MS).

Latitude: 20° 32' 51,39" S e longitude 56° 43' 21,04" W.

ELEVAÇÃO: 239m.

SITUAÇÃO E DECLIVE: Área plana em sopé de encosta, com cerca de 2% de declividade.

LITOLOGIA: Calcários do Grupo Corumbá.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Formação Bocaina do Grupo Corumbá.

MATERIAL DE ORIGEM: Produto da alteração do material supracitado.

PEDREGOSIDADE: Não pedregosa.

ROCHOSIDADE: Ligeiramente rochosa.

RELEVO LOCAL: Plano.

RELEVO REGIONAL: Plano e forte ondulado.

EROSÃO: Laminar ligeira.

DRENAGEM: Imperfeitamente drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta estacional semidecidual (floresta tropical subcaducifólia).

USO ATUAL: Pasto (gramíneas).

CLIMA: Aw – tropical úmido segundo a classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR: Marlen Barros e Silva, Lúcia Helena Cunha dos Anjos, Marcos Gervasio Pereira e Jolimar Antônio Schiavo.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

Ap	0 – 21 cm, cinzento muito escuro (10YR 3/1, úmida) e bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2, seca); franca; fraca, pequena, granular e fraca, média, blocos subangulares; friável, plástica e pegajosa; transição plana e clara.
E	21 – 33 cm, cinzento-escuro (10YR 4/1, úmida) e bruno (10YR 5/3, seca); franca; maciça; friável, plástica e pegajosa; transição plana e abrupta.
Bt1	33 – 56 cm, variegado de bruno (7,5YR 4/2, úmida) e bruno (7,5YR 5/3, seca); bruno (7,5YR 5/4, úmida) e bruno (7,5YR 5/4, seca); e bruno-avermelhado-escuro (2,5YR 3/4, úmida) e vermelho (2,5YR 4/8, seca); argilosa; maciça; muito firme, plástica e pegajosa; transição ondulada (52 - 60) e gradual.
Bt2	56 – 73 cm, variegado de bruno (7,5YR 4/2, úmida) e bruno (7,5YR 4/4, seca); bruno-avermelhado (5YR 4/3, úmida) e vermelho-amarelado (5YR 4/6, seca); e cinzento (10YR 5/1, úmida) e bruno-acinzentado (10YR 5/2, seca); argilosa; maciça; firme, plástica e pegajosa; transição ondulada (70 - 76) e abrupta.
B/C	73 – 82 cm, cinzento-escuro (5YR 4/1, úmida) e bruno (7,5YR 4/2, seca); mosqueado comum, pequeno e distinto, bruno (7,5YR 5/4, úmida) e bruno-claro (7,5YR 6/4, seca); e comum, pequeno e distinto, bruno-avermelhado (5YR 4/4, úmida) e vermelho-amarelado (5YR 5/6, seca); argilosa com cascalho; maciça; firme, plástica e pegajosa; transição ondulada (79 - 85) e abrupta para a rocha subjacente.

RAÍZES: Fasciculadas, comuns e finas no Ap e E; fasciculadas, poucas e finas no Bt1; fasciculadas, raras e finas no Bt2 e B/C.

OBS: Pontuações ferromanganosas com efervescência forte em H₂O₂ e pontuações brancas de CaCO₃ com ligeira efervescência em HCl nos horizontes no Bt1 e Bt2.
O solo encontrava-se úmido no momento da descrição.
Presença de cascalhos de quartzo ao longo do perfil, aumentando em profundidade.

PERFIL T2P2 - ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizonte		Frações da amostra total (g kg ⁻¹)			Composição granulométrica da Terra Fina (g kg ⁻¹)				Classe textural		
Símb.	Prof. (cm)	Calhaus	Cascalhos	Terra Fina	Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila			
Ap	0-21	0	19	981	170	140	480	210	franca		
E	21-33	0	15	985	190	140	450	220	franca		
Bt1	33-56	8	46	946	20	150	320	510	argilosa		
Bt2	56-73	0	36	964	100	80	370	450	argilosa		
B/C	73-82	0	81	919	80	80	340	500	argilosa com cascalho		
Horizonte		Densidade (Mg m ⁻³)		Porosidade (%)	CE a 25°C (dS/m)	% H ₂ O na pasta de saturação	GF (%)	Silte/Argila	SE (m ² g ⁻¹)		
Símb.	Prof. (cm)	Dp	Ds								
Ap	0-21	2,53	1,30	49	0,32	42,4	77	2,29	215,5		
E	21-33	2,67	1,37	49	0,13	34,8	76	2,05	240,4		
Bt1	33-56	2,68	1,45	46	0,09	52,8	64	0,63	243,6		
Bt2	56-73	2,68	1,55	42	0,12	47,2	66	0,82	245,7		
B/C	73-82	2,75	-	-	0,30	47,2	61	0,68	241,5		
Horizonte		pH			Cátions Trocáveis (cmol _c kg ⁻¹)						
Símb.	Prof. (cm)	H ₂ O	CaCl ₂	KCl	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	Al ⁺⁺⁺	H ⁺	
Ap	0-21	6,6	6,3	5,4	0,08	13,6	2,7	0,04	0,0	2,7	
E	21-33	6,8	5,7	5,3	0,04	8,5	2,3	0,04	0,0	2,5	
Bt1	33-56	6,3	4,9	3,7	0,04	6,6	6,4	0,02	2,7	6,0	
Bt2	56-73	7,1	5,4	4,6	0,06	8,0	6,9	0,04	0,0	3,0	
B/C	73-82	8,7	6,8	6,3	0,07	9,4	8,9	0,07	0,0	1,0	
Horizonte		P Olsen	M.O.	C org	CaCO ₃	S	Tsolo	Targ ⁽¹⁾	V	Sat. Al ⁺⁺⁺	Sat. Na ⁺
Símb.	Prof. (cm)	(mg dm ⁻³)	(g kg ⁻¹)	(g kg ⁻¹)	(g kg ⁻¹)	(cmol _c kg ⁻¹)			(%)	(%)	(%)
Ap	0-21	2	40,2	23,3	24,5	16,4	19,1	91,0	86	0	< 1
E	21-33	6	15,9	9,2	12,7	10,9	13,4	60,9	81	0	< 1
Bt1	33-56	2	10,2	5,9	6,4	13,1	19,1	37,5	69	17	< 1
Bt2	56-73	2	10,5	6,1	15,5	15,0	18,0	40,0	83	0	< 1
B/C	73-82	1	14,1	8,2	8,2	18,4	19,4	38,8	95	0	< 1

⁽¹⁾Targ = (T/g kg⁻¹ de argila) x 1000.

T2P2 - DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA

Horizonte Ap (0 - 21 cm): uma zona

1. **Composição:** Relação g/f com limite de 0,002mm de 1.

1.1. Poros: 20%.

2. **Material grosso** (Grãos):

2.1. Quartzos: Ocasionalmente. Mal selecionados (0,01 mm a 4 mm); anhedrais, subhedrais e euhedrais; arredondados e subarredondados; esféricos, subesféricos e subalongados; lisos. Sem alteração com alteração pontilhada.

3. **Padrão de distribuição:**

3.1. Distribuição não relacionada; não referida; não relativa. Orientação aleatória, não referida e porfírica fechada.

4. **Pedalidade, agregação e poros:**

4.1. Material pedal, com pedalidade moderadamente desenvolvida, c/ agregação em blocos subangulares. Microestrutura em blocos subangulares. Poros interagregados do tipo canais⁺⁺, cavidades (mamelonadas e policôncavas) e fissuras. Poros intragregados cavidades pequenas e microfissuras.

5. Material fino:

5.1. Composição: argila, óxidos de Fe, matéria org. Cor: brunada (LPL) e bruno-amarelada (XPL).

6. Material orgânico:

6.1. De origem vegetal: resíduos de raízes (ocasionais) e células vegetais bem preservadas (ocasional).

7. Fundo matricial:

7.1. Fábrica birrefringente indiferenciada.

8. Feições pedológicas:

8.1. Feições de excremento:

Preenchimentos soltos descontínuos de excrementos elipsoidais e esféricos (comuns).

8.2. Feições amorfas:

Nódulos ferruginosos (0,02 mm a 1,5 mm) típicos, pseudomórficos, geódicos, nucleicos, impregnativos e porosos. Fortemente, moderadamente e fracamente impregnados. Comuns.

Mosqueados de ferro de cor vermelho-amarelada. Ocasional. Nódulos ferromangânicos de cor preta (raros), arredondados, alongados e subalongados, fortemente impregnados, com bordos nítidos. Micronódulos ferriargilosos de cor vermelho-escura a preta, bordos nítidos. Abundantes.

Horizonte E (21 - 33 cm): uma zona

1. Composição: Relação g/f com limite de 0,002mm de 1.

1.1. Poros: 20%.

2. Material grosso (Grãos):

2.1. Quartzos: Frequentes. Moderadamente selecionados (0,02 mm a 1,5 mm); anhedrais; arredondados; subesféricos subalongados; lisos. Sem alteração e pontilhados.

3. Padrão de distribuição:

3.1. Distribuição não relacionada; não referida; não relativa. Orientação aleatória, não referida e porfírica aberta.

4. Pedalidade, agregação e poros:

4.1. Material pedal com pedalidade fraca. Agregação em blocos subangulares. Microestrutura em blocos. Poros interagregados do tipo cavidades, fissuras e canais. Poros intragregados microfissurais e cavidades pequenas.

5. Material fino:

5.1. Composição: argila e matéria orgânica. Cor: brunada (LPL) e amarelo-brunada (XPL).

6. Material orgânico:

6.1. De origem vegetal: resíduos de raízes. Raros.

7. Fundo matricial:

7.1. Fábrica birrefringente salpicada grânida, paralelo estriada e poroestriada. Todas comuns.

8. Feições pedológicas:

8.1. Feições texturais:

Revestimentos típicos e crescentes microlaminares de poros com argila e ferro. Comuns.

Preenchimentos densos completos de argila microlaminar. Ocasional.

8.2. Feições amorfas:

Nódulos ferruginosos (0,05 mm a 3 mm) típicos, pseudomórficos, nucléicos e com halo. Puros, fortemente impregnados e moderadamente impregnados. Muito abundantes.

Micronódulos ferriargilosos de cor vermelho-escura a preta, com frequência comum. Forma: arredondados, alongados e subalongados, fortemente impregnados, com bordos nítidos, densamente distribuídos em toda a lâmina.

Nódulos ferromangânicos de cor preta (raros). Forma: arredondados, alongados e subalongados, fortemente impregnados, com bordos nítidos. Mosqueados de ferro de cor vermelho-amarelada.

Hiporrevestimentos e revestimentos de poros (canais e cavidades) com segregação de óxidos de ferro. Comuns.

8.3. Feições cristalinas:

Preenchimentos soltos contínuos e descontínuos de poros com calcita acicular (comuns).

Revestimentos de poros (cavidades e canais) com calcita acicular. Presença de carvão.

TOPOSSEQUÊNCIA 2 - PERFIL 3 (T2P3)

DATA: 31/03/2010

CLASSIFICAÇÃO – LUVISSOLO HÁPLICO Pálico abrupto.

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS: Trincheira situada em terço inferior de encosta suave-ondulada, com cerca de 7% de declividade. Fazenda Dona Creuza, município de Bodoquena (MS). Latitude: 20° 32' 50,28" S e longitude 56° 43' 22,95" W.

ELEVAÇÃO: 241m.

SITUAÇÃO E DECLIVE: Terço inferior de encosta suave-ondulada, com 7% de declividade.

LITOLOGIA: Calcários do Grupo Corumbá.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Formação Bocaina do Grupo Corumbá.

MATERIAL DE ORIGEM: Produto da alteração do material supracitado.

PEDREGOSIDADE: Ligeiramente pedregosa (presença de um matacão de calcário dentro do perfil do solo).

ROCHOSIDADE: Ligeiramente rochosa.

RELEVO LOCAL: Suave-ondulada.

RELEVO REGIONAL: Plano e forte ondulado.

EROSÃO: Laminar ligeira.

DRENAGEM: Imperfeitamente drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta estacional semidecidual (floresta tropical subcaducifólia).

USO ATUAL: Pasto (gramíneas).

CLIMA: Aw – tropical úmido segundo a classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR: Marlen Barros e Silva, Lúcia Helena Cunha dos Anjos, Marcos Gervasio Pereira e Jolimar Antônio Schiavo.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

Ap	0 – 22 cm, preto (10YR 2/1, úmida) e bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2, seca); franca; fraca, média, granular e moderada, pequena, blocos subangulares; firme, muito plástica e pegajosa; transição ondulada (20 - 24) e clara.
E	22 – 29 cm, cinzento-escuro (10YR 4/1, úmida) e bruno (10YR 5/3, seca); franca; maciça; friável, plástica e pegajosa; transição ondulada (28 - 30) e abrupta.
Bt1	29 – 64 cm, variegado de bruno-acinzentado (10YR 5/2, úmida) e bruno-claro-acinzentado (10YR 6/3, seca); e bruno-avermelhado-escuro (2,5YR 3/4, úmida) e vermelho (2,5YR 4/6, seca); muito argilosa com cascalho; fraca, média, blocos angulares e subangulares; muito firme, muito plástica e muito pegajosa; transição ondulada (61 - 67) e gradual.
Bt2	64 – 94 cm, variegado de bruno-acinzentado (10YR 5/2, úmida) e bruno-acinzentado (10YR 5/2, seca); bruno-avermelhado (5YR 4/4, úmida) e vermelho-amarelado (5YR 4/6, seca) e cinzento-escuro (10YR 4/1, úmida) e bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2, seca); argilosa; fraca, média, blocos angulares e subangulares; muito firme, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e gradual.
B/C	94 – 114 ⁺ cm, variegado de bruno-acinzentado (10YR 5/2, úmida) e bruno-claro-acinzentado (10YR 6/3, seca); bruno-avermelhado (5YR 4/4, úmida) e vermelho-amarelado (5YR 5/8, seca); cinzento-escuro (5YR 4/1, úmida) e bruno-avermelhado-escuro (5YR 4/2, seca); argilosa com cascalho; maciça; firme, muito plástica e muito pegajosa.

RAÍZES: Fasciculadas, comuns e finas no Ap; fasciculadas, poucas e finas no E; fasciculadas, raras e finas no Bt1 e Bt2 e ausentes no B/C.

OBS: Ocorrência de pontuações pretas de ferro e manganês com efervescência forte em H₂O₂ e pontuações brancas de CaCO₃ com ligeira efervescência em HCl nos

horizontes E, Bt1 e B/C.

Presença de fragmentos de rochas na transição entre os horizontes E e Bt1 e nos horizontes Bt1, Bt2 e em maior quantidade no B/C.

O solo encontrava-se úmido no momento da descrição.

Presença de cascalhos de quartzo ao longo do perfil, com aumento em profundidade.

PERFIL T2P3 - ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizonte		Frações da amostra total (g kg ⁻¹)			Composição granulométrica da Terra Fina (g kg ⁻¹)				Classe textural		
Símb.	Prof. (cm)	Calhaus	Cascalhos	Terra Fina	Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila			
Ap	0–22	0	22	978	180	130	470	220	franca		
E	22–29	0	39	961	240	130	420	210	franca		
Bt1	29–64	0	85	915	80	60	250	610	muito argilosa com cascalho		
Bt2	64–94	0	60	940	70	50	290	590	argilosa		
B/C	94–114+	11	107	882	50	40	340	570	argilosa com cascalho		
Horizonte		Densidade (Mg m ⁻³)		Porosidade (%)	CE a 25°C (dS/m)	% H ₂ O na pasta de saturação	GF (%)	Silte/Argila	SE (m ² g ⁻¹)		
Símb.	Prof. (cm)	Dp	Ds								
Ap	0–22	2,54	1,17	54	0,28	46,4	80	2,14	236,5		
E	22–29	2,52	1,37	46	0,15	34,8	76	2,00	220,9		
Bt1	29–64	2,67	1,35	49	0,15	53,6	75	0,41	237,2		
Bt2	64–94	2,71	1,43	47	0,35	53,8	57	0,49	242,4		
B/C	94–114+	2,82	-	-	0,44	60,8	59	0,60	243,9		
Horizonte		pH			Cátions Trocáveis (cmol _c kg ⁻¹)						
Símb.	Prof. (cm)	H ₂ O	CaCl ₂	KCl	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	Al ⁺⁺⁺	H ⁺	
Ap	0–22	6,4	5,6	5,0	0,08	13,1	2,7	0,04	0,0	3,1	
E	22–29	7,1	5,7	5,3	0,04	9,7	2,0	0,04	0,0	2,1	
Bt1	29–64	6,7	4,8	3,7	0,03	8,8	5,5	0,05	2,6	4,8	
Bt2	64–94	8,8	7,1	6,2	0,04	12,5	9,4	0,05	0,0	1,1	
B/C	94–114+	9,1	7,7	6,9	0,04	10,9	11,8	0,06	0,0	0,8	
Horizonte		P Olsen	M.O.	C org	CaCO ₃	S	Tsolo	Targ ⁽¹⁾	V	Sat. Al ⁺⁺⁺	Sat. Na ⁺
Símb.	Prof. (cm)	(mg dm ⁻³)	(g kg ⁻¹)	(g kg ⁻¹)	(g kg ⁻¹)	(cmol _c kg ⁻¹)			(%)	(%)	(%)
Ap	0–22	1	44,8	26,0	12,7	15,9	19,0	86,4	84	0	< 1
E	22–29	2	20,3	11,8	8,2	11,8	13,9	66,2	85	0	< 1
Bt1	29–64	1	10,2	5,9	13,7	14,4	19,2	31,5	75	15	< 1
Bt2	64–94	3	13,4	7,8	13,6	22,0	23,1	39,2	95	0	< 1
B/C	94–114+	1	14,5	8,4	31,4	22,8	23,6	41,4	97	0	< 1

⁽¹⁾Targ = (T/g kg⁻¹ de argila) x 1000.

T2P3 - DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA

Horizonte Ap (0 - 22 cm): uma zona

1. **Composição:** Relação g/f com limite de 0,002mm de 1.

1.1. Poros: 25%.

2. **Material grosso (Grãos):**

2.1. Quartzos: Comuns. Mal selecionados (0,01 mm a 9 mm); anhedrais; arredondados e subarredondados; esféricos, subesféricose subalongados; lisos. Alteração sem alteração.

3. **Padrão de distribuição:**

3.1. Distribuição não relacionada; não referida; não relativa. Orientação fracamente orientada, não referida e porfírica aberta.

4. Pedalidade, agregação e poros:

4.1. Material pedal, com pedalidade moderada. Agregados granulares e em blocos subangulares médios e pequenos. Microestrutura complexa. Poros interagregados: fissuras, canais, cavidades (mamelonadas e policôncavas) e câmaras. Poros intragregados do tipo cavidades e microfissuras.

5. Material fino:

5.1. Composição: argila, óxidos de ferro e matéria orgânica. Cor: amarelo-brunada (LPL) e bruno-amarelada (XPL).

6. Material orgânico:

6.1. De origem vegetal: resíduos de raízes (comuns) e resíduos de tecidos (comuns).

7. Fundo matricial:

7.1. Fábrica birrefringente indiferenciada.

8. Feições pedológicas:

8.1. Feições de excremento:

Preenchimentos soltos descontínuos de canais com excrementos (0,05mm de diâmetro) elípticos de cores brunadas. Ocasionais.

Preenchimentos soltos descontínuos de canais com excrementos (0,15mm de diâmetro) arredondados de cores brunadas. Ocasionais.

8.2. Feições amorfas:

Nódulos ferruginosos típicos, geódicos e pseudomórficos (comuns). Nódulos impregnativos (halo). Raros.

Micronódulos ferriargilosos de cor vermelho-escura a preta, com frequência comum. Forma: arredondados, alongados e subalongados, fortemente impregnados, com bordos nítidos, densamente distribuídos em toda a lâmina.

8.3. Feições cristalíticas:

Revestimentos de poros com calcita micrítica ocasionais.

Horizonte E + Bt1 (25 - 35 cm): duas zonas

Zona A: 55% da lâmina

1. Composição: Relação g/f com limite de 0,002mm de 1.

1.1. Poros: 20%.

2. Material grosso (Grãos):

2.1. Quartzos: Comuns. Não selecionados (0,02 mm a 16 mm); anhedraise euhedrais; subarredondados e subangulares; subesféricos e alongados; lisos e ondulados. Alteração irregular.

3. Padrão de distribuição:

3.1. Distribuição não relacionada; não referida; não relativa. Orientação: não orientada, não referida e porfírica aberta.

4. Pedalidade, agregação e poros:

4.1. Material pedal com pedalidade fraca. Agregados em blocos subangulares parcialmente acomodados. Poros interagregados do tipo canais, cavidades (mamelonadas e policôncavas) e fissuras. Poros intragregados do tipo cavidades pequenas e microfissuras.

5. Material fino:

5.1. Composição: argila e matéria orgânica. Cor: brunada (LPL e XPL).

6. Material orgânico:

6.1. De origem vegetal: resíduos de raízes parcialmente decompostas e frescas (raros).

7. Fundo matricial:

7.1. Fábrica birrefringente indiferenciada.

8. Feições pedológicas:

8.1. Feições de excremento:

Preenchimentos soltos descontínuos de canais com excrementos (0,40mm de diâmetro) elípticos de cores brunadas. Ocasionais.

Preenchimentos soltos descontínuos de canais com excrementos (0,6mm de diâmetro) arredondados de cores brunadas. Ocasionais.

8.2. Feições amorfas:

Nódulos ferruginosos típicos, porosos e pseudomórficos, de cores vermelho-escuras e vermelhas; puros, fortemente impregnados e moderadamente impregnados (0,6mm a 0,75mm de diâmetro); abundantes. Alguns estão fraturados.

Micronódulos ferriargilosos de cor vermelho-escura a preta, com frequência comum. Forma: arredondados, alongados e subalongados, fortemente impregnados, com bordos nítidos, densamente distribuídos em toda a lâmina.

Micronódulos ferromanganosos. Fortemente impregnados. Bordos nítidos. Raros.

8.3. Feições cristalinas:

Preenchimentos soltos contínuos e descontínuos de poros com calcita acicular. Comuns.

Zona B: 45% da lâmina

1. Composição: Relação g/f com limite de 0,002mm de 1/3.

1.1. Poros: 30%.

2. Material grosso (Grãos):

2.1. Quartzos: Comuns. Pobremente selecionados (0,05 mm a 10 mm); anhedrais e subhedrais, subarredondados e arredondados; subesféricos, alongados e subalongados; lisos e ondulados. Alteração irregular.

3. Padrão de distribuição:

3.1. Distribuição não relacionada; não referida; não relativa. Orientação: não orientada, não referida e porfírica duplo espaçada.

4. Pedalidade, agregação e poros:

4.1. Material pedal com pedalidade moderada. Agregados em blocos subangulares parcialmente acomodados. Poros interagregados do tipo canais, cavidades (mamelonadas e policôncavas) e fissuras. Poros intragregados do tipo cavidades pequenas e microfissuras.

5. Material fino:

5.1. Composição: argila e óxidos de ferro, vermelho-amarelada (XPL) e bruno-avermelhada (LPL).

6. Material orgânico:

6.1. De origem vegetal: resíduos de raízes parcialmente decompostas com impregnações de óxidos de ferro e frescas (ocasionais).

7. Fundo matricial:

7.1. Fábrica birrefringente poroestriada, granoestriada, paralelo estriada, reticulada estriada e estriada ao acaso (comuns).

8. Feições pedológicas:

8.1. Feições texturais:

Revestimentos, hiporrevestimentos e quase revestimentos de poros e grãos por argila e óxidos de ferro com orientação forte e contínua e manchada (comuns). Preenchimentos densos completos e incompletos de poros por argila e óxidos de ferro com orientação forte e contínua e manchada (comuns). Hiporrevestimentos e quase revestimentos de poros com segregação de óxidos de Fe (poucos a comuns).

8.2. Feições amorfas:

Nódulos ferruginosos típicos, de cores vermelho-escuras e vermelhas; fortemente impregnados e moderadamente impregnados (0,2 mm a 1,5 mm de diâmetro); comuns.

Mosqueados de ferro de cor vermelha. Comuns. Micronódulos ferriargilosos de cor vermelho-escuro a preta, com frequência comum. Forma: arredondados, alongados e subalongados, fortemente impregnados, com bordos nítidos, densamente distribuídos em toda a lâmina. Nódulos ferromanganosos raros.

8.3. Feições cristalinas:

Preenchimentos soltos descontínuos e contínuos de poros com calcita acicular. Abundantes.

OBS: Os preenchimentos de calcita encontram-se em poros que apresentam revestimentos de argila e óxidos de ferro, mostrando que o preenchimento é mais recente.

TOPOSSEQUÊNCIA 2 - PERFIL 4 (T2P4)

DATA: 31/03/2010

CLASSIFICAÇÃO – NEOSSOLO LITÓLICO Carbonático típico.

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS: Trincheira situada em terço médio inferior de encosta forte ondulada com vertente retilínea, com cerca de 45% de declividade. Fazenda Dona Creuza, município de Bodoquena (MS). Latitude: 20° 32' 50,68" S e longitude 56° 43' 27,92" W. ELEVÇÃO: 269m.

SITUAÇÃO E DECLIVE: Terço médio inferior de encosta forte ondulada, com cerca de 45% de declividade.

LITOLOGIA: Calcários do Grupo Corumbá.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Formação Bocaina do Grupo Corumbá.

MATERIAL DE ORIGEM: Produto da alteração do material supracitado.

PEDREGOSIDADE: Pedregosa a ligeiramente pedregosa.

ROCHOSIDADE: Ligeiramente rochosa.

RELEVO LOCAL: Forte ondulado.

RELEVO REGIONAL: Plano e forte ondulado.

EROSÃO: Forte laminar e moderada em sulcos.

DRENAGEM: Bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta estacional semidecidual (floresta tropical subcaducifólia).

USO ATUAL: Pasto sujo (gramíneas) com palmeiras e arbustos.

CLIMA: Aw – tropical úmido segundo a classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR: Marlen Barros e Silva, Lúcia Helena Cunha dos Anjos, Marcos Gervasio Pereira e Jolimar Antônio Schiavo.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- A 0 – 15 cm, cinzento-escuro (10YR 4/1, úmida) e bruno (10YR 5/31, seca); franca cascalhenta; fraca, pequena, granular; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição ondulada (13 - 17) e clara.
- Ck' 15 – 33 cm, variegado de bruno-avermelhado (5YR 4/4, úmida) e bruno-avermelhado-claro (5YR 6/4, seca); bruno-claro (7,5YR 6/4, úmida) e amarelo-avermelhado (7,5YR 6/6, seca) e vermelho (2,5YR 5/8, úmida) e vermelho-claro (2,5YR 6/8, seca); franca cascalhenta; laminar e maciça; firme, plástica e pegajosa; transição ondulada (30 - 36) e abrupta.
- R

RAÍZES: Comuns e finas no A e Ck' e ausentes R.

OBS: A rocha é cortada com picareta, sendo dificilmente cortada com pá e não há penetração de raízes secundárias na rocha. Só algumas pivotantes penetram nas fendas da rocha. A rocha não apresenta efervescência em HCL.

PERFIL T2P4 - ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizonte		Frações da amostra total (g kg ⁻¹)			Composição granulométrica da Terra Fina (g kg ⁻¹)				Classe textural		
Símb.	Prof. (cm)	Calhaus	Cascalhos	Terra Fina	Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila			
A	0-15	30	398	572	250	120	410	220	franca cascalhenta		
Ck'	15-33	68	289	643	250	140	380	230	franca cascalhenta		
Horizonte		Densidade (Mg m ⁻³)		Porosidade (%)	CE a 25°C (dS/m)	% H ₂ O na pasta de saturação	GF (%)	Silte/Argila	SE (m ² g ⁻¹)		
Símb.	Prof. (cm)	Dp	Ds								
A	0-15	2,61	1,17	55	0,22	53,6	79	1,86	241,9		
Ck'	15-33	2,75	-	-	0,10	37,6	72	1,65	232,2		
Horizonte		pH			Cátions Trocáveis (cmol _c kg ⁻¹)						
Símb.	Prof. (cm)	H ₂ O	CaCl ₂	KCl	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	Al ⁺⁺⁺	H ⁺	
A	0-15	6,7	5,7	5,1	0,02	8,4	3,8	0,06	0,0	3,2	
Ck'	15-33	7,8	5,4	4,6	0,02	2,5	3,8	0,03	0,0	1,9	
Horizonte		P Olsen (mg dm ⁻³)	M.O. (g kg ⁻¹)	C org (g kg ⁻¹)	CaCO ₃ (g kg ⁻¹)	S			V (%)	Sat. Al ⁺⁺⁺ (%)	Sat. Na ⁺ (%)
Símb.	Prof. (cm)					Tsolo	Targ ⁽¹⁾				
A	0-15	2	32,9	19,1	21,6	12,3	15,5	70,5	79	0	< 1
Ck'	15-33	1	13,6	7,9	296,6	6,4	8,3	36,1	77	0	< 1

⁽¹⁾Targ = (T/g kg⁻¹ de argila) x 1000.

TOPOSSEQUÊNCIA 2 – PERFIL 5 (T2P5)

DATA: 31/03/2010

CLASSIFICAÇÃO – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico fragmentário.

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS: Trincheira situada em terço médio superior de encosta forte ondulada com vertente convexa, com cerca de 45% de declividade. Fazenda Dona Creuza, município de Bodoquena (MS). Latitude: 20° 32' 50,04" S e longitude 56° 43' 30,58" W. ELEVACÃO: 284m.

SITUAÇÃO E DECLIVE: Terço médio superior de encosta forte ondulada, com cerca de 45% de declividade.

LITOLOGIA: Calcários do Grupo Corumbá.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Formação Bocaina. Grupo Corumbá.

MATERIAL DE ORIGEM: Produto da alteração do material supracitado.

PEDREGOSIDADE: Pedregosa.

ROCHOSIDADE: Rochosa.

RELEVO LOCAL: Forte ondulado.

RELEVO REGIONAL: Plano e forte ondulado.

EROSÃO: Moderada em sulcos rasos e frequentes.

DRENAGEM: Bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta estacional semidecidual (floresta tropical subcaducifólia).

USO ATUAL: Pasto sujo (gramíneas) com palmeiras e arbustos.

CLIMA: Aw – tropical úmido segundo a classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR: Marlen Barros e Silva, Lúcia Helena Cunha dos Anjos, Marcos Gervasio Pereira e Jolimar Antônio Schiavo.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A 0 – 15 cm, preto (10YR 2/1, úmida) e bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2, seca); francoargilosa; forte, média, granular; muito friável, plástica e pegajosa; transição plana e gradual.

A/R 15 – 29 cm, bruno-acinzentado muito escuro (10YR 3/2, úmida) e bruno (10YR 4/3 seca); francoargilosa; moderada, pequena, granular; muito friável, plástica e pegajosa; transição plana e abrupta.

RAÍZES: Fasciculadas e pivotantes, abundantes, finas e médias no A e A/R.

OBS: Rocha com ligeira efervescência muito forte em HCl.

PERFIL T2P5 - ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizonte		Frações da amostra total (g kg ⁻¹)			Composição granulométrica da Terra Fina (g kg ⁻¹)				Classe textural		
Símb.	Prof. (cm)	Calhaus	Cascalhos	Terra Fina	Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila			
A	0 – 15	13	37	950	130	100	450	320	francoargilosa		
A/R	15 – 29	0	63	937	110	100	480	310	francoargilosa		
Horizonte		Densidade (Mg m ⁻³)		Porosidade (%)	CE a 25°C (dS/m)	% H ₂ O na pasta de saturação	GF (%)	Silte/Argila	SE (m ² g ⁻¹)		
Símb.	Prof. (cm)	Dp	Ds								
A	0 – 15	2,40	-	-	0,41	60,8	85	1,41	240,7		
A/R	15 – 29	2,51	-	-	0,33	51,2	81	1,55	240,7		
Horizonte		pH			Cátions Trocáveis (cmol _c kg ⁻¹)						

Símb.	Prof. (cm)	H ₂ O	CaCl ₂	KCl	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	Al ⁺⁺⁺	H ⁺	
A	0 – 15	8,0	7,2	6,8	0,02	25,6	0,6	0,09	0,0	1,2	
A/R	15 – 29	8,0	7,2	6,7	0,02	24,7	1,0	0,05	0,0	1,3	
Horizonte		P Olsen	M.O.	C org	CaCO ₃	S	Tsolo	Targ ⁽¹⁾	V	Sat. Al ⁺⁺⁺	Sat. Na ⁺
Símb.	Prof. (cm)	(mg dm ⁻³)	(g kg ⁻¹)	(g kg ⁻¹)	(g kg ⁻¹)	(cmol _c kg ⁻¹)			(%)	(%)	(%)
A	0 – 15	4	80,1	46,5	109,3	26,3	27,5	85,9	96	0	< 1
A/R	15 – 29	1	52,1	30,2	57,3	25,7	27,0	87,1	95	0	< 1

⁽¹⁾Targ = (T/g kg⁻¹ de argila) x 1000.

TOPOSSEQUÊNCIA 2 – PERFIL 6 (T2P6)

DATA: 31/03/2010

CLASSIFICAÇÃO – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico fragmentário.

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS: Trincheira situada em terço superior de encosta com vertente convexa, com cerca de 45% de declividade. Fazenda Dona Creuza, município de Bodoquena (MS). Latitude: 20° 32' 49,68" S e longitude 56° 43' 34,72" W.

ELEVAÇÃO: 300m.

SITUAÇÃO E DECLIVE: Terço superior de encosta, cerca de 45% de declividade.

LITOLOGIA: Calcários do Grupo Corumbá.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Formação Bocaina do Grupo Corumbá.

MATERIAL DE ORIGEM: Produto da alteração do material supracitado.

PEDREGOSIDADE: Muito pedregosa.

ROCHOSIDADE: Muito rochosa.

RELEVO LOCAL: Forte ondulado.

RELEVO REGIONAL: Plano e forte ondulado.

EROSÃO: Moderada em sulcos rasos e frequentes.

DRENAGEM: Bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta estacional semidecidual (floresta tropical subcaducifólia).

USO ATUAL: Pasto sujo (gramíneas) com palmeiras e arbustos.

CLIMA: Aw – tropical úmido segundo a classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR: Marlen Barros e Silva, Lúcia Helena Cunha dos Anjos, Marcos Gervasio Pereira e Jolimar Antônio Schiavo.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A 0 – 10 cm, preto (10YR 2/1, úmida) e bruno-acinzentado muito escuro (10YR 3/2, seca); francoargilosa com cascalho; forte, muito pequena, granular; firme, plástica e pegajosa; transição plana e abrupta.

R

RAÍZES: Fasciculadas, abundantes, finas e médias no A.

OBS: Rocha com efervescência forte em H₂O₂ e HCl.

PERFIL T2P6 - ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizonte		Frações da amostra total (g kg ⁻¹)			Composição granulométrica da Terra Fina (g kg ⁻¹)				Classe textural				
Símb.	Prof. (cm)	Calhaus	Cascalhos	Terra Fina	Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila					
A	0 – 10	35	109	857	300	110	280	310	francoargilosa com cascalho				
Horizonte		Densidade (Mg m ⁻³)		Porosidade (%)	CE a 25°C (dS/m)	% H ₂ O na pasta de saturação	GF (%)	Silte/Argila	SE (m ² g ⁻¹)				
Símb.	Prof. (cm)	Dp	Ds										
A	0 – 10	2,36	-	-	0,41	68,8	35	0,90	237,7				
Horizonte		pH			Cátions Trocáveis (cmol _c kg ⁻¹)								
Símb.	Prof. (cm)	H ₂ O	CaCl ₂	KCl	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	Al ⁺⁺⁺	H ⁺			
A	0 – 10	8,0	7,2	6,8	0,08	26,3	4,4	0,10	0,0	1,4			
Horizonte		P Olsen	M.O.	C org	CaCO ₃	S	Tsolo	Targ ⁽¹⁾	V	Sat. Al ⁺⁺⁺	Sat. Na ⁺		
Símb.	Prof. (cm)	(mg dm ⁻³)	(g kg ⁻¹)	(g kg ⁻¹)	(g kg ⁻¹)	(cmol _c kg ⁻¹)			(%)	(%)	(%)		
A	0 – 10	7	132,9	77,1	87,5	30,9	32,3	104,2	96	0	< 1		

⁽¹⁾Targ = (T/g kg⁻¹ de argila) x 1000.

ANEXO 2 - Difratoformas de Raios-X (DRX) da fração areia grossa dos perfis.

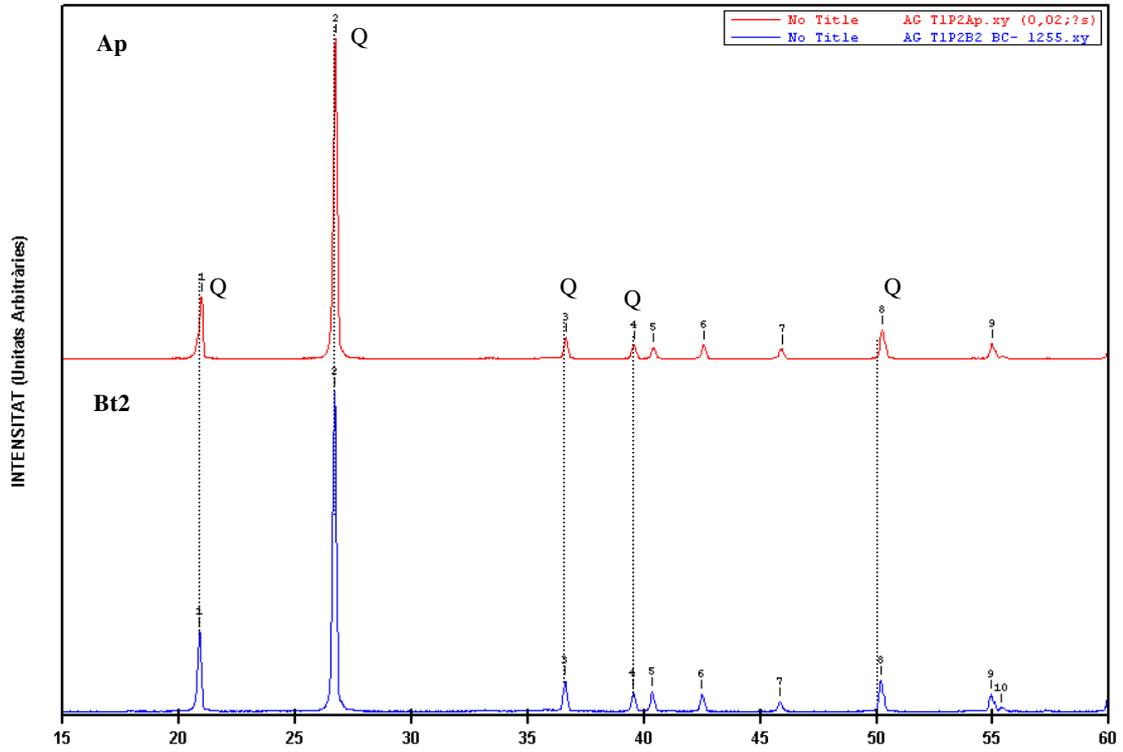


Figura 44. DRX da fração areia grossa dos horizontes diagnósticos do T1P2. Q = quartzo.

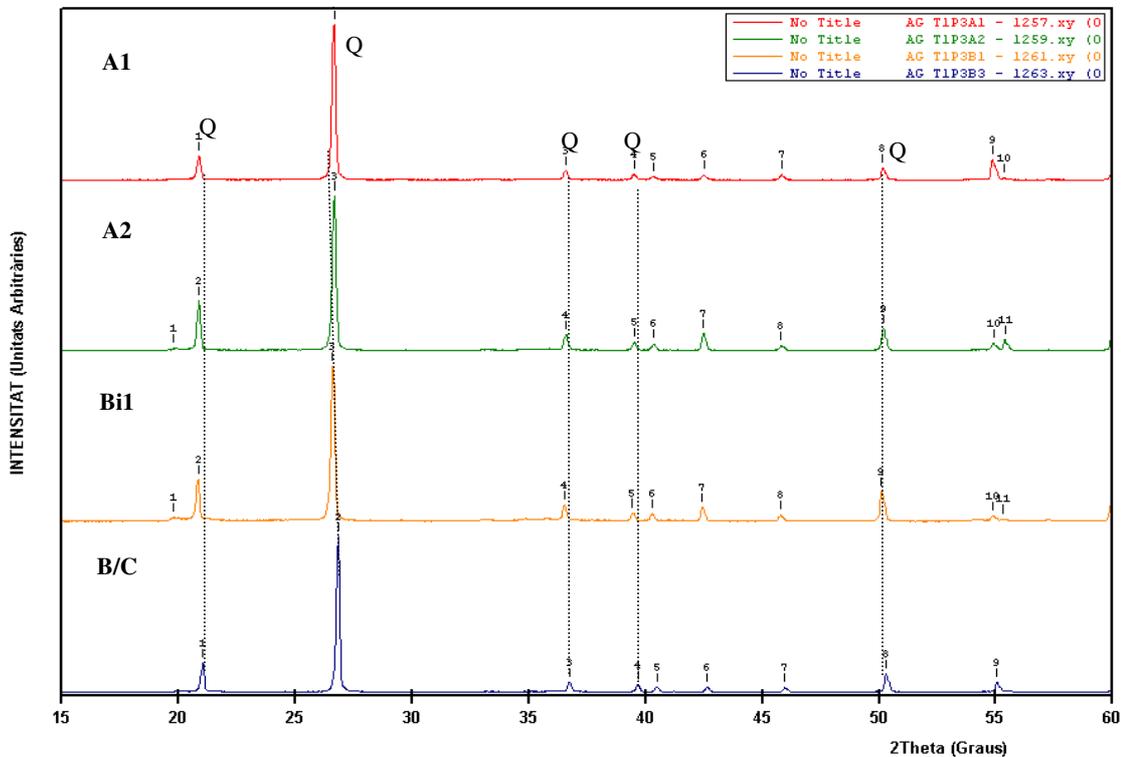


Figura 45. DRX da fração areia grossa dos horizontes diagnósticos do T1P3. Q = quartzo.

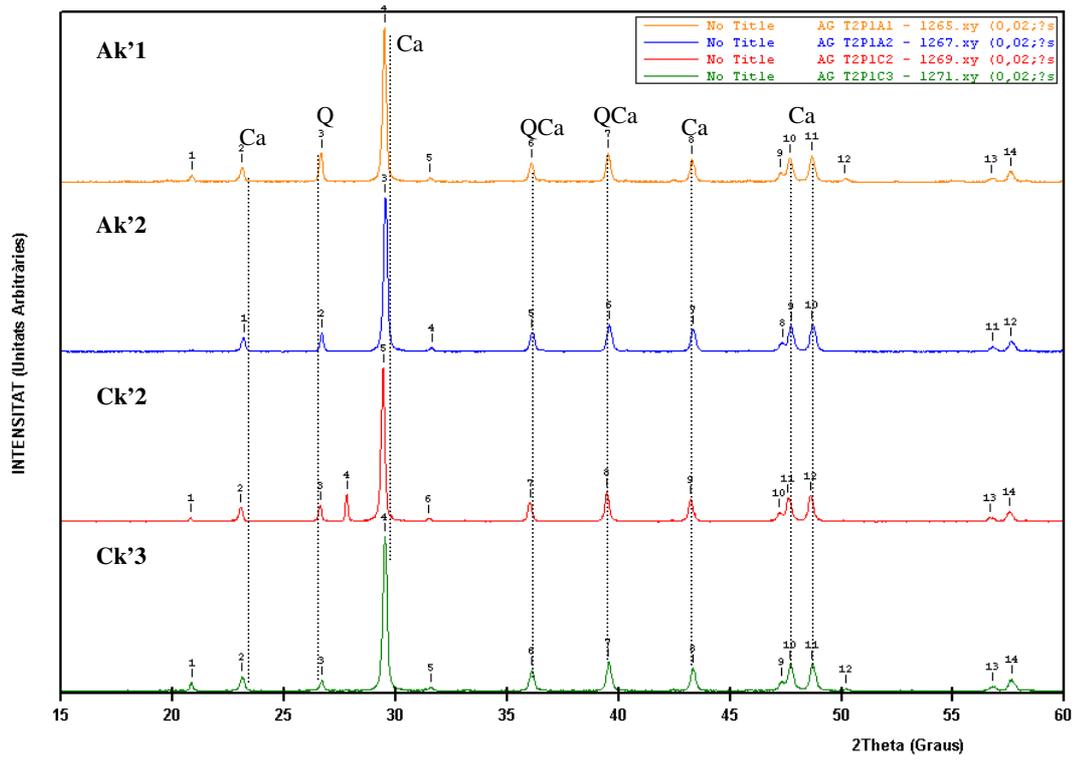


Figura 46. DRX da fração areia grossa dos horizontes diagnósticos do T2P1. Q = quartzo; Ca = calcita.

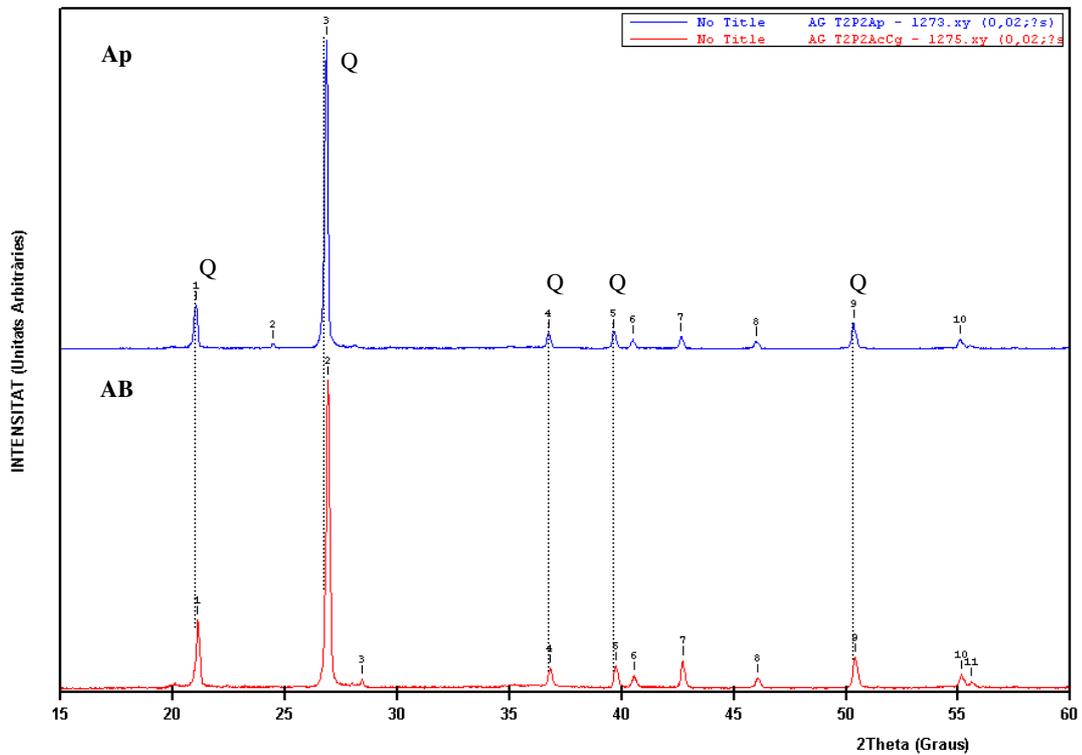


Figura 47. DRX da fração areia grossa dos horizontes diagnósticos do T2P2. Q = quartzo.

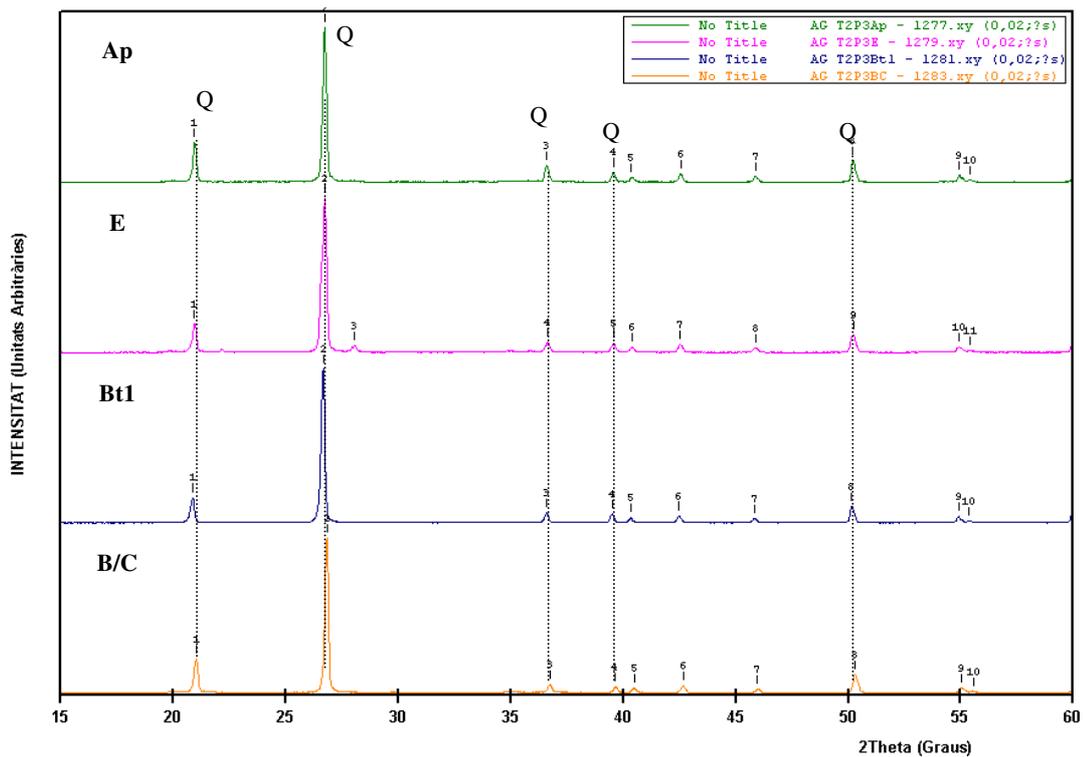


Figura 48. DRX da fração areia grossa dos horizontes diagnósticos do T2P3. Q = quartzo.

ANEXO 3 - Difractogramas de Raios-X (DRX) da fração areia fina dos perfis.

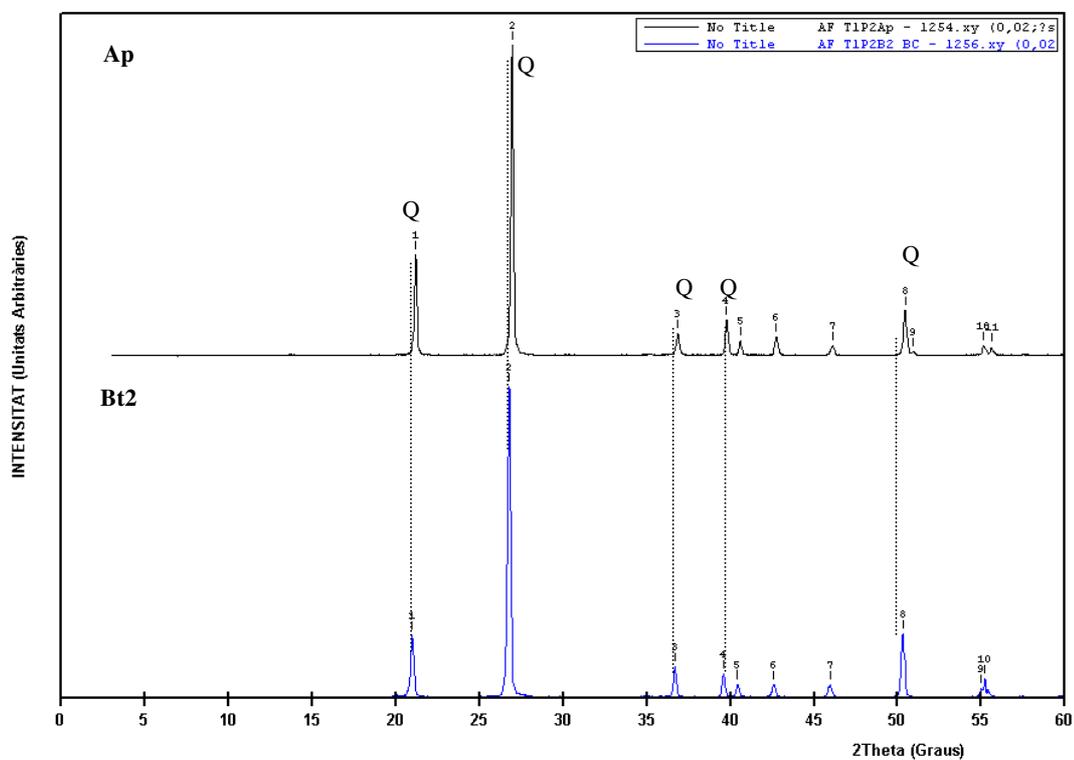


Figura 49. DRX da fração areia fina dos horizontes diagnósticos do T1P2. Q = quartzo.

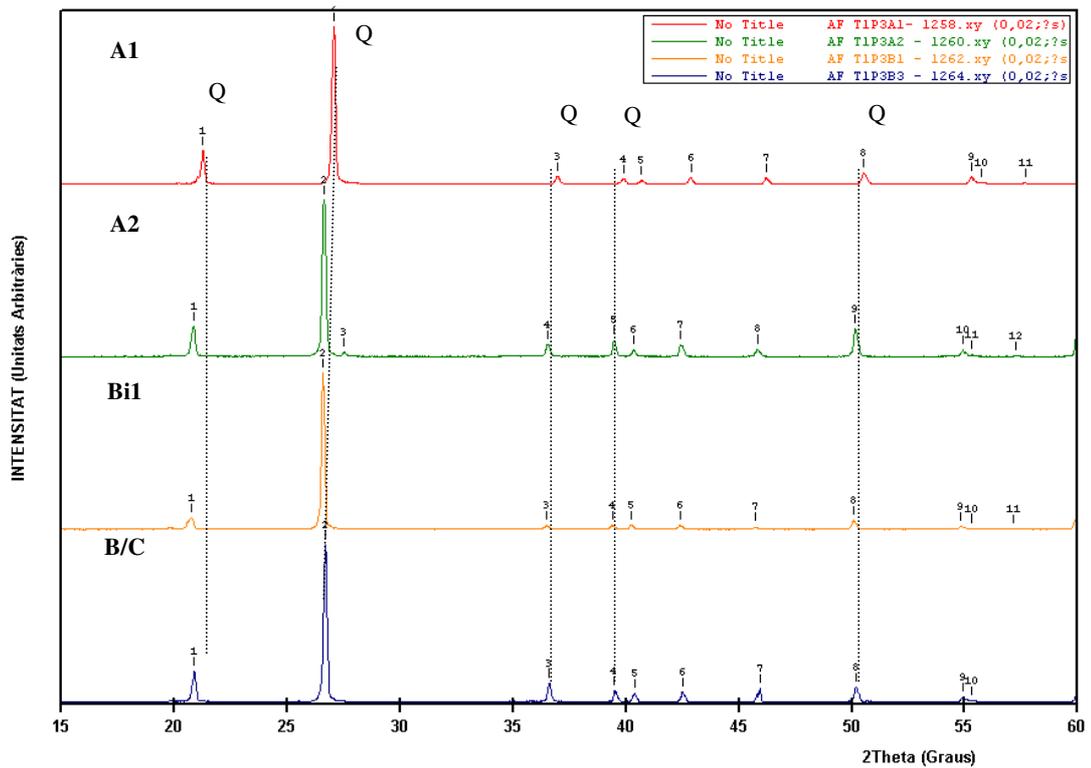


Figura 50. DRX da fração areia fina dos horizontes diagnósticos do T1P3. Q = quartzo.

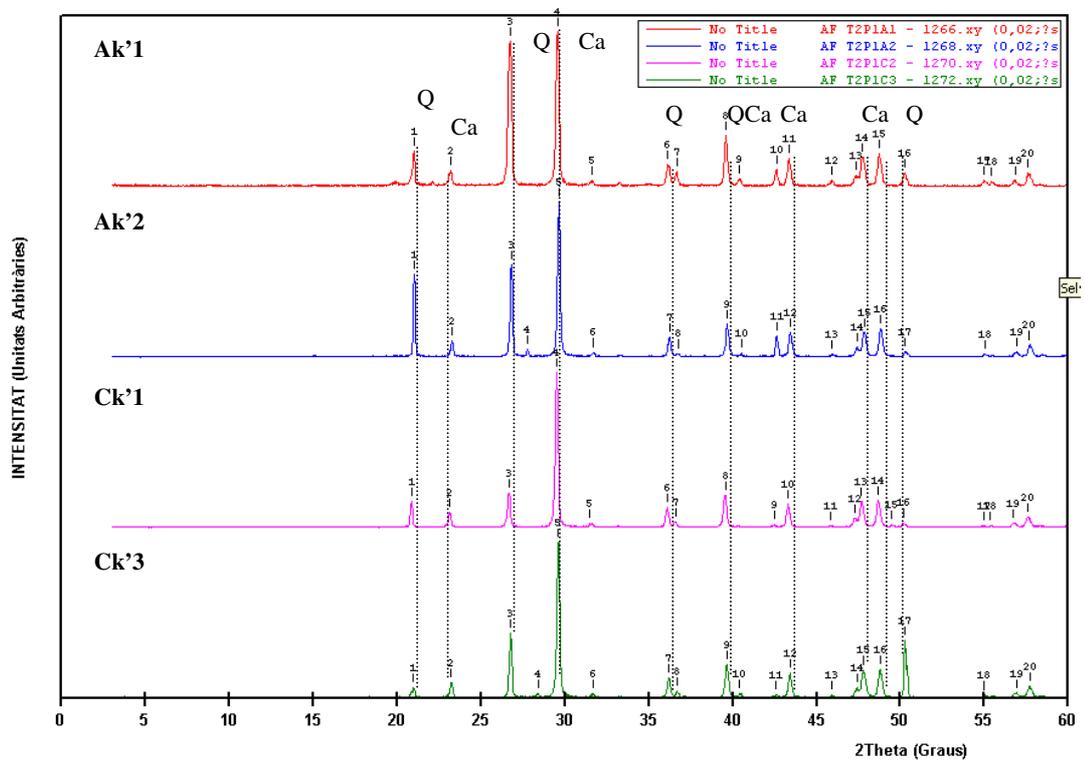


Figura 51. DRX da fração areia fina dos horizontes diagnósticos do T2P1. Q = quartzo; Ca = calcita.

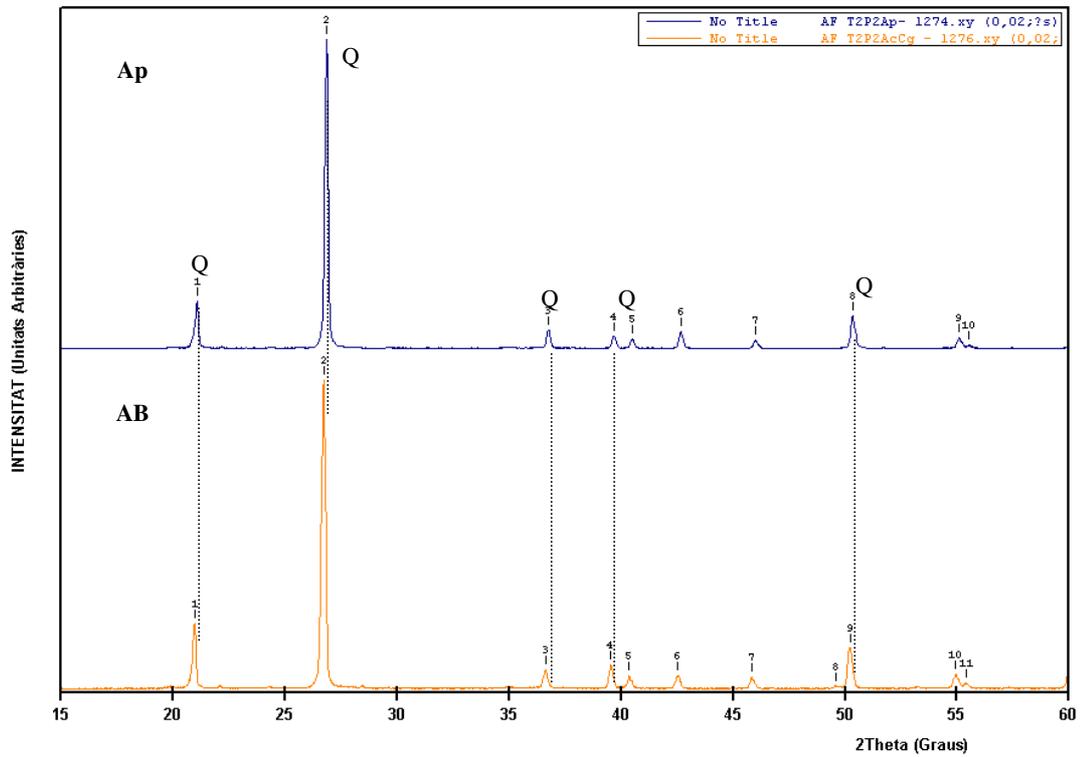


Figura 52. DRX da fração areia fina dos horizontes diagnósticos do T2P2. Q = quartzo.

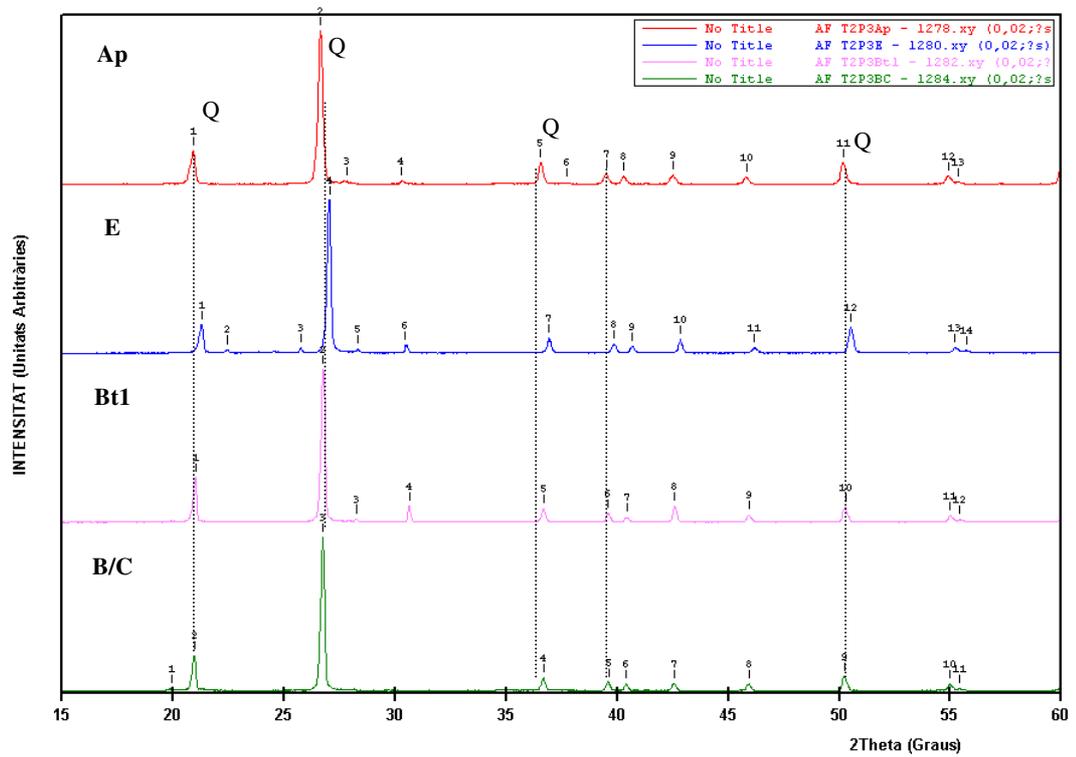


Figura 53. DRX da fração areia fina dos horizontes diagnósticos do T2P3. Q = quartzo.

ANEXO 4 - Difractogramas de Raios-X (DRX) da fração silte dos perfis.

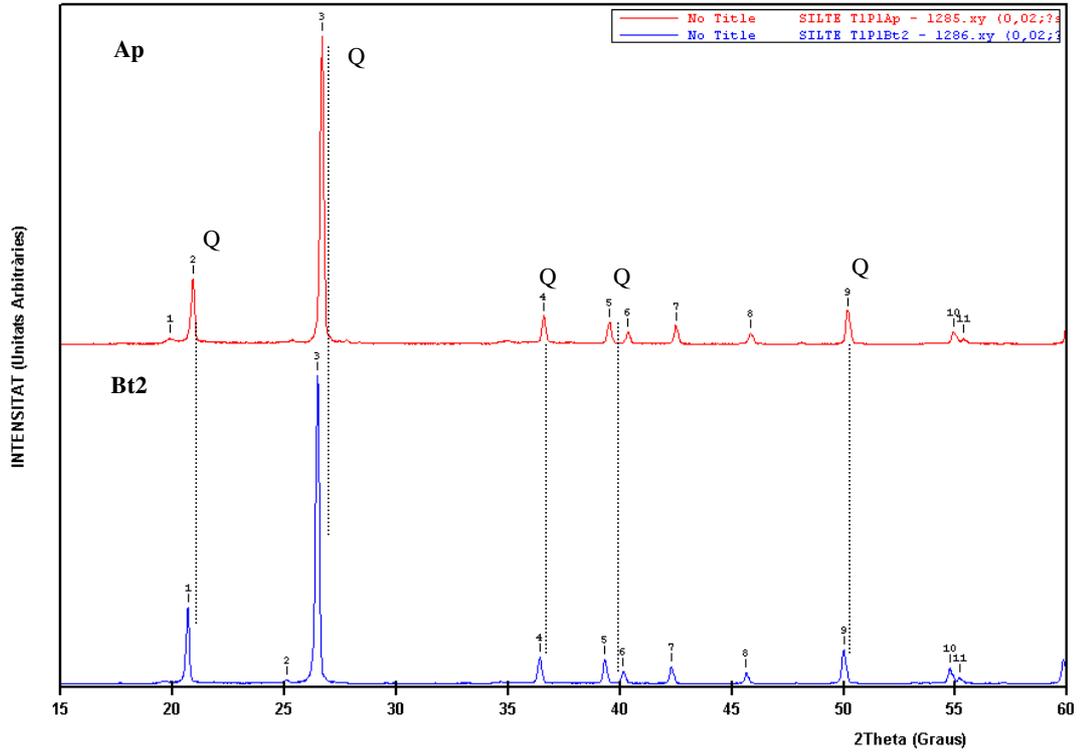


Figura 54. DRX da fração silte dos horizontes diagnósticos do T1P1. Q = quartzo.

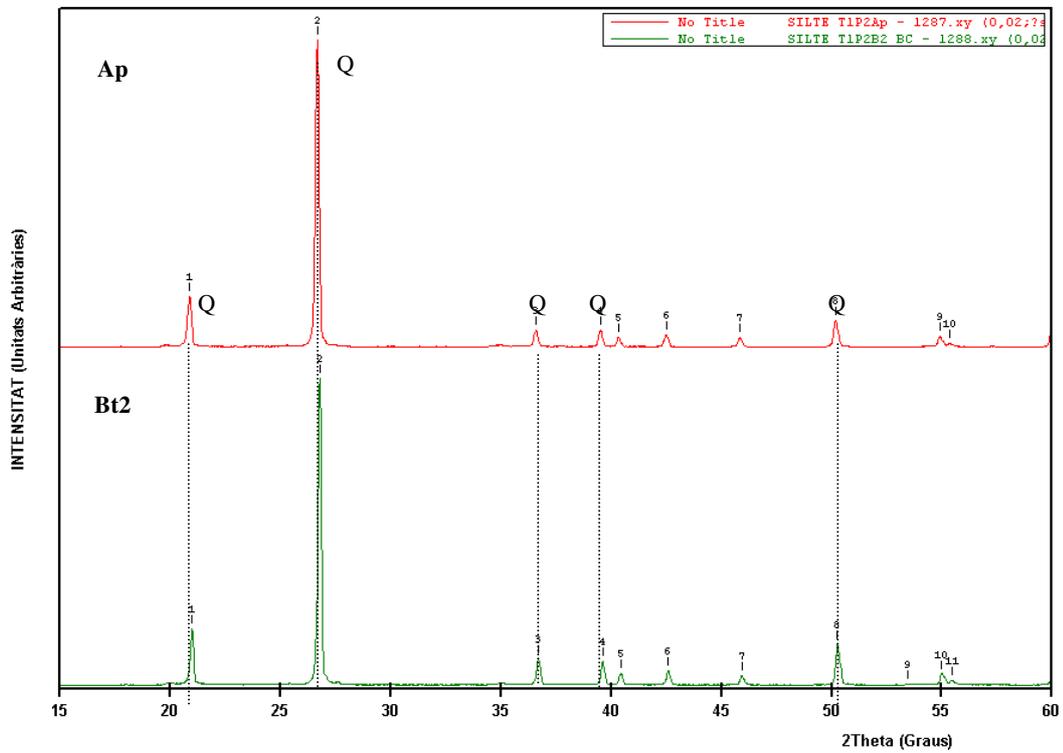


Figura 55. DRX da fração silte dos horizontes diagnósticos do T1P2. Q = quartzo.

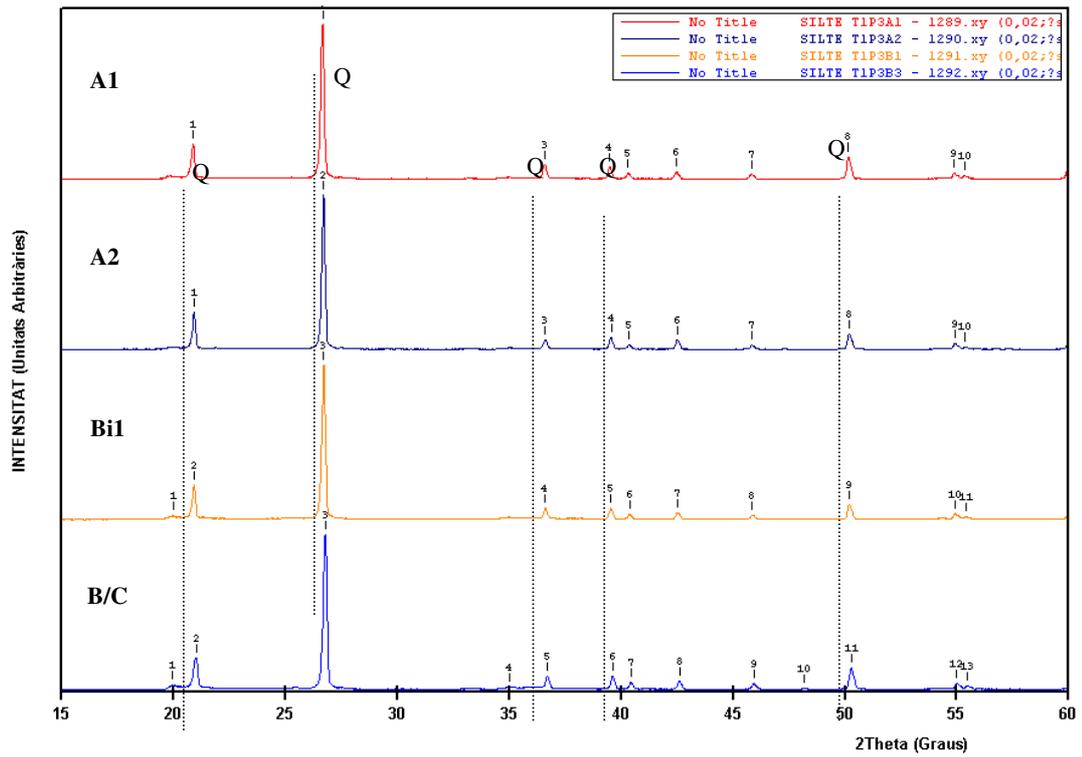


Figura 56. DRX da fração silte dos horizontes diagnósticos do T1P3. Q = quartzo.

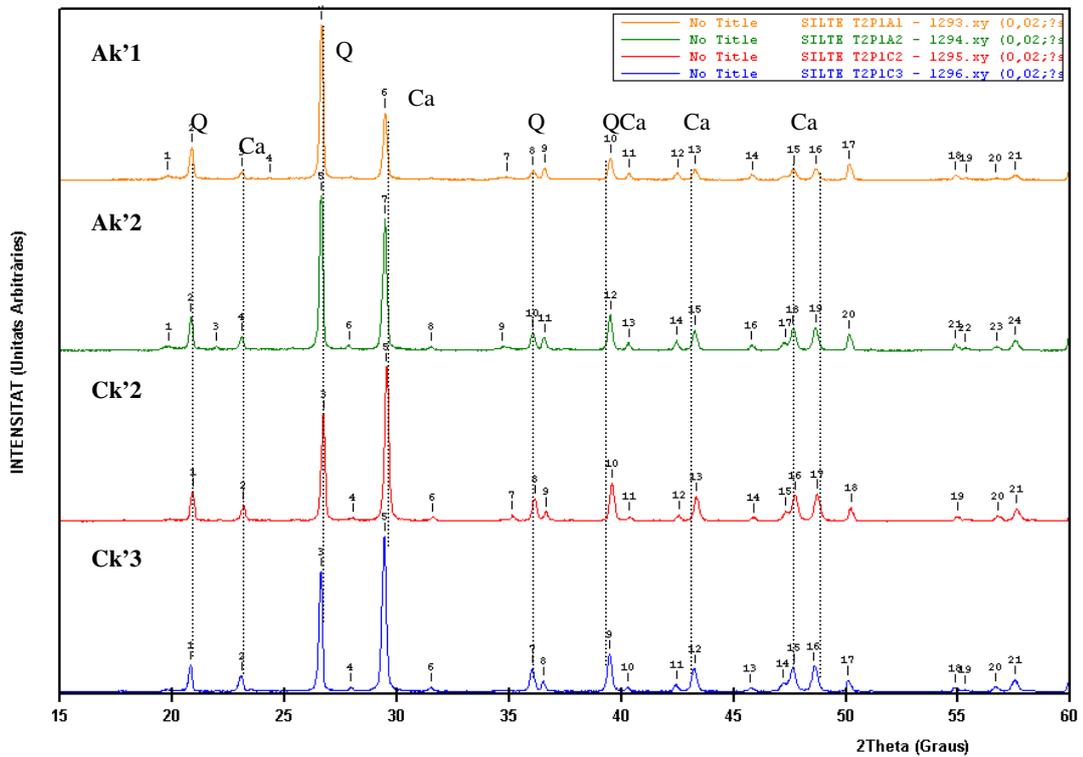


Figura 57. DRX da fração silte dos horizontes diagnósticos do T2P1. Q = quartzo; Ca = calcita.

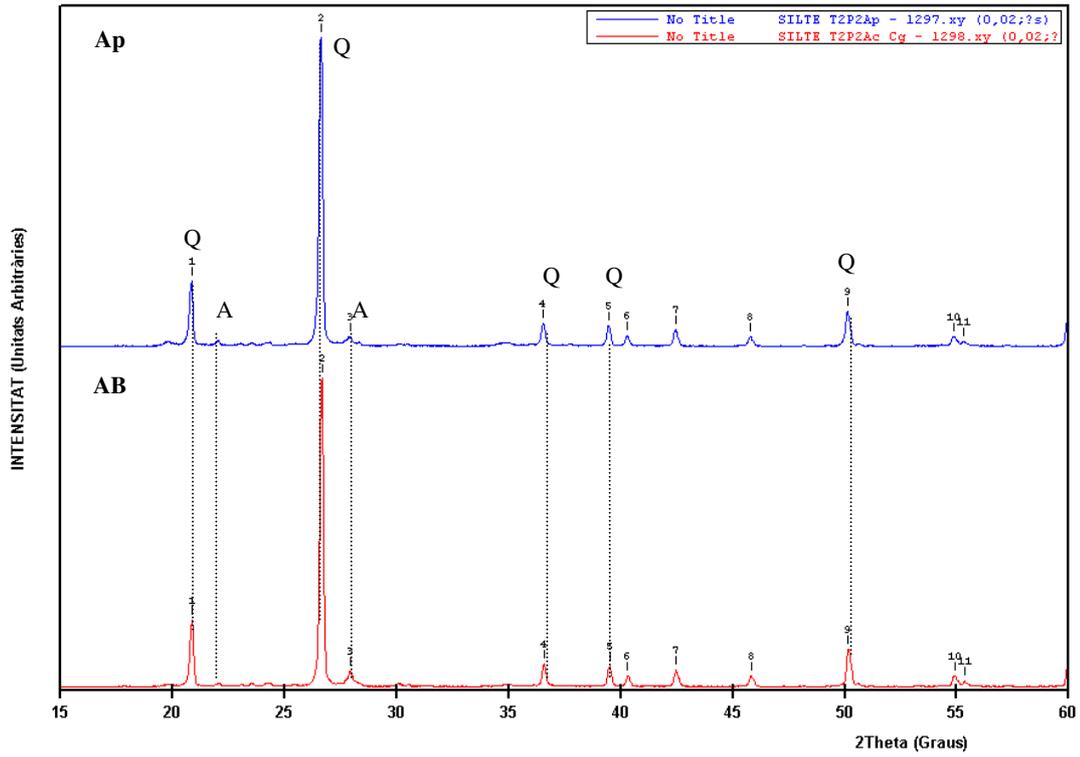


Figura 58. DRX da fração silte dos horizontes diagnósticos do T2P2. Q = quartzo; A=albita.

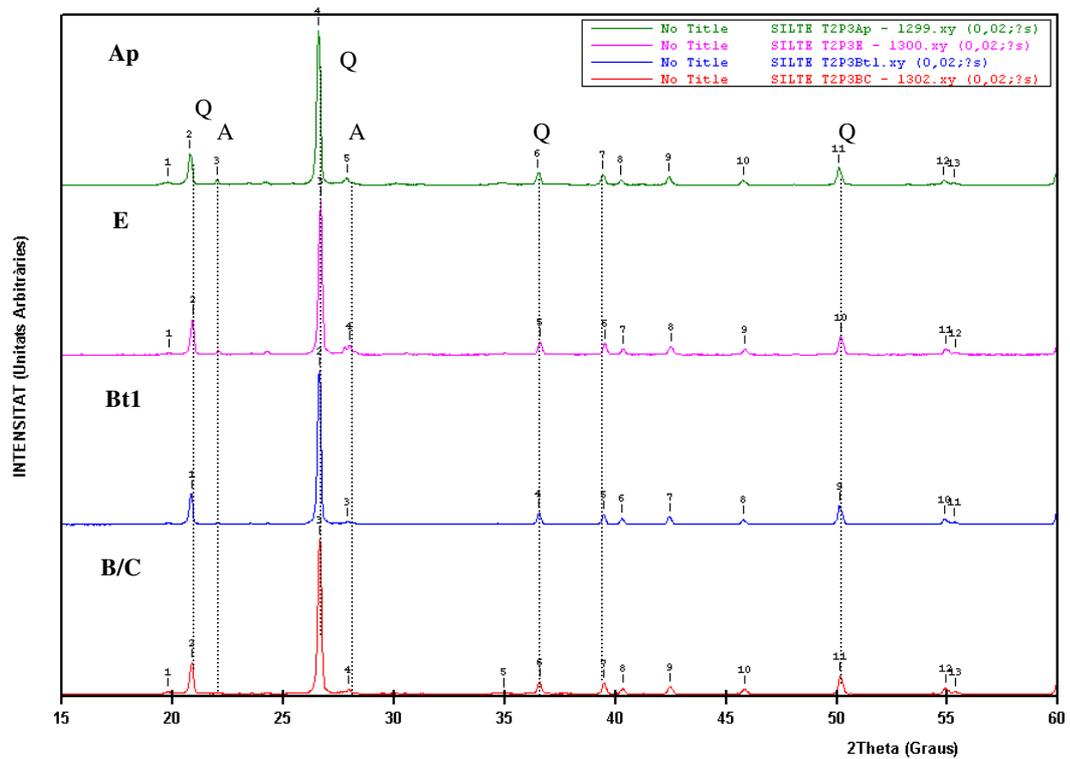


Figura 59. DRX da fração silte dos horizontes diagnósticos do T2P3. Q = quartzo; A=albita.

ANEXO 5 - Difractogramas de Raios-X (DRX) da fração argila dos perfis.

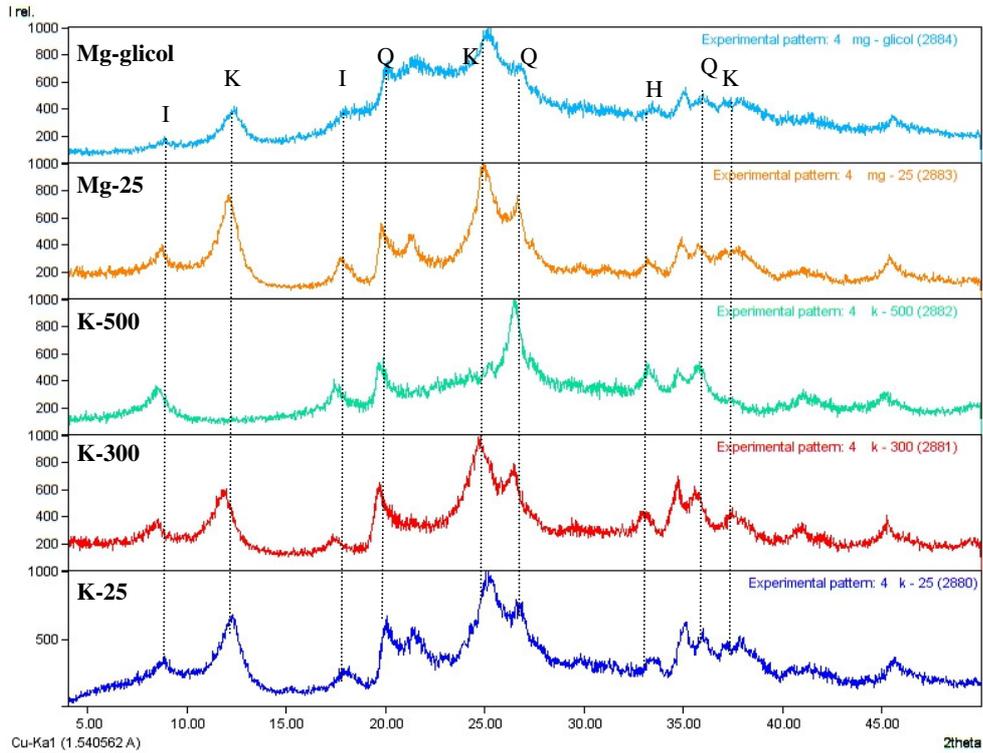


Figura 60. DRX da fração argila do horizonte Bt2 do T1P1. I= ilita; K=caulinita; Q=quartzo; H = hematita.

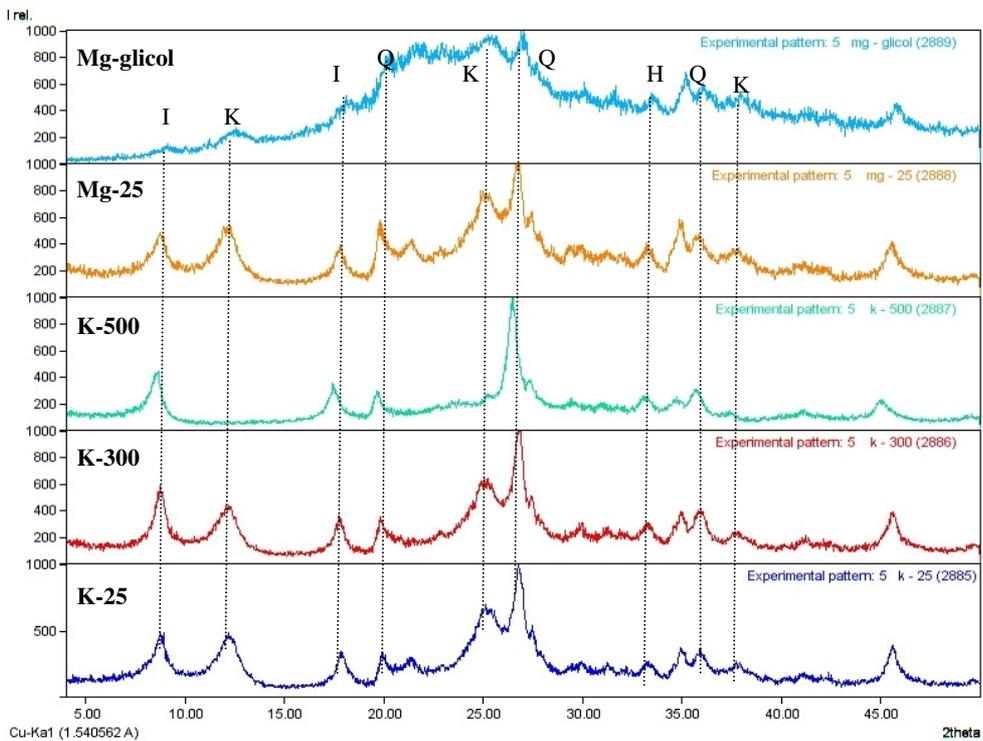


Figura 61. DRX da fração argila do horizonte Ap do T1P2. I=ilita; K=caulinita; Q=quartzo.

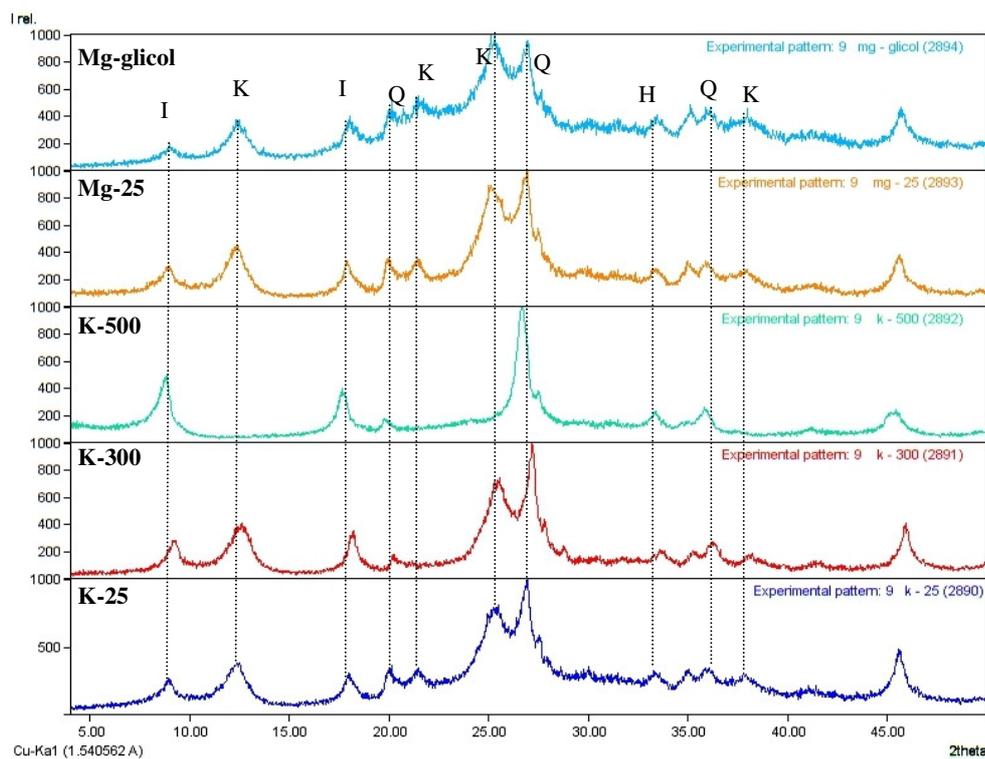


Figura 62. DRX da fração argila do horizonte Bt2 do T1P2. I=ilita; K=caulinita; Q=quartzo; H=hematita.

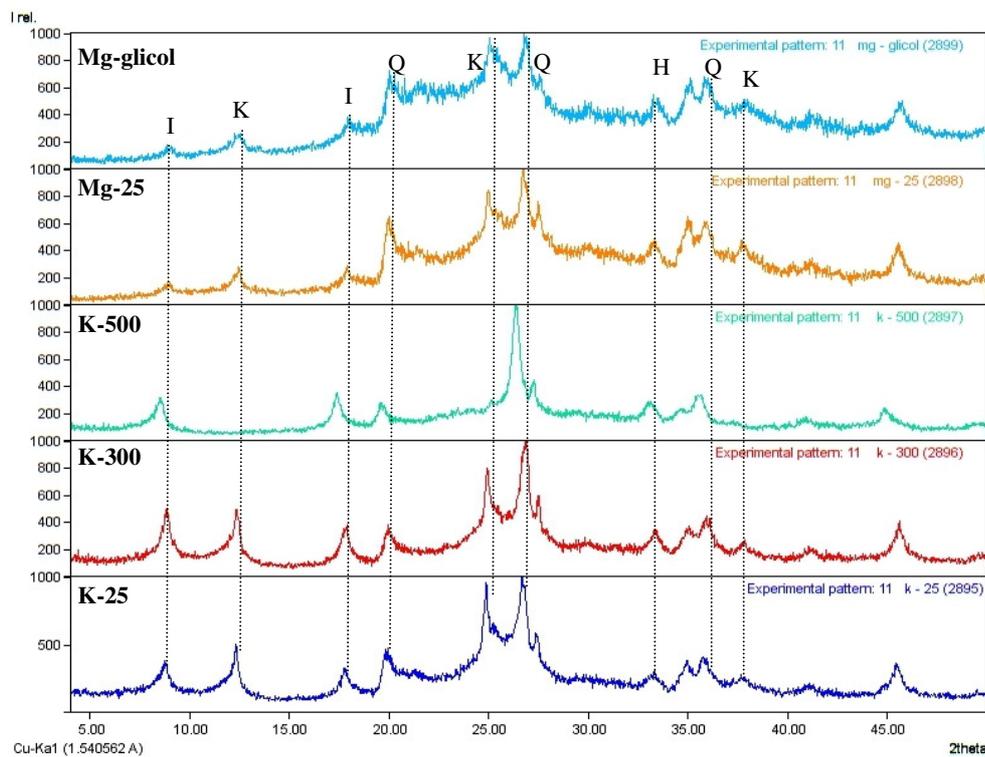


Figura 63. DRX da fração argila do horizonte A1 do T1P3. I=ilita; K=caulinita; Q=quartzo; H=hematita.

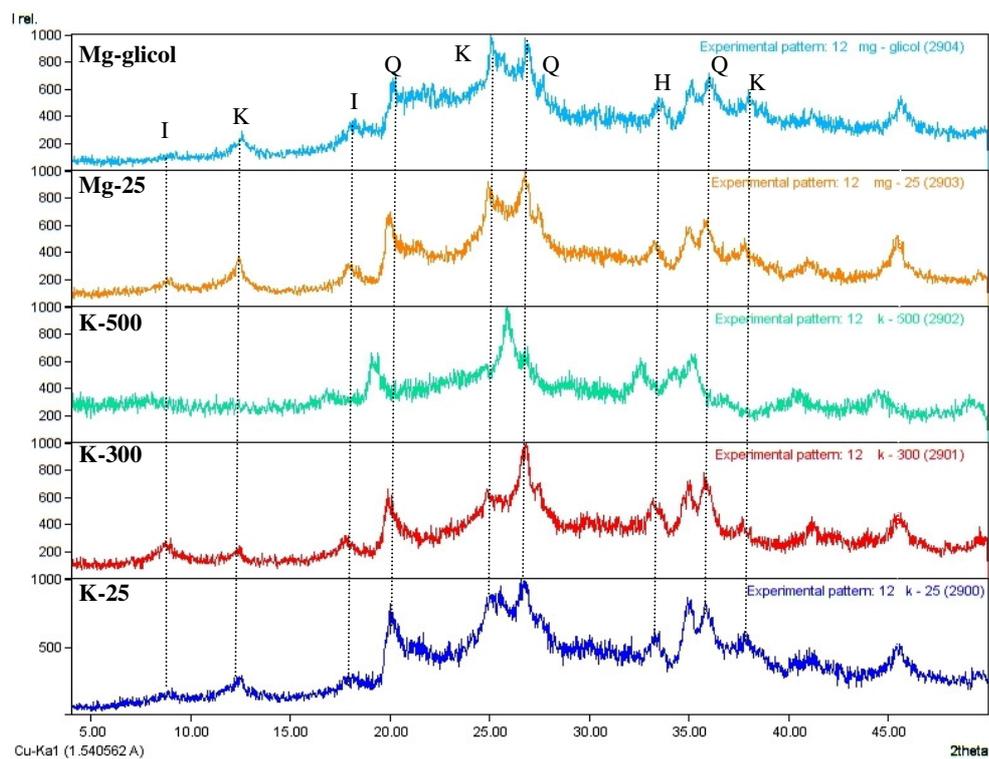


Figura 64. DRX da fração argila do horizonte A2 do T1P3. I=ilita; K=caulinita; Q=quartzo; H=hematita.

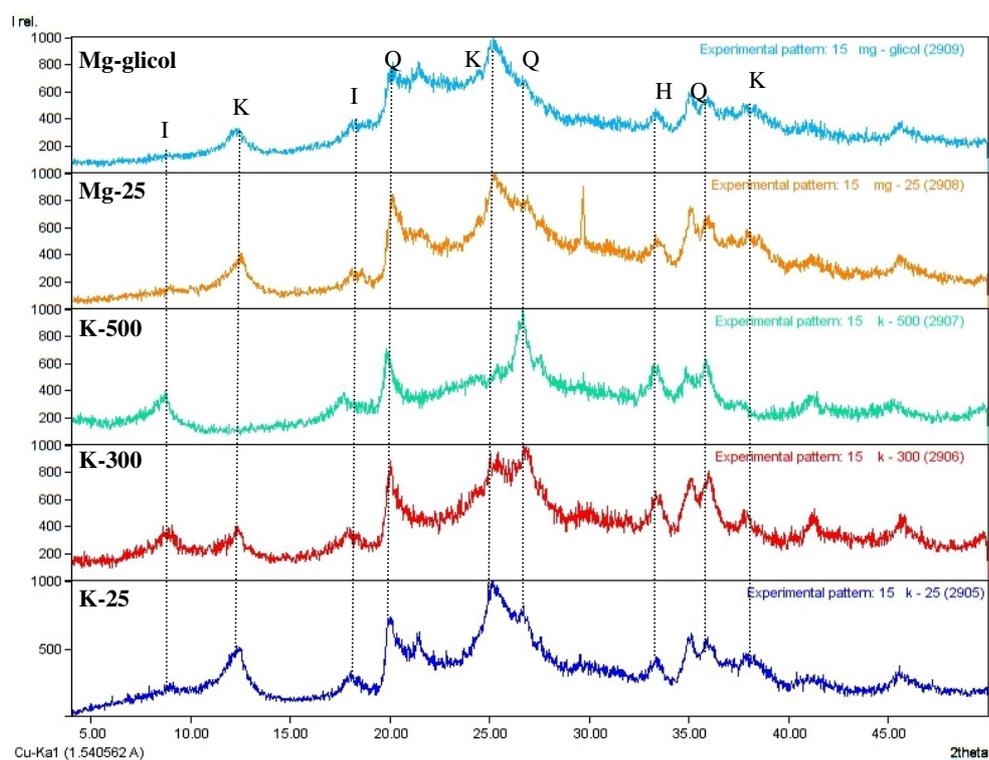


Figura 65. DRX da fração argila do horizonte Bi1 do T1P3. I=ilita; K=caulinita; Q=quartzo; H=hematita; Gt=goethita.

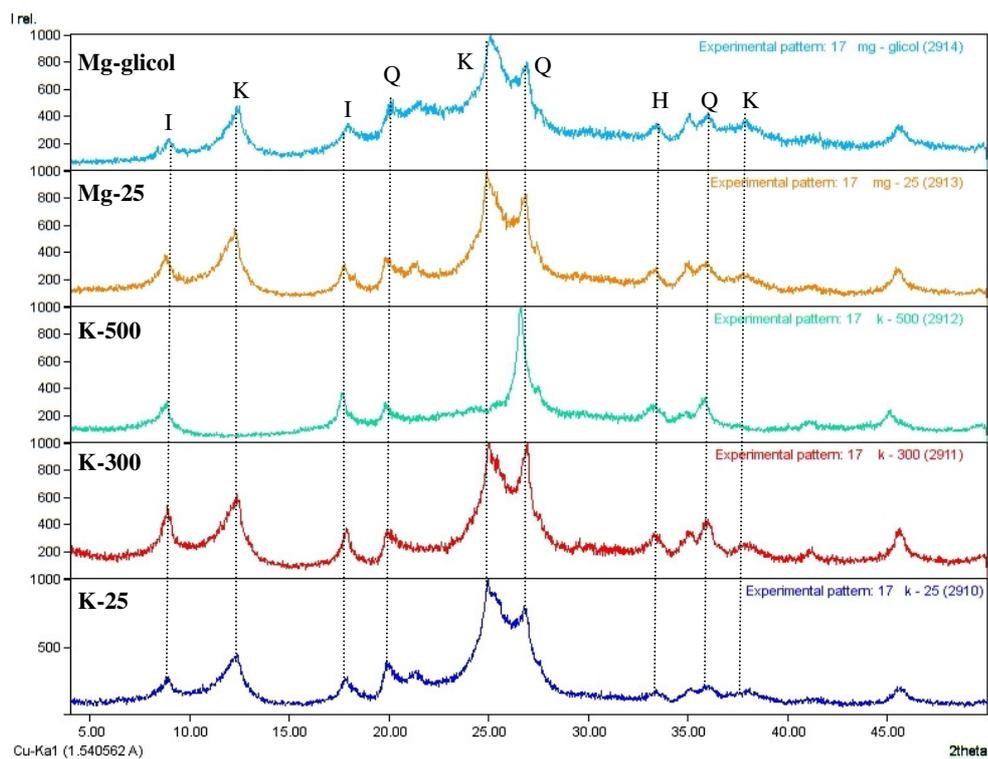


Figura 66. DRX da fração argila do horizonte B/C do T1P3. I=ilita; K=caulinita; Q=quartzo; H=hematita.

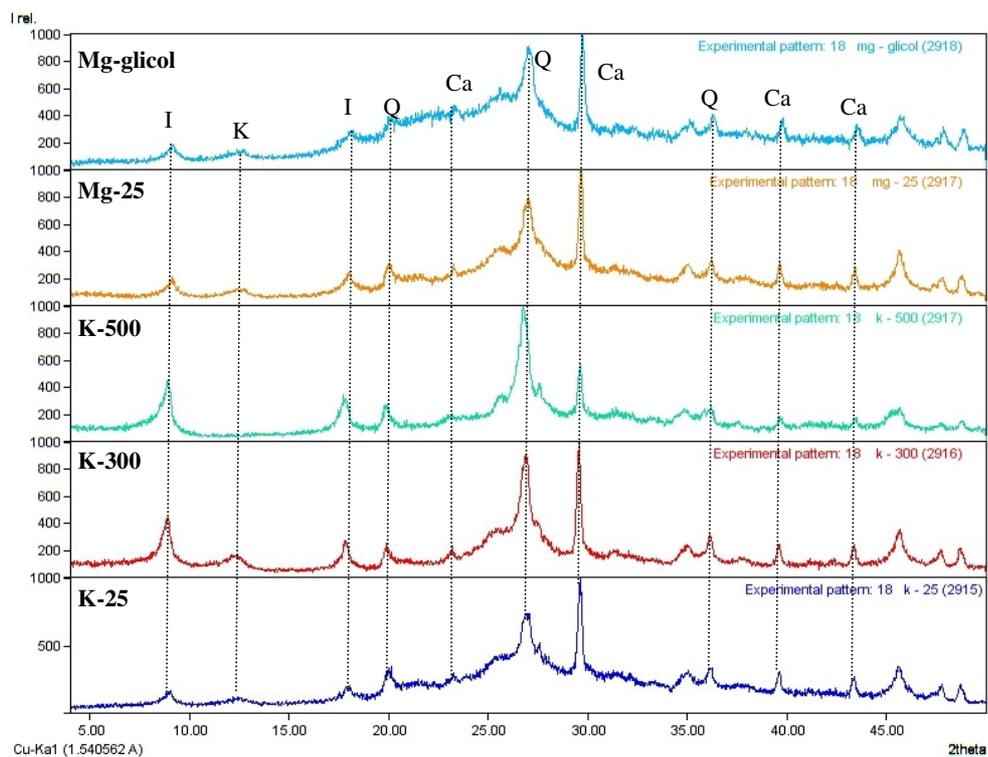


Figura 67. DRX da fração argila do horizonte Ak'1 do T2P1. I=ilita; K=caulinita; Q=quartzo; Ca=calcita.

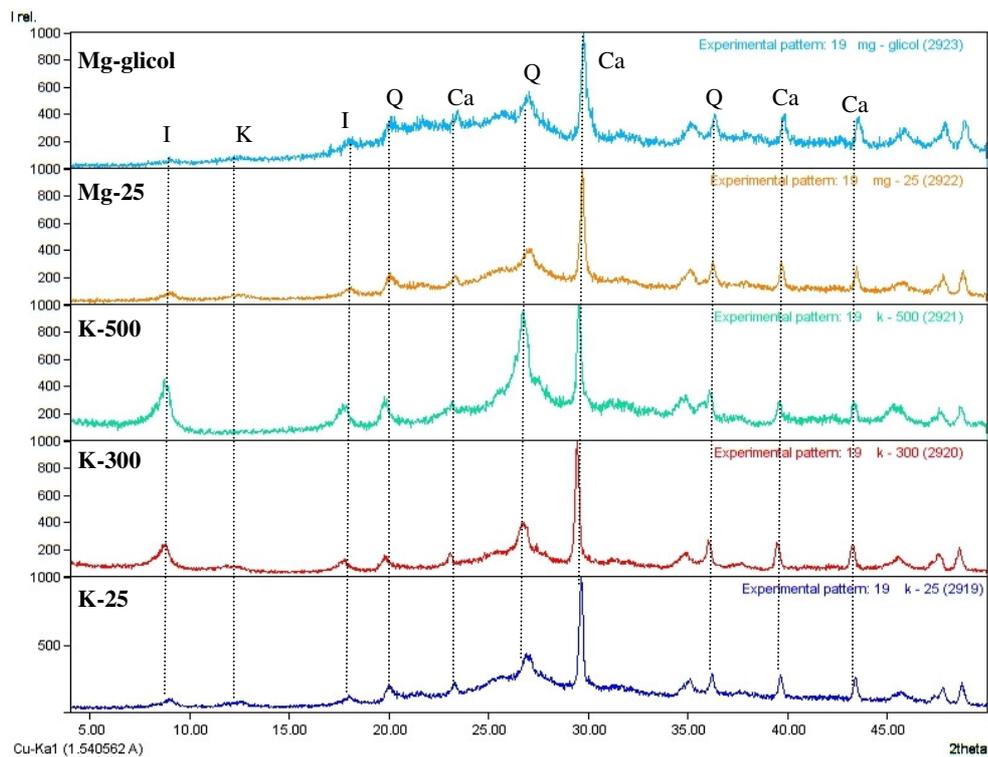


Figura 68. DRX da fração argila do horizonte Ak'2 do T2P1. I=ililita; Q=quartzo; Ca=calcita.

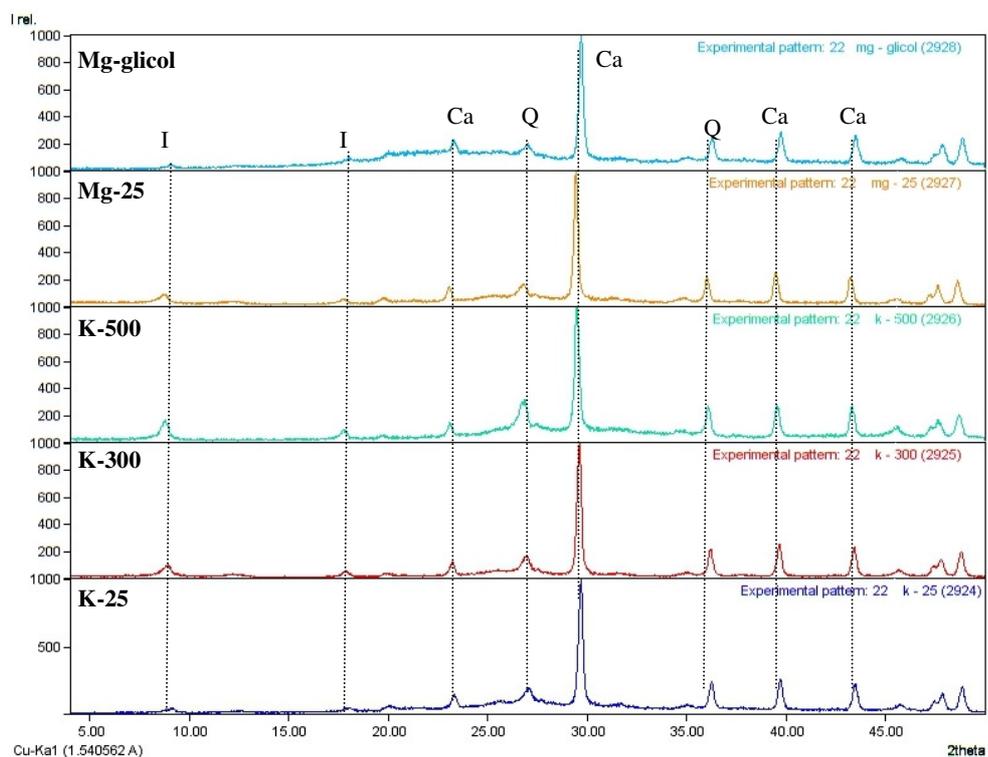


Figura 69. DRX da fração argila do horizonte Ck'2 do T2P1. I=ililita; Q=quartzo; Ca=calcita.

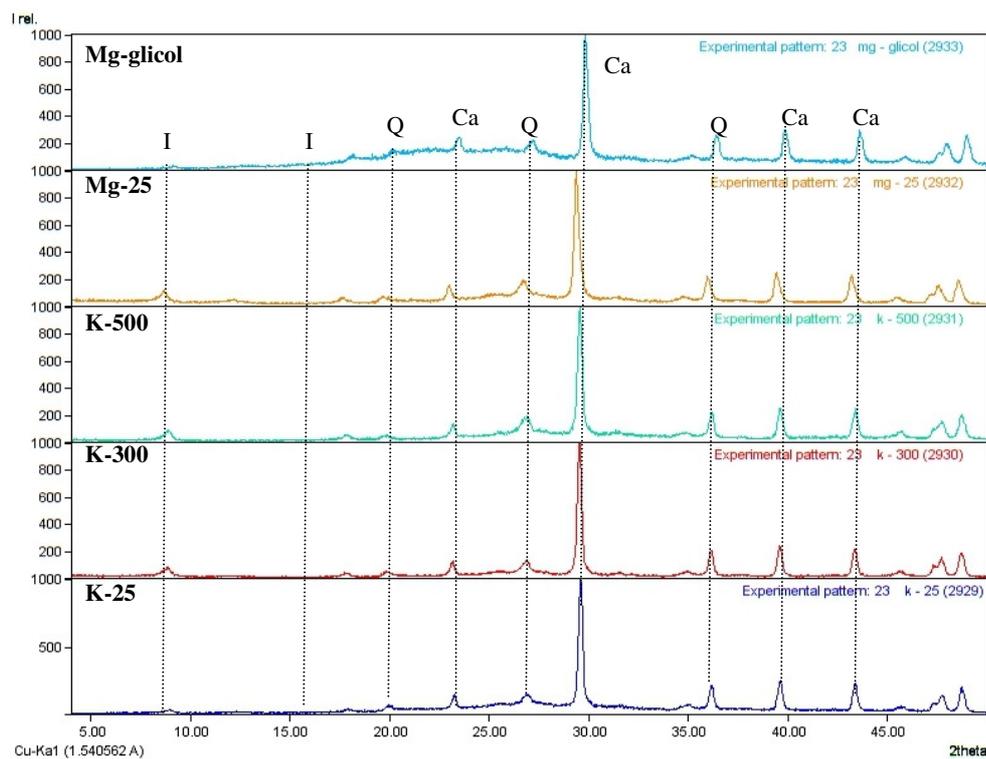


Figura 70. DRX da fração argila do horizonte Ck'3 do T2P1. I=ilita; Q=quartzo; Ca=calcita.

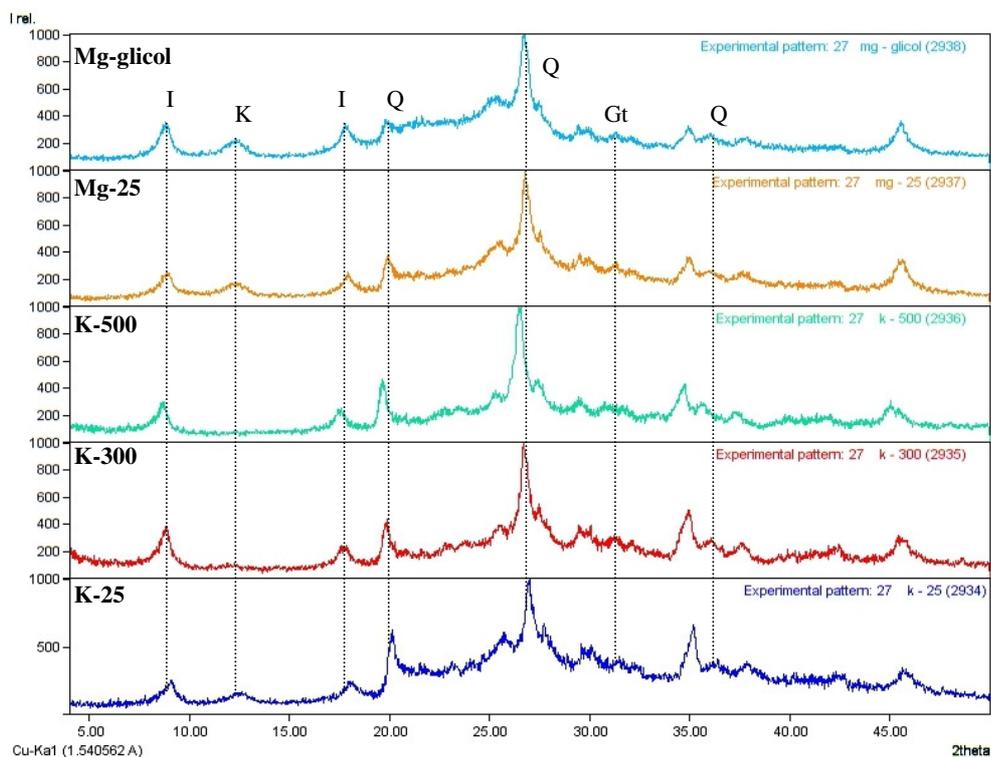


Figura 71. DRX da fração argila do horizonte Ap do T2P2. I=ilita; K=caulinita; Q=quartzo; Gt=goethita.

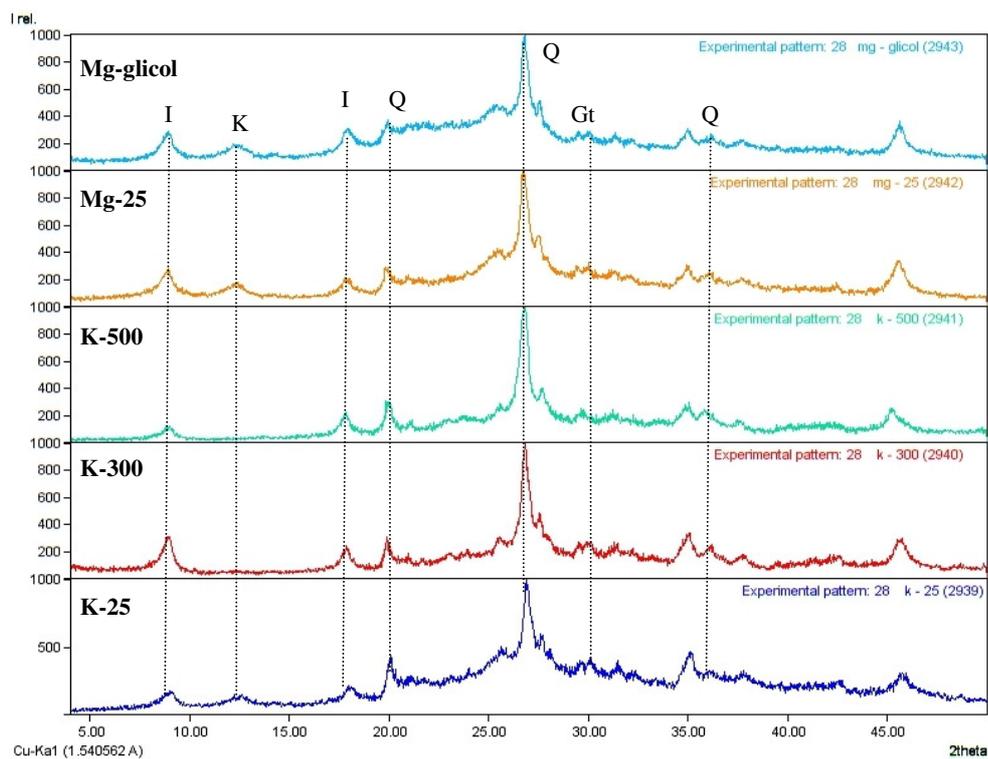


Figura 72. DRX da fração argila do horizonte E do T2P2. I=ilita; K=caulinita; Q=quartzo.

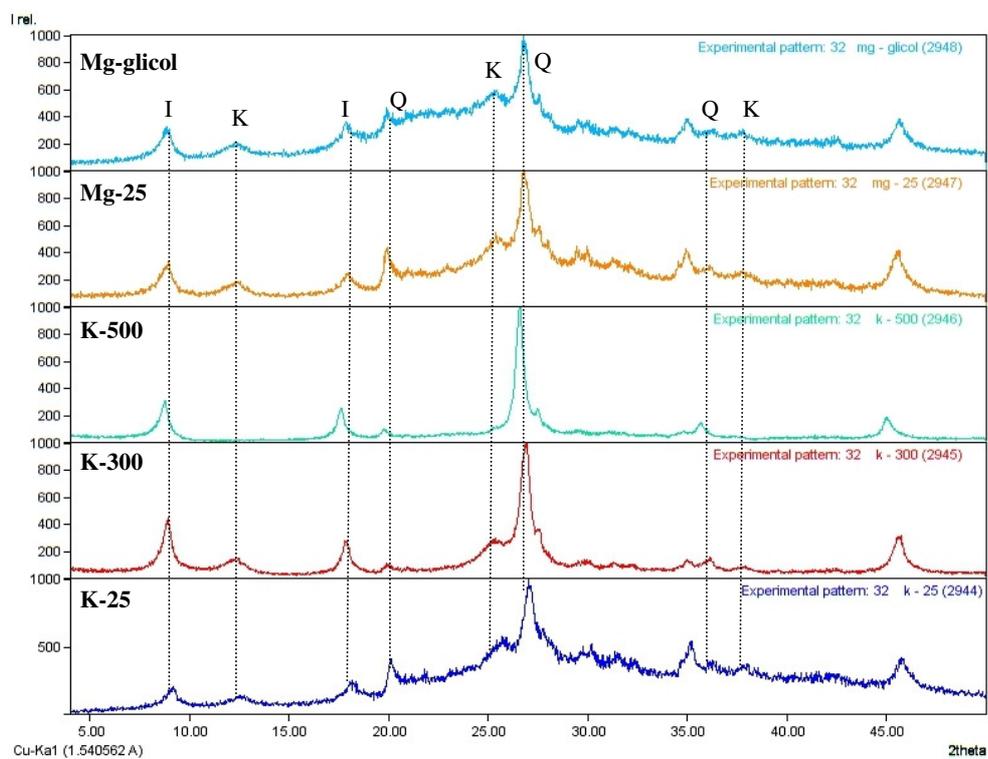


Figura 73. DRX da fração argila do horizonte Ap do T2P3. I=ilita; K=caulinita; Q=quartzo.

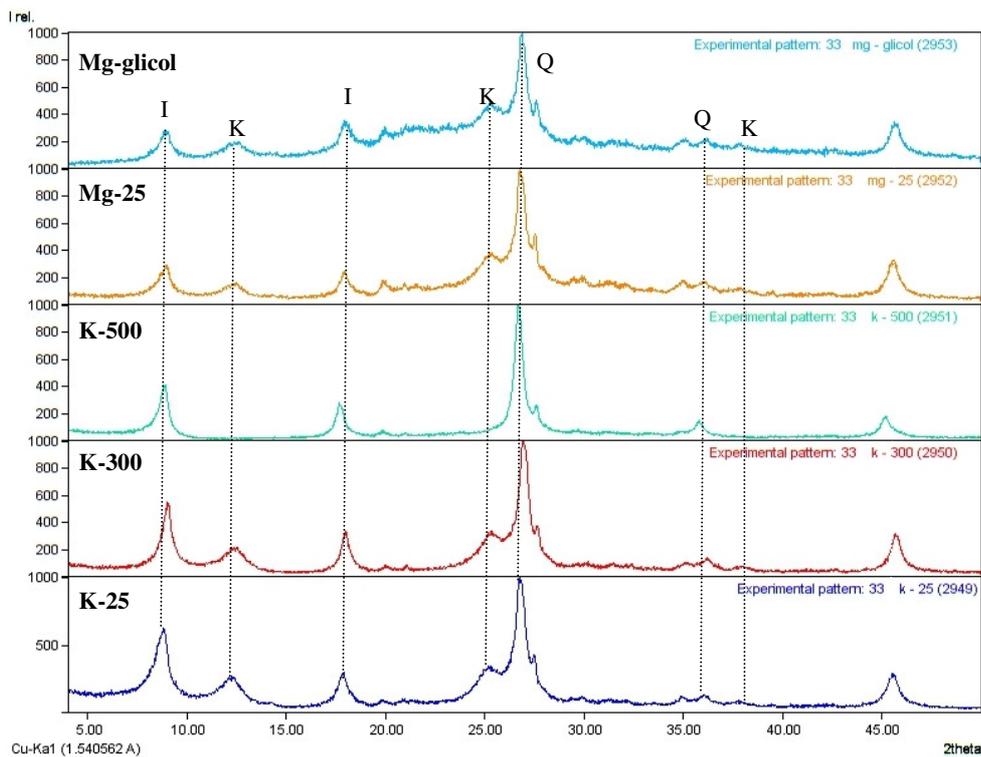


Figura 74. DRX da fração argila do horizonte E do T2P3. I=ilita; K=caulinita; Q=quartzo.

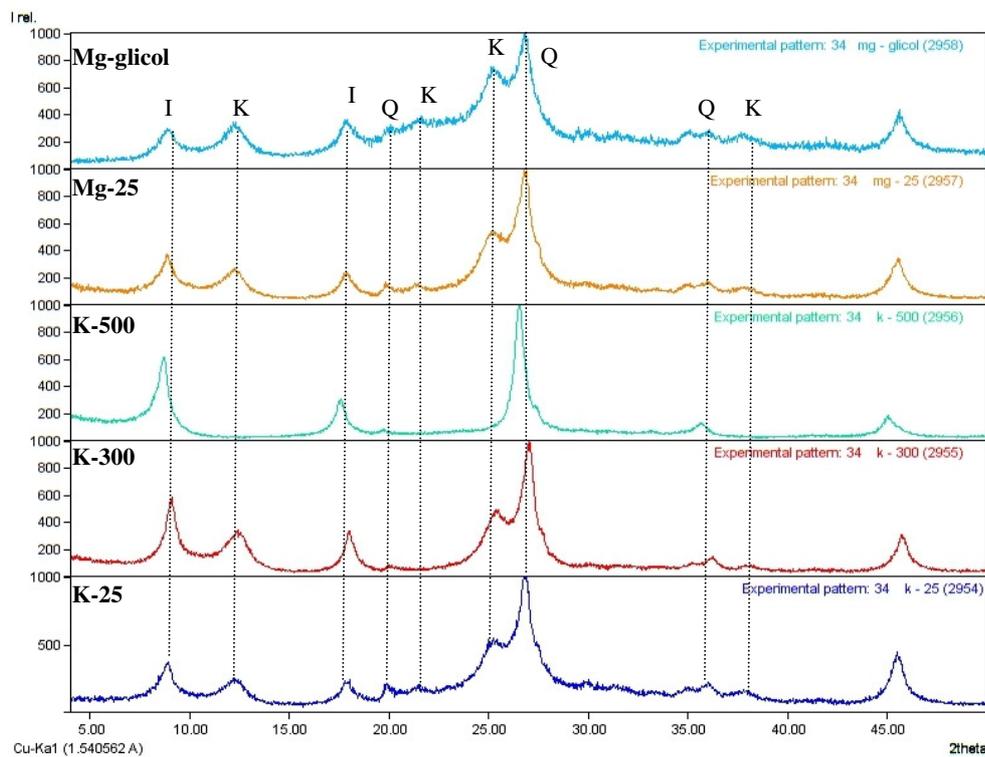


Figura 75. DRX da fração argila do horizonte Bt1 do T2P3. I=ilita; K=caulinita; Q=quartzo.

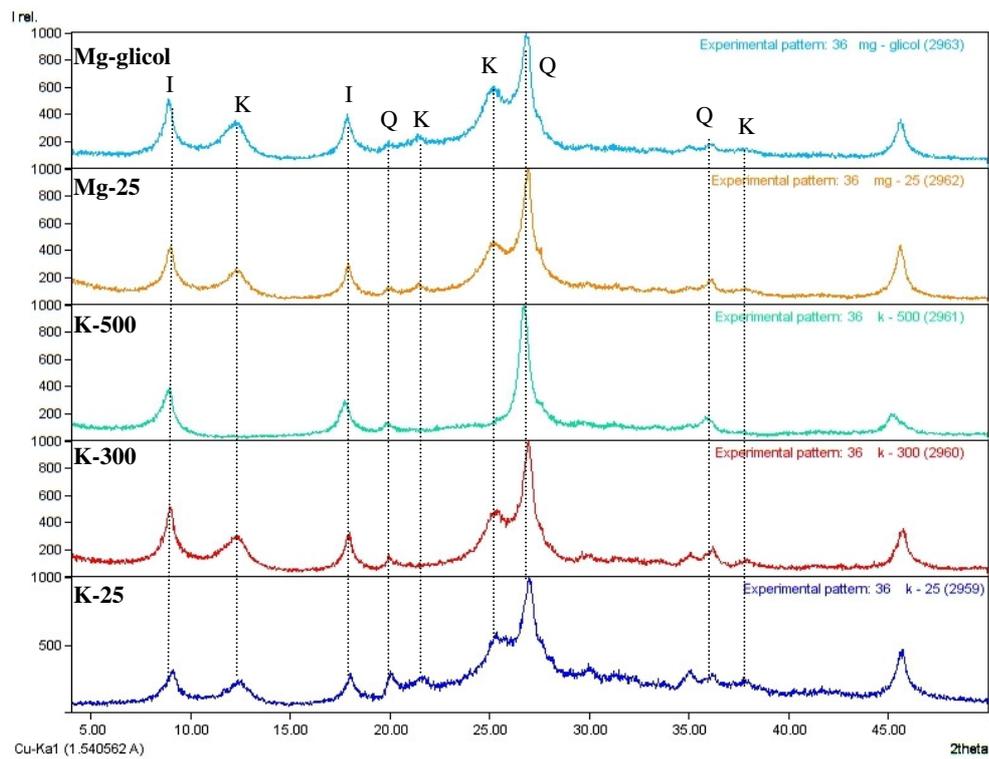


Figura 76. DRX da fração argila do horizonte B/C do T2P3. I=ilita; K=caulinita; Q=quartzo.

ANEXO 6 - Mapa geológico da Serra de Bodoquena (MS)

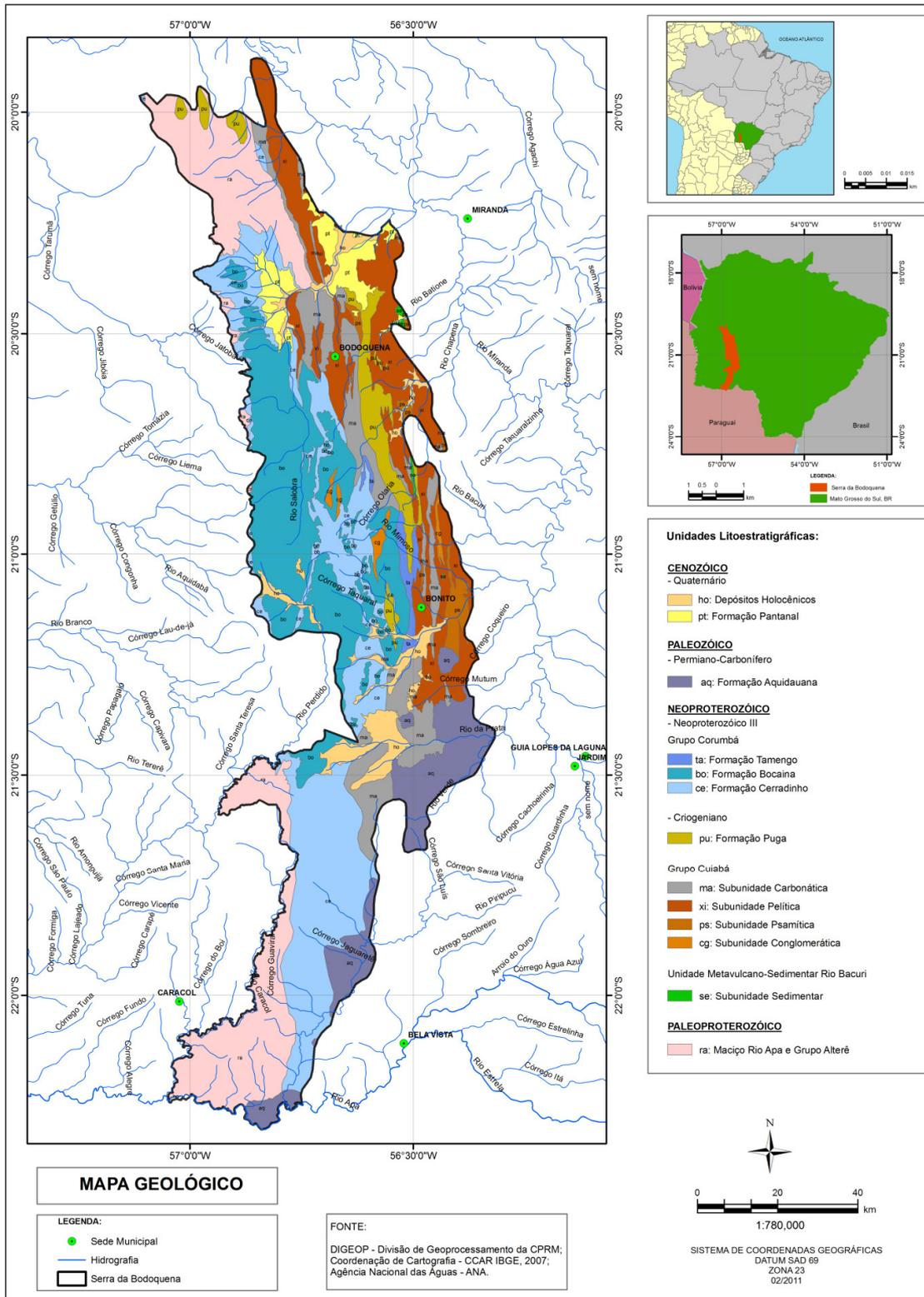


Figura 77. Mapa geológico da Serra da Bodoquena (MS). Adaptado de CPRM (2006).

ANEXO 7 - Metodologia para extração de fitólitos do solo

Preparação das amostras:

- Pesaram-se 4 g de TFSA em um béquer de 500 mL.

Eliminação dos carbonatos (Adaptado de MADELLA et al., 1998):

- Adicionaram-se 10 mL de HCl (5%) e levou-se a amostra ao banho-maria à temperatura de 80°C até o completo desaparecimento da efervescência;
- Finda a reação, esperou-se a amostra esfriar e transferiu-se a mesma para 1 tubo de centrífuga, usando-se álcool etílico P.A para a transferência de todo o material do béquer para o tubo;
- Calibraram-se os tubos de centrífuga, de modo que a diferença de peso entre os mesmos fosse inferior a 1g;
- Centrifugou-se a 1000 rpm durante 3 minutos, repetindo-se a operação por 3 vezes, com eliminação do sobrenadante entre uma vez e outra;
- Eliminou-se o sobrenadante.

Eliminação da matéria orgânica (Adaptado de MADELLA et al., 1998):

- Transferiu-se o material para béquer de 250-500 mL, usando-se para isso H₂O₂ (30%). Após a reação mais forte ter ocorrido, levou-se a amostra (coberta com vidro de relógio) ao banho-maria à temperatura de 75°C, onde a mesma permaneceu até que o volume fosse reduzido a uma proporção de 1:1;
- Transferiu-se o material para 1 tubo de centrífuga com o uso de acetado de sódio (NaOAc) 1N tamponado a pH 5;
- Centrifugou-se 1000 rpm por 3 minutos, repetindo-se a operação por 3 vezes, com eliminação do sobrenadante entre uma vez e outra.

Eliminação dos óxidos de ferro e alumínio (MEHRA & JACKSON, 1960):

- Adicionaram-se 20 mL de citrato de sódio 0,3 M e 5 mL de bicarbonato de sódio M e levou-se ao banho-maria à temperatura de 75°C-80°C;
- Após aquecimento por 5 minutos, adicionou-se 1g de ditionito de sódio, agitando-se ininterruptamente a mistura por 1 minuto. Após 5 minutos, agitou-se novamente a amostra com 1 bastão de vidro e nas amostras com maior teor de ferro adicionou-se mais 1g de ditionito de sódio, agitando-se novamente a mistura por 1 minuto, sem parar;
- Após 15 minutos, retirou-se a amostra do banho-maria e adicionaram-se 10 mL NaCl saturado e 10mL de acetona 75% até equilibrar o volume dos tubos de centrífuga;
- Centrifugou-se a 2100-2200 rpm durante 5 minutos, repetindo-se a operação por 2 vezes, com eliminação do sobrenadante entre uma vez e outra;
- Transferiu-se a amostra para um béquer pré-pesado e colocou-se o mesmo em estufa durante 1 noite a 105°C;
- Na manhã seguinte, retirou-se o béquer da estufa, deixando-o esfriar em dessecador e separou-se 2 alíquotas, sendo uma para a concentração e posterior identificação dos morfotipos e outra para a contagem total dos fitólitos na matriz do solo;
- Na alíquota reservada à contagem total dos fitólitos na matriz do solo, realizou-se a montagem de lâminas permanentes utilizando-se o bálsamo do Canadá.

Concentração e posterior identificação dos morfotipos (Adaptado de MADELLA et al., 1998):

- Adicionaram-se 10 mL de calgon para a dispersão das argilas;
- Transferiu-se o material para um tubo de centrífuga usando-se para tanto o calgon, após o que se realizou a centrifugação por 3 minutos a 1000 rpm;
- Repetiram-se os procedimentos até a eliminação completa das argilas, eliminando-se o sobrenadante entre uma centrifugação e outra;
- Após a completa eliminação das argilas, adicionaram-se 2 mL de politungstato de sódio ($\text{Na}_6(\text{H}_2\text{W}_{12}\text{O}_{40})\text{H}_2\text{O}$) com densidade de $2,3 \text{ Mg m}^{-3}$ e centrifugou-se por 5 minutos a 3000 rpm;
- Decorridos 15 minutos (tempo suficiente para a decantação do silte), coletou-se o sobrenadante com uma pipeta Pasteur e transferiu-se o mesmo para um tubo de centrífuga de 15 mL, tendo-se adicionado H_2O destilada para dobrar o volume e reduzir a densidade da solução;
- Centrifugou-se a 1500 rpm 3 vezes por 3 minutos para eliminação do politungstato da amostra (posteriormente recuperado);
- Transferiu-se, com álcool etílico P.A, a amostra para um vidro de 10 mL para secar na estufa a 105°C por 1 noite;
- Lâminas temporárias com cerca de 0,003g da fração silte recuperada de cada amostra foram montadas com óleo de imersão.